

Romanian Journal of
**TECTONICS AND REGIONAL
GEOLOGY**

continuation of

DĂRI DE SEAMĂ ALE ȘEDINTELOR INSTITUTULUI DE GEOLOGIE ȘI GEOFIZICĂ
COMPTES RENDUS DES SÉANCES DE L'INSTITUT DE GÉOLOGIE ET GÉOPHYSIQUE
(4. Stratigrafie)

Founded 1910 by the Geological Institute of Romania

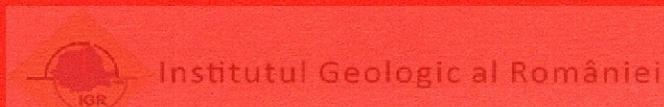
ISSN 1220-5664

Vol. 77

**DEFORMATION UND METAMORPHOSE DER
MESOZOISCHEN METASEDIMENTE AM WEST- UND
SÜDRAND DES AARMASSIVS
(LEUKERBAD-AUßERBERG)**



Institutul Geologic al României
București - 1998



GEOLOGICAL INSTITUTE OF ROMANIA

Director General Dr. G. Udubaşa Member of the Romanian Academy

The **Geological Institute of Romania** is now publishing the following periodicals:

Romanian Journal of Mineralogy	Romanian Journal of Tectonics and Regional Geology
Romanian Journal of Petrology	Romanian Journal of Geophysics
Romanian Journal of Mineral Deposits	Anuarul Institutului Geologic al României
Romanian Journal of Paleontology	Memoriile Institutului Geologic al României
Romanian Journal of Stratigraphy	

Romanian Journals supersede "Dări de Seamă ale Ședințelor" and "Studii Tehnice și Economice", whose apparition goes back to 1910. Besides regular volumes, each series may occasionally contain Supplements (for abstracts and excursion guides to congresses and symposia held in Romania) and Special Issues (for larger papers of special interest). "Anuarul Institutului Geologic al României" will appear in a new form, containing both the annual activity report and review papers.

Editorial Board: Gheorghe Udubaşa (chairman), Șerban Veliciu (vice-chairman), Tudor Berza, Marcel Mărunțiu, Grigore Pop, Gheorghe Popescu, Vlad Roșca, Anatol Rusu, Mircea Săndulescu

Managing Editor: Cecilia Vamvu

Executive Secretary: Georgeta Borlea

Editorial Office:
Geological Institute of Romania
Str. Caransebeș Nr. 1
RO - 79 678 București - 32
Tel. (+40) 1 224 20 91, 224 15 30
Fax (+40) 1 224 04 04
e-mail GEOL@IGR.RO

The editor has changed the name as follows: Institutul Geologic al României (1906-1952), Comitetul Geologic (1953-1966), Comitetul de Stat al Geologiei (1967-1969), Institutul Geologic (1970-1974), Institutul de Geologie și Geofizică (1975-1993), Institutul Geologic al României (since 1994).

ROMANIAN JOURNAL OF TECTONICS AND REGIONAL GEOLOGY supersedes "Dări de seamă ale Ședințelor", Series 5/Tectonică și Geologie Regională - the last volume with this title being No. 74.

Scientific Editor: Mircea Săndulescu

Advisory Board: Tudor Berza, Marcel Lupu

The manuscripts should be sent to the scientific editor and/or executive secretary. Correspondence concerning advertisements, announcements and subscriptions should be sent to the Managing Editor.

©GIR 1998

ISSN 1221-4663

Classification index for libraries 55(058)

*Printed by the Geological Institute of Romania
Bucharest*



Institutul Geologic al României

DEFORMATION UND METAMORPHOSE DER
MESOZOISCHEN METASEDIMENTE AM WEST- UND
SÜDRAND DES AARMASSIVS
(LEUKERBAD-AUßERBERG)

INAUGURALDISSERTATION

zur

Erlangung der Würde eines Doktors der Philosophie

vorgelegt der

Philosophisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät

der Universität Basel

von

Dan Morariu

aus Bukarest, Rumänien

Basel, 1985



Genehmigt von der Philosophisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der
Universität Basel

auf Antrag der

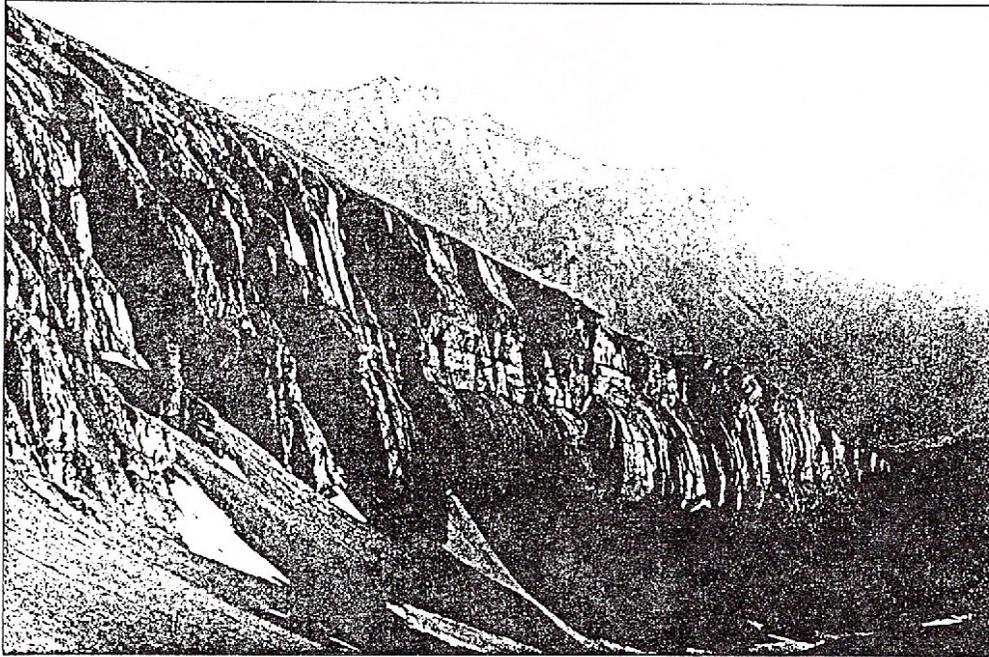
Herren Prof. Dr. M. Frey und Prof. Dr. R. Laubscher

Basel, den 22. Februar 1985

Prof. Dr. W. Arber

Dekan





“C'est ce que j'ai vu
Le témoin au juge”

BARRANDE, 1852



Meine im fernen Rumänien lebenden
Eltern haben mich in dieser Arbeit
begleitet - Ihnen widme ich diese
Dissertation



Vorwort

Es freut mich sehr, die vorliegende Doktorarbeit veröffentlichen zu lassen. Es ist möglich, da unsere Druckkosten verhältnismäßig niedrig sind (eigene Druckerei). Es ist jetzt möglich, da die Zeiten normal geworden sind und wir die ehemaligen Kollegen wiederaufnehmen dürfen. Darüber hinaus hat Herr Dr. Morariu seine geologische Tätigkeit in unserem Institut angefangen und die Probleme, die er in seiner Dissertation vorgelegt hat, sind schon in Rumänien ähnlicherweise angeschnitten worden. Es ist eine Art Kontinuität, ein Versuch, die geologischen Probleme über die Grenzen fliegen zu lassen, was wir heute gerne übernehmen.

Obwohl die Arbeit früh genug geschrieben und als Inauguraldissertation im Jahre 1985 vorgelegt wurde, haben wir uns entschieden, sie zu publizieren. Diese Entscheidung wurde deshalb getroffen, weil die Arbeit als solche interessant zu sein scheint. Noch dazu, der oben genannten Kontinuität wegen. Darüber hinaus ist Herr Dr. Morariu unser Freund geblieben.

Prof. Dr. G. Udubaşa
Mitglied der rumänischen Akademie
Instituts- und Verlagsdirektor



INHALTSVERZEICHNIS

Zusammenfassung	7
1. Einleitung	8
1.1. Geographischer Überblick	8
1.2. Geologischer Überblick	8
1.3. Geologische Ausgangssituation	9
1.4. Metamorphose	9
2. Lithostratigraphie	10
2.1. Die Dalatal-Bratsch Zone	11
2.2. Die Bratsch-Außerberg Zone	14
3. Mineralogie - mikroskopische, röntgenographische und chemische Untersuchungen	16
3.1. Methoden	16
3.2. Quarz	17
3.3. Gips	17
3.4. Karbonate	17
3.4.1. Calcit, Mg- und Fe-Calcit	18
3.4.2. Dolomit	21
3.4.3. Fe-Ankerit	21
3.4.4. Ankerit	22
3.5. Feldspäte	23
3.6. Pyrophyllit	23
3.7. Chloritoid	24
3.8. Glimmer	31
3.8.1. Muskovit	31
3.8.2. Paragonit/Muskovit	52
3.9. Biotit-Phlogopit	53
3.10. Chlorite	64
3.11. Stilpnomelan	77
3.12. Graphit	82
3.13. Akzessorien	83
4. Petrographische Beschreibung der mit der Sonde untersuchten Proben	83



5. Petrographie und mikroskopisches Gefüge	89
5.1. Sandsteine (Metasandsteine)	90
5.1.1. Quarz-Sandsteine	90
5.1.2. Lithische Sandsteine	95
5.2. Siltite (Metasiltite)	99
5.3. Karbonatische Gesteine	103
5.3.1. Mikrite	103
5.3.2. Sparite	104
5.3.3. Calci-Oosparite	107
5.4. Fe-reiche Chl-Oolite	110
5.5. Phyllite	112
5.6. Deformation-Kristallisation-Rekristallisation	124
6. Physikalische Bedingungen der Metamorphose (D₂-Phase)	124
6.1. Temperatur-Abschätzungen	127
6.1.1. Calcit-Dolomit-Geothermometrie	127
6.1.2. Stabilitätsfelder der D ₂ -Neoblasten	129
6.2. Abschätzung des Gesamtdruckes	131
7. Mesoskopische und regionale Struktur - Geologische Analyse	132
7.1. Bemerkungen zur Nomenklatur	133
7.2. Die regionalen tektonischen Einheiten	134
7.3. Mesoskopische Strukturen	141
7.3.1. S ₀ -Stereogramme	143
7.3.2. S ₂ -Stereogramme	146
7.3.3. B ₂ -B ₃ -BS ₄ -Stereogramme	149
7.3.4. L _{S1} -L _{S2} -Stereogramme	152
7.3.5. K ₁ -K ₂ -Stereogramme	155
7.3.6. Die D ₁ -Deformation	156
7.3.7. Die D ₂ -Deformation	159
7.3.8. Die D ₃ -Deformation	174
7.3.9. Die D ₄ -Deformation	176
7.3.10. Die Kluft-Systeme K ₁ und K ₂	178
8. Liste der verwendeten Abkürzungen	179
9. Literaturverzeichnis	180



Abstract

The deformation and metamorphism of the Mesozoic metasediments of the south and west Aar Massives (Leukerbad-Außerberg, Switzerland)

Key words: Structural Geology. Switzerland. Aas Massive. Helvetic Nappes. Metasediments. Low-grade Metamorphism. Pressure solution. Structural transposition. Metamorphic differentiation. Foliation. Lineation.

The metasedimentary Mesozoic cover (together with the Eocene structurally associated section) has been divided into several tectonic units, tectonic wedges, attributed to the Helvetic Nappes. The metasediments which have already undergone a complicated paleotectonic evolution were affected by a multiphase Alpine deformation (D_1 - D_4). D_2 , which was probably an Upper Miocene event, represents the main deformation. During this deformation stage the F_2 folds, S_2 foliation (overprinting relations with S_0/S_1) and the L_{S_2} lineation were produced. The widespread parageneses (Mo-Chl-Qz-Carb-Graph, Mo-Chl-Ctd-Qz-Graph) in phyllites and (Cc-Dol-Chl-Mo-Graph) in carbonates indicate that the sedimentary cover was transformed under low-grade metamorphism conditions (greenschist "facies") but the compositional and textural equilibrium has been only partially developed. The calculated formation temperature of the D_2 neoblasts reached $350^\circ\text{C} \pm 30^\circ\text{C}$ (western area and $> 400^\circ\text{C}$ (eastern area); the pressure during the same event was about 3.5 Kb. The main metamorphic event was synchronous and genetically related to the D_2 Upper Miocene deformation. This deformation may already have begun in Lower Miocene time.

Rezumat

Deformarea și metamorfismul metasedimentelor mesozoice din vestul și sudul Masivului Aar (Leukerbad-Außerberg, Elveția)

Cuvinte cheie: Geologie structurală. Elveția. Masivul Aar. Pânze Helvetică. Metasedimente. Metamorfism de grad scăzut. Soluții sub presiune. Transpoziție structurală. Diferențiere metamorfică. Foliație. Lineație.

Cuvertura metasedimentară mezozoică (împreună cu terenurile Eocene asociate structural) interpretată anterior ca autohton/parautohton al soclului cristalin al Masivului Aar a fost separată în mai multe unități tectonice (solzi) atribuite Panzelor Helvetică care aflorăază în NV regiunii. Metasedimentele deja implicate într-o evoluție paleotectonică complexă au fost afectate de o deformare alpină polifazică (D_1 - D_4). D_2 , probabil de varstă Miocen superioară, reprezintă deformarea principală. În această etapă structurală au fost produse cutele F_2 , foliația S_2 care prezintă grade diferite de transpoziție peste S_0/S_1 și liniația de alungire L_{S_2} . Cele mai răspândite parageneze (Mu-Chl-Qz-Carb-Grafit, Mu-Chl-Ctd-Qz-Grafit în filite și Cc-Dol-Chl-Mu-Grafit) în rocile carbonatice) arată că rocile studiate au fost metamorfozate în condițiile "faciesului" șișturilor verzi ("zona cloritului"), echilibrul compozițional și textural s-a realizat însă numai parțial. Temperatura de formare a neoblastelor D_2 a fost estimată utilizând metoda geotermometrică calcit-dolomit. Rezultatele obținute indică temperaturi de formare de aproximativ $350^\circ\text{C} \pm 30^\circ\text{C}$ în partea vestică și probabil $> 400^\circ\text{C}$ în partea estică a regiunii. Presiunea atinsă în deformarea D_2 a fost estimată cu ajutorul parametrului " b_0 " al muscovitului, valorile obținute indicând presiuni de aproximativ 3.5 Kb. Relațiile dintre D_2 și geneza celor mai răspândite neoblaste (muscovit, clorit, cuarț, cloritoid, calcit, biotit, stilpnomelane) arată că metamorfismul principal este sincron și legat genetic de deformația D_2 (Miocen superior, eventual incipient dezvoltată deja în timpul Miocenului inferior).



1. Einleitung

1.1. Geographischer Überblick

Das untersuchte Gebiet liegt am Südwestrand des Aar-Massivs und hat folgende Grenzen: Im Norden die Verbindung zwischen Torrenthorn und Restipass, im Osten der Kontakt zum Kristallinsockel, im Süden und Westen das Rhone- bzw. Dalatal (Blätter Gemmi 1267, Siere 1287, Raron 1288 der Landeskarte der Schweiz, Maßstab 1:25.000).

Insgesamt wurde eine Fläche von 55 km² kartiert: 37 km² (zwischen Dalatal und den Dörfern Erschmatt-Bratsch) im Maßstab 1:10.000 und 18 km² (zwischen Erschmatt-Bratsch und Außerberg) im Maßstab 1:25.000.

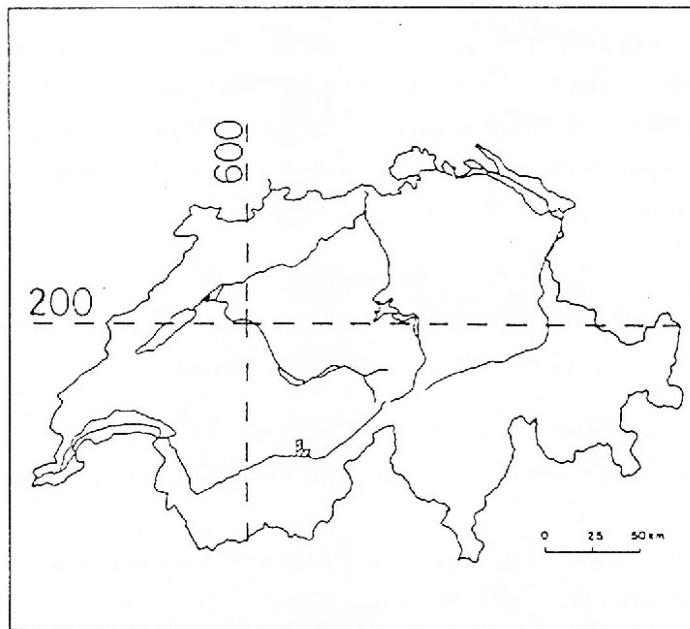


Abb. 1 – Lage des Arbeitsgebietes

1.2. Geologischer Überblick

Die Untersuchungen beziehen sich ausschließlich auf die Metasedimente der mesozoischen Bedeckung des Kristallins des Aar-Massivs.

Im Gebiet wurden mehrere tektonische Einheiten unterschieden: Parautochthon, Dol-denhorn-Decke sowie die Schuppen St. Barbara-Bratsch und Leuk-Raron.

Die alpine Orogenese hat die regionale Tektonik und den Stil der Strukturen der Region bestimmt. Die Entstehung der verschiedenen Falten, Foliationen und Lineationen wurde von metamorphen Prozessen in der niedriggradigen Grünschieferfazies begleitet. Die mit Calcit und/oder Quarz gefüllten Kluftsysteme entstanden aufgrund von Spröd-Deformationsmechanismen.

1.3. Geologische Ausgangssituation

Die Lithostratigraphie und Tektonik des Gebietes ist von LUGEON (1910, 1914, 1918) detailliert beschrieben worden. SCHENKER (1946) beschreibt das Gebiet zwischen Baltschiederthal und Lonza und bestätigt die von LUGEON (1914) vorgeschlagene lithostratigraphische Unterteilung des Lias. BAER (1959) machte detaillierte lithostratigraphische Beschreibungen im westlichen Aar-Massiv und entwickelte ein paläogeographisches Model über die post-triasische Entwicklung des Gebietes. FURRER et al. (1956) und FURRER (1962) stellten das geologische Blatt 1:25.000 Gemmi zusammen. TAYLOR (1976) unterscheidet im Galm-Gebiet 6 Deformationsphasen D_{1b} - D_{6b} im Sockel und 3 Deformationsphasen D_{1c} - D_{3c} in der Metasedimentbedeckung. Die Hauptdeformationsphase ist D_{4b}/D_{1c} . Eine allgemeine tektonische und strukturelle Analyse der helvetischen Decken veröffentlichten MASSON, HERB und STECK (1989). BUGNON (1981) hat in der Region Leukerbad ein neues tektonisches Muster erarbeitet. Die Bedeutung der Streckungslineationssysteme aus den Aar- und Gotthard-Massiven wird von Steck (1981) diskutiert. SCHLAEPPI (1982) unterscheidet in der Doldenhorn-Decke 3 Deformationsphasen.

Die Strukturen des Gebietes Visp-Gambel sind von DOLIVO (1982) beschrieben worden: die dominierende Deformation, die durch dextrale Scherbewegung entstand, wird als F_{2-11} -Phase bezeichnet.

STECK (1984) hat in der Traverse Aar-Simplon-Ossola 3 synmetamorphe Hauptdeformationsphasen beschrieben, wovon jede durch eine eigene Streckungsrichtung charakterisiert ist.

1.4. Metamorphose

FREY und WIELAND (1975) erwähnen neue Fundorte von Chloritoid in Aalenien- und Toarcienschiefern der Region Leukerbad-Leuk-Raron.

Das Gebiet um Leukerbad liegt nach der "Illitkristallinität" bereits in der Epizone (TAYLOR und FREY, unpubliziert; in FREY und WIELAND, 1975 zitiert). COOMBS et al. (1976) haben die Tavayannaz-Formation nordöstlich von Leuk untersucht; diese gehört der Pumpellyit-Aktinolith-Fazies an. TAYLOR (1976) schätzt die Metamorphosebedingungen im Gebiet Torrent-Galm auf 250-350⁰C, wahrscheinlich bis über 400⁰C und 2-4 kb. Die K-Ar-Alter von 1M_d+2M₁-Muskoviten der Doldenhorn-Decke ergeben nach FRANK und SETTLER (1979) Werte von 25-39 Mio. Jahren. 2M₁-Muskovite aus dem Außerberg-Brig-Profil (mittlere Grünschieferfazies) ergeben hingegen Alter von 8-13 Mio. Jahren. Nach denselben Autoren ist der Verlust von radiogenem ⁴⁰Ar auf Diffusionsprozesse zurückzuführen, die sowohl von der Temperatur als auch von Deformationen kontrolliert wurden. Höhepunkte



dieser Verluste konnten mit $9,0 \pm 1,3$ Mio. Jahren und $11,8 \pm 1,0$ Mio. Jahren datiert werden. Die Untersuchungen von FREY et al. (1980) haben ergeben, dass die Gellihorn-Decke in die Anchi-Zone, die Doldenhorn-Decke und das Autochton des Aar-Massivs in den Grenzbereich Anchi-Epizone fallen. SCHLAEPPI (1982) meint, dass im Gebiet zwischen Schwarzhorn-Schwarzmonch die Metamorphosebedingungen von NW nach SW, und zwar von $250\text{--}300^{\circ}\text{C}$ und 2-3 kb auf $250\text{--}350^{\circ}\text{C}$, eventuell bis 400°C und 3-4 kb ansteigen.

DOLIVO (1984) beschreibt die Beziehungen zwischen Kristallisation und Deformation der Metasediment-Bedeckung des südlichen Aar-Massivs.

2. Lithostratigraphie

Das untersuchte Gebiet liegt ausschließlich in der Metasediment-Bedeckung des Aar-Massivs. Die lithostratigraphischen Grenzen fallen mit wenigen Ausnahmen (COLLET, 1947) mit den biostratigraphischen zusammen.

Wir haben das Arbeitsgebiet aus folgenden Gründen in zwei Zonen (A. Dalatal-Bratsch, B. Bratsch-Außerberg) unterteilt:

- In B. ist die triassische Abfolge besser entwickelt;
- die Stufengrenzen des Lias sind in B. weniger deutlich oder überhaupt nicht ausgeprägt;
- laterale Faziesänderungen sind in B. häufiger und abrupter
- die Orientierung der regionalen Strukturen ist in B. weniger konstant
- A. und B. haben unterschiedliche Tektofazien.

In beiden Zonen ist der Kontakt zwischen Sockel und Bedeckung tektonischer Natur (Abb. 2). Dies ist aus folgenden Beobachtungen ersichtlich:

- Zone A
- die Trias beginnt erst mit Rauhwaacke;
 - der Kontakt Kristallin-Rauhwaacke ist sehr scharf und stark deformiert;
 - mancherorts liegt der stratigraphisch höhere Dolomit direkt auf dem Kristallin;
 - Die Mächtigkeit der Trias schwankt zwischen 2 und 40 m.

- Zone B
- Hier hat schon SCHENKER (1946) folgendes beobachtet:
 "... die Auflagerungsfläche der Sedimente auf dem aarmassivischen Untergrund einer Zone intensiver Verschuppung und Laminierung darstellt" (S. 33).
 - Verschuppungen von Kristallin mit Metasedimenten treten an verschiedenen Orten auf: in der Trias (Lauigrabu), im Aalenien (Luogelkin, Weg von Tatz nach Ladu), im Dogger (Aufstieg Hohtem nach Ladu) und im Malm (NW von Ladu).



All diese Beobachtungen zeigen eindeutig, dass der Kontakt Sockel/Kristallin tektonisch ist und dass der Metasedimentstapel zwischen Kristallin und Doldenhorn-Decke neuerdings als Parautochthon, und nicht mehr wie bis jetzt, als Autochthon zu bezeichnen ist.

2.1. Die Dalatal-Bratsch Zone

In dieser Zone wurden folgende tektonische Einheiten ausgeschieden:

I. SOCKEL-ALT-KRISTALLIN DES AAR-MASSIVS - amphibolitische Gneise und retrograde Amphibolite.

II. PARAUTOCHTHON - "Trias"- "Aalenien"

Die Begriffe "Trias", "Aalenien", etc. werden hier ausschließlich im lithostratigraphischen Sinne verwendet, als Gesteinsfolgen, welche den entsprechenden Zeitabschnitten zugeordnet wurden.

Die Trias ist hier nur spärlich erhalten. In der Zone Bratsch-Außerberg ist sie besser entwickelt.

Dort wurden folgende lithostratigraphische Schemata von SCHENKER (1946) und DOLIVO (1982) vorgeschlagen, die auch in dieser Arbeit übernommen wurden.

In der Dalatal-Bratsch Zone wurden nur folgende lithostratigraphischen Einheiten beobachtet:

Rauhacke (SCHENKER, 1946) - massig bis brekziöse Textur. calci-dolomikritische Matrix mit Intra- und Extraklasten (Größe bis 2,5 cm) vom Calcisparit, Calcimikrit, Dolosparit, Gips, Quarzit, Tonschiefer; Quarz und Glimmer sind sowohl als detritische Körner als auch als Bestandteile der Matrix vorzufinden. Der Übergang zwischen Rauhacke und dem darüberliegenden Oberdolomit (DOLIVO, 1982) besteht aus einer ca. 2 m mächtigen Zwischenlagerung von Rauhacke, Dolomit und Phylliten. Die Mächtigkeit der Rauhacke schwankt zwischen 2 und 40 m.

Der Oberdolomit (DOLIVO, 1982) - vorwiegend Dolomite mit Einschaltungen von Kalksteinen¹ (bis 3 m mächtig) und Tonschiefern (bis einige cm mächtig). Parallele Schichtung der Karbonatgesteine ist sichtbar durch mm-mächtige Laminae von Tonschiefer (im Abstand von 20 bis 50 cm). Im Dünnschliff kann man öfters eine Alternanz von mikritischen und klastischen Lagen (0,8-2,5 mm) in paralleler Wechsellagerung erkennen. Die Mächtigkeit des Oberdolomit, der zusammen mit der Rauhacke dem Keuper zugeordnet wird, schwankt zwischen 5 und 35 m. Der Kontakt zwischen Oberdolomit und dem Rhät?-Hettangien ist tektonisch; der untere Lias hat den Dolomit als Abscherfläche benützt.

¹Alle im bearbeiteten Gebiet auftretenden Kalksteine sind schwach metamorph überprägt. Um den Text nicht unnötigerweise zu komplizieren, werden wir trotzdem den Ausdruck Kalkstein benützen.



Der "Rhät" (FURRER, 1962) - hat folgende Schichtabfolge: Phyllite, Metasiltite, sandige Lamachellenkalke. Die Mächtigkeit der Abfolge variiert von 5 bis 12 m.

Der "Hettangien" (FURRER, 1962) - besteht aus 10 bis 15 m mächtigen Phylliten. FURRER (1962) fand in Mergelschiefern - aus dem Ferdenpass stammend - folgende Fossilien: *Chondrites* sp., *Arietites* sp., *Gryphea* sp., und ordnet diese Gesteine dem Hettangien, in Übereinstimmung mit BAER (1959), zu.

Der "Sinemurien" (LUGEON, 1914) - hat einen scharfen Kontakt gegenüber dem "Hettangien" und besteht vorwiegend aus Gryphäenkalkschiefern mit dm-mächtigen Einschaltungen von sandigen Kalken und mergeligen Kalken. Die Mächtigkeit dieser Schichtabfolge geht von 1.5 bis 10 m.

Für die moderne Stratigraphie sind die Begriffe Sinemurien und Lotharingien Synonyme. LUGEON (1914) und später mehrere Autoren, BAER (1959), FURRER (1962), haben diese Begriffe in einem stark überprägten lithostratigraphischen Sinn benützt. Wir haben diese Begriffe in diesem Sinn übernommen.

Der "Lotharingien" - Sandsteine (LUGEON, 1914) - haben ebenfalls einen scharfen Kontakt zur darunter liegenden Schicht und sind Quarz- bis Subquarzsandsteine mit Karbonatzement, die eine Parallelschichtung (cm- bis dm-Bereich) aufweisen, welche öfters in Kreuzschichtung übergeht. Im Handstück ist die Schichtung aufgrund von Korngrößenänderungen, millimeterbreiten Tonschieferbändchen und Änderungen der rostbraunen Gesteinsfarbe erkennbar ("Domerien" gleicht stark dem "Lotharingien", der jedoch nach BAER (1959) eine besser ausgebildete Schichtfläche, eine kleinere mittlere Korngröße und auf der Schicht-/Schieferungsfläche einen häufig auftretenden FeOH-Überzug besitzt). Die Mächtigkeit der "Lotharingien"-Sandsteine beträgt 60 bis 120 m. Der Kontakt "Lotharingien"- "Pliensbachien" ist graduell.

Der "Pliensbachien" (LUGEON, 1914) intraklastische Sparite, bioklastische und sandige Kalksteine mit diskontinuierlicher Schichtung im Abstand von cm bis dm, welche an folgenden Merkmalen ersichtlich ist: lithologische Alternanz, Boudins von hauptsächlich sandigen Kalksteinen, cm-mächtige Bänder mit aufgearbeiteten Trias-Komponenten (1 bis 15 cm) von Dolomiten und dolomitischen Kalksteinen. Gesamtmächtigkeit 80 bis 150 m. Der Kontakt mit dem "Domerien" ist scharf begrenzt.

Der "Domerien" (LUGEON, 1914) - Quarzsandsteine mit calcitischem und vereinzelt quarzitischem Zement. Im Aufschlussbereich sind sie vorwiegend massig, im Handstück ist eine schwach ausgebildete Parallelschichtung (vor allem Schrägschichtung, in diesem Fall deutlicher ausgeprägt) erkennbar. Die Gesamtmächtigkeit beträgt 30 bis 60 m, der Kontakt zum "Toarcien" ist graduell.



Der "Toarcien" - wurde von LUGEON (1914) von unten nach oben in einen kalkigen und einen schiefrigen Anteil unterteilt. Der kalkige Anteil besteht aus plattigen, grobkörnigen und im cm- bis dm-Bereich geschichteten Echinodermenbrekzien. Die Parallelschichtung wird durch Variationen in der Korngröße, Farbe und durch Tonschieferhäutchen gebildet.

Im schiefrigen Anteil nimmt der Tongehalt zu und die Schichtung tritt zugunsten einer penetrativen Schieferung zurück, wodurch diese Gesteine große Ähnlichkeit mit den Aalenien-schiefern aufweisen. Gesamtmächtigkeit 30 bis 70 m.

Der "Aalenien" (LUGEON, 1914) - Abfolge von Phylliten. Die ursprüngliche Schichtung ist sehr schlecht erhalten; hie und da findet man in Scheiteln reliktscher Mesofalten cm-mächtige sandige und biodetritische Bänder als Anzeichen einer ehemaligen Schichtung. Lin-senförmige Calcit- und Quarzausscheidungen sind häufig. Gesamtmächtigkeit 30 bis 150 m.

III. DIE DOLDENHORN-DECKE (BAJOCIEN-OBERER MALM)

Die Doldenhorn-Decke ist auf Phyllite des Aalenien überschoben.

Der "Bajocien" (FURRER, 1962) - umfasst Echinodermenbrekzien und sandige Kalke mit Aalenien-schiefer- und Triasdolomit-Komponenten. Letztere haben eine parallele Schichtung (3 bis 10 cm), die oft eine Gradierung aufweist. Die Gesamtmächtigkeit beträgt 10 bis 30 m. Der Übergang zum "Bathonien" ist allmählich und findet in einer 0,5 bis 1,5 breiten Zone statt, in welcher die Bajocien-Gesteine mit Bathonien-Phylliten wechsellagern.

Der "Bathonien" (FURRER, 1962) - besteht aus Phylliten mit cm- bis dm-mächtigen Einschaltungen von Quarzsandsteinen mit Karbonatzement und Spatkalken. Die Mächtigkeit umfasst 15 bis 30 m. Der Kontakt zum Kallovien ist scharf.

Der "Callovien" (FURRER, 1962) - ist 0,2 bis 0,5 m mächtig, besteht aus Eisenoolithkalken. Das Callovien stellt einen guten Leithorizont für die Grenze Dogger-Malm dar.

Der "Oxfordien" (FURRER, 1962) - umfasst Phyllite und kalkige Phyllite, die cm-mächtige Einschaltungen von mergeligen Kalken aufweisen. Diese Abfolge geht allmählich in Kalkschiefer über, wo mm-dünne Phyllitbändchen vorhanden sind. Die Mächtigkeit beträgt 30 bis 50 m. Der Übergang zum mittleren-oberen Malm ist graduell.

"Mittlerer-oberer Malm" - weist im unteren Teil monotone, graue, feingeschichtete (cm-Bereich) Kalke auf, die manchmal lateral in schwarze Sparite übergehen, welche bis 1 m große Kalkbrekzien und cm-große Sandsteinlinsen enthalten können. Im obersten unteren Teil, welcher dem Kimmeridgian entsprechen könnte und 60 bis 80 m mächtig ist, tritt ein Dolomithorizont (10 bis 20 m mächtig) auf, der möglicherweise den Anfang des Tithons darstellt. Darüber folgen 30 bis 50 m mächtige helle, feingeschichtete Kalke mit seltenen



Einschaltungen von sandigen und mergeligen Kalken.

IV. DIE ST. BARBARA-BRATSCH-SCHUPPE (NEOCOMIEN, EOZÄN)

Diese Einheit liegt tektonisch auf der Doldenhorn-Decke und besitzt nur zwei lithostratigraphische Einheiten.

Der "Neocomien" - besteht aus einer Abfolge von cm-grossen, grauschwarzen Kalken, die schnell von mm-großen Phylliten abgelöst werden. Die Mächtigkeit beträgt 20 bis 30 m.

Der "Eozän" (Taveyamaz-"Sandstein") - beginnt mit lithischen Sandsteinen und Mikrokonglomeraten, die vulkanoklastische Elemente enthalten. Sie werden von grünen Grauwacken mit mm-mächtigen phyllitischen Zwischenlagen schnell abgelöst. Die Gesamtmächtigkeit beträgt 30 bis 50 m.

V. DIE LEUK-RARON-SCHUPPE ("MITTLERER-OBERER MALM")

Diese tektonische Einheit ist auf die St. Barbara-Bratsch-Schuppe überschoben worden. Lithologisch handelt es sich um eine kalkige Schichtabfolge, die in 1 bis 5 cm-mächtige Platten aufgetrennt ist. Sie enthält stellenweise mm-dicke, sandige Zwischenlagen und cm-dicke schwarze, blättrige Kalkmergel. Die Mächtigkeit beträgt 40 bis 80 m.

2.2. Die Bratsch-Außerberg Zone

Folgende tektonische Einheiten wurden ausgeschieden:

I. SOCKEL-ALTKRISTALLIN DES AAR-MASSIVS mit Gneisen, amphibolitischen Gneisen, Amphiboliten, die in der Umgebung von Erbschmatt von Granitoiden intrudiert werden.

II. PARAUTOCHTHON ("TRIAS" BIS "MITTLERER-OBERER MALM")

Der Kontakt Sockel-Parautochthon ist tektonischer Natur. Eine vollständige Triasabfolge ist nicht vorzufinden. Eine aus verschiedenen Aufschlüssen zusammengesetzte Triasstratigraphie ergibt von unten nach oben:

- Quarz-Sandsteine und Arkosen mit sub-cm Schichtung und Kreuzschichtung. Mächtigkeit 0,5 bis 2 m.

- Dolomite, die stellenweise sandige oder pelitische Laminae enthalten. Zusätzlich findet man intraformationelle Brekzien und kalkige Dolomite im dm-Bereich. Mächtigkeit 20 bis 50 m.

- Rauhacken mit karbonatischer Matrix und eckige Komponente von kristallinen Schiefern, Quarziten, Dolomiten, Kalken, Phylliten und Gips im cm- bis dm-Bereich. Mächtigkeit 3 bis 10 m.

- schwarze blättrige Phyllite. Mächtigkeit 1,5 bis 4 m.

- Dolomite, teilweise sandig. Mächtigkeit 0,3 bis 0,7 m.



SCHENKER (1946) hat zwei Lias-Serien unterschieden:

- die nördliche Lias-Serie, gut entwickelt beim Blaugraben;
- die südliche Lias-Serie, die zwischen St. German und Bietschtal besonders gut aufgeschlossen ist.

In der Folge wird nur auf die südliche Lias-Serie Bezug genommen, in der der Autor selbst gearbeitet hat.

Der "Hettangien" (SCHENKER, 1946) – scharfer Kontakt zu den oberen Dolomiten der Trias. Der "Hettangien" besteht aus grauen bis schwarzen Phylliten, die faziell den Aalenischiefern sehr ähnlich sind. Typisch im Vergleich zu den Aalenischiefern ist die größere Kompaktheit und die Ausbildung von schwarzen Kalken und mergeligen Kalksteinen im cm-Bereich (der Aalenien enthält sandige Zwischenlagen). Die Mächtigkeit beträgt insgesamt 15 bis 50 m.

Der "Sinemurien" (SCHENKER, 1946) – besteht aus Kalkschiefern und sandigen Kalken, die mergelige Kalke mit Bioklasten als Zwischenlagen enthalten. Die Schichtung liegt zwischen 0,5 bis 1,5 cm und die Mächtigkeit der oben beschriebenen Abfolge beträgt 2 bis 100 m.

Der "Lotharingien" (SCHENKER, 1946) – grenzt mit scharfem Kontakt an den Sinemurien". Es besteht aus feinen rotgelblichen Quarzsandsteinen mit karbonatischem Zement, im dm-Bereich geschichtet. Kreuzschichtung ist öfters anzutreffen. Die Gesamtmächtigkeit beträgt 3 bis 45 m.

Der "Pliensbachien"- "Domerien"- "Toarcien" (SCHENKER, 1946) – beginnt mit Spatkalken, die Einschaltungen von cm-mächtigen kalkigen Sandsteinen um mm-dicken Siltiten enthalten. Darüber folgt eine mächtige Abfolge von sandigen Kalksteinen. Diese sind stellenweise deutlich quarzreicher oder enthalten Phyllit-Laminae. Als Abschluss folgt wieder ein Spatkalk, diesmal mit bis zu m-mächtigen Phyllit-Einlagerungen. Die Gesamtmächtigkeit beträgt 150 bis 175 m. Der "Aalenien" folgt mit einem scharfen Kontakt.

Der "Aalenien" (SCHENKER, 1946) - besteht aus einer Abfolge von grauen bis schwarzen, blättrigen Phylliten mit cm-mächtigen sandigen Zwischenlagen. Die ganze Serie ist von quarzgefüllten Klüften durchsetzt. Durch die Intersektion von S_0 - und S_2 -Flächen kommt es zur Ausbildung von "pencil structures". Die Gesamtmächtigkeit beträgt 30 bis 80 m.

Der "Bajocien" (SCHENKER, 1946) - folgt mit einem scharfen Kontakt. Es ist dem oberen Lias sehr ähnlich, lässt sich aber durch folgende Kriterien davon unterscheiden (SCHENKER, 1946): "Der Bajocienkalk ist im Allgemeinen nicht ganz" (S. 51). Im weiteren sind die Lithologien des Bajocien gröber geschichtet (4 bis 10 cm). Die Aufschlüsse sind durch Eisenhydroxide häufig gelblichrostig gefärbt. Die Mächtigkeit beträgt 20 bis 50 m. Darüber



folgt mit einem kontinuierlichen Übergang der "Bathonien".

Der "Bathonien" (SCHENKER, 1946) - Phyllite, stellenweise kalkige Phyllite, lithofaziell sehr ähnlich den Hettangien- und Aalenenschiefern. Gut identifizierbar ist der Bathonien im Bietschtal, wo er zwischen dem liegenden Bajocien-Spatkalk und dem hängenden Callivien-Eisenoolith vorkommt. Die Mächtigkeit beträgt 15 bis 40 m.

Der "Callovien" (SCHENKER, 1946) - liegt mit einem scharfen Kontakt darüber und besteht aus einem Eisenoolithkalk, dessen Mächtigkeit 0,2 bis 0,8 m beträgt.

Der "Oxfordien" - folgt mit einem scharfen Kontakt und besteht aus einer Wechsellagerung von mergeligen Kalken und Phylliten (Schichtenmächtigkeiten jeweils zwischen 1 und 3 cm). Dazwischen finden sich häufig Einschaltungen (5 bis 30 cm) von Spatkalken mit einzelnen sandigen Laminae. Die Gesamtmächtigkeit beträgt 20 bis 40 m. Der Übergang zum "Mittleren-oberen Malm" ist kontinuierlich.

Der "Mittlere-obere Malm" - plattige, feine, graue bis schwarze Kalke und mergelige Kalke im Bereich von 1 bis 5 cm geschichtet. Die Mächtigkeit beträgt 40 bis 80 m.

III. DIE LEUK-RARON SCHUPPE

Diese tektonische Einheit besteht nur aus mittleren bis oberen Malmkalken (Gesamtmächtigkeit 50 bis 90 m), die schon für die Zone von Dalatal-Bratsch beschrieben wurden.

3. Mineralogie - mikroskopische, röntgenographische und chemische Untersuchungen

3.1. Methoden

Zusätzlich zu den optischen Untersuchungen an 300 Dünnschliffen wurden folgende analytische Untersuchungsmethoden angewandt:

- Röntgenodiffraktometrie - die Basisreflexe wurden auf einem Phillips-Diffraktometer bestimmt (Cu-Antikathode, 30 mA/40kV, Nickelfilter, Blende 1° - $0,2^{\circ}$ - 1° , Empfindlichkeit 1×10^2 bis 1×10^3 , Goniometergeschwindigkeit $2^{\circ}/\text{Min.}$, Papierablauf 1200 mm/h, interner Standard: Gesteinsbildender Quarz der Proben selbst). Die Identifizierung des doktaedrischen bzw. trioktaedrischen Charakters der Muskovite und Chloritoide und Bestimmung der $d_{(060,331)}$ bei den Muskoviten und der $d_{(060,330)}$, $d_{(060,331)}$, $d_{(060,331)}$ sowie der $d_{(060,245)}$ bei den Chloriten wurden mit der Guinier-Kamera (Fe-Strahlung) bestimmt.

- Mikrosondenanalysen - ARL-SMQ Anlage der Uni Basel. Für die Standardisierung wurden sowohl natürliche, als auch synthetische Kristalle benützt (siehe auch SCHWANDER und GLOOR, 1980). Von 17 Proben wurden mehr als 850 Mineralanalysen durchgeführt.



Es muss betont werden, dass die Feinkörnigkeit der analysierten Körner die mikroskopischen Untersuchungen und die Mikrosondenanalysen um einiges erschwert hat.

3.2. Quarz

Die unterschiedlichen Deformations- und Rekristallisationsphänomene ändern sich je nach der Lithologie und den Paragenesen. Die detritischen Körner sind geplättet und in der Schieferungsfläche gelängt. Die Korngrenzen sind sutural oder stylolithisch. Körner mit unzulöser Auslöschung sind häufig, einige Körner besitzen Deformationslamellen und -bänder. Subkörner sind am häufigsten in Aggregaten mit gemeinsamen Kornkontakten. Deformationsfreie Rekristallisate von Quarz wachsen auf Kosten der alten Körner: entweder am Rand oder als isolierte "Einschlüsse" oder in den Zwischenräumen benachbarter Subkörner. Diese Neoblasten haben unregelmäßige Konturen, sehr unterschiedliche Dimensionen und können im Extremfall die alten Körner eliminieren. Polygonalgefüge sind praktisch nur in Phylliten zu finden, Tripelpunkt-Kornkontakte mit 120° -Winkeln treten oft mit gebogenen, seltener mit geraden Korngrenzen auf. Glimmer und Chlorite haben die Quarz-Blastese stark behindert, mehr als die ungünstige Orientierung der neugebildeten Quarz-Körner. Außerdem wurde die äußere Morphologie der Quarzkörner sehr stark von Drucklösung verändert (vor allem in Phylliten).

3.3. Gips

Gips wurde nur in Rauhacken und in Dolomiten der Trias gefunden. Modalbestand 1-3%. Prismatische, bis 1,3 mm große Kristalle, manchmal mit Einschlüssen von Karbonatkörnern, weisen meistens zwei Spaltbarkeiten auf:

- (010): gut ausgebildet und regelmäßig;
- (101): weniger deutlich und unregelmäßig

Die Deformation der Gipskristalle wurde durch Dislokation auf (010) erleichtert, wodurch die Kristalle leicht verbogen wurden.

3.4. Karbonate

Die mineralogische Unterscheidung von Calcit und Dolomit wurde auf dem Röntgendiffraktometer vorgenommen, und die chemische Zusammensetzung der Karbonate wurde auf der Mikrosonde bestimmt (Tab. 1).

In sparitischen Kalken und sparitischem Zement von Sandsteinen sind die Karbonate gelängt und die gemeinsamen Korngrenzen verzahnt. Die öfters auftretenden polysynthetischen Lamellen sind teilweise verbogen. Die Karbonate bilden granoblastische Gefüge und stellenweise sind Mörtelstrukturen zu erkennen.



Tabelle 1
Karbonat-Mikrosondenanalysen (repräsentative Analysen)

Proben-Nr.	51	51	484	484	794	2161
	Calcit 7	Dolomit 33	Calcit 16	Dolomit 5	Ankerit 4	Fe-Ankerit
Gew.-%						
FeO	0,52	0,47	0,45	0,82	15,96	10,49
MnO	0,00	0,00	0,09	0,00	0,98	0,31
MgO	0,59	21,97	0,05	21,41	10,32	0,35
CaO	55,41	29,68	55,57	29,86	28,67	47,23
CO ₂ *	44,45	47,57	44,49	47,30	44,15	41,71
Insgesamt	100,97	99,69	100,65	99,39	100,08	100,09
Mol-%						
FeCO ₃	0,84	0,76	0,73	1,32	25,74	16,92
MnCO ₃	0,00	0,00	0,15	0,00	1,59	0,50
MgCO ₃	1,23	45,96	1,05	44,79	21,59	0,73
CaCO ₃	98,92	52,98	98,98	53,29	51,17	81,94

* CO₂ wurde stöchiometrisch berechnet

Verschiedene Schiffe zeigen eine unterschiedlich ausgeprägte Braufärbung. Mikrosondenanalysen haben ergeben, dass es sich um ankeritische Entmischungen handelt, öfters aber nur um eine selektive Verwitterung.

Die mit der Sonde analysierten Karbonate bestehen praktisch nur aus CaCO₃, MgCO₃ und FeCO₃. MnO überschreitet in keiner Analyse 0.25 Gew.-%. Im ternären CaCO₃-MgCO₃-FeCO₃-Diagramm wurde MnCO₃ zusammen mit FeCO₃ dargestellt, wobei das analysierte Fe_{tot} als Fe²⁺ angesehen wurde.

3.4.1. Calcit, Mg- und Fe-Calcit

Die Abbildung 2 zeigt, dass die meisten Calcite 1-5 Mol-% MgCO₃ enthalten. Nach MILLIMAN (1974) handelt es sich um "low-Mg-Calcite" (weniger als 4 Mol-% MgCO₃) bis "intermediate-Mg-Calcite" (4-12 Mol-% MgCO₃).

Nach den Experimenten von GOLDSMITH und NEWTON (1969) im System CaCO₃-MgCO₃ enthält Calcit, welcher mit Dolomit koexistiert, im Bereich 400-500°C 2,5-4,5 Mol-% MgCO₃. Wir erhalten somit für unsere Gesteine Bildungstemperaturen zwischen 400 und 500°. Das sind ca. 100°C mehr als aus dem ternären System CaCO₃-MgCO₃-FeCO₃ nach BICKLE und POWELL (1977) folgt (vgl. S. 185).



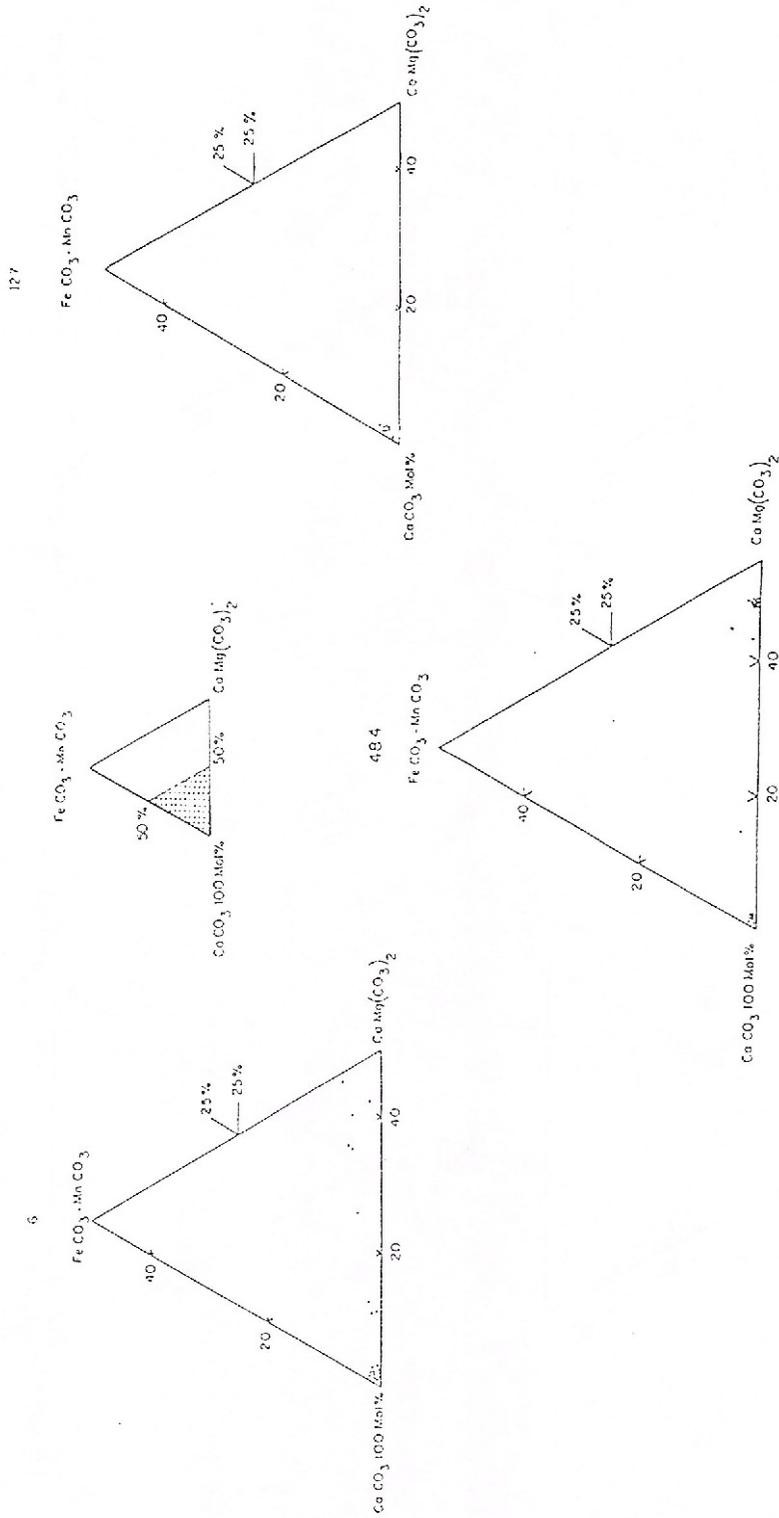


Abb. 2 - Karbonat-Analysen im $CaCO_3$ - $FeCO_3$ - $MnCO_3$ - $CaMg(CO_3)_2$ -Diagramm

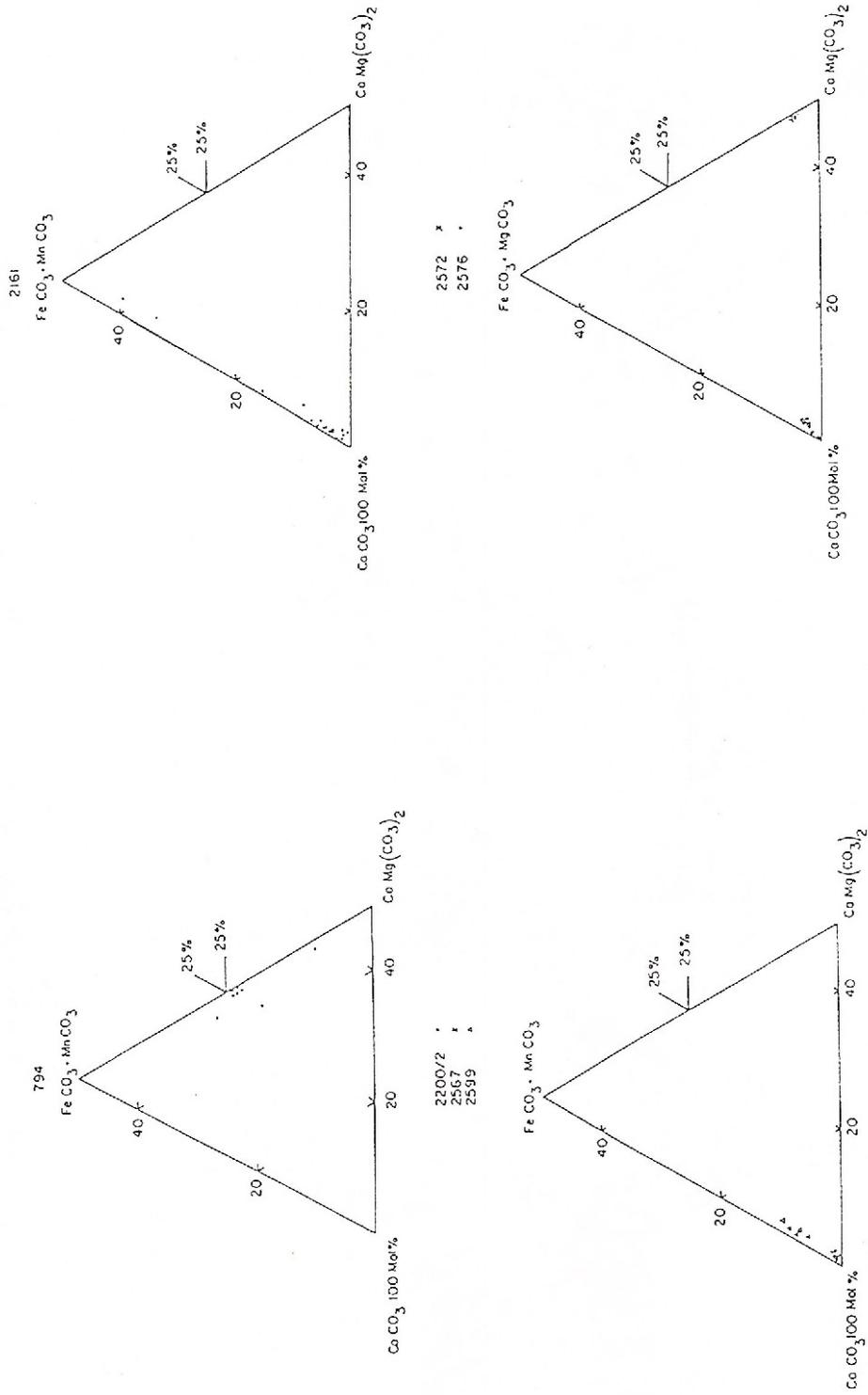


Abb. 2 - Karbonat-Analysen im CaCO_3 - FeCO_3 - MnCO_3 - $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ -Diagramm

Der MgCO_3 -Gehalt der Foraminiferen, Mollusken und Echinodermen variiert zwischen 1 und 4 Mol-% (VEIZER, 1983). Bioklasten dieser Fossilien sind häufig in den untersuchten Karbonatgesteinen. Eine mögliche Erklärung für die zu hohen MgCO_3 -Gehalte wäre somit eine Nichtequilibrierung der ursprünglich hohen MgCO_3 -Gehalte der Bioklasten. Die $\text{Fe}^{2+} \leftrightarrow \text{Ca}^{2+}$ Substitution tritt in den Calciten ebenfalls auf, obwohl sie weniger ausgeprägt ist als in Dolomiten und Ankeriten.

In den meisten Proben ist die $\text{Ca}^{2+} \leftrightarrow \text{Fe}^{2+}$ Substitution relativ gering (1–2 Mol-% FeCO_3) verglichen mit den von DEER et al. (1982) angegebenen 5–10 Mol-% FeCO_3 . Zwei Proben zeigen jedoch höhere Werte: Calcite der Proben 2599 bzw. 2161 enthalten bis 9 Mol-% FeCO_3 (5 Analysen mit einer kleinen Steuung), bzw. 7 Mol-% FeCO_3 und 1–2 bzw. 0 Mol-% MgCO_3 ; sie sind also Fe-Calcite.

Nach den Experimenten von GOLDSMITH (1983) können Calcite bei 300°C 5 Mol-%, bei 400°C 10 Mol-% FeCO_3 einbauen. Die gemessenen Eisengehalte der Calcite stimmen mit $350 \pm 30^\circ\text{C}$ (siehe Kapitel 6) überein.

Für grünschieferfazielle Karbonatgesteine ist somit die FeCO_3 - CaCO_3 Thermometrie der MgCO_3 - CaCO_3 Thermometrie vorzuziehen, da die Bioklasten kein ursprüngliches FeCO_3 enthalten haben und damit das Problem eines zu hohen, nichtequilibrierten ursprünglichen Gehaltes wegfällt.

3.4.2. Dolomit

Dolomit (Abb. 2), teilweise zusammen mit Calcit oder Mg-Calcit, wurde in der folgenden Proben analysiert:

- 484: hier sind die Dolomitkristalle chemisch ideal zusammengesetzt
- 51, 2576: Dolomit enthält hier bis zu 5 Mol-% FeCO_3 .

Analog zu den Mg-Calciten können solche Dolomite (vgl. die Proben 51, 2576) als Fe-Dolomite betrachtet werden.

3.4.3. Fe-Ankerit

In der Probe 2161 fallen vier Analysen in das Feld Dolomit-Fe-Dolomit-Ankerit (Abb. 2); vergleiche dazu das Experiment von Rosenberg im System CaCO_3 - MgCO_3 - FeCO_3 bei $T=450^\circ\text{C}$ (ROSENBERG, 1967). In den analysierten Kristallen variiert der FeCO_3 -Gehalt zwischen 15 und 34 Gew.-%, während MgCO_3 im Konzentrationsbereich von 0,5–1,5 Gew.-% angetroffen wird.



3.4.4. Ankerit

DEER et al. (1982) benützen den Begriff Ankerit bei Karbonaten, für die gilt: $Mg/Fe \leq 4:1$. In Fe-Dolomit können bis zu 20 % der Mg-Plätze durch Fe^{2+} ersetzt werden; Ankerit ist Fe^{2+} - und Mn-reicher. Dieselben Autoren sind der Meinung, dass Fe-Dolomit, $CaFe(CO_3)_2$ nicht natürlich vorkommt, Fe-Ankerit mit 20–37 % $FeCO_3$ kann hingegen im Feld angetroffen werden.

Von den 10 Karbonatanalysen aus Probe 794 können sechs als Ankerit bezeichnet werden.

Analyse 794/5 zeigt für Ankerit eine chemisch beinahe ideale Zusammensetzung (vgl. Tabelle 1, S. 15): $FeCO_3 + MnCO_3 = 23,05$ Mol-%, $MgCO_3 = 26,24$ Mol-%, $CaCO_3 = 50,71$ Mol-%.

Die Strukturformel dieses Ankerits ist $Ca_{1,01}Mg_{0,52}Fe_{0,43}Mn_{0,03}$ (berechnet auf einer Basis von zwei Kationen).

ROSENBERG (1967) zeigt, dass es im System $CaCO_3$ - $MgCO_3$ - $FeCO_3$ für $T=450^{\circ}C$ innerhalb des engen 3-Phasenfeldes Calcit-Siderit-Ankerit eine wichtige Substitution durch Fe im Ankerit gibt:

– Für $T=450^{\circ}C$ haben die von ROSENBERG analysierten Ankerite die Zusammensetzung (Mol-%): $FeCO_3=33$; $MgCO_3=13$; $CaCO_3=55$

– Für $T=550^{\circ}C$ ist die entsprechende Zusammensetzung: $FeCO_3=36$; $MgCO_3=9$; $CaCO_3=55$

Diese Daten zeigen eine Substitution zwischen Fe^{2+} und Mg; die Konzentration von $CaCO_3$ bleibt ungefähr konstant. Ein Vergleich zwischen diesen Literaturdaten und den in dieser Arbeit gemessenen Ankeriten (geschätzte Bildungstemperaturen: $350 \pm 30^{\circ}C$) zeigt:

– Unsere Ankeritproben zeichnen sich einerseits durch weniger $FeCO_3$ (≈ 10 Mol-%) und $CaCO_3$ (≈ 5 Mol-%) und andererseits durch mehr $MgCO_3$ (≈ 13 Mol-%) aus.

– Der $FeCO_3$ -Gehalt steigt mit zunehmender Temperatur mehr oder weniger linear an: $360-380^{\circ}C=23$ Mol-%; $450^{\circ}C=33$ Mol-%; $550^{\circ}C=36$ Mol-%.

– Im Temperaturintervall $350-450^{\circ}C$ ist die Substitution $Fe \leftrightarrow Mg$ dominant.

– Während die $CaCO_3$ -Konzentration zwischen $350-450^{\circ}C$ um 5 Mol-% zunimmt, bleibt sie im Bereich von 450 bis $550^{\circ}C$ konstant.

Werden die gewonnenen chemischen Daten mit den lithostratigraphischen Einheiten in Zusammenhang gebracht, so zeigt sich, dass:

– die Malm sparite aus Calcit und Mg-Calcit bestehen;

– die Karbonatgesteine aus Trias, Lias und Dogger sowohl petrographisch (Sparit-, Mikritzement und verschiedene Komponenten: Oolite, Bio-, Intra- und Extraklasten) als auch mineralogisch (Calcit, Mg-Calcit, Fe-Calcit, Dolomit, Ankerit, Fe-Ankerit) komplexer sind;



- bei Sandsteinen der karbonatische Zement aus Calcit, Fe-Calcit und Mg-Calcit besteht.

3.5. Feldspäte

In den meisten Gesteinen treten die Feldspäte nur als detritische Körner auf: (Größe: 0,1-0,4 mm); sie tragen zum Modalbestand höchstens 5 % bei. Plagioklas (Albit, selten Perthit) findet sich häufiger als Kalifeldspat (Mikroklin, selten Perthit). Die Kristalle sind xenomorph und teilweise zu Serizit \pm Calcit umgewandelt; die Deformation der Zwillingslamellen ist oft sichtbar.

Die Albitblasten sind frei von Umwandlungsprodukten; es handelt sich sowohl um Anwachsränder an detritischen Körnern als auch um freiwachsende idiomorphe Körner.

Mit der Mikrosonde wurde der Feldspatchemismus dreier Proben (2200/2, 2567, 2721/3) bestimmt (Tab. 2):

- 2200/2: analysiert wurden Klasten und Blasten von Albit. Die Klasten enthalten 99 Mol-% Ab, \approx 0,5 Mol-% An und \approx 0,5 Mol-% Or.

Die Blasten bestehen entweder aus \geq 99 Mol-% Ab (Rest: An) oder aus reinem Albit (Abb. 3).

- 2567/1; hier wurde ein Blast untersucht, der chemisch einem reinen Albit entspricht (vgl. Abb. 3).

- 2721/3: als Klasten wurden sowohl Mikroklin (96-99 Mol-% Or, 0,4-0,7 Mol-% An, 1-3,5 Mol-% Ab) als auch Albit-Antiperthit bestimmt. Die gefundenen Blasten sind aus \approx 99,5 Mol-% Ab und \approx 0,5 Mol-% Or (Abb. 4) zusammengesetzt.

Aus den hier erwähnten Daten lässt sich folgendes zusammenfassen:

- die Feldspäte werden als Kristalloklasten und -blasten gefunden;
- als Klasten sind folgende Feldspäte anwesend: Albit, Oligoklas (optisch bestimmt), Mikroklin, Perthit, Antiperthit und Albit-Antiperthit; als Blasten hingegen nur Albit;
- die Variation der chemischen Zusammensetzung nimmt für folgende Feldspäte von links nach rechts zu: Albitklasten-Albitklasten-Mikrolinklasten;

Diese unterschiedlichen Streuungen zeigen, dass Albitklasten in den Grünschieferfazies stabiler sind als in Mikrolinklasten.

- Albitklasten unterscheiden sich von Albitblasten nicht nur texturell, sondern auch chemisch.

3.6. Pyrophyllit

Die Bestimmung des Pyrophyllits war nur mittels Röntgendiffraktometrie möglich. Dieses Mineral konnte nur in einer einzigen Probe aus den Hettangien-Phylliten bestimmt werden.



Tabelle 2
Feldspäte (repräsentative Analysen)

Proben-Nr.	2200/2		2200/2		2721/3		2721/3	
	Albit 9 (Klast)		Albit 16 (Blast)		Mikroklin 1		Albit-Antiperthit 1	
SiO ₂	68,70		68,88		63,33		64,38	
Al ₂ O ₃	19,57		19,96		18,34		20,48	
TiO ₂	0,00		0,00		0,17		0,15	
FeO	0,03		0,00		0,10		0,65	
MnO	0,00		0,00		0,00		0,00	
MgO	0,12		0,18		0,22		0,55	
CaO	0,09		0,00		0,14		0,00	
Na ₂ O	11,54		11,56		0,44		9,69	
K ₂ O	0,00		0,00		16,06		1,95	
Insgesamt	100,05		100,58		98,80		97,85	
Strukturformel normiert auf 32 O; alles Fe als FeO								
Si	11,98		11,94		11,88		11,63	
Al	4,02		4,08		4,06		4,36	
Ti	0,00	16,03	0,00	16,07	0,02	16,04	0,02	16,26
Fe	0,00		0,00		0,02		0,10	
Mn	0,00		0,00		0,00		0,00	
Mg	0,03		0,05		0,06		0,15	
Ca	0,01		0,00		0,03		0,00	
Na	3,90	3,91	3,89	3,89	0,16	4,03	3,39	3,84
K	0,00		0,00		3,84		0,45	
	Ab=99,57 Mol-%		Ab=100,00 Mol-%		Ab= 3,97 Mol-%		Ab=88,28 Mol-%	
	Ab= 0,43 Mol-%		Ab= 0,00 Mol-%		Ab= 0,74 Mol-%		Ab= 0,00 Mol-%	
	Ab= 0,00 Mol-%		Ab= 0,00 Mol-%		Ab=95,29 Mol-%		Ab=11,72 Mol-%	

Diagnostisch sind die Basisreflexe: 9,2; 4,6; 3,06 Å, im Gegensatz zu Talk liegt der Reflex (060) bei 1,49 Å.

3.7. Chloritoid

Mit Röntgendiffraktometrie und lichtoptischen Methoden konnte Chloritoid in beinahe 80 Proben identifiziert werden. Der Chemismus wurde mit der Mikrosonde analysiert.



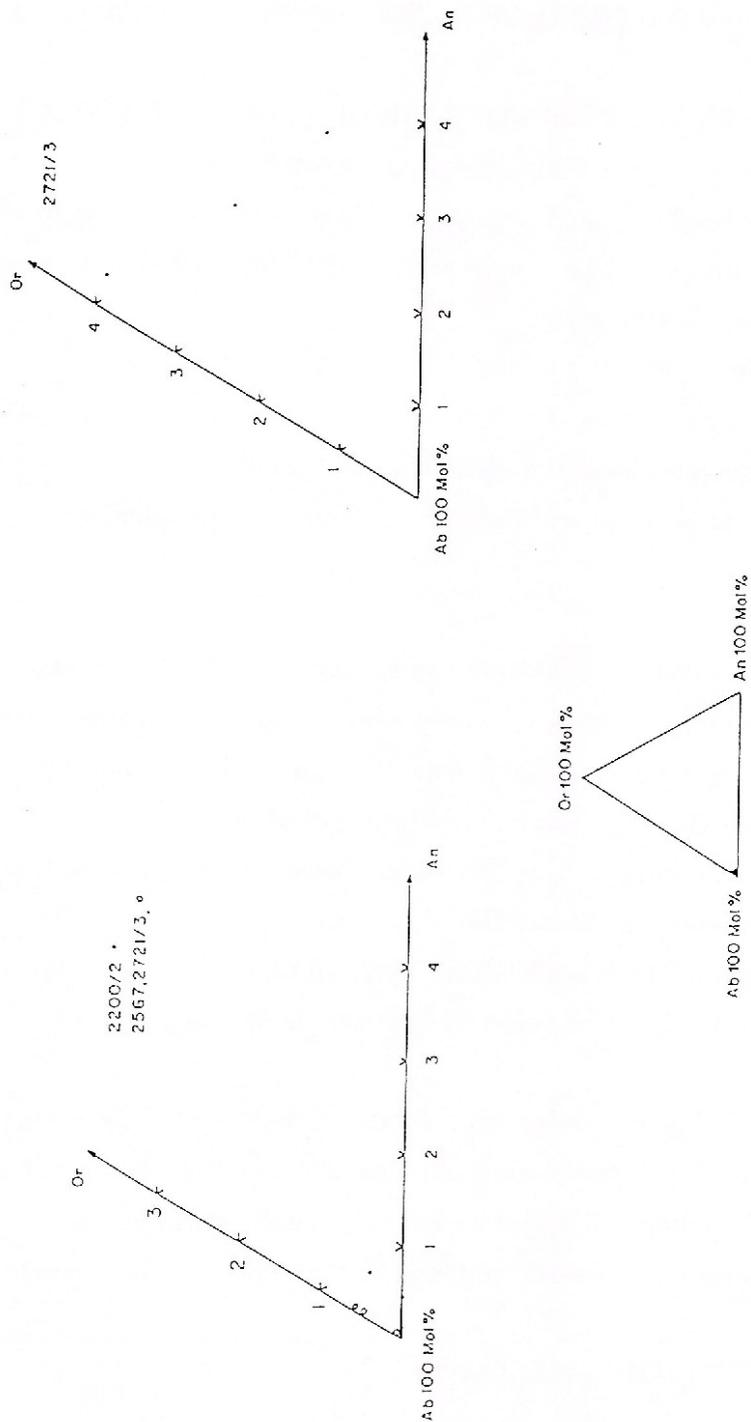


Abb. 3 - Feldspat-Analysen im Ab-Or-An-Diagramm

Aufgrund des spezifischen Gewichts ($d=3,48-3,61$; RIBBE, 1982) kann Chloritoid nur in Gesamtgesteins- und nicht in $>2\mu$ -Präparaten gefunden werden.

Diagnostisch sind die Reflexe: $\approx 20^\circ$ (Interferenz mit dem deutlich schwächeren Muskovit (111)-Peak; vgl. FREY und WIELAND, 1975); $27,5^\circ$, Interferenz mit Paragonit-Muskovit; $30,2^\circ$.

Ist in einem Gestein der Modalbestand von Chloritoid geringer als 7-8 %, so kann er nur mit dem Mikroskop und nicht mehr diffraktometrisch ermittelt werden.

Die geringe Dimension (westlich von Bratsch $0,03 \times 0,005$ mm bis $0,07 \times 0,15$ mm; östlich von Bratsch $0,05 \times 0,015$ mm bis $0,12 \times 0,03$ mm) der Chloritoidkristalle erschwert die mikroskopische Untersuchung beträchtlich.

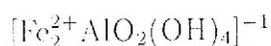
Diagnostische Merkmale:

- Habitus: kurzprismatisch;
- Farbe: farblos bis leicht pleochroitisch (grünlich oder gelblich);
- Spaltbarkeit: nach (001) perfekt, senkrecht, dazu feine Spaltrissen;
- Relief: hoch;
- Doppelbrechung: klein

Die durch organische Substanzen schwarz pigmentierten Chloritoidkristalle treten alleine oder vergesellschaftet auf. Dabei können die einzelnen Chloritoide mit anderen Mineralien (mehr oder weniger vollständige Muskovit-"Sandwiches" innerhalb von Quarzklüften, eventuell mit Muskovit und Chlorit) zusammengewachsen sein.

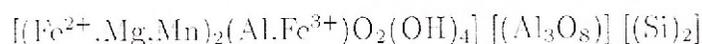
Die Chloritoidbildung hat kurz von S_2 begonnen, zwischen S_2 und S_3 ihr Maximum erreicht und wurde nach S_3 abgeschlossen (Abb. 4).

Bemerkungen zur Chloritoidstruktur (RIBBE, 1982). Es können zwei Arten von Oktaederschichten unterschieden werden, bzw. eine trioktaedrische mit der Formel



(dabei kann Fe^{2+} durch Mg und/oder Mn, Al durch Fe^{3+} ersetzt werden), und eine zweite, mit der Formel $(\text{Al}_3\text{O}_8)^{-7}$, dabei sind offenbar 3/4 der Plätze nur mit Al besetzt. Diese Schichten sind durch isolierte SiO_4 -Tetraeder miteinander verbunden.

Nach RIBBE (1982) kann eine idealisierte Chloritoid-Formel wie folgt geschrieben werden:



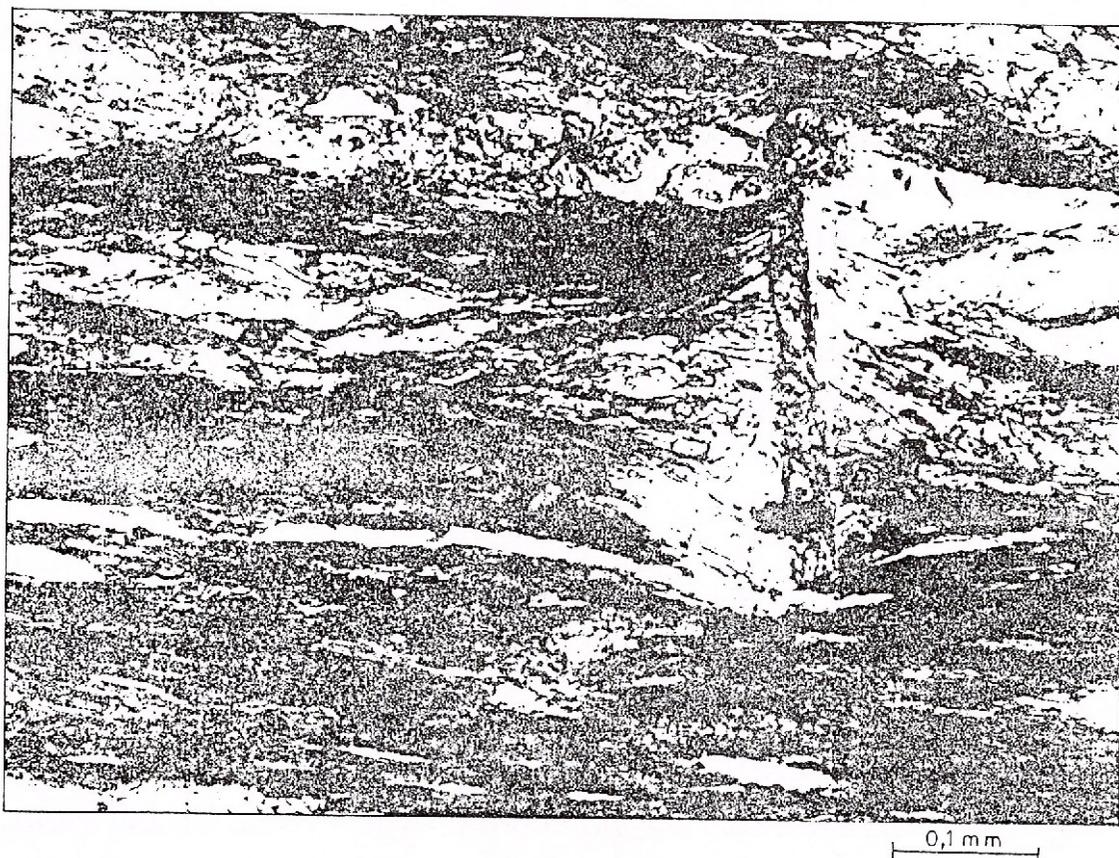


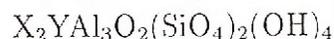
Abb. 4 - Aalenien-Phyllit; Chloritoid ursprünglich in Quarzklast gewachsen, durchschneidet die S_2 -Muskovite und -Chlorite (post- S_2 -Chloritoid). Infolge des Kristallisationsprozesses der Chloritoidc wird die S_2 -Schieferung stellenweise stark deformiert. Koord. 617.740/134.010.

Aufnahme mit +Nikols.

Drei Al-Atome besetzen die Korundoktaederplätze und der Überschuss an Al, Fe, Mn, Mg wird auf die Brucitoktaederplätze verteilt: Al und Fe^{3+} in kleine Oktaeder M (1A) und Fe^{2+} , Mn, Mg in große Oktaeder M (1B).

In solchen Kristallen wird $Al+Fe^{3+}=1$ und $Fe^{2+}+Mn+Mg=2$. Der Wasseranteil beträgt nach LIOU und CHEN (1978) 7 Gew.-%. Die Hauptsubstitutionen in Chloritoid sind nach HALFERDAHL (1961): $Fe^{2+} \leftrightarrow Mg$ (0-40 Mol-%), $Fe^{2+} \leftrightarrow Mn$ (0-17 Mol-%), $Al \leftrightarrow Fe^{3+}$ (0-14 Mol-%) und $F \leftrightarrow OH$ (0-0.25 Mol-%) und nach DEER et al. (1982): $Fe^{2+} \leftrightarrow Mg$ (0-42 Mol-%), $Fe^{2+} \leftrightarrow Mn$ (0-17 Mol-%) und $Al \leftrightarrow Fe^{3+}$ (bis zu 14 Mol-%).

Nach HOSCHEK (1967) besitzen die Chloritoid-führenden Phyllite eine bestimmte chemische Zusammensetzung. Im Vergleich zu Chloritoid-freien Phylliten sind sie ärmer an Alkalien und CaO, das Mg-Fe-Verhältnis ist niedriger und der Al₂O₃-Gehalt größer. Insgesamt wurden 60 Chloritoidanalysen aus 3 Schlifften auf der Mikrosonde analysiert. Repräsentative Analysen und die Mittelwerte für jede Probe sind aus den Tabellen 3 a und 3 b) ersichtlich. Zur Berechnung der Strukturformel aus den Mikrosondenanalysen diente folgendes Modell (LIOU, CHEN, 1978):



wobei X=Fe²⁺, Mg, Mn



deshalb wurden die Kationen auf 12 O normiert.

Da Fe³⁺ und Fe²⁺ auf der Mikrosonde nicht unterschieden werden können, wurde der jeweilige Anteil nach der Methode von LIOU und CHEN (1978) rechnerisch bestimmt.

Außer den aus der idealisierten Strukturformel bekannten Elementen traten in den Analysen noch vereinzelt zusätzliche auf:

- TiO₂: Nach HALFERDAHL (1961) ist unsicher, ob Ti⁴⁺ überhaupt ins Gitter eingebaut werden kann. Falls dies möglich sein sollte, würde Ti⁴⁺ oktaedrisch koordiniert und die Substitution wäre Ti⁴⁺ ↔ 2 Fe²⁺ oder 3 Ti⁴⁺ ↔ 4Al³⁺. Derselbe Autor zeigt, dass der maximale Anteil an TiO₂ 0,6 Gew.-%, meist aber 0,2 Gew.-% beträgt. Dies ergibt ≈ 0,01 Ti Atom pro Struktureinheit und kann folglich vernachlässigt werden.

Die große Variation von TiO₂ (0,0-0,95 Gew.-%) in unseren Proben weist darauf hin, dass die gemessenen Werte auf Verunreinigungen (Rutil ?) zurückzuführen sind.

Analysierte Gehalte von CaO (≤0,7 Gew.-%), Na₂O (≤0,35 Gew.-%) und K₂O (<0,4 Gew.-%) wurden ebenfalls als Verunreinigungen interpretiert.

Die Zusammensetzung der Chloritoide bezüglich Fe²⁺, Mn und Mg ist folgende:

Probe 979 (4 Analysen) Ctd_{89,01}Ott_{0,0}Mg-Ctd_{10,99}

Probe 1275 (5 Analysen) Ctd_{90,82}Ott_{1,02}Mg-Ctd_{8,16}

Probe 2170 (28 Analysen) Ctd_{86,56}Ott_{1,0}Mg-Ctd_{12,44}

Die Chemismen der Chloritoide kann man durch folgende Parameter charakterisieren:

- *Verteilung von Al, Fe, Mg auf die Brucitschichten*: in den Oktaedern (1A) und (1B). Die entsprechenden Werte für die Durchschnittsanalysen sind in Tabelle 3 c und in einem (Al+Fe³⁺)-(Fe²⁺+Mn)-Mg-Diagramm für jede Probe dargestellt (Abb. 5).



Tabelle 3 a
Chloritoid (repräsentative Analysen)

Proben-Nr.	203	979	1275	2170/1	2170/1	2170/1
	Ctd 3	Ctd 9	Ctd 3	Ctd 20	Ctd 36	Ctd 43
SiO ₂	23,36	23,21	22,52	23,85	24,65	23,69
Al ₂ O ₃	39,41	39,04	38,48	40,60	41,05	40,34
FeO	24,86	24,72	24,52	25,10	24,80	25,13
MnO	0,52	0,00	0,25	0,16	0,17	0,33
MgO	1,39	1,65	1,39	2,20	2,05	1,56
Insgesamt	89,54	88,62	87,16	91,91	92,72	91,05
Strukturformel normiert auf 12 O; alles Fe als FeO						
Si	2,00	2,01	1,99	1,99	2,03	2,00
Al ^{IV}	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
Al ^{VI}	0,97	0,98	1,00	0,98	0,98	1,00
Fe ³⁺	0,03	0,02	0,00	0,02	0,02	0,00
	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
Fe ²⁺	1,75	1,77	1,81	1,73	1,69	1,77
Mn	0,04	0,00	0,02	0,01	0,01	0,02
Mg	0,18	0,21	0,18	0,27	0,25	0,20
	1,97	1,98	2,01	2,01	1,95	1,99
Mg/(Mg+Fe)	0,09	0,11	0,09	0,14	0,13	0,10

In den Durchschnittsanalysen variiert Al+Fe³⁺ zwischen 33,32 und 33,78 Mol.-%, Fe²⁺+Mn zwischen 58,47 und 60,81 Mol.-% und Mg zwischen 5,41 und 8,31 Mol.-%, Werte, die sehr nahe beim Idealwert liegen.

- *Die Verteilung von Fe²⁺, Mg, Mn auf Brucitschichten:* In den Oktaedern (1B). Die entsprechenden Daten sind wie oben in Tabelle 3 c und in Abbildung 6 (in einem Fe²⁺-Mg-Mn-Diagramm) zusammengestellt.

Fe²⁺ ist das wichtigste Element auf diesem Oktaederplatz, der Anteil an Mg liegt nur zwischen 8,16 (Probe 1275) und 12,44 Mol.-% (Probe 2170/1) und der Anteil an Mn zwischen 0 und 0,2 Mol.-% (Mittelwerte).

- *Das Verhältnis Mg/(Mg+Fe).* Die entsprechenden Daten sind wie oben in den Tabellen 3 a, 3 b und in der Abbildung 6 zu finden. In Probe 979 variiert das Verhältnis zwischen 0,087 und 0,114 (Mittelwert gleich 0,104), in Probe 1275 zwischen 0,078 und 0,090 (Mittelwert gleich 0,083) und in Probe 2170/1 zwischen 0,104 und 0,169 Mittelwert gleich 0,123).



Tabelle 3 b
Mittelwert von Chloritoid-Analysen

Proben-Nr.	979	S*	1275	S*	2170/1	S*
	4 Analysen		3 Analysen		28 Analysen	
SiO ₂	23,95	0,20	23,71	0,78	23,59	0,33
Al ₂ O ₃	40,06	0,64	37,51	1,37	39,85	0,50
FeO	24,97	0,28	24,08	1,53	24,53	0,31
MnO	0,00	0,00	0,25	0,06	0,27	0,08
MgO	1,72	0,08	1,21	0,18	1,95	0,28
Insgesamt	90,70		86,76		90,19	
Strukturformel normiert auf 12 O; alles Fe als FeO						
Si	2,02		2,09		2,00	
Al ^{IV}	3,00		3,00		3,00	
Al ^{VI}	0,99		0,90		0,99	
Fe ³⁺	0,01		0,10		0,01	
	1,00		1,00		1,00	
Fe ²⁺	1,76		1,78		1,74	
Mn	0,00		0,02		0,02	
Mg	0,22		0,16		0,25	
	1,98		1,96		2,01	
Mg/(Mg+Fe)	0,11		0,08		0,13	

S* Standardabweichung

- Die Substitution von Fe²⁺ durch Mn ist gering und schwankt zwischen 0.0 bis 1,45 Mol-% (Probe 1275) und 0,02 bis 1,55 Mol-% (Probe 2170/1) (siehe Tab. 3 c).

- Die Substitution von Fe²⁺ durch Mg bewegt sich im Bereich von 10,45 bis 12,49 Mol-% (Probe 979), 8,7 bis 9,18 Mol-% (Probe 1275) und 10,66 bis 16,19 Mol-% (siehe Tab. 3 c).

- Die Substitution von Al durch Fe³⁺ variiert zwischen 0,0 bis 0,43 Mol-% (Probe 979), 0,13 bis 4,49 Mol-% (Probe 1275) und 0,03 bis 0,5 Mol-% (Probe 2170/1) (siehe Tab. 3 c).

Zusammenfassend kann man folgendes sagen:

- die untersuchten Chloritoiden haben eine relativ konstante chemische Zusammensetzung. Sie gehören praktisch einem binären System an, mit den Endgliedern Fe-Chloritoid und Mg-Chloritoid, wobei sie in der Nähe des Fe-Endgliedes zu liegen kommen. Der Gehalt an Mn-Endglied ist gering und beträgt etwa 1 Mol-%.



Tabelle 3 c

Chemische Variation auf den Oktaederplätzen und die wichtigsten Substitutionen in Chloritoiden (Mittelwerte)

Chemische Variation zwischen Al, Fe, Mg auf Oktaederplätzen (1 A)+(1 B) der Brucitschicht

979	1275	2170/1
Al+Fe ³⁺ =1 =33,56 Mol-%	Al+Fe ³⁺ =1 =33,78 Mol-%	Al+Fe ³⁺ =1 =33,32 Mol-%
Fe ²⁺ +Mn=1,76=59,06 Mol-%	Fe ²⁺ +Mn=1,8 =60,81 Mol-%	Fe ²⁺ +Mn=1,76=58,47 Mol-%
Mg =0,22=7,38 Mol-%	Mg =0,16=5,41 Mol-%	Mg =0,25= 8,21 Mol-%

Chemische Variation zwischen Mn, Fe²⁺, Mg auf Oktaederplatz (1 B)

Mn=0,00 Mol-%	Mn =0,02=1,02 Mol-%	Mn=0,02=1,00 Mol-%
Fe ²⁺ =1,76=88,89 Mol-%	Fe ²⁺ =1,78=90,82 Mol-%	Fe ²⁺ =1,74=86,56 Mol-%
Mg=0,22=11,11 Mol-%	Mg=0,16=8,16 Mol-%	Mg=0,25=12,44 Mol-%

Substitutionen

Fe ²⁺	Mn =0,00 Mol-%	Fe ²⁺	Mn=1,11 Mol-%	Fe ²⁺	Mn=1,14 Mol-%
Fe ²⁺	Mg =11,11 Mol-%	Fe ²⁺	Mg=8,25 Mol-%	Fe ²⁺	Mg=12,56 Mol-%
Al	Fe ³⁺ =0,25 Mol-%	Al	Fe ³⁺ =0,25 Mol-%	Al	Fe ³⁺ =0,25 Mol-%

- Die Substitution von Fe²⁺ durch Mg ist die wichtigste und erreicht 8,7 bis 16,2 Mol-%.
- Das Verhältnis Mg/(Mg+Fe) ist mit 0,08 bis 0,16 Mol-% gering (und wahrscheinlich vom Gesteinchemismus abhängig).

- Die Zusammensetzung der Chloritoide ist von Gesteinchemismus, Temperatur und Paragenese (ALBEE, 1965) abhängig. Für die drei Proben sind Bildungstemperaturen und Paragenesen praktisch gleich, die chemische Variabilität der Chloritoide ist also auf die verschiedenen Gesteinchemismen der Proben zurückzuführen.

- Der Chemismus der Chloritoide ist praktisch identisch, unabhängig von ihrer Generation.

3.8.1. Muskovit

Die Muskovite im Dünnschliff unterscheiden sich wie folgt:

- detritische Mu-große Kristalle, bis 1 mm breit, oft als Muskovit-Chlorit-Aggregate, von S₂ abgeschnitten;



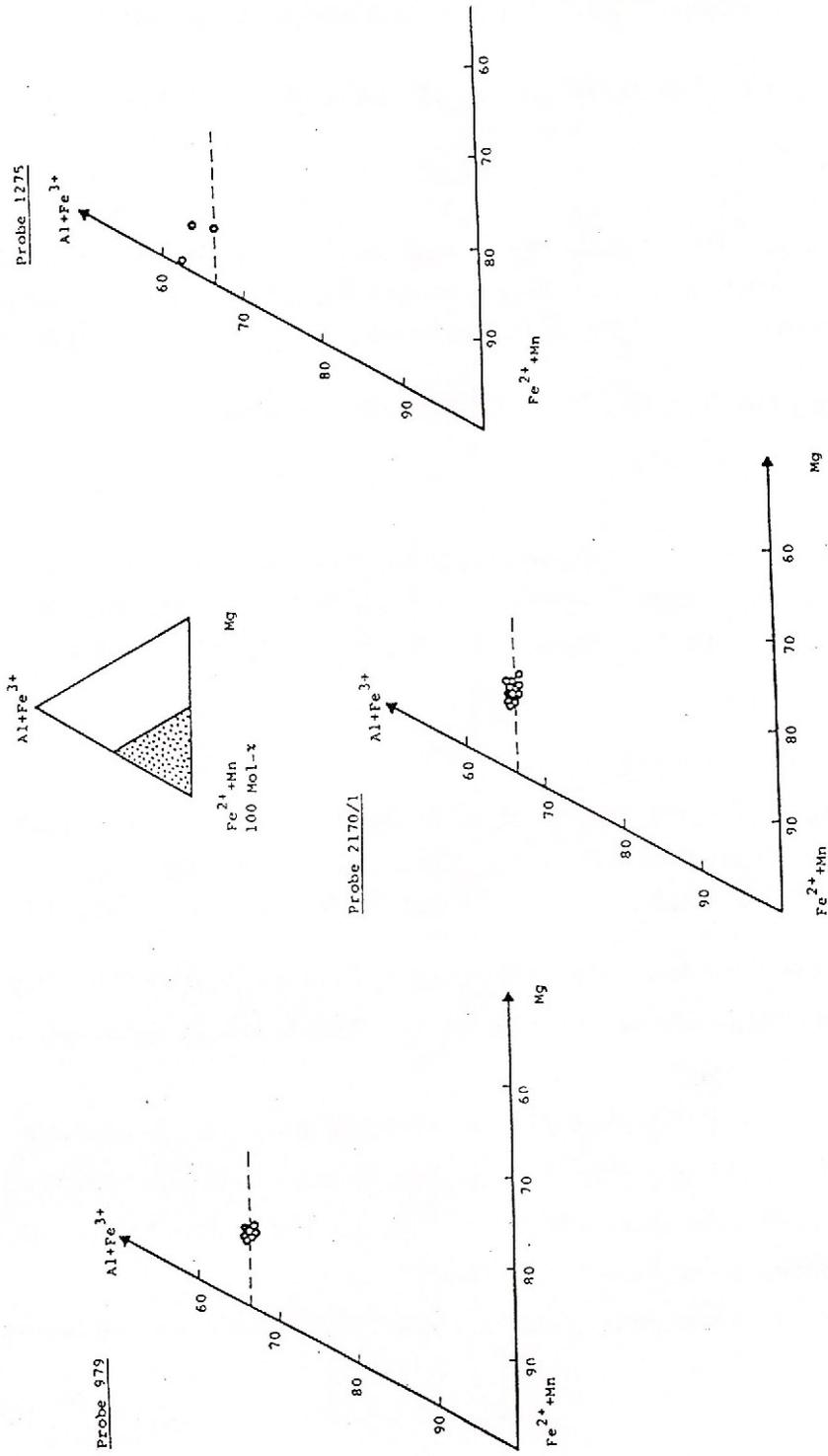


Abb. 5 - Chloritoid-Analysen im $Al+Fe^{3+}-Fe^{2+}+Mn-Mg$ -Diagramm

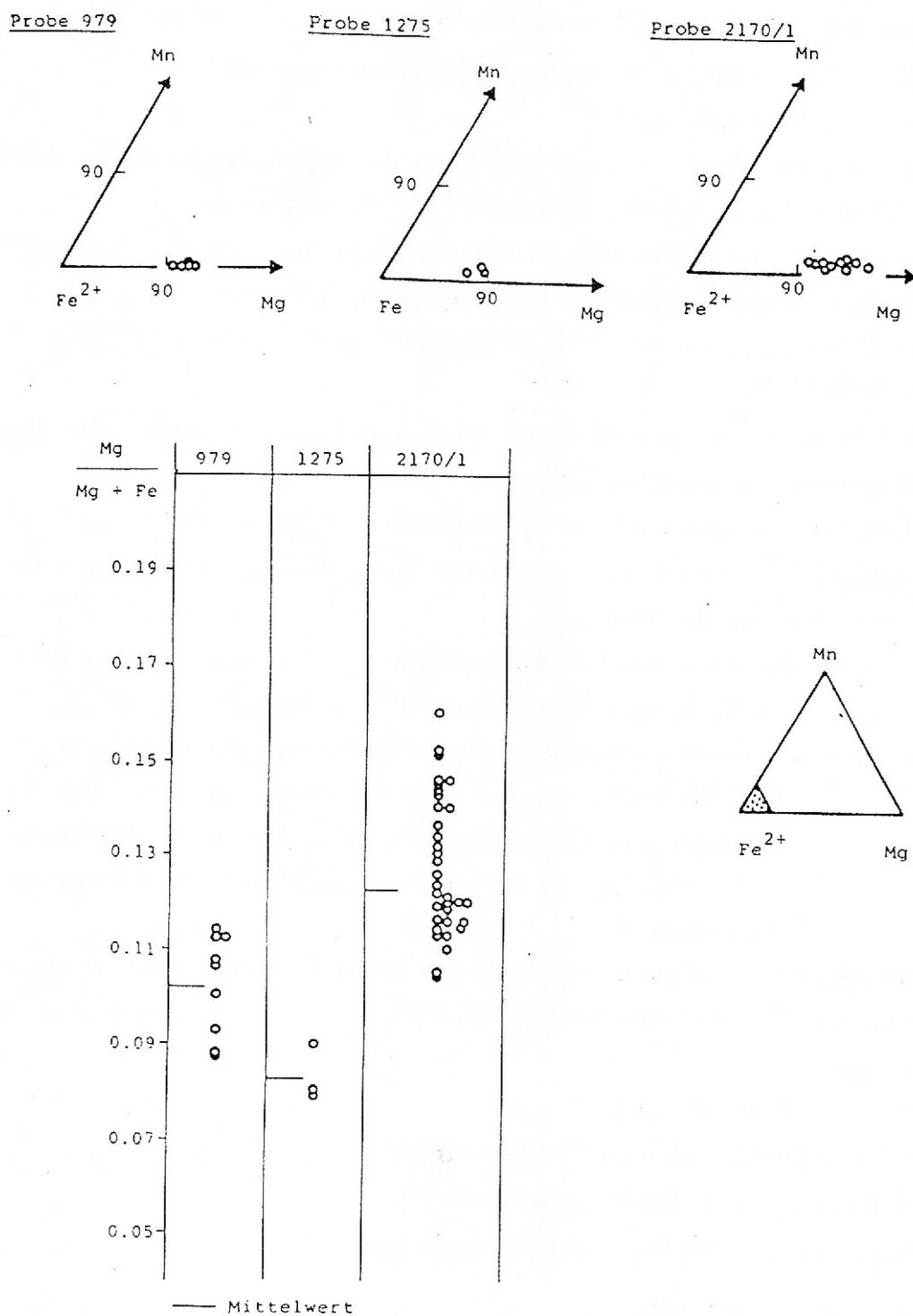


Abb. 6 - oben: Chloritoid-Analysen im Fe^{2+} -Mn-Mg-Diagramm
 unten: Verhältnis $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$ in Chloritoiden

- S_1 -Mu < 0,015 mm, oft im Druckschatten von Quarz, zusammen mit Chlorit;
- S_2 -Mu – 0,02 bis 0,08 mm in der Hauptschieferung eingeregelt;
- S_3 -Mu – 0,015 bis 0,03 mm

Die diffraktometrische Bestimmung der Muskovite wurde aufgrund der basalen Reflexe 002 (10,0 Å), 004 (5,0 Å), 006 (3,3 Å) und 0010 (2,0 Å) durchgeführt.

Die Bestimmung der Polymorphe erfolgte mit der Guinier-Kamera. Nach BORG und SMITH (1969) sind $2M_1$ -Polymorphe durch die spezifischen Reflexe 3, 73, 3,48, 3, 21 und 2,99 Å und $3T$ -Polymorphe durch solche bei 3,60 und 3,10 Å charakterisiert. Alle analysierten Mu sind $2M_1$ -Strukturen.

Der " b_o "-Parameter wurde ebenfalls auf der Guinier-Kamera bestimmt. Eine Diskussion der " b_o "-Werte erfolgt im nächsten Kapitel.

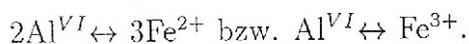
Der Muskovitchemismus wurde mit der Mikrosonde bestimmt (Tab. 4 und 5). Für diese Methode genügend große Kristalle sind entweder die detritischen oder diejenigen die aus der S_2 -, bzw. S_3 -Schieferung stammen.

Der Chemismus verschiedener Glimmerpopulationen wird beschrieben durch:

1. das Ausmaß der Tschermak-Substitution: Al^{IV} , $Al^{VI} \leftrightarrow Si$ (Fe^{2+} , Mg).

Dabei wird 1a) die Al-Verteilung auf der Tetraeder- und Oktaederschicht graphisch als Si/ Al^{tot} -Diagramm für jede Probe dargestellt (Abb. 7);
1b) die gesamte Tschermak-Substitution lässt sich für jede Probe im Si- Al^{tot} -Diagramm für jede Probe im Si- Al^{tot} -Mg, Fe-Diagramm zeigen (Abb. 8).

2. Eine allgemeine Variation des Chemismus in der Oktaederschicht, welche im Al^{VI} -Mg-Fe-Diagramm für jede Probe gezeigt wird (Abb. 9); dabei sind die wichtige Substitutionsrichtungen:



3. die Na/K-Substitution in der Zwischenschicht

3a) dargestellt in Na-K-Diagrammen (Abb. 10);

3b) dargestellt in einem Na/(Na+K)-Histogramm (Abb. 11).

Diskussion zu 1a (siehe Abb. 7)

Probe 127 - Sie enthält zwei Glimmerpopulationen: die erste, bestehend aus detritischen Glimmern, ist gut definiert, besitzt eine kleine Streuung und wird durch eine annähernd ideale Muskovitzusammensetzung wiedergegeben. Die zweite Population, bestehend aus phengitischen Muskoviten, ist schlechter definiert und besitzt eine größere Streuung.

Probe 203 - Die meisten analysierten Kristalle fallen in das Muskovitfeld (Al^{tot} 5,7-5,9). Ein paar detritische Hellglimmer sind phengitische Muskovite mit ferrimuskovitischer Ten-



denz. Die restlichen bilden eine homogene Gruppe mit $Si=6,1$ und $Al=5,8-5,9$. Der niedrige Phengitgehalt der detritischen Glimmer deutet auf ein Liefergebiet welches eine höhere Metamorphose erfuhr. Einige, in S_2 liegende Muskovite, fallen ins Feld der detritischen Glimmer.

Tabelle 4
Repräsentative K-Hellglimmer Analysen

Proben-Nr.	127	203	1275	2170/1	2170/1					
	Mu 14	Mu 1	Mu 6	Mu 7	Mu 37					
Gew.-%										
SiO ₂	45,58	45,77	45,73	46,82	46,44					
Al ₂ O ₃	31,89	36,48	36,11	35,98	37,63					
TiO ₂	0,40	0,14	0,12	0,09	0,00					
FeO	1,89	0,94	0,77	0,70	0,62					
MnO	0,00	0,00	0,08	0,00	0,00					
MgO	1,38	0,43	0,64	0,89	0,34					
CaO	0,00	0,00	0,00	0,09	0,00					
Na ₂ O	0,29	0,82	0,89	0,90	1,02					
K ₂ O	10,83	9,15	9,50	8,87	9,10					
Insgesamt	93,04	93,75	93,83	94,38	95,17					
Strukturformel normiert auf 22 O; alles Fe als FeO										
Si	6,31	8,00	6,13	8,00	6,13	8,00	6,21	8,00	6,11	8,00
Al ^{IV}	1,69		1,87		1,87		1,79		1,89	
Al ^{VI}	3,51		3,89		3,84		3,83		3,95	
Ti	0,04		0,01		0,01		0,01		0,00	
Fe	0,22	4,05	0,11	4,10	0,08	4,07	0,08	4,10	0,07	4,09
Mn	0,00		0,00		0,01		0,00		0,00	
Mg	0,28		0,09		0,13		0,18		0,07	
Ca	0,00		0,00		0,00		0,01		0,00	
Na	0,08	1,99	0,21	1,77	0,23	1,86	0,23	1,74	0,30	1,83
K	1,91		1,56		1,63		1,50		1,53	

Ergänzung zur Tabelle 4

Proben-Nr.	127	203	1275	2170/1	2170/1
	Mu 14	Mu 1	Mu 6	Mu 7	Mu 37
Ma	0,00 Mol-%	Ma 0,00 Mol-%	Ma 0,00 Mol-%	Ma 0,75 Mol-%	Ma 0,00 Mol-%
Pa	4,02 Mol-%	Pa 11,86 Mol-%	Pa 12,45 Mol-%	Pa 13,25 Mol-%	Pa 16,39 Mol-%
Mu	95,08 Mol-%	Mu 88,14 Mol-%	Mu 87,55 Mol-%	Mu 86,00 Mol-%	Mu 83,61 Mol-%



Tabelle 5
Repräsentative K-Hellglimmer Analysen

Proben-Nr.	2170/2	2200/2	2567	2721/3	484					
	Mu 2	Mu 18	Mu 4	Mu 18	Mu 1					
Gew.-%										
SiO ₂	45,52	47,04	44,57	48,28	45,18					
Al ₂ O ₃	36,89	32,47	32,73	26,88	36,32					
TiO ₂	0,25	0,34	0,52	0,68	0,71					
FeO	0,70	1,34	2,04	3,48	1,03					
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00					
MgO	0,53	1,71	1,56	3,02	0,53					
CaO	0,00	0,00	0,00	0,09	0,00					
Na ₂ O	0,86	0,67	0,50	0,58	1,35					
K ₂ O	9,48	9,79	9,71	10,45	9,22					
Insgesamt	94,26	93,39	91,66	93,49	94,36					
Strukturformel normiert auf 22 O; alles Fe als FeO										
Si	6,08	8,00	6,37	8,00	6,19	8,00	6,65	8,00	6,04	8,00
Al ^{IV}	1,92		1,63		1,81		1,35		1,96	
Al ^{VI}	3,88		3,55		3,54		3,01		3,77	
Ti	0,03		0,04		0,05		0,07		0,07	
Fe	0,08	4,09	0,15	4,09	0,24	4,15	0,40	4,08	0,12	4,07
Mn	0,00		0,00		0,00		0,00		0,00	
Mg	0,10		0,35		0,32		0,60		0,11	
Ca	0,00		0,00		0,00		0,01		0,00	
Na	0,22	1,83	0,17	1,87	0,14	1,86	0,16	2,01	0,35	1,92
K	1,61		1,70		1,72		1,84		1,57	

Ergänzung zur Tabelle 5

Proben-Nr.	2170/1	2200/2	2567	2721/3	484
	Mu 2	Mu 18	Mu 4	Mu 18	Mu 1
Ma	0,00 Mol-%	0,00 Mol-%	0,00 Mol-%	0,65 Mol-%	0,00 Mol-%
Pa	12,14 Mol-%	9,43 Mol-%	7,28 Mol-%	7,74 Mol-%	18,20 Mol-%
Mu	87,86 Mol-%	90,57 Mol-%	92,72 Mol-%	91,61 Mol-%	81,80 Mol-%

Diese werden als S₂ rotierte detritische Muskovite interpretiert. Sie sind mikroskopisch von den in S₂ neugewachsenen Glimmern nicht zu unterscheiden.

Probe 2170/1 - Der Al^{tot}-Gehalt variiert in den detritischen Muskoviten zwischen 5,8 und 5,9, in den S₂-Muskoviten zwischen 5,7 und 5,8. Nur einige Analysen fallen auf die Verbind-



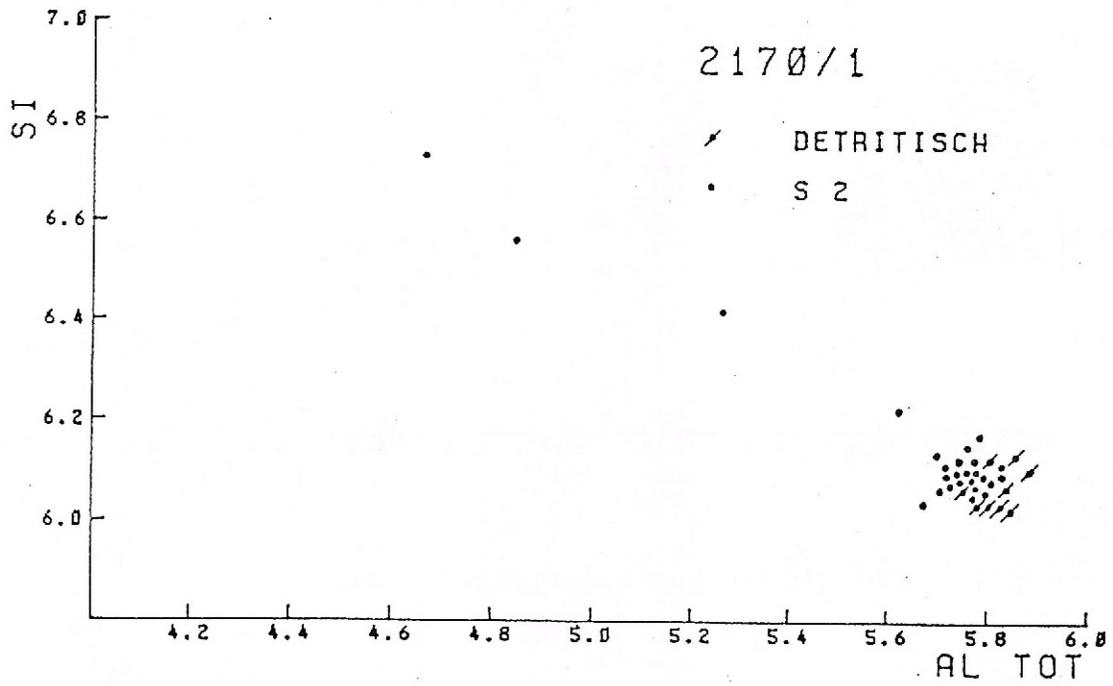
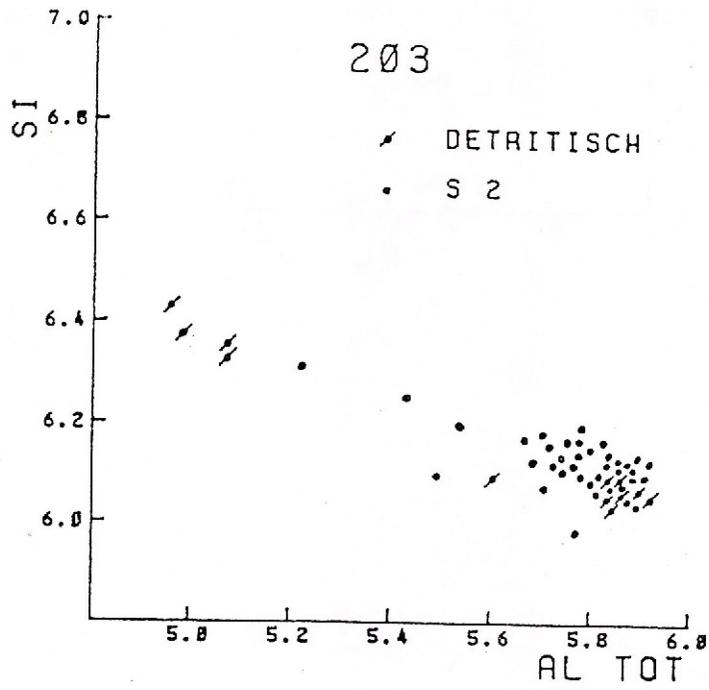


Abb. 7 (1a) - Muskovit-Analysen im Si-Al^{tot}-Diagramm

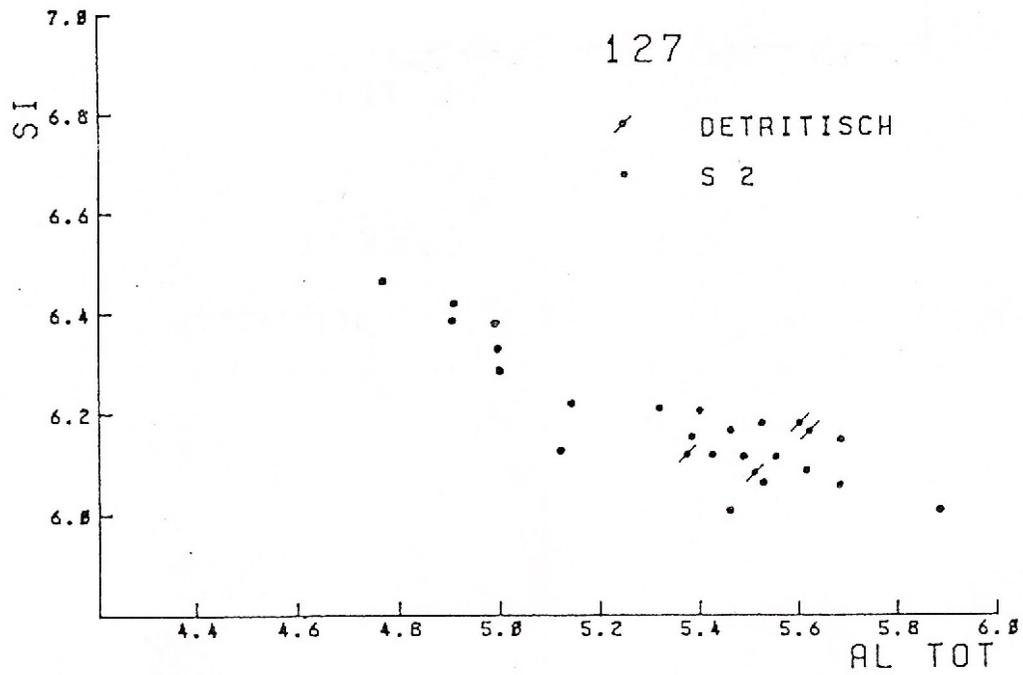
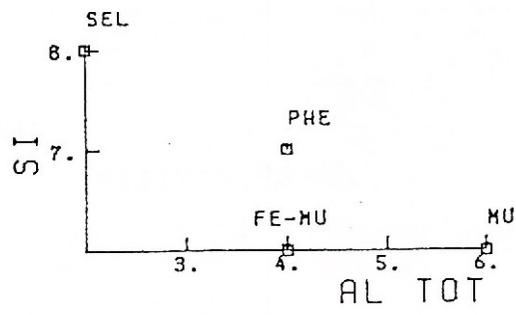


Abb. 7 (1a) - Muskovit-Analysen im Si-Al^{tot}-Diagramm

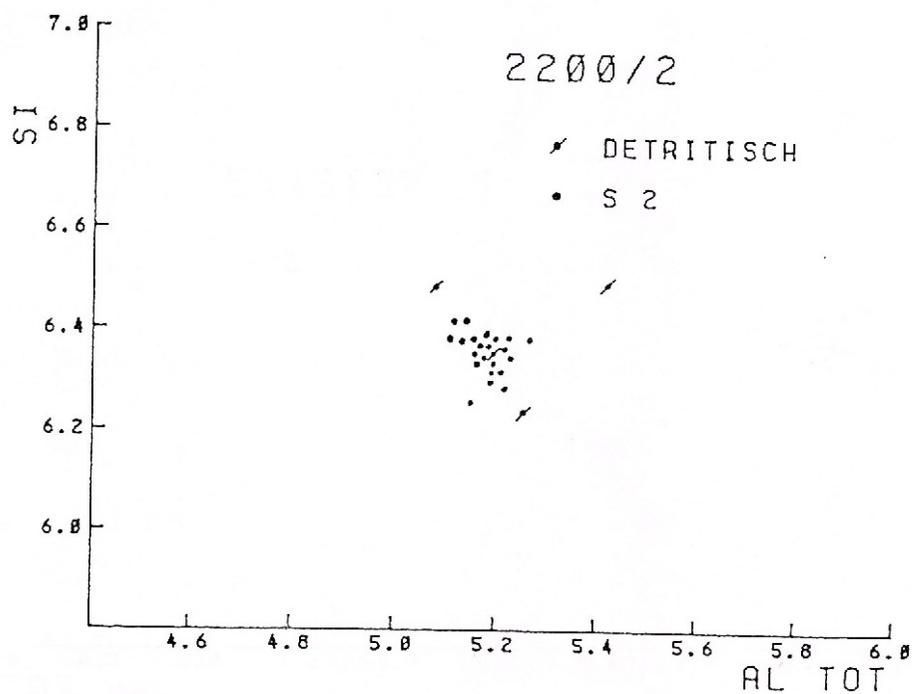
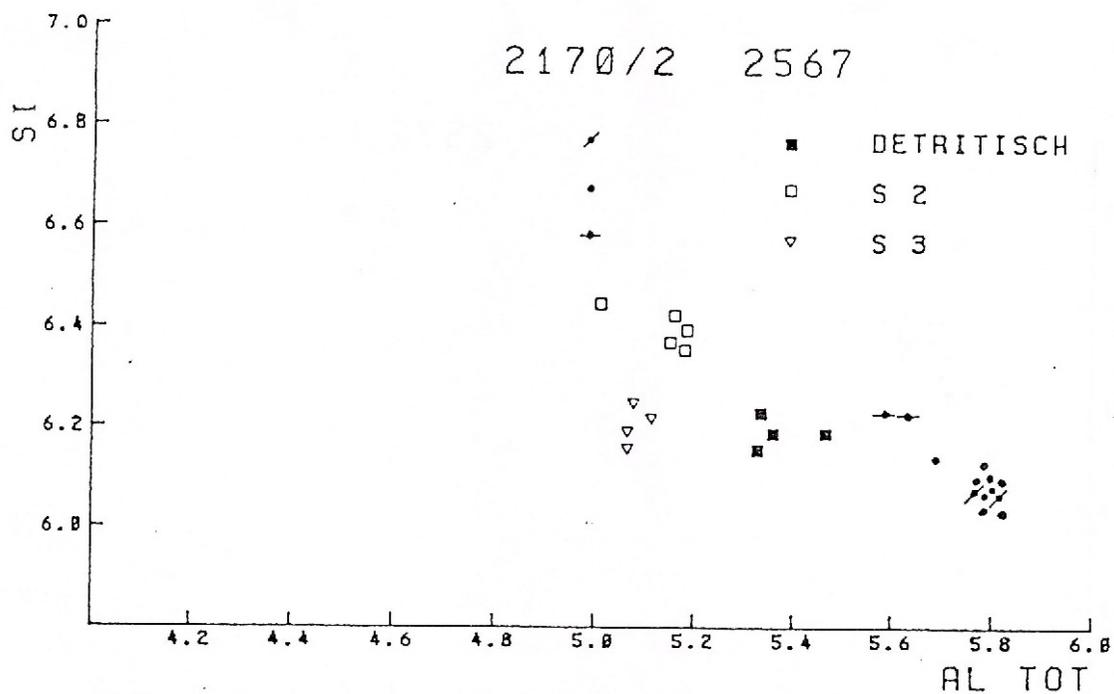
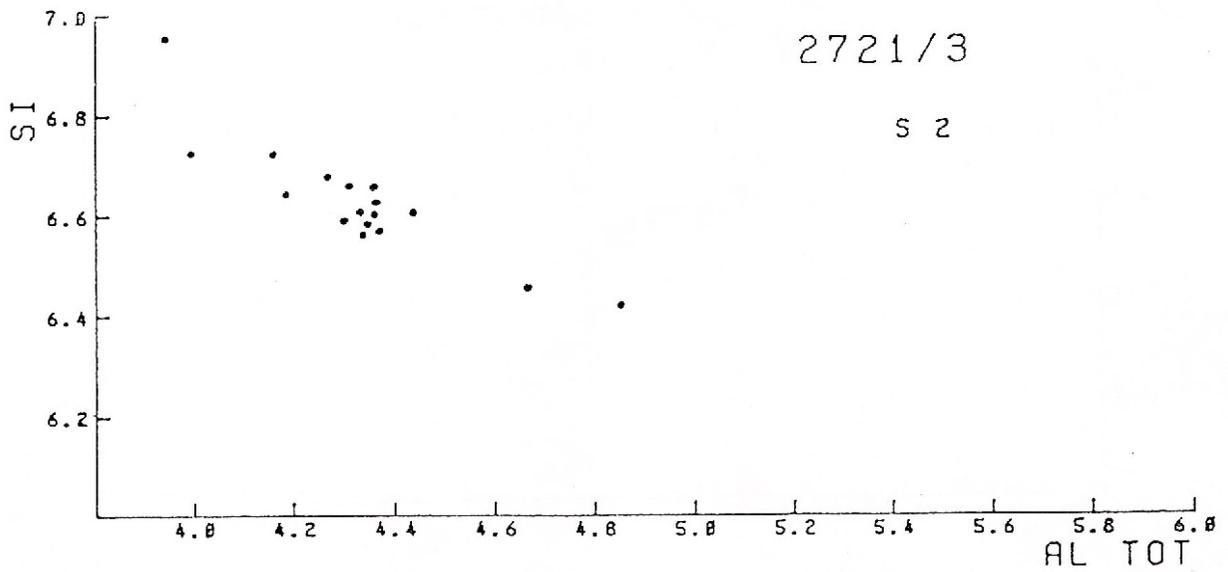
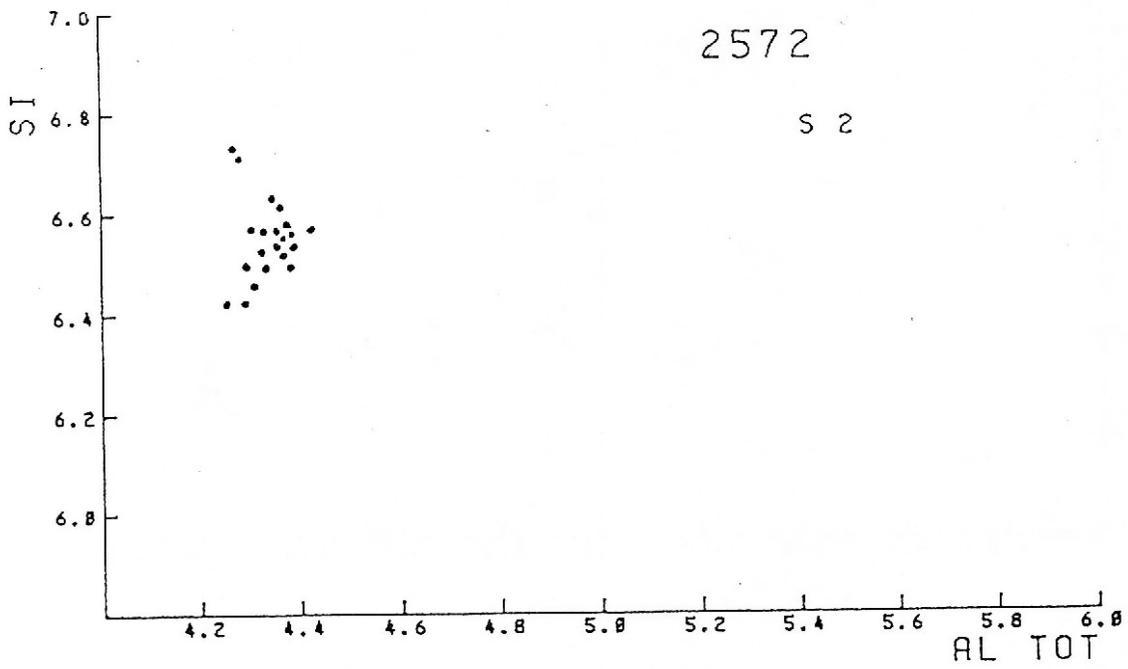
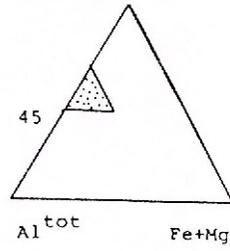
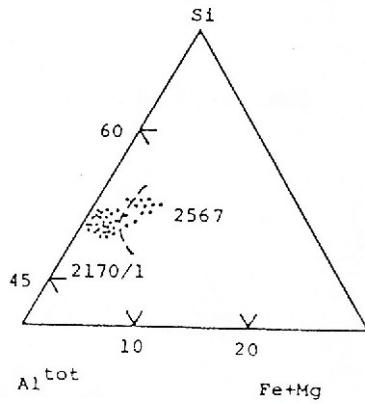


Abb. 7 (1a) - Muskovit-Analysen im Si- Al^{tot} -Diagramm

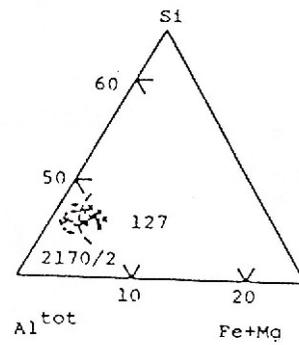
Abb. 7 (1a) - Muskovit-Analysen im Si- Al^{tot} -Diagramm



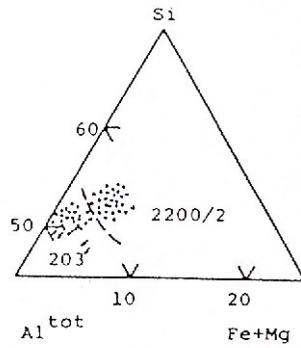
Proben 2170/1 und 2567



Proben 2170/2 und 127



Proben 2200/2 und 203



Proben 2572 und 2721/3

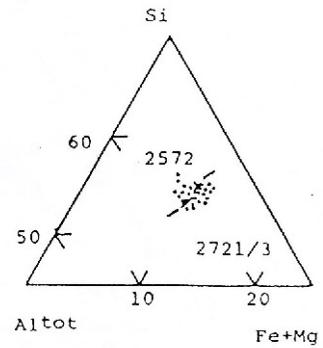
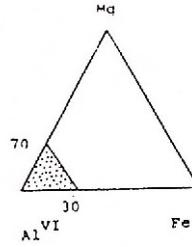
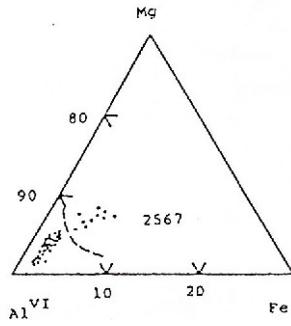


Abb. 8 - Muskovit-Analysen im Si-Al^{tot}-Fe+Mg-Diagramm

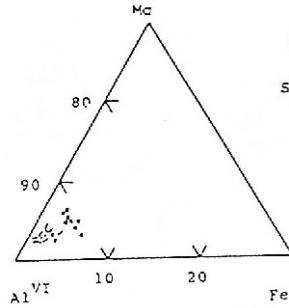
Proben 2170/1 und 2567



2170/2

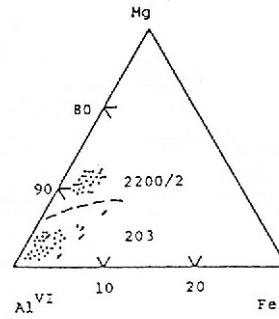
* = detritisch
• = S₂

Proben 2170/2 und 127



127
S₂ = x

Proben 2200/2 und 203



Proben 2572 und 2721/3

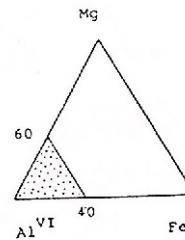
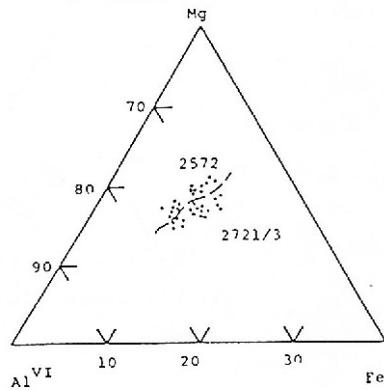


Abb. 9 - Muskovit-Analysen im Mg-Al^{VI}-Fe-Diagramm

dungslinie Muskovit-Phengit. Dies zeigt, dass in dieser Probe der Tschermak-Austausch gering ist.

Probe 2170/2 - Zeigt eine Anhäufung um $Al^{tot}=5,8$. Zwei detritische Muskovite mit $Al^{tot}=5,6$ und $Si=6,3$ besitzen einen etwas höheren Phengitgehalt. Sie dürfen einem schwächer metamorphen Liefergebiet entstammen und haben noch nicht mit den S_2 -Glimmern equilibriert.

Probe 2200/2 - Hellglimmer dieser Probe haben eine Zusammensetzung die ziemlich genau zwischen Muskovit und Phengit liegt.

Probe 2567 - Enthält drei Hellglimmergenerationen: eine detritische, eine zu S_2 und eine zu S_3 gehörige, die jeweils nur geringe Streuung in ihrer Zusammensetzung aufweisen. Detritische Muskovite sind die Al-reichsten ($Al^{tot}=5,3-5,5$) und besitzen nur eine geringe Phengitkomponente. S_2 -Muskovite sind etwas Al-ärmer ($Al^{tot}=5,1-5,2$) und Si-reicher ($Si=6,4$). S_3 -Muskovite ($Si=6,2$, $Al^{tot}=5,1$) haben also eine schwache Tendenz Richtung Ferrimuskovit. Die beiden im Folgenden beschriebenen Proben sind Al-ärmer, Si-, Mg und Fe-reicher als die bisherigen Proben.

Probe 2572 - Mit $Si=6,4-6,7$ und $Al=4,2-4,4$ liegen die Analysenpunkte unterhalb der Verbindungslinie Phengit-Ferrimuskovit.

Probe 2721/3 - Die Analysen liegen wenig unterhalb der Verbindungslinie Phengit-Muskovit, besitzen also einen geringen Anteil an Ferrimuskovit.

Diskussion zu 1b

In Abbildung 8 sieht man, dass die meisten Analysen fast auf der Verbindungslinie Si-Al liegen (unterhalb der Linie 55 Mol-% Si und nur einen geringen Fe- und Mg-Gehalt aufweisen. Besonders in den Proben 2170/2, 203 und 2170/1 ist der Tschermak-Austausch sehr schwach, während er in den Proben 127, 2200/2 und 2567 etwas stärker ausgeprägt ist.

Die Analysen der Proben 2572 und 2721/3 liegen über der Linie 55 Mol-% Si; Fe und Mg variieren zwischen 7 und 12 Mol-% und zeigen damit eine starke Tschermak-Substitution.

Mit Ausnahme der Probe 127 zeigt das regionale Verteilungsbild eine tendenzielle Zunahme des Phengitgehaltes gegen Osten.

Diskussion zu 2

Abbildung 9 zeigt, dass Al^{IV} über 90 Mol-% liegt, so dass der Tschermak-Austausch Richtung Phengit nur schwach ist. Vergleichend kann man feststellen, dass dieser schwache Austausch vor allem in Richtung Mg läuft (z.B. in den Proben 127, 2200/2, 2567 etwas stärker, in den Proben 2170/1, 203, 2170/2 etwas schwächer). Nur in den Proben 2572 und



2721/3 dominiert Mg nur wenig über Fe.

Diskussion zu 3a)

Die Kationenverteilung in den Zwischenschichten ist in Na- vs K-Diagrammen dargestellt (Abb. 10). Die Na-Gehalte detritischer Hellglimmer sind am größten, gefolgt von den S₂-Hellglimmern. Die S₃-Populationen in Probe 2167 ist am Na-ärmsten. Dort wo Zwischenschichten der S₂-Hellglimmer fast ausgefüllt sind, sinkt der Al-Gehalt etwas ab (Proben 2572, 2721/3) und der Na-Gehalt pro Formeleinheit liegt unter 0,05.

Es besteht eine positive Korrelation zwischen Al- und Na-Gehalt (Na bis 0,2-0,35 in den Proben 2170/1 und 2170/2).

Die Streuung des Na-Gehaltes ist in S₂-Hellglimmern größer als in den detritischen.

Ostwärts nähert sich die Summe auf dem Zwischenschichtplatz dem Idealwert 2 pro Formeleinheit (Proben 2572, 2721/3). Nach CIPRIANI et al. (1981) nimmt der Al^{tot}- und Fe-Gehalt und das Verhältnis Na/(Na+K) mit der Temperatur zu. Die detritischen Hellglimmer (Proben 203, 2170/1, 2200/2) haben einen höheren Na-Gehalt als S₂-Hellglimmer und können daher aus einem höhermetamorphen Liefergebiet stammen. Die bezüglich der S₂-Generation bedeutend tieferen Na-Gehalte der S₃-Hellglimmer in Probe 2567 lassen möglicherweise auf eine tiefere Bildungstemperatur schließen.

Diskussion zu 3b)

Abbildung 11 zeigt den Paragonitgehalt der analysierten Hellglimmer aller Generationen. Es wurde kein Margarit gefunden (Cc-Gehalte nur im Spurenbereich).

Außer den Proben 2572 und 2721/3 ist die Variationsbreite des Paragonitgehaltes innerhalb der einzelnen Proben sehr groß. Die Al-reichsten Proben 203 und 2170/1 besitzen auch die höchsten Paragonitgehalte (weite Streuung zwischen 8 und 18 Mol-%). Detritische Hellglimmer sind am Paragonit-reichsten (über 13,5 Mol-%). Probe 2170/2 ist relativ homogen bezüglich Paragonitgehalt (12 bis 14 Mol-%). Die Proben mit ähnlichen Al-Gehalten (Al^{tot}-5,1-5,25 der Proben 2200/2 und 2567) haben auch ähnliche Paragonitgehalte (4 bis 7 Mol-%, detritische Hellglimmer maximal 9 Mol-%). Die Al-armen Proben (2572 und 2721/3) haben auch sehr geringe Paragonitgehalte (1 bis 3 Mol-%).

Diskussion der b₀-Gitterparameter

Es ist seit langem bekannt, dass die chemische Variabilität mit Änderungen der Gitterparameter d₀₀₂ (Basalabstand) und d₀₆₀ (Lateralabstand) einhergeht. RADOSLAVICH



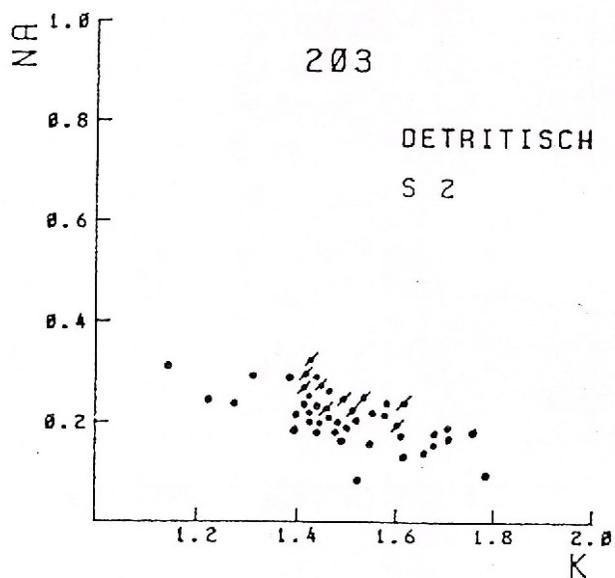
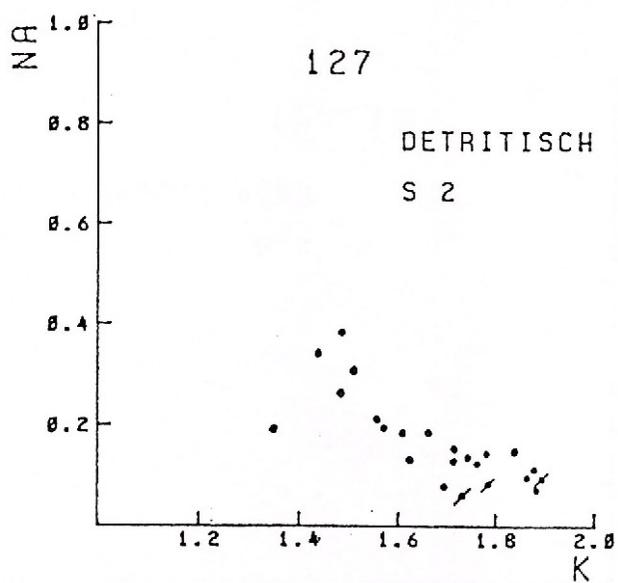


Abb. 10 (3a) - Muskovit-Analysen im Na-K-Diagramm

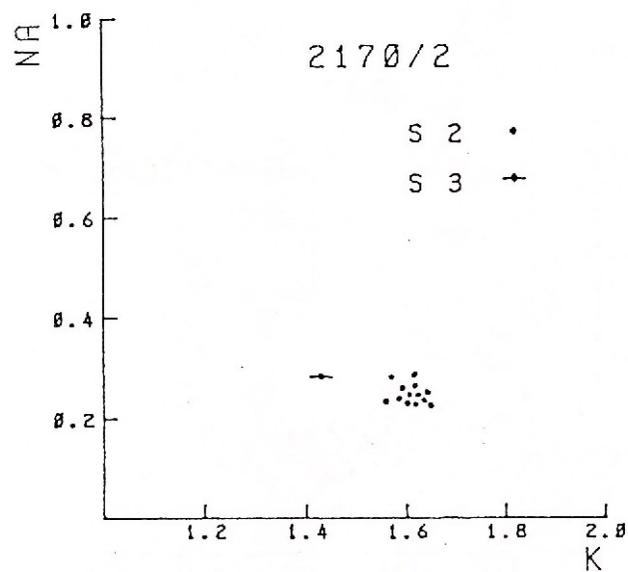
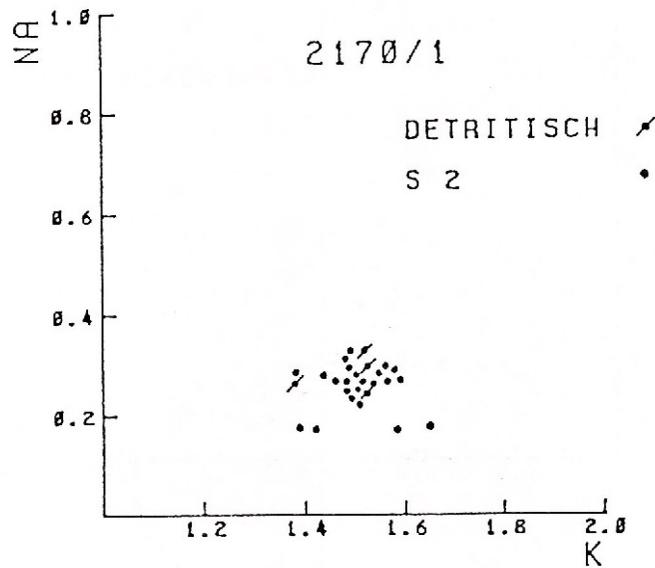


Abb. 10 (3a) - Muskovit-Analysen im Na-K-Diagramm

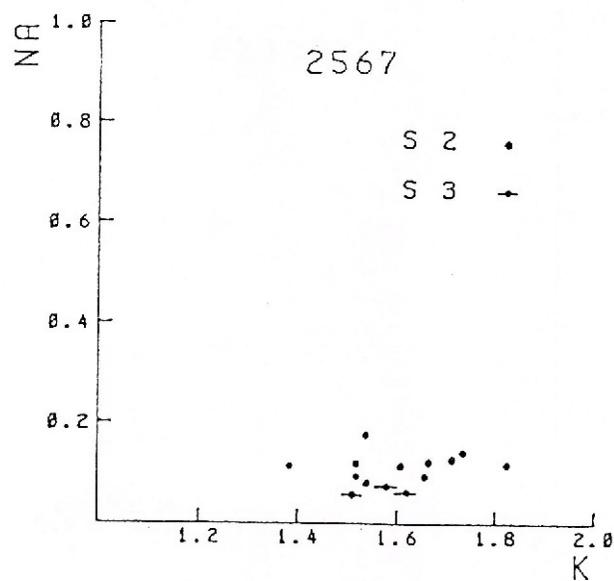
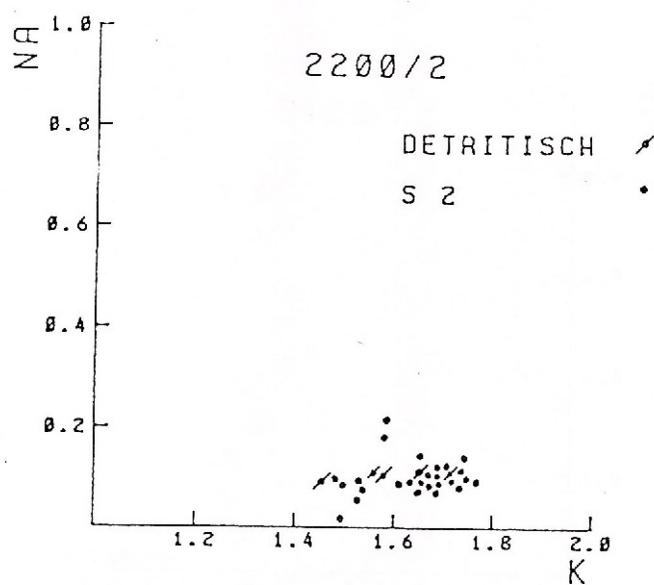


Abb. 10 (3a) - Muskovit-Analysen im Na-K-Diagramm

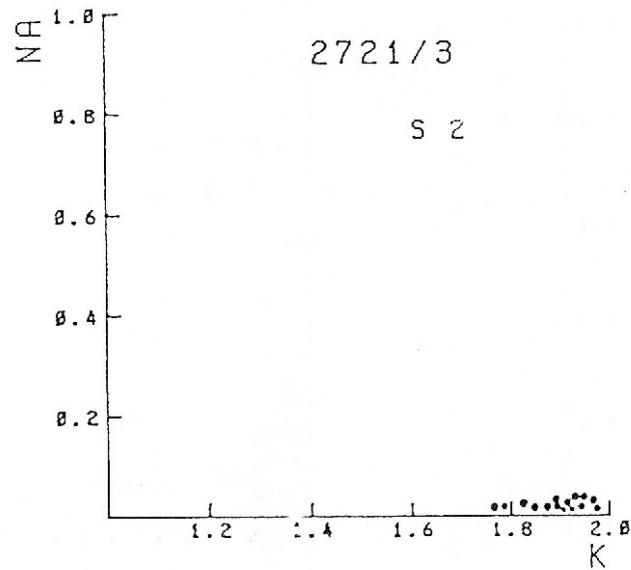
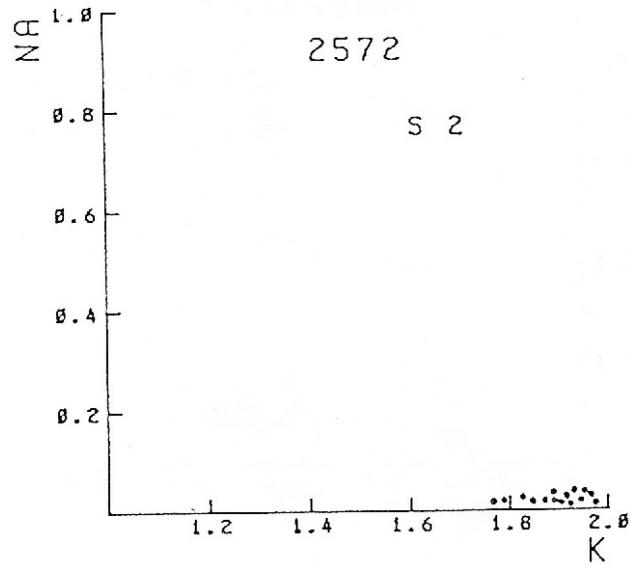


Abb. 10 (3a) - Muskovit-Analysen im Na-K-Diagramm

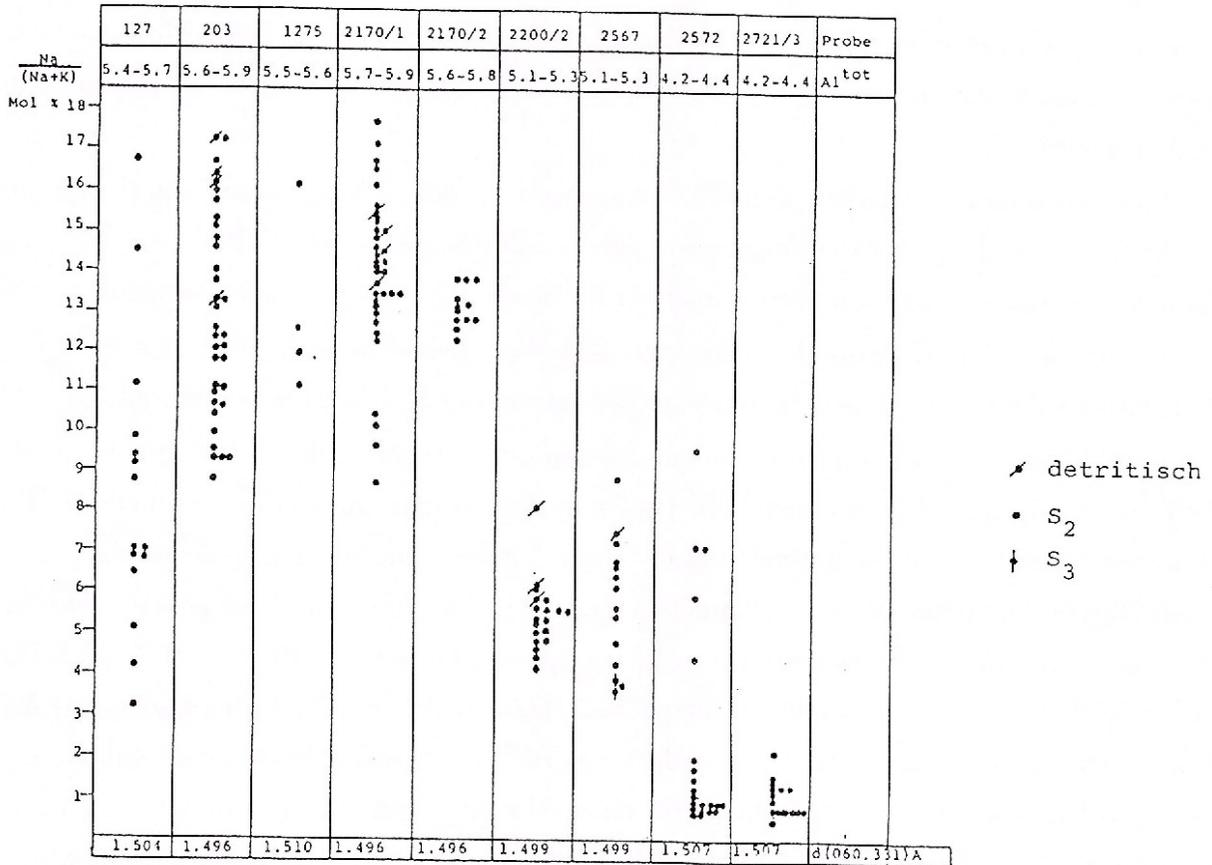


Abb. 11 - Muskovit-Analysen im Na/(Na+K)-Diagramm

(1962) und ERNST (1963) haben gezeigt, dass die c-Achse der 2M-Glimmer mit zunehmendem Seladonitgehalt abnimmt. Nach GUIDOTTI (1966) kann der d_{002} -Parameter benützt werden, um das Verhältnis $Na/(Na+K)$ abzuschätzen. CIPRIANI et al. (1968) haben den b_0 -Parameter verwendet, um die Muskovite mit b_0 9,025 Å von den Phengiten mit $b_0 > 9,025$ Å abzugrenzen und GUIDOTTI und SASSI (1976) geben für die Phengit- und Paragonitgehalte in Muskoviten eine Bestimmungsmethode an, die allein die diffraktometrisch bestimmten Parameter d_{060} und d_{002} verwendet: sie haben ein b_0 - d_{002} -Diagramm konstruiert, aus dem sich diese Gehalte direkt ablesen lassen. Sowohl CIPRIANI (1968) als auch GUIDOTTI und SASSI (1968) zeigen, dass der d_{060} -Parameter allein vom Phengitgehalt (RM=durch Fe+Mg ersetzter Anteil des oktaedrischen Al) abhängig ist. Im Gegensatz dazu hängt d_{002} von zwei Variablen (Phengit- und Paragonitgehalt) ab. Bezüglich der Verwendung der Parameter 060 und 002 zur Bestimmung von Paragonit- und Phengitgehalt meinen allerdings NAEF und STERN (1983), dass eine überzeugende statistische Korrelation zwischen physikalischen und chemischen Parametern nicht gegeben ist. Eine gewisse Korrelationstendenz reicht nicht für eine quantitative Bestimmung.

FREY et al. (1983) betonen, dass die Bestimmung von b_0 aus dem d_{060} -Reflex inkorrekt ist, da sich d_{060} mit den Reflexen 331 und 300 überlagern. Nach BORG und SMITH (1969) ist die Intensität von $d_{060} = 16$, diejenige von $d_{331} = 34$ (Daten für Moskovit). Aus diesen Gründen entsprechen die gemessenen Reflexe nicht genau dem kristallographischen b_0 -Parameter.

Eine Korrelation zwischen dem b_0 -Parameter und dem Phengitanteil im Hellglimmer ist ungenau, weil bei b_0 -Messungen mit der Guinier-Kamera der Einfluss von Fe^{3+} eine Unbekannte darstellt; häufig wird mit dieser Methode der Phengitgehalt überschätzt.

Da der auf der Mikrosonde bestimmte RM-Wert keine Aussage über das Fe^{2+} - Fe^{3+} -Verhältnis zulässt, ist die petrographische Bedeutung des RM-Wertes beschränkt.

In Abbildung 11 sind für verschiedene Proben der Paragonitgehalt, Al^{tot} pro Formeleinheit und die $d_{(060,331)}$ -Parameter tabelliert. Da in Pulverdiagrammen die verschiedenen Hellglimmergenerationen nicht unterschieden werden können, sind die angegebenen $d_{(060,331)}$ jeweils Durchschnittswerte aller vorhandenen Generationen. Die Abbildung 12 zeigt, dass eine Al^{tot} -Zunahme mit einer Abnahme von $d_{(060,331)}$ korrelierbar ist (Proben 2170/1, 2170/2: $Al^{tot}=5,7-5,9$ und $d_{(060,331)}=1,496$; Proben 2572, 2721/3: $Al^{tot}=4,2-4,4$ und $d_{(060,331)}=1,507$). Die Änderung von $d_{(060,331)}$ in Abhängigkeit von Al^{tot} ist ungefähr linear: eine Zunahme des Al^{tot} pro Formeleinheit um 0,16 entspricht einer Abnahme von $d_{(060,331)}$ um 0,01 Å (Abb. 7) (nur die Probe 127 passt nicht zu diesem Bild). Die vorgestellten Daten bestätigen also die Möglichkeit, mit Hilfe der Werte $d_{(060,331)}$ den Al^{tot} -Gehalt halbquantitativ abzuschätzen um somit einen Hinweis auf eine mögliche phengitische Tendenz (falls keine Sondendaten zur Verfügung stehen) zu erhalten.

Da der Al^{tot} -Gehalt außerdem von der Paragenese bzw. vom Gesteinchemismus abhängig ist, sollten $d_{(060,331)}$ -Werte nur von Hellglimmern aus ähnlichen Paragenesen verglichen werden (siehe die Felder W, X, Y, Z bei GUIDOTTI und SASSI, 1976).

Die in der vorliegenden Arbeit analysierten Gesteine fallen alle ins Y-Feld (Mu-Qz-Ab), mit Ausnahme einer pyrophyllithaltigen Probe die ins W-Feld fällt.

Indirekt sagt der $d_{(060,331)}$ -Wert aus etwas über die Paragonitkomponente eines Hellglimmers aus: bei konstantem Al^{tot} entspricht die Abnahme von $d_{(060,331)}$ einer Zunahme des Paragonitgehaltes. In Abbildung 13 sind die Häufigkeiten der in 155 Proben gemessenen $d_{(060,331)}$ -Werte dargestellt. Zu einigen $d_{(060,331)}$ -Werten wurden auch die entsprechenden Al^{tot} -Bereiche angegeben, die für einzelne der 155 Proben auf der Mikrosonde bestimmt wurden.

Auffallend ist, dass die Mehrzahl der analysierten Hellglimmer einen hohen Al^{tot} -Gehalt (5,1-5,9) und kleine $d_{(060,331)}$ -Werte (1,496 Å) aufweisen, da sie aus Al-reichen Gesteinen



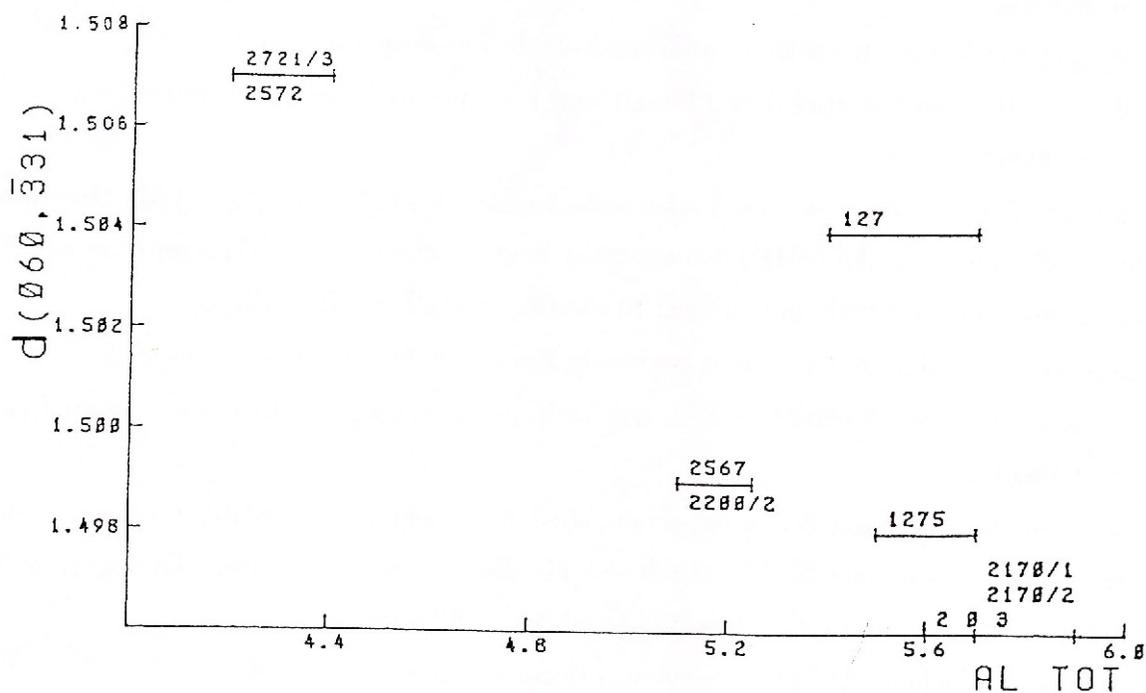


Abb. 12 - Muskovit-Analysen im $d_{(060,331)}\text{-Al}^{\text{tot}}$ -Diagramm.

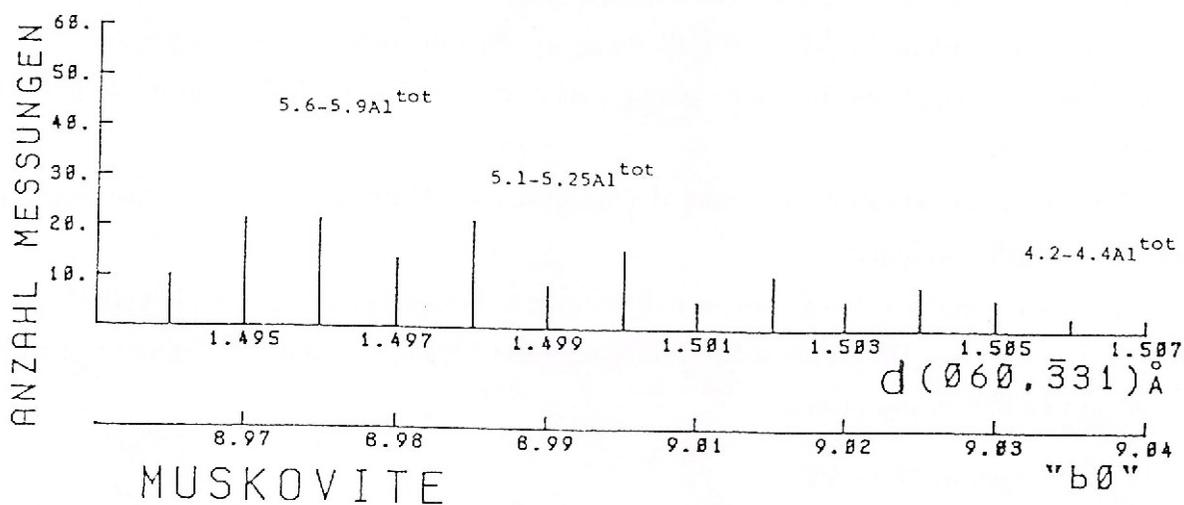


Abb. 13 - Muskovit-Analysen im $d_{(060,331)}$ -Histogramm.

(Abb. 12) stammen. Die Häufigkeit dieser Gesteine erklärt auch die regionale Verbreitung von Chloritoid.

Die wenigen, Al-ärmeren Hellglimmer ($\text{Al}^{\text{tot}}=4,2-4,4$) mit dementsprechend höheren $d_{(060,331)}$ -Werten (1,507 Å) stammen aus seltenen, Al-ärmeren Gesteinen (Abb. 13). Die Seltenheit dieser Gesteine kann das spärliche Vorkommen von Biotit erklären.

Schlussfolgerungen

- die meisten Muskovite zeigen annähernd ideale Zusammensetzung;
- die Substitutionen in Richtung Phengit und Ferrimuskovit sind eher beschränkt, wobei die erste häufiger ist;
- der im Allgemeinen schwache Tschermak-Austausch liegt im Si-Al-Fe+Mg-Diagramm auf der Al-Si-Seite; im Al^{VI} -Mg-Fe-Diagramm liegt er auf der Al^{VI} -Mg-Seite; verstärkte Mitbeteiligung von Fe wurde nur in zwei Proben festgestellt (2572, 2721/3);
- vom Westen nach Osten ist eine regionale Zunahme des Si/Al^{tot} festzustellen;
- mit zunehmendem Ersatz von K durch Na in der Zwischenschicht nimmt generell auch der Al^{tot} -Gehalt zu;
- die Zusammensetzung der detritischen Muskovite liegt näher bei der Idealzusammensetzung (in Bezug auf das Si-Al-Verhältnis) als die der S_2 -Muskovite. Die detritischen Muskovite haben jedoch ein kleineres $K/(Na+K)$ -Verhältnis;
- einige detritischen Muskovite wurden rotiert und in S_2 eingeregelt;
- die Al^{tot} -reicheren Muskovite weisen höhere Paragonitgehalte auf;
- die gemessenen Parameterwerte $d_{(060,331)}$ zeigen eine fast lineare Variation im Al^{tot} -Gehalt; mit steigendem Al^{tot} -Gehalt fällt $d_{(060,331)}$. Die aus den $d_{(060,331)}$ abgeleiteten Al^{tot} -Gehalte konnten Aussagen über eine phengitische, eventuell auch über eine paragonitische Tendenz, liefern;
- die chemische Zusammensetzung der analysierten Glimmer ist vom Gesamtgesteinchemismus stark abhängig;
- die meisten analysierten Glimmer haben einen hohen Anteil an Al^{tot} und gehören damit in Al-reiche Gesteine. Damit kann die Häufigkeit von Chloritoid und die Seltenheit von Biotit in unserem Gebiet erklärt werden.

3.8.2. Paragonit/Muskovit

Dieses Mineral wurde zum ersten Mal von FREY (1969 b) aus anchimetamorphen Phylliten der Glarner Alpen beschrieben und als Vorläufer der Paragonitbildung aus Na-haltigem Illit oder Montmorillonit interpretiert.

Typisch für Pa/Mu sind ein starker Basisreflex bei 3,25 Å und ein schwächerer bei 1,96 Å. Da in unseren Proben selten Kalifeldspat (starker Basisreflex bei 3,24 Å) vorkommt, war die diffraktometrische Identifizierung von Pa/Mu einfach.

Dieses Mineral hat eine große Verbreitung in unserem Gebiet. Es tritt nicht in Paragenesen mit Chloritoid auf. Dies kann dadurch erklärt werden, dass der Al-Gehalt nur Pa/Mu zulässt oder dass Pa/Mu beim ersten Auftreten von Chloritoid instabil wird.



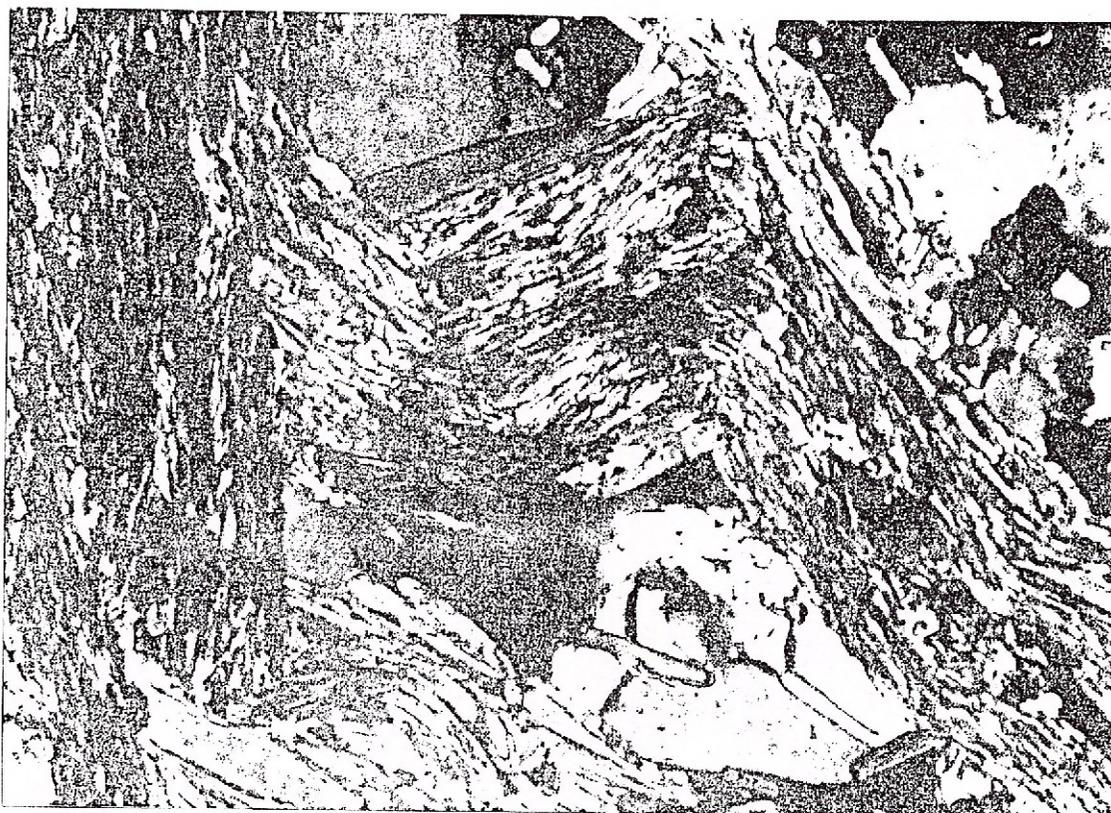


Abb. 14 – Trias (Quartenschiefer). Metasilit mit mm-mächtigen Phyllitlagen. Im Zentrum des Bildes sind die durch D_3 deformierten S_2 -Mikrolithonen (Alternanz von Muskovit, Chlorit und Biotit mit Quarz, Feldspat, Muskovit). Die Biotite (hellbraune Interferenzfarbe) entstanden während der Hauptschieferung (S_2), vielleicht auch früher, und wurden in S_2 rotiert. Am rechten Bildrand erkennt man, dass diese Biotite später noch in S_3 rotiert wurden. Koord. 629.950/129.200 gekrenzte Nikols.

Paragonit konnte in den untersuchten Proben weder mikroskopisch noch mit der Sonde gefunden werden.

3.9. Biotit-Phlogopit

Biotit und Phlogopit wurden nur als Porphyroblaste gefunden (Abb. 14, 15).

Biotit-Porphyroblaste besitzen eine Korngröße (Breite) von 0,02 bis 0,05 mm. Sie zeigen folgende optische Eigenschaften:

X = blassgrün

Y, Z = hellbraun



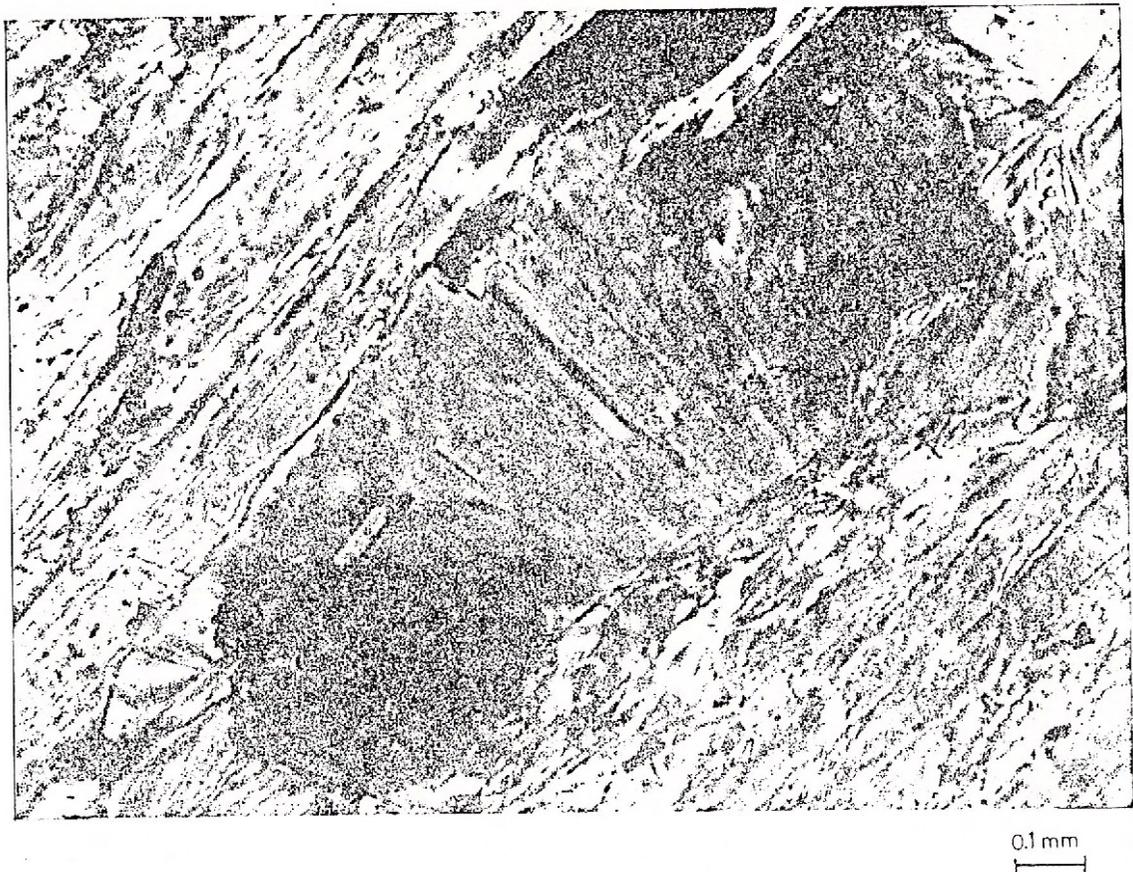


Abb. 15 - Bajocien, phyllitischer Calcidolomikrit. Phlogopite als blättrig gelängte Kristalle zusammen mit Muskovit in S_2 gebildet. Koord. 628.000/129.900 gekreuzte Nikols.

Es konnten zwei Generationen von Biotit unterschieden werden: die größeren Biotite, die idiomorphe Korngestalt mit Einschlüssen von opakem Material (? Graphit) zeigen, sind in S_2 eingeregelt. Die zweite Generation, charakterisiert durch idiomorphe Korngestalt ohne Einschlüsse, wurde syn- bis post- S_3 gebildet; die meisten Kristalle liegen in Scharnieren der F_3 -Crenulation.

Die Phlogopit-Porphyroblasten (deren Breite zwischen 0,03 bis 0,15 mm variiert) sind in S_2 eingeregelt. Die Farbe der Kristalle ist grünlich, der Pleochroismus ziemlich deutlich $Z=Y>X$ (X ist völlig farblos). Die Dunkelglimmer repräsentieren eine isomorphe Serie der vier Endglieder Anmit, Siderophyllit, Phlogopit und Eastonit. Die Mischkristalle zwischen diesen vier Endgliedern werden durch Biotit und Phlogopit vertreten.

FOSTER (1960 a), zitiert in BRINDLEY (1980), definiert die Endglieder nach ihrem Mg-Gehalt auf den oktaedrischen Plätzen:

Phlogopit	mehr als 70 %
Biotit	zwischen 60 und 20 %
Siderophyllit/Lepidomelan	weniger als 10 %

Nach DEER et al. (1962) besitzen die Biotite ein Fe/(Fe+Mg)-Verhältnis das größer als 0,33 ist (niedrigere Verhältnisse charakterisieren Phlogopite).

Drei Proben mit Dunkelglimmer wurden auf der Mikrosonde analysiert (Tab. 6, 7); vom Westen ostwärts sind diese die Proben 2572, 2576, 2721/3. Die oktaedrischen Mg-Gehalte (für jede Probe auf ihren Durchschnittswert normiert) erbrachten folgende Resultate:

Probe 2572	53,68 % Mg
Probe 2576	73,76 % Mg
Probe 2721/3	42,16 % Mg

Die gemeinsamen Fe/(Fe+Mg)-Verhältnisse zeigen folgendes:

Probe 2572	0,392
Probe 2576	0,173
Probe 2721/3	0,491

Gemäß den oben erwähnten Klassifizierungen sind die Dunkelglimmer der Proben 2572 und 2721/3 Biotite, derjenige der Probe 2576 Phlogopit. Der Chemismus der Dunkelglimmer kann mit nachstehenden Substitutionen beschrieben werden:

1. Tschermak-Austausch (Fe^{2+} , Mg) Si \leftrightarrow Al^{IV}. Al^{VI}
 - 1 a) auf den Tetraederplätzen, Abb. 16
 - 1 b) auf den Oktaederplätzen, Abb. 16
 - 1 c) auf beiden Positionen, Abb. 17
2. Substitutionen auf den Oktaederplätzen
 - 2 a) Verhältnis Fe/(Fe+Al^{VI}+Mg+Mn+Ti), Abb. 18
 - 2 b) Verhältnis Mg/(Mg+Al^{VI}+Fe+Mn+Ti), Abb. 18
 - 2 c) Oktaedersubstitution als Ganzes, Abb. 19

Die Substitution Na \leftrightarrow K spielt eine untergeordnete Rolle.

Im Folgenden werden die einzelnen Substitutionen beschrieben:

1. Der aus der Strukturformel errechnete Al^{IV}-Gehalt ist sowohl vom Al^{tot}-Gehalt als auch vom Si-Gehalt abhängig. Ein Teil des Al^{tot} besetzt als Al^{IV} zusammen mit Si die Tetraederplätze, der Rest, in Form von Al^{VI}, ist auf die Oktaederplätze verteilt. Der Al^{VI}-Gehalt seinerseits ist sowohl vom Gehalt an Al^{tot} und Si als auch von den Anteilen an Fe, Mg, Ti und Mn abhängig.



Tabelle 6
Repräsentative Biotit-Analysen

Proben- Nr.	2572 Bi 4	2572 Bi 6	2572 Bi 8	2572 Bi 12				
Gew.-%								
SiO ₂	37,86	37,45	36,96	37,50				
Al ₂ O ₃	15,00	14,51	14,08	14,96				
TiO ₂	1,70	1,38	1,37	1,28				
FeO	15,77	15,70	16,29	15,72				
MnO	0,00	0,00	0,08	0,00				
MgO	13,32	13,90	13,34	13,89				
CaO	0,35	0,46	0,37	0,47				
Na ₂ O	0,02	0,03	0,01	0,02				
K ₂ O	9,70	9,37	9,19	9,82				
Insgesamt	93,74	92,83	91,72	93,70				
Strukturformel normiert auf 22 O; alles Fe als FeO								
Si	5,77	8,00	5,77	8,00	5,78	8,00	5,73	8,00
Al ^{IV}	2,23		2,23		2,22		2,27	
Al ^{VI}	0,74		0,40		0,38		0,42	
Ti	0,20		0,20		0,16		0,15	
Fe	2,01	5,98	2,02	5,81	2,10	5,76	2,01	5,74
Mn	0,00		0,00		0,01		0,00	
Mg	3,03		3,19		3,11		3,16	
Ca	0,06		0,08		0,10		0,08	
Na	0,01	1,96	0,01	1,93	0,01	1,94	0,01	2,00
K	1,89		1,84		1,83		1,91	
Fe/(Fe+Mg)	0,40		0,39		0,40		0,39	

1 a) Der Al^{IV}-Gehalt in den Biotiten der Probe 2572 zeigt einen Maximalwert von 0,28, der zugleich der häufigste Wert ist. Die Phlogopite der Probe 2576 zeigen zwei Häufigkeitsmaxima bei 0,26 bzw. 0,27. Die Biotite der Probe 2721/3 zeigen ebenfalls zwei Häufigkeitsmaxima bei 0,28 bzw. 0,29 (Abb. 16). Der Anteil an tetraedrischem Al ist in den zwei biotitführenden Proben generell größer als in der Phlogopit-führenden Probe.



Tabelle 6
Repräsentative Biotit-Analysen

Proben- Nr.	2721 Bi 1	2721 Bi 3	2721 Bi 4	2721 Bi 5				
Gew.-%								
SiO ₂	37,67	36,28	36,22	36,62				
Al ₂ O ₃	16,50	14,00	14,34	15,36				
TiO ₂	2,47	2,27	2,24	2,39				
FeO	18,00	18,29	18,44	18,17				
MnO	0,13	0,11	0,16	0,12				
MgO	9,82	11,24	11,36	11,05				
CaO	0,00	0,21	0,24	0,22				
Na ₂ O	0,02	0,06	0,04	0,02				
K ₂ O	9,60	9,18	9,14	9,11				
Insgesamt	94,25	91,69	92,21	93,09				
Strukturformel normiert auf 22 O; alles Fe als FeO								
Si	5,75	8,00	5,74	8,00	5,70	8,00	5,73	8,00
Al ^{IV}	2,25		2,26		2,30		2,30	
Al ^{VI}	0,72		0,35		0,36		0,50	
Ti	0,28		0,27		0,27		0,28	
Fe	2,30	5,55	2,42	5,70	2,43	5,75	2,36	5,72
Mn	0,02		0,01		0,02		0,02	
Mg	2,23		2,65		2,67		2,56	
Ca	0,00		0,04		0,04		0,01	
Na	0,01	1,88	0,02	1,91	0,01	1,89	0,00	1,82
K	1,87		1,85		1,84		1,81	
Fe/(Fe+Mg)	0,51		0,48		0,48		0,48	

1 b) Der Al^{VI}-Gehalt zeigt Werte die in der Probe 2572 hauptsächlich von 0,06-0,08 und in der Probe 2576 hauptsächlich von 0,06-0,07 variiert. Die Werte der Probe 2721/3 sind über einen großen Bereich von 0,06-0,31 gestreut. Eine Erklärung für diese Streuung könnte die starke Variation von TiO₂ (0,06-2,67 Gew.-%) sein (Abb. 16).



Tabelle 7
Repräsentative Phlogopit-Analysen

Proben- Nr.	2576 Phlog 2	2576 Phlog 4	2576 Phlog 7	2576 Phlog 9				
Gew.-%								
SiO ₂	41,00	40,66	40,54	40,28				
Al ₂ O ₃	14,60	14,81	14,70	14,57				
TiO ₂	0,96	0,82	0,90	0,91				
FeO	7,42	7,45	7,84	7,66				
MnO	0,00	0,00	0,00	0,08				
MgO	20,15	20,59	20,49	20,13				
CaO	0,20	0,15	0,25	0,23				
Na ₂ O	0,05	0,05	0,06	0,05				
K ₂ O	9,78	9,96	10,03	10,20				
Insgesamt	94,19	94,54	94,85	94,15				
Strukturformel normiert auf 22 O: alles Fe als FeO								
Si	5,93	8,00	5,88	8,00	5,86	8,00	5,87	8,00
Al ^{IV}	2,07		2,12		2,14		2,13	
Al ^{VI}	0,42		0,40		0,36		0,37	
Ti	0,10		0,09		0,10		0,10	
Fe	0,90	5,77	0,90	5,83	0,95	5,82	0,93	5,87
Mn	0,00		0,00		0,00		0,01	
Mg	4,35		4,44		4,41		4,37	
Ca	0,03		0,02		0,04		0,04	
Na	0,01	1,84	0,01	1,87	0,02	1,91	0,01	1,95
K	1,80		1,84		1,85		1,90	
Fe/(Fe+Mg)	0,17		0,17		0,18		0,18	

1 c) Abbildung 17 zeigt den totalen Tschermak-Austausch für alle drei Proben. Daraus wird ersichtlich, dass:

- die Substitution generell gering war;
- Phlogopite einen etwas größeren Austausch als Biotite zeigen;
- die Biotite der Probe 2721/3 einen uneinheitlichen Austausch zeigen.

Die größere Tschermak-Substitution in den Phlogopiten könnte möglicherweise durch besser gefüllte Oktaederplätze erklärt werden:

Tabelle 7
Repräsentative Phlogopit-Analysen

Proben- Nr.	2576 Phlog 15		2576 Phlog 16		2576 Phlog 17		2576 Phlog 18	
Gew.-%								
SiO ₂	40,71		40,54		40,19		40,58	
Al ₂ O ₃	14,67		14,09		14,55		14,35	
TiO ₂	1,13		0,78		0,91		0,87	
FeO	7,75		7,51		7,65		7,61	
MnO	0,00		0,00		0,11		0,00	
MgO	20,81		20,58		20,29		20,17	
CaO	0,15		0,31		0,13		0,23	
Na ₂ O	0,06		0,06		0,07		0,04	
K ₂ O	9,95		9,77		10,00		10,08	
Insgesamt	94,26		95,67		93,93		93,95	
Strukturformel	normiert auf 22 O; alles Fe als FeO							
Si	5,85	8,00	5,91	8,00	5,86	8,00	5,91	8,00
Al ^{IV}	2,15		2,09		2,14		2,09	
Al ^{VI}	0,33		0,34		0,37		0,38	
Ti	0,12		0,09		0,10		0,10	
Fe	0,93	5,84	0,92	5,83	0,93	5,82	0,93	5,79
Mn	0,00		0,00		0,01		0,00	
Mg	4,46		4,48		4,41		4,38	
Ca	0,02		0,05		0,02		0,04	
Na	0,02	1,86	0,02	1,89	0,02	1,90	0,01	1,93
K	1,82		1,82		1,86		1,88	
Fe/(Fe+Mg)	0,17		0,17		0,18		0,18	

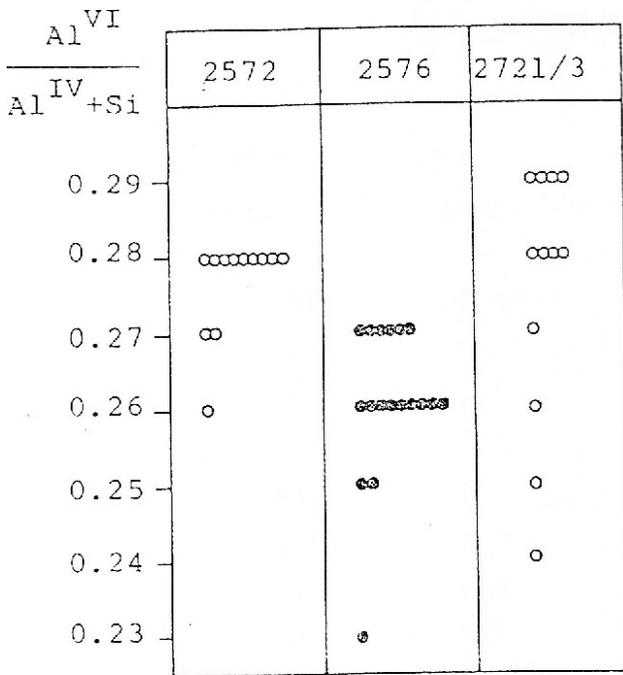
Probe 2576 5,83

Probe 2572 5,7

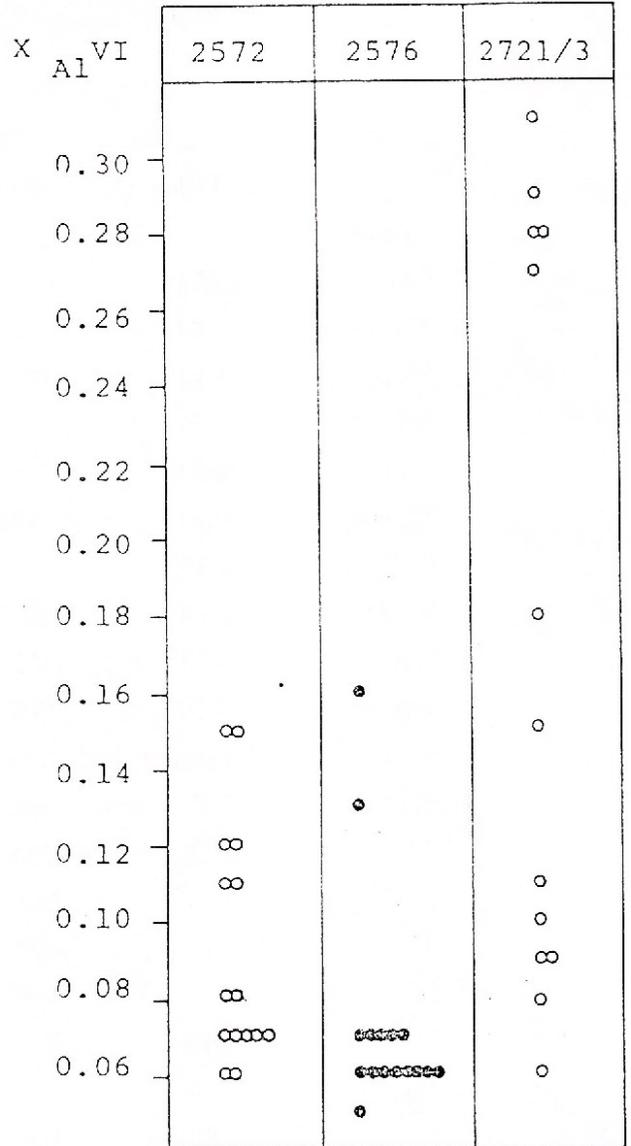
Probe 2721/3 5,55

Die Probe 2721/3 zeigt die größte Abweichung von der idealen Oktaederbesetzung. Zusammen mit der Variation von TiO₂ könnte dies eine Erklärung für die Streuung in Abbildung 17 sein.





1a



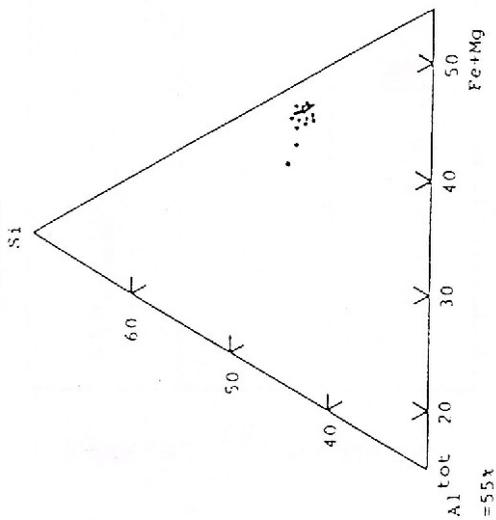
$$X_{Al^{VI}} = \frac{Al^{VI}}{(Al^{VI} + Fe + Mg + Ti + Mn)}$$

1b

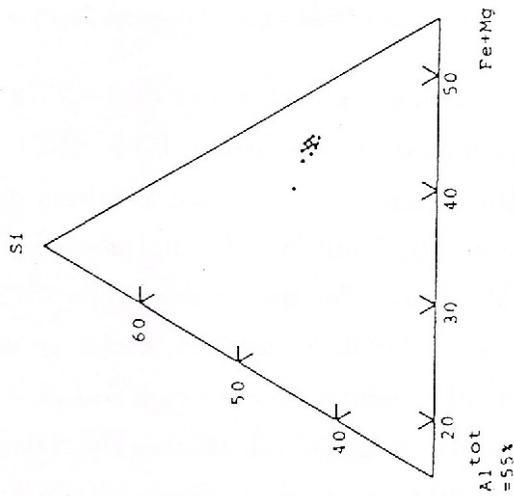
Abb. 16 - Biotit- und Phlogopit-Analysen im $Al^{VI}/(Al^{VI}+Si)$ - und $X_{Al^{VI}}=Al^{VI}/(Al^{VI}+Fe+Mg+Ti+Mn)$ -Diagramm



Probe 2576 Phlogopit



Probe 2572 Biotit



Probe 2721/3 Biotit

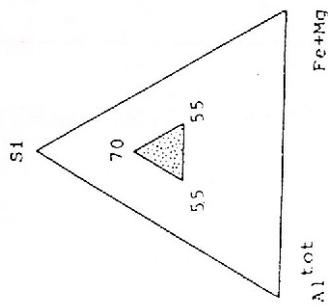
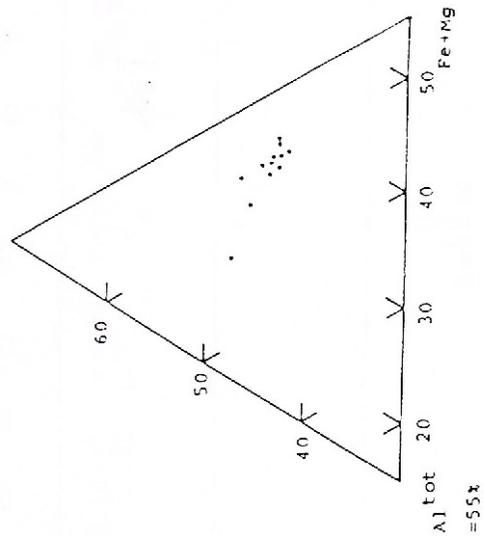


Abb. 17 - Biotit- und Phlogopit-Analysen im Al^{tot}-Si-(Fe+Mg)-Diagramm

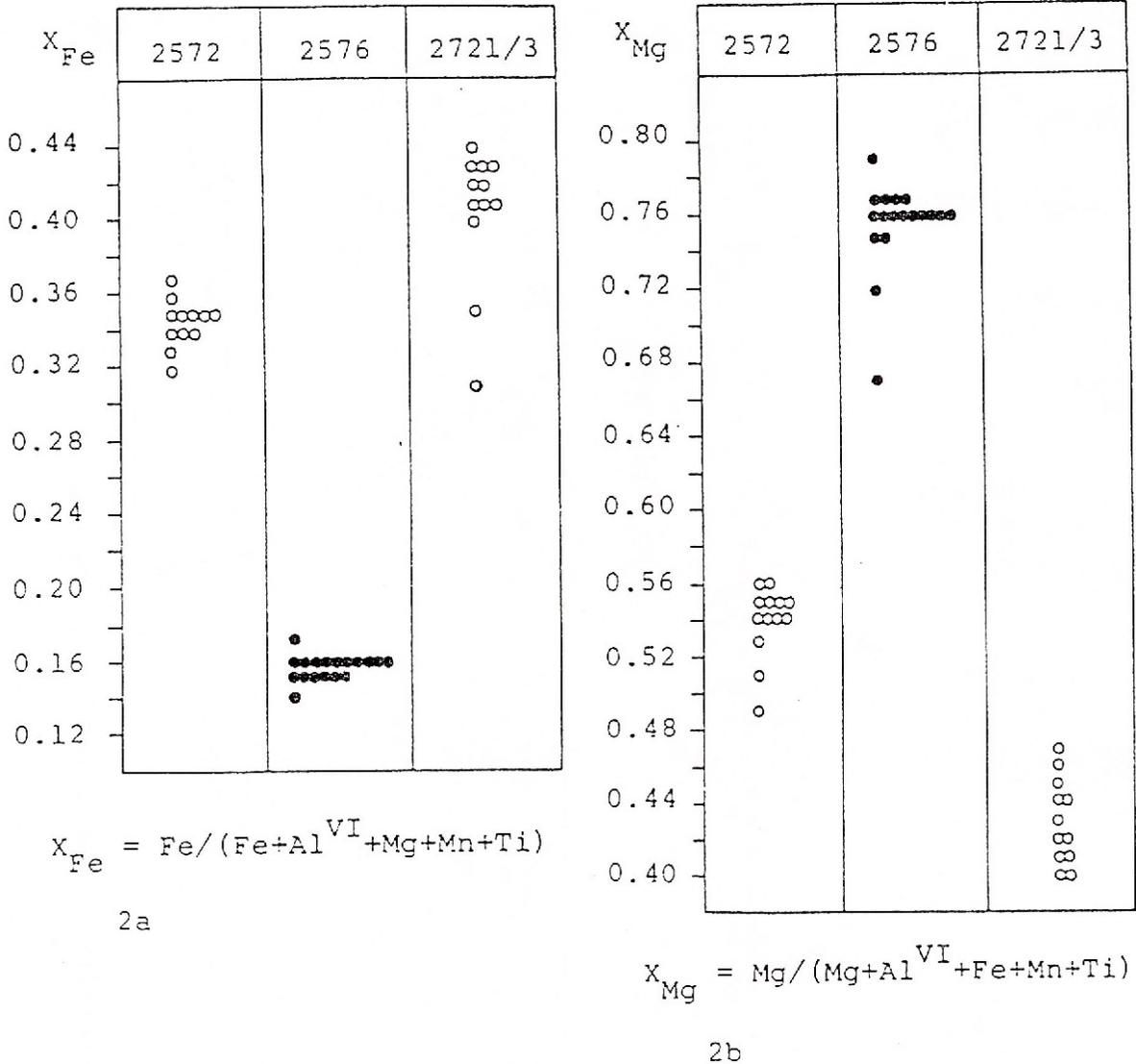


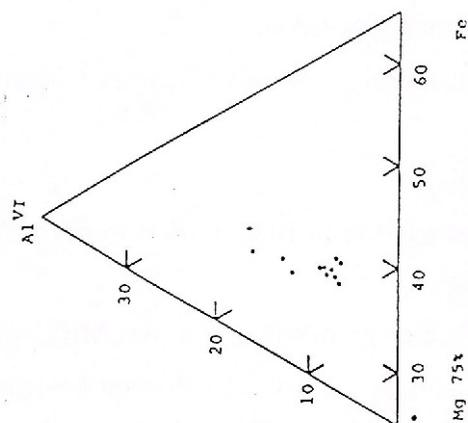
Abb. 18 - Biotit- und Phlogopit-Analysen im X_{Fe} - und X_{Mg} -Diagramm

2 a) Der Fe-Gehalt variiert in der Probe 2572 von 0,32 bis 0,37 mit einem Häufigkeitsmaximum bei 0,34-0,35 und in der Probe 2721/3 hauptsächlich von 0,40 bis 0,44 ohne eigentliches Häufigkeitsmaximum. Im Vergleich dazu variiert der Fe-Gehalt der Phlogopite zwischen 0,14 und 0,17 mit zwei Häufigkeitsmaxima bei 0,15 bzw. 0,16 (Abb. 18).

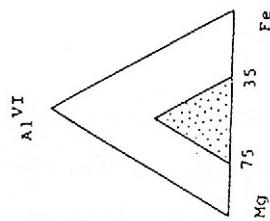
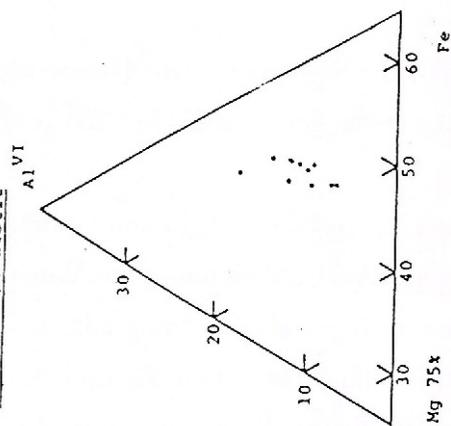
2 b) Der Mg-Gehalt der Biotite der Probe 2572 variiert zwischen 0,49 und 0,56 mit zwei Häufigkeitsmaxima bei 0,54 und 0,55; derjenige von Probe 2721/3 schwankt zwischen 0,40 und 0,46 und zeigt, genau so wie beim Fe-Gehalt, kein eigentliches Häufigkeitsmaximum. Die Phlogopitwerte zeigen ein deutliches Häufigkeitsmaximum bei 0,76 (Abb. 18).

2 c) Die Abbildung 19 zeigt, dass sich die für Biotite wichtige Substitution zwischen Fe und Mg mit einer geringen Beteiligung von Al^{VI} abspielt. Die Substitutionen zwischen

Probe 2572 Biotit



Probe 2721/3 Biotit



Probe 2576 Phlogopit

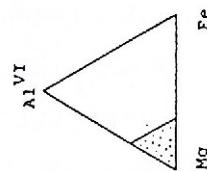
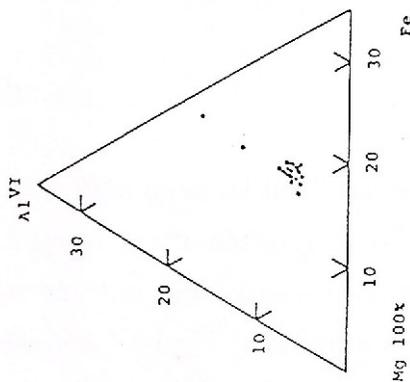


Abb. 19 - Biotit- und Phlogopit-Analysen im Mg-Al^{VI}-Fe-Diagramm

$Al^{VI} \leftrightarrow Mg$ und $Al^{VI} \leftrightarrow Fe$ der Probe 2572 waren gering und in etwa gleichem Ausmaß. In Probe 2721/3 hat die Substitution $Al^{VI} \leftrightarrow Mg$ einen etwas höheren Stellenwert als die Substitution $Al^{VI} \leftrightarrow Fe$.

Die Phlogopite der Probe 2576 zeigen eine kleinere Streuung. Die Hauptsubstitution bildet Mg-Fe; zudem ist die Substitution $Al^{VI} \leftrightarrow Mg$ etwas geringer als bei $Al^{VI} \leftrightarrow Fe$.

Zusammenfassend kann gesagt werden:

- das tetraedrische Al zeigt im Phlogopit leicht geringere Werte als in den beiden Biotiten; die im Osten liegende Biotitprobe zeigt einen höheren Wert als diejenige im Westen;
- die Tschermak-Substitution ist in den Biotiten geringer als im Phlogopit;
- die Hauptsubstitution auf den Oktaederplätzen läuft zwischen Fe und Mg ab, mit einer geringen Beteiligung von Al^{VI} . In den Biotiten scheint die Substitution $2Al^{VI} \leftrightarrow 3Mg$ ausschlaggebend zu sein, während in den Phlogopiten der Austausch $Al^{VI} \leftrightarrow Fe$ zu überwiegen scheint;
- der Na-Gehalt aller drei Proben ist klein.

3.10. Chlorite

In den Dünnschliffen konnten folgende Chlorittypen unterschieden werden:

- lamellen- oder rosettenartige, schwach grünlich pleochroitische Chlorite mit negativer Elongation; optisch positiv und mit anormal braunen oder blauen Interferenzfarben sowie niedriger Doppelbrechung: Mg- Fe^{2+} -Chlorite (TROEGER, 1969);
- schuppig-faserige Kristalle, stärker pleochroitische Chlorite mit höherem Relief und negativer Elongation; optisch negativ und mit normal blauen Interferenzfarben: Fe-reiche Chlorite (TROEGER, 1969).

Texturell können diese beide Typen weiter unterteilt werden:

- detritische Chlorite, die als größere (0,2-0,6 mm breit) oder als Glimmer-Chlorit-Aggregate von S_2 abgeschnitten werden;
- Kristalle die in S_1 liegen (0,01-0,015 mm breit);
- Kristalle die mit ihrer Längsachse in S_2 eingeregelt sind (0,03-0,05 mm breit);
- Kristalle die in S_3 liegen (0,02-0,03 mm breit).

Mit der Mikrosonde wurden Chlorite aus vier Proben gemessen (Tab. 8). Mit der Guinier-Kamera wurden die Werte $d_{(060)}$, $d_{(060,330)}$, $d_{(060,331)}$, $d_{(060,245)}$ von 110 Proben bestimmt. Ziel war einerseits eine qualitative Bestimmung der Chlorite sowie ein Versuch, den Fe^{2+} -Gehalt halbquantitativ zu berechnen. Des Weiteren wurden die d-Werte den chemischen Daten gegenübergestellt.



Tabelle 8
Repräsentative Chlorit-Analysen

Proben-Nr.	51 Chl 1	127 Chl 1	2161 Chl 2	2161 Chl 5	2170/3 Chl 1	2170/3 Chl 2						
Gew.-%												
SiO ₂	28,53	22,80	24,21	23,04	22,75	23,07						
Al ₂ O ₃	23,93	23,80	17,87	18,35	23,86	23,41						
TiO ₂	0,00	0,00	0,08	0,93	0,00	0,00						
FeO	14,25	30,36	40,46	40,89	28,05	28,67						
MnO	0,00	0,00	0,21	0,00	0,18	0,13						
MgO	19,66	8,48	4,19	3,81	9,99	9,90						
CaO	0,07	0,04	0,10	0,10	0,00	0,00						
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00						
K ₂ O	0,00	0,00	0,10	0,00	0,05	0,06						
Insgesamt	86,46	85,60	87,22	87,12	85,81	85,26						
Strukturformel normiert auf 28 O; alles Fe als FeO												
Si	5,68	8,00	5,07	8,00	5,62	8,00	5,38	8,00	5,02	8,00	5,11	
Al ^{IV}	2,32	2,93	2,38		2,38		2,62		2,98		2,89	8,00
Al ^{VI}	3,30	3,31	2,51		2,51		2,43		3,22		3,22	
Ti	0,00	0,00	0,01		0,01		0,16		0,00		0,00	
Fe	2,37	5,65	7,68		7,68		7,99		5,34		5,31	
Mn	0,00	11,52	0,00	11,81	0,04	11,92	0,00	11,94	0,03	11,88	0,02	11,82
Mg	5,83	2,81	1,45		1,45		1,33		3,28		3,27	
Ca	0,02	0,01	0,02		0,02		0,03		0,00		0,00	
Na	0,01	0,00	0,00		0,00		0,00		0,00		0,00	
K	0,00	0,00	0,03		0,03		0,00		0,01		0,02	
Fe/(Fe+Mg)	0,29	0,67	0,84		0,84		0,86		0,62		0,62	

Zur Klärung der Kristallchemie der untersuchten Chlorite wurden folgende Diagramme ausgewählt:

- Si-Histogramme (Tetraedersubstitution), Abb. 20;
- Al^{VI} gegen Mg (Oktaedersubstitution), Abb. 21;
- Al^{IV} gegen Al^{VI} (Abklärung des Tschermak-Austausches), Abb. 22 und Abb. 23;
- Si-Al^{tot}-(Fe+Mg).

Diskussion zu a):

In den Chloriten der Probe 2161 variiert die Tetraederbesetzung zwischen Si_{5,1}Al_{2,9} und Si_{5,9}Al_{2,1}. Die relativ geringe "Substitution" von Al^{IV} für Si (Si maximal 7) bewirkt, dass eine erhebliche Menge Al für die Al^{VI} ↔ Mg Substitution zur Verfügung steht.

Die Variation der Al^{IV} ↔ Si-"Substitution" (Si_{5,3}Al_{2,7} bis Si_{5,5}Al_{2,5}) in der Probe 2200 ist kleiner als in der obigen Probe. verglichen mit den S₂-Chloriten zeigen die detritischen Chlorite niedrigere Al^{IV}-Werte (d.h. größere Si-Werte). Das Al^{IV}-Si-Diagramm der Probe 2567 zeigt deutlich zwei Populationen: detritische Chlorite (Mittelwert Si_{5,18}Al_{2,82}) sind Al-reicher als die S₂-Chlorite (Mittelwert Si_{5,3}Al_{2,7}). Die Tetraederbesetzung der Chlorite der



Probe 2599 ist homogen um den Wert $\text{Si}_{5,25}\text{Al}_{2,75}$. Die letzteren drei Proben lassen eine leichte Zunahme der "Substitution" von Al^{IV} für Si von Westen nach Osten vermuten.

Tabelle 8
Repräsentative Chlorit-Analysen

Proben-Nr.	2200/2 Chl 6	2200/2 Chl 9	2567 Chl 1 detr.	2567 Chl 5 detr.	2599 Chl 4	2599 Chl 8						
Gew.-%												
SiO_2	25,40	26,25	23,17	23,72	22,20	22,29						
Al_2O_3	22,54	22,21	21,93	22,15	18,84	19,04						
TiO_2	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,10						
FeO	21,68	19,84	27,79	27,39	41,14	41,50						
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00						
MgO	17,15	17,56	11,88	12,31	3,52	3,32						
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,17	0,00						
Na_2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00						
K_2O	0,10	0,08	0,00	0,04	0,00	0,00						
Insgesamt	86,90	86,30	84,79	85,63	85,89	86,28						
Strukturformel normiert auf 28 O; alles Fe als FeO												
Si	5,29	8,00	5,50	8,00	5,29	8,00	5,29	8,00	5,29	8,00		
Al^{IV}	2,71		2,50		2,80		2,71		2,71			
Al^{VI}	2,83		2,91		2,91		2,58		2,61			
Ti	0,00		0,01		0,00		0,00		0,02			
Fe	3,78		3,43		5,16		5,02		8,20			
Mn	0,00	11,97	0,00	11,97	0,00	11,98	0,00	11,95	0,00	12,07	0,00	12,04
Mg	5,33		5,42		3,93		4,02		1,25		1,18	
Ca	0,00		0,00		0,00		0,00		0,04		0,00	
Na	0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00	
K	0,03		0,02		0,00		0,00		0,00		0,00	
$\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$	0,41		0,39		0,57		0,50		0,87		0,87	

Da die Proben aus verschiedenen Lithologien stammen und somit unterschiedliche Gesteinchemismen besitzen, kann diese Tendenz sowohl durch den unterschiedlichen Chemismus als auch durch mögliche Änderungen der Metamorphosebedingungen verursacht worden sein.

Diskussion zu b):

In den Chloriten der Probe 2161 beobachtet man eine relativ geringe Substitution von Mg durch Al^{VI} (Mittelwert $\text{Al}_{2,5}\text{Mg}_{1,5}$). Chlorite, die im Rand von Eisenoolithen eingeschlossen sind, zeigen eine große Streuung. Diese große Streuung könnte durch lokale chemische Inhomogenitäten erklärt werden, bewirkt durch Drucklösung der Oolithe oder auch durch Fe^{3+} -Einbau.



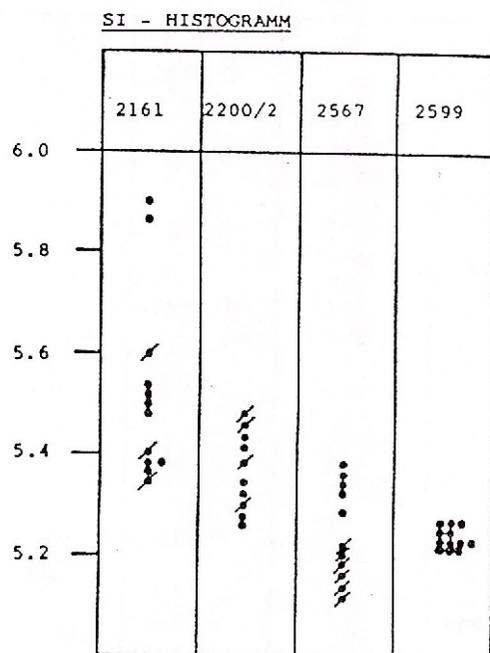
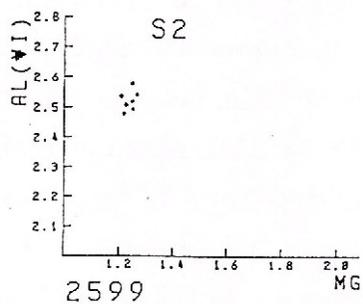
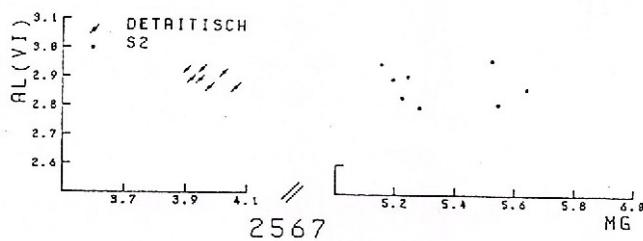
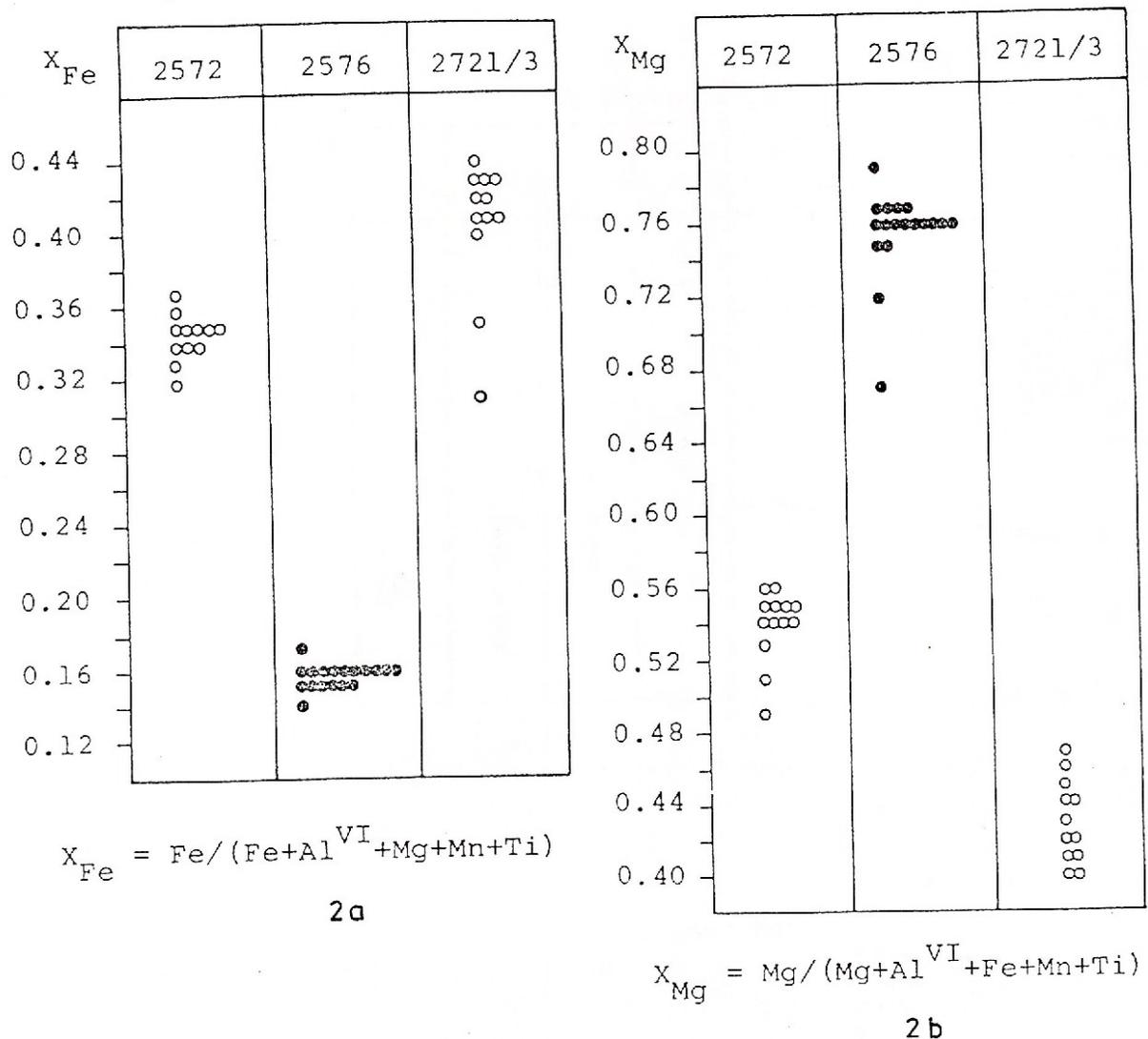


Abb. 20 - Chlorit-Analysen im Si-Histogramm

Abb. 21 - Chlorit-Analysen im Al^{VI} -Mg-Diagramm

Abb. 21 - Chlorit-Analysen im Al^{VI} -Mg-Diagramm

In der Probe 2200/2 zeigen die Chorite eine geringere Substitution von Al^{VI} für Mg. Die Werte variieren zwischen $Al^{VI}_{2,95}Mg_{5,05}$ und $Al^{VI}_{2,65}Mg_{5,4}$. Die detritischen Chlorite sind etwas Mg-reicher. Der größere Variationsbereich von Mg lässt vermuten, dass eine weitere Substitution, z.B. $Mg \leftrightarrow Fe^{2+}$ oder $2Fe^{3+} \leftrightarrow 3Mg$, beteiligt war.

Die detritischen Chlorite der Probe 2567 zeigen eine homogene Population. Die Substitution von Al^{VI} für Mg ist ziemlich gering ($Al^{VI}_{2,85-2,95}Mg_{3,85-4,10}$). Die große Streuung der S_2 -Chlorite im Al^{VI} -Mg-Diagramm (Werte zwischen $Al^{VI}_{2,75}Mg_{5,25}$ und $Al^{VI}_{2,85}Mg_{5,65}$) könnte wiederum auf eine Substitution des Typus $Mg \leftrightarrow Fe^{2+}$ oder $2Fe^{3+} \leftrightarrow 3Mg$ zurückzuführen sein.

In den Chloriten der Probe 2599 ist die Ersetzung von Al^{VI} durch Mg gering. Wahrscheinlich sind die Substitutionen $Al^{VI} \leftrightarrow Fe^{2+}$ oder $Al^{VI} \leftrightarrow Fe^{3+}$ wichtiger, da nur wenig Mg

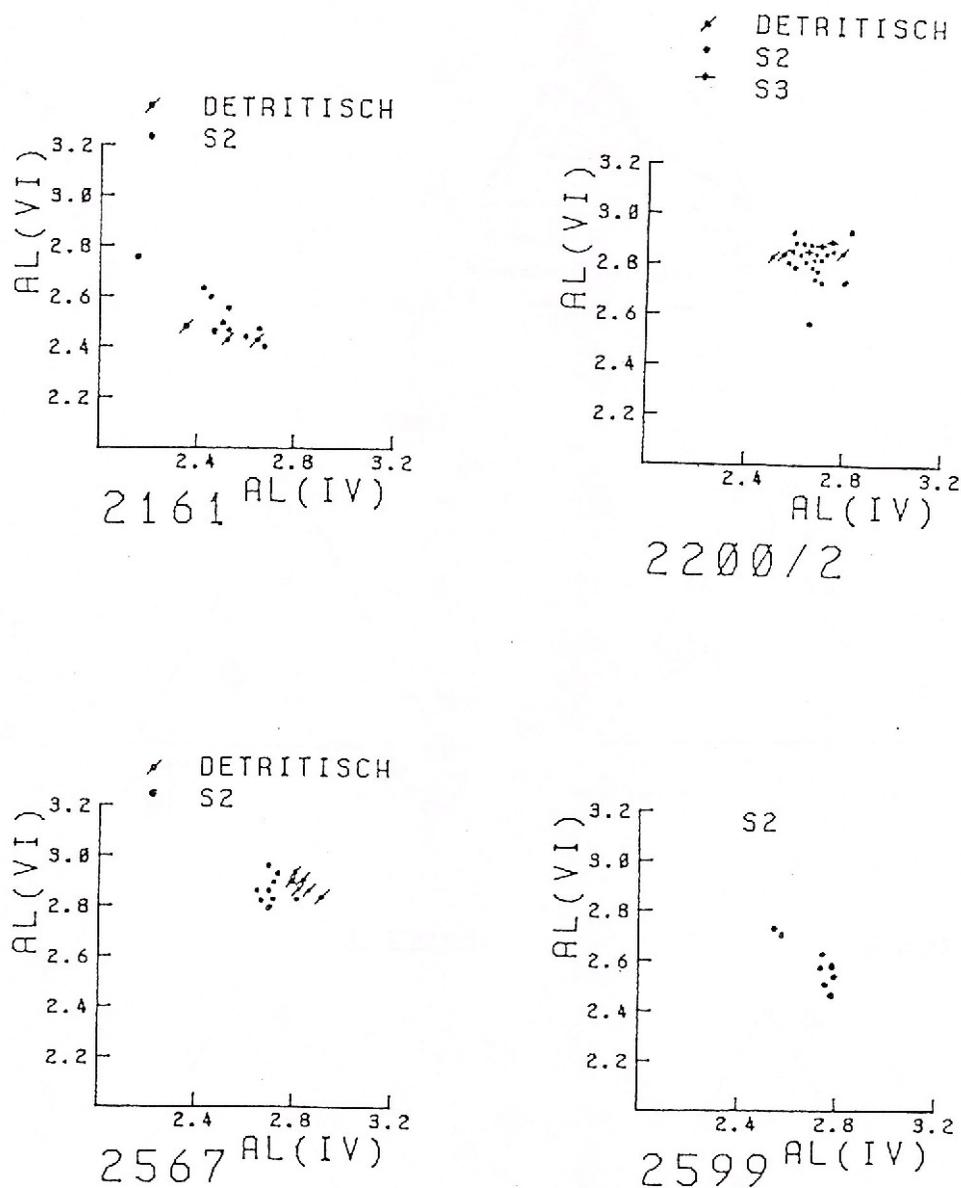
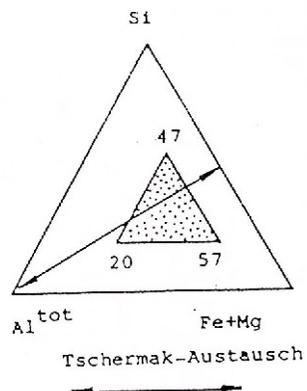


Abb. 22 - Chlorit-Analysen im Al^{VI} - Al^{IV} -Diagramm

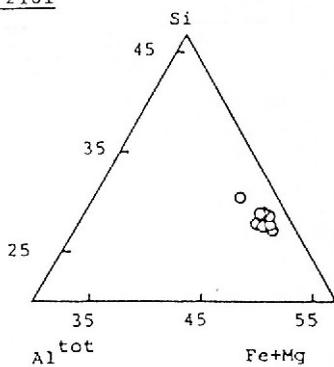
zur Verfügung stand. Abschließend kann festgehalten werden, dass Mg-arme (d.h. Fe-reiche) Chlorite weniger Al^{VI} enthalten als Mg-reiche Chlorite.

Diskussion zu c):

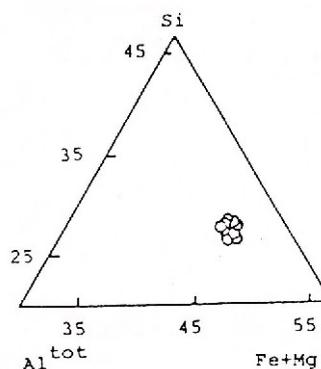
Zwei S_2 -Chlorite der Probe 2161 zeigen ein Al^{IV} - Al^{VI} -Verhältnis von 1:1. Die detritischen Chlorite liegen nahe bei dieser Zusammensetzung. Die große Streuung der S_2 -Chlorite in diesem Diagramm könnte als thermodynamischen Ungleichgewicht interpretiert werden. Die Chlorite der Probe 2200/2 zeigen einen größeren Al^{VI} -Wert als Al^{IV} . Nach FOSTER



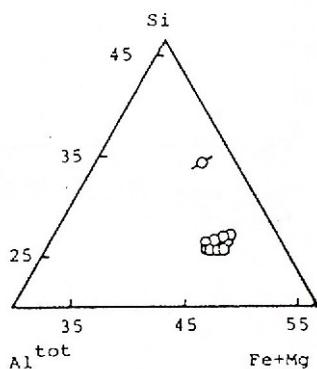
Probe 2161



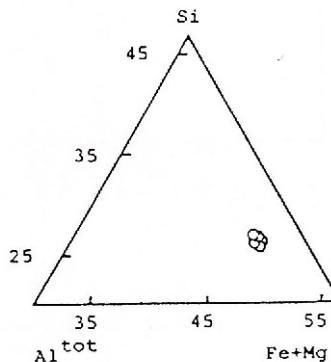
Probe 2200/2



Probe 2567



Probe 2599



⊘ detritisch

○ S₂

Abb. 23 - Chlorit-Analysen im Si-Al^{tot}-Fe+Mg-Diagramm

(1962) sollte in diesem Falle eine Unterbesetzung der Oktaederschicht auftreten (Σ Oktaeder 12,00). Die Größe des Defizites kann dabei nach folgender Formel berechnet werden:

$$\frac{Al^{VI}-Al^{IV}}{2} = \frac{2,85-2,65}{2} = 0,10$$

Tatsächlich wurde in den Chloriten dieser Probe ein Oktaederdefizit von 0,08 bis 0,12 gemessen. Dieser Wert stimmt demnach mit demjenigen nach FOSTER (1962) gut überein.

Die Chlorite der Probe 2567 zeigen ein ähnliches Bild. Im Gegensatz besitzen die Chlorite der Probe 2599 weniger Al^{VI} als Al^{IV} . Dies lässt erwarten, dass in diesen Chloriten auch andere R^{3+} -Ionen, wie z.B. Fe^{3+} , Ti^{3+} vermehrt auf den Oktaederplätzen sitzen.

WETZEL und STERN (1973) stellten in den meisten der analysierten Chlorite die aus Gebieten mit mittleren Grünschieferfazies bis Übergang Grünschiefer-/Amphibolitfazies stammen, einen kleineren Al^{VI} -Wert als Al^{IV} fest.

RAMAMOHANA (1975) meint, dass in Chloriten aus Gesteinen, die grünschieferfaziell überprägt sind, die Al^{IV} -Werte den Al^{VI} -Werten ungefähr gleich sein sollten, wie das bereits FOSTER (1962) vorgeschlagen hat. Später zeigt RAMAMOHANA (1976), dass für die untergrünschieferfaziellen Chlorite in den meisten Fällen (42 von 47) Al^{VI} größer als Al^{IV} ist.

Die oben diskutierten eigenen Analysen zeigen statistisch dasselbe Bild (Al^{VI} größer als Al^{IV}).

HOWER et al. (1976) zeigen für die Versenkungsmetamorphose, dass in den Tonmineralien bei ansteigendem Metamorphosegrad folgender Vorgang abläuft:

- Umverteilung von Kationen, besonders wird oktaedrisches Al auf Tetraederplätze geschoben, was dazu führt, dass Chlorite der Anchizone mehr Al^{IV} als Al^{VI} besitzen.

Abschließend kann festgehalten werden, dass das Al^{VI}/Al^{IV} -Verhältnis der Chlorite in der Anchizone kleiner ist als 1, in der Grünschieferfazies größer als 1 und gegen die Amphibolitfazies wiederum unter 1 abfällt.

Diskussion zu d):

Die Diagramme, die die Tschermak-Substitution abbilden, zeigen alle sehr ähnliche Bilder.

In Probe 2161 liegen die meisten Analysen nahe der Linie Si-(Mg+Fe) wo sie eine Wolke bilden. Das Ausmaß der Tschermak-Substitution in der Probe 2200/2 ist ähnlich (die Si-Anteile bleiben praktisch konstant, aber eine leichte Zunahme der Al^{tot} -Anteile ist vorhanden). Diese Tendenz wird in der Probe 2567 noch etwas verstärkt.

In Probe 2599 nehmen die Al^{tot} -Anteile leicht ab (vgl. mit Probe 2567), dazu die Tschermak-Substitution zugunsten von Si (Fe+Mg) leicht zu. Die (Fe+Mg)-Mitbeteiligung an der Tschermak-Substitution nimmt gegenüber Si zu.



Im Allgemeinen ist die Tschermak-Substitution in den analysierten Chloriten gering und spielt sich nahe der Seite Si-(Fe+Mg) ab (wobei Fe+Mg das Si überwiegt).

Nomenklatur der untersuchten Chlorite

Für die Nomenklatur der untersuchten Chlorite haben wir die HEY-Klassifikation (1954) gewählt (Abb. 24, 25). Da in den Mikrosondendaten Fe^{2+} zusammen mit Fe^{3+} als Fe^{tot} bestimmt wird und die FOSTER-Klassifikation (1962) der Chlorite neben Si und Mg auch $\text{Fe}^{2+}/(\text{Mg}:\text{Fe}^{2+})$ als wichtigen Parameter hat, haben wir die analysierten Chlorite ins HEY-Diagramm (1954) projiziert (benützte Parameter: Si, Fe^{tot} , Mg).

In Probe 2161 bilden die untersuchten Chlorite zwei Populationen, eine mit der Mehrzahl der Messungen besteht aus Chloriten, die in zentralen Zonen der Fe-Oolithe liegen; die andere (nur drei Analysen) umfasst Chlorite, die sich am Rande der Fe-Oolithe befinden.

Die Chlorite der ersten Population sind Rhipidolithe, die drei Analysen der zweiten Population fallen ins Brunsvigitefeld. Man muss aber bemerken, dass der Si-Unterschied zwischen den beiden Populationen auch ein analytischer Fehler sein könnte (wegen der geringen Korngröße der gemessenen Kristalle), und deswegen ist die Möglichkeit, dass alle gemessenen Chlorite Rhipidolithe sind, nicht auszuschließen.

Die Chlorite der Probe 2200/2 sind alle Rhipidolithe (sowohl detritische als auch S_2 -Chlorite). Die Chlorite besetzen den unteren Teil des Rhipidolithfeldes [im Vergleich zu den Chloriten der Probe 2161 nimmt das Verhältnis $\text{Fe}^{tot}/(\text{Fe}^{tot}+\text{Mg})$ von ungefähr 0,8 auf ungefähr 0,4 ab].

In Probe 2567 sind die Chlorite Rhipidolithe, die zwei homogene Populationen bilden: detritische Chlorite, bei denen das Verhältnis $\text{Fe}^{tot}/(\text{Fe}^{tot}+\text{Mg})$ ungefähr 0,4 beträgt und S_2 -Chlorite, bei denen dieses Verhältnis bei etwa 0,5 liegt.

Die Chlorite der Probe 2599 fallen in den oberen Teil des Rhipidolithfeldes.

Zusammenfassend kann man sagen, dass praktisch alle analysierten Chlorite Rhipidolithe nach HEY (1954) sind. Ihr Gehalt an Si ist praktisch konstant und die Variationen des Verhältnisses $\text{Fe}^{tot}/(\text{Fe}^{tot}+\text{Mg})$ bewirkt, dass die Projektionspunkte entweder näher zum Daphnit- oder näher zum Sheridanitfeld liegen.

Nach ZEN (1960), BROWN (1967), RAMAMOHANA (1975) sind die Chlorite aus schwach metamorphen Gesteinen im Allgemeinen Rhipidolithe und/oder Brunsvigite. Es ist nun interessant zu bemerken, dass von den hier analysierten Chloriten der Probe 2567 sowohl die detritischen als auch die mit S_2 gebildeten Rhipidolithe sind.

Die beiden texturell verschiedenen Chlorite unterscheiden sich im Verhältnis $\text{Fe}^{tot}/(\text{Fe}^{tot}+\text{Mg})$: 0,5 in detritischen, 0,4 in S_2 -Chloriten.



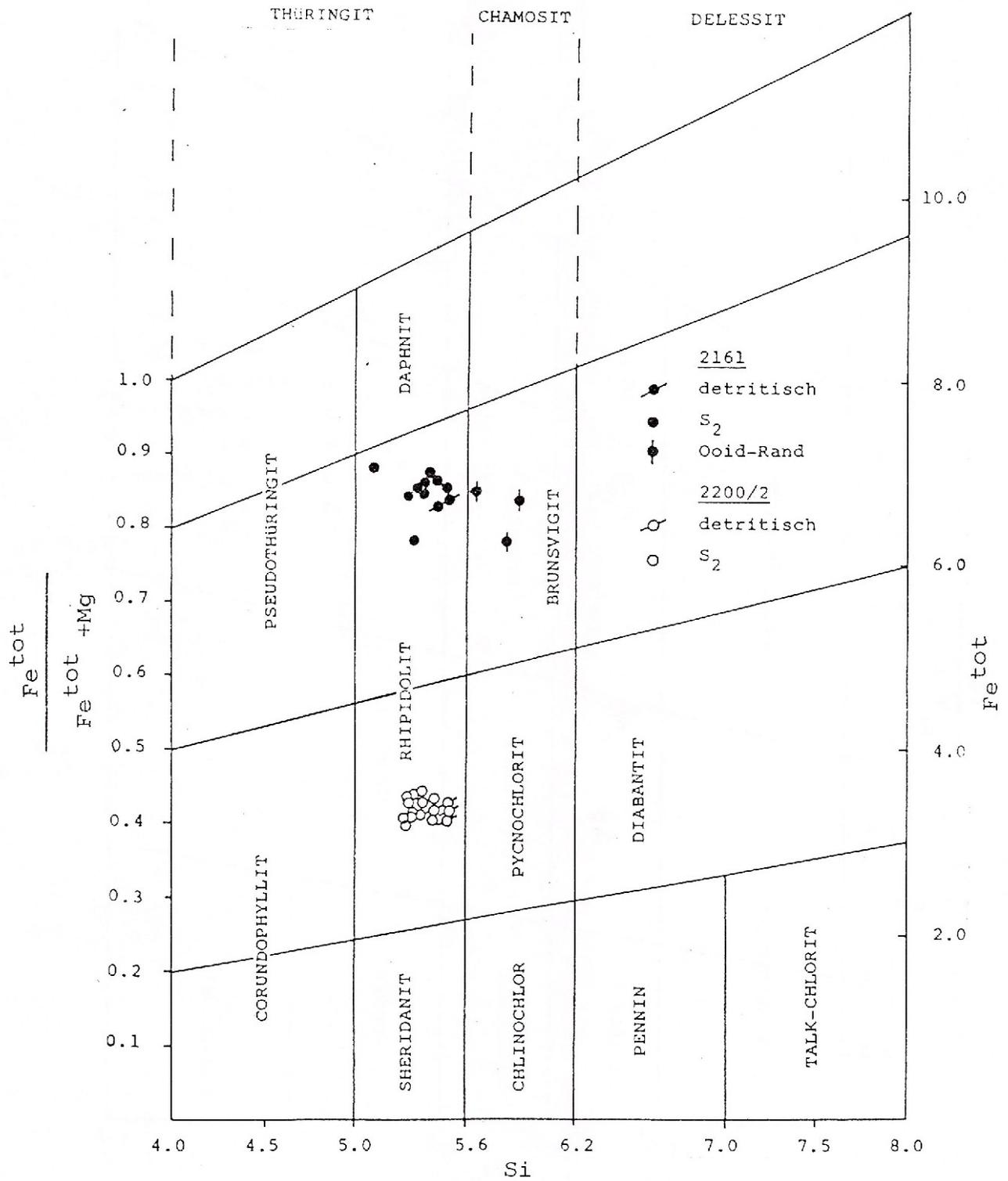


Abb. 24 - Chlorit-Chemismus im HEY (1954) Diagramm

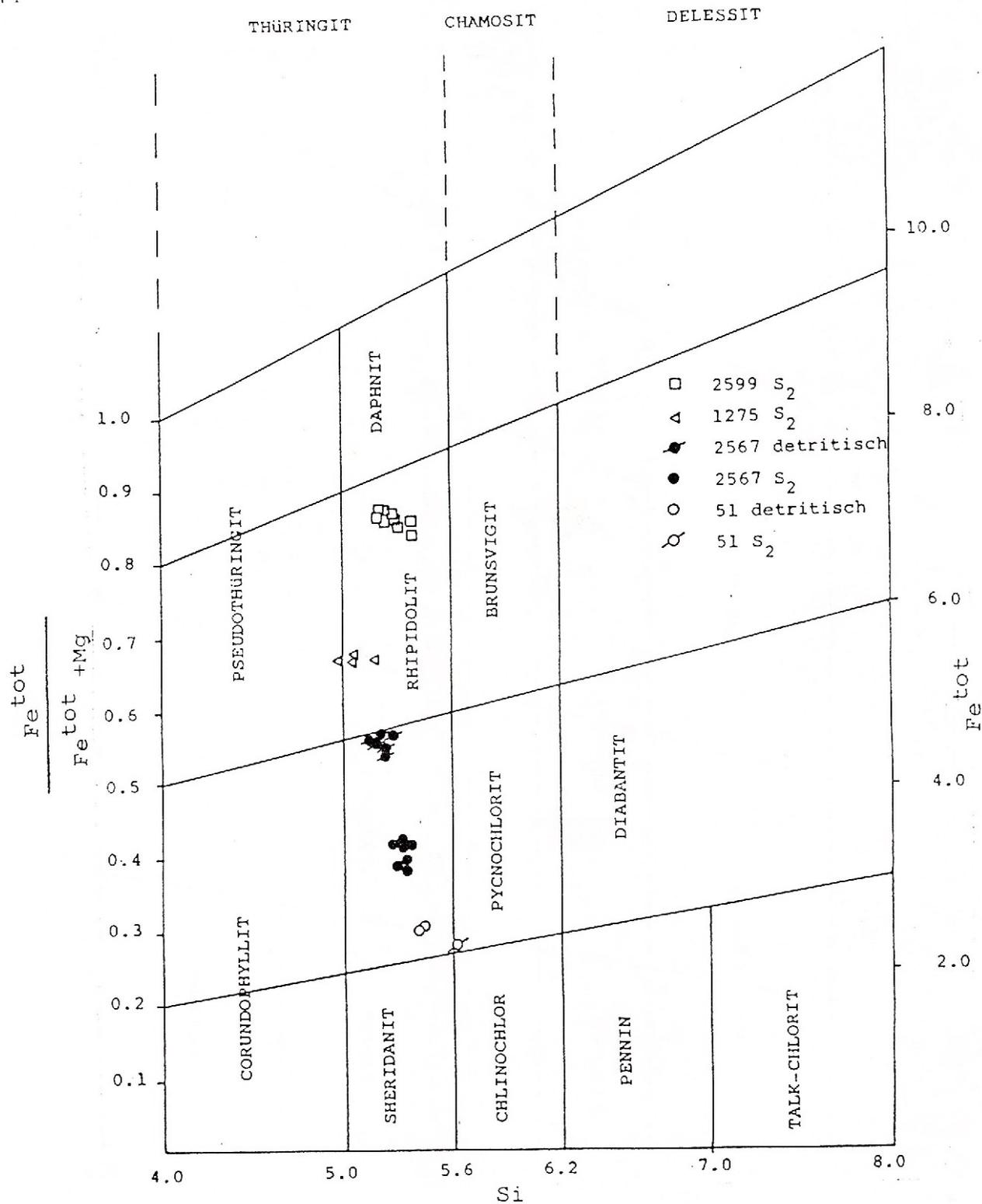


Abb. 25 - Chlorit-Chemismus im HEY (1954) Diagramm

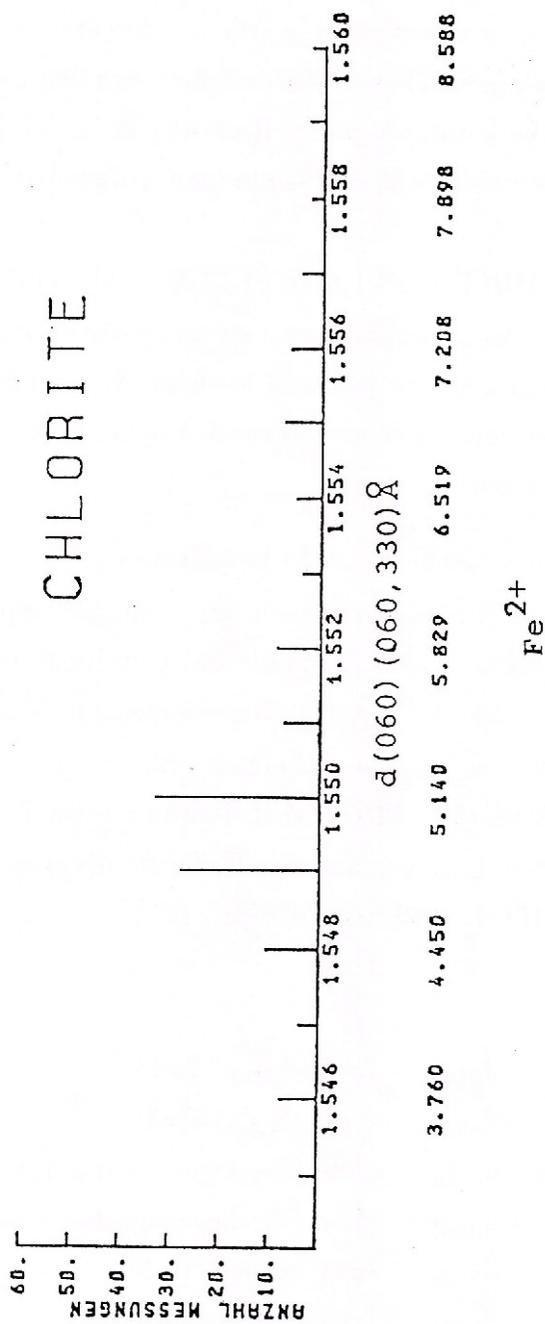


Abb. 26 - Chlorit-Histogramm

Die Wahrscheinlichkeit, dass die detritischen Chlorite auch ursprünglich schon Rhipidolithe waren, ist gering. Sie müssten dann aus ebenfalls schwach metamorphen Gesteinen stammen, aber ihr Herkunftsgebiet ist wohl das Aar-Massiv-Kristallin. Es scheint also wahrscheinlicher, dass die detritischen Rhipidolithe aus unseren Proben primär Biotite oder Amphibolite waren, die später chloritisiert wurden, oder andere Chlorite, die aus höher metamorphen Gesteinen stammen. Diese Chlorite haben sich dann an die Grünschieferbedingungen durch eine chemische Umwandlung in Richtung Rhipidolith-Chemismus angepasst; mit dem $Fe^{tot}/(Fe^{tot}+Mg)$ -Verhältnis allein könnte man trotzdem detritische von S_2 -Rhipidolithen unterscheiden.

Nach VELDE und RUMBLE (1977) und VELDE et al. (1979) nimmt der (Fe+Mg)-Anteil der Chlorite mit dem Metamorphosegrad zu und parallel dazu der Al- und Si-Gehalt. Die analysierten detritischen Chlorite besitzen niedrige Al- und Si- und höhere (Fe+Mg)-Gehalte. Auch dieser Umstand lässt eine Herkunft aus höher metamorphen Gesteinen für die detritischen Chlorite vermuten.

Beziehungen zwischen Röntgendaten und Chemismus

Wir haben versucht, den Chloritchemismus mit dem Gitterparameter zu korrelieren, indem wir an 110 Proben die lateralen Abstände auf Guinier-Filmen gemessen haben. Die Analysebedingungen wurden am Anfang des Mineralogiekapitels beschrieben.

Die Berechnung von " b_0 " aus $d_{(060)}$ kann bei den Chloriten eigentlich nur im Fall von Korundophyllit (Rhipidolith-Varietät): TROEGER, 1969) und von Thüringit durchgeführt werden, da bei anderen Chloriten $d_{(060)}$ von anderen Reflexen mit stärkerer Intensität überlagert wird (siehe BORG und SMITH, 1969 und BERRY, 1974):

Rhipidolith	$d_{(060)}$ - I= 7; $d_{(330)}$ - I=14
Prochlorit	$d_{(060)}$ - I=10; $d_{(331)}$ - I=18
Korundophyllit	$d_{(060)}$ - ohne Überlagerung durch anderen Reflex
Thüringit	$d_{(060)}$ - ohne Überlagerung durch anderen Reflex
Pennin	$d_{(060)}$ - I=20; $d_{(331)}$ - I=20
Clinochlor	$d_{(060)}$ - I=80; $d_{(245)}$ - I=80

Da praktisch alle auf der Mikrosonde analysierten Chlorite Rhipidolithchemismus haben, handelt es sich bei besagtem Parameter um $d_{(060,330)}$.

Ins Histogramm (Abb. 26) sind die $d_{(060)}$, $d_{(060,330)}$ -Werte der analysierten Chlorite (die eine Variation zwischen 1,545 Å und 1,561 Å zeigen) und die entsprechenden Fe^{2+} -Werte



[der Fe^{2+} -Gehalt wurde nach der Formel $\text{Fe}^{2+} = (344,8 \times d_{(060)} - 0,660) \times 529,3$ berechnet (WETZEL, 1973)] eingetragen.

Die Fe^{2+} -Werte schwanken zwischen 3,41 und 8,92. Die Meisten Proben haben Werte zwischen 4,795 und 5,14. Benützen wir unsere berechneten Fe^{2+} -Werte als Parameter der Chlorit-Nomenklatur nach FOSTER (1962), so fallen die Chlorite der Proben 2567 und 2200/2 nicht mehr in das Feld der Rhipidolithe (nach der Nomenklatur von HEY, 1954), sondern ins Feld der Thuringite. Die verwendete Chlorit-Nomenklatur muss demzufolge stets angegeben werden.

Schlussfolgerungen:

- alle mit der Sonde analysierten Chlorite sind Rhipidolithe im Sinne von HEY (1954);
- der Si-Gehalt variiert zwischen 5,0 und 5,6;
- die Al^{VI} -Gehalte sind größer als die Al^{IV} -Gehalte, was für grünschieferfazielle Chlorite typisch zu sein scheint;
- die Substitution $\text{Al}^{\text{VI}} \leftrightarrow \text{Mg}$ ist gering;
- die Tschermak-Substitution ist gering und ist nahe an der Seite Si-(Fe+Mg) abgelaufen, wobei Fe+Mg über Si überwiegt;
- die detritischen Rhipidolithe unterscheiden sich deutlich von den S_2 -Chloriten durch höheres $\text{Fe}^{\text{tot}}/(\text{Fe}^{\text{tot}} + \text{Mg})$. Möglicherweise handelt es sich bei den detritischen Rhipidolithen um vollständig chloritisierte Amphibole oder Biotite oder um ursprünglich höher metamorphe Chlorite, welche sich erst nachträglich an die grünschieferfaziellen Bedingungen angepasst haben;
- die Bestimmung von "b₀" gelingt streng genommen nur bei Corundophyllit und Thuringit, da bei anderen Chloriten $d_{(060)}$ mit anderen, zum Teil stärkeren Reflexen, zusammenfällt;
- die röntgenographisch bestimmten Fe^{2+} -Werte schwanken zwischen 3,41 und 8,92.
- bei den Rhipidolithen besteht eine gute Übereinstimmung der Röntgen- und Mikrosondendaten bezüglich $\text{Fe}^{\text{tot}}/(\text{Fe}^{\text{tot}} + \text{Mg})$.

3.11. Stilpnomelan

Stilpnomelan wurde nur in Calcimikrospariten mit Fe-Oolithen (Callovien) in Bietschtal gefunden (Abb. 27).

Im Mikroskop zeigen die Stilpnomelane nadelige, büschelige oder rosettenförmige Aggregate. Kristalle, die nach S_2 gebildet wurden, haben eine ungefähre Größe von 0,15 x 0,01 mm. Sie sind stark pleochroitisch:

X - goldgelb

Y=Z - braunrot bis dunkelbraun



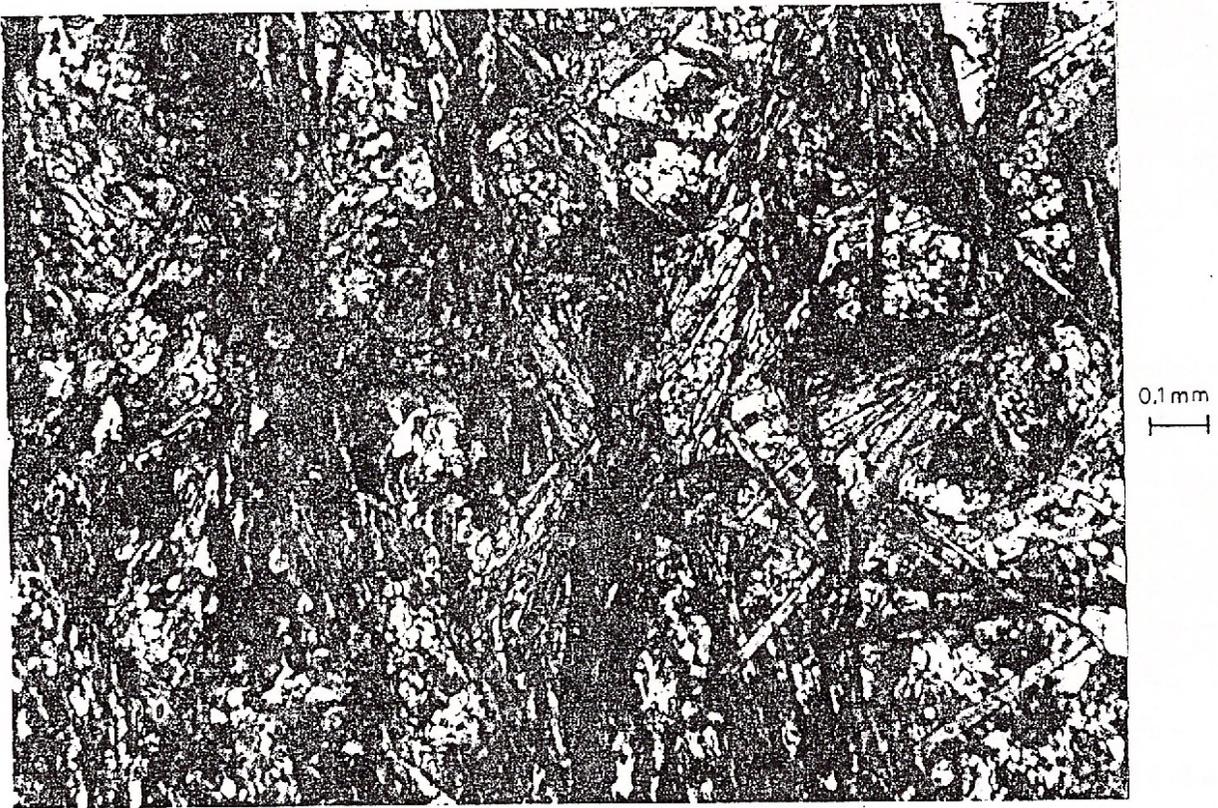


Abb. 27 - Callovien, Calcimikrospartit mit Fe-Oolithen. Stilpnomelan tritt als nadelige Einzelkristalle oder als büschelige Aggregate auf und wurde (prä-?-) bis post-S₂ gebildet. Die braun bis dunkelbraun pleochroitischen Farben zeigen, dass die abgebildeten Stilpnomelane der Ferristilpnomelengruppe zuzuordnen sind. Koord. 628.975/130.375

Derartige Farben sind typisch für Ferristilpnomelan.

Die Spaltbarkeit nach (001) ist ausgeprägt; senkrecht dazu ist eine weitere, für Stilpnomelan typische Spaltbarkeit anzutreffen. Letztere ist teilweise "kluftartig" entwickelt.

Die Stilpnomelanstruktur ist nicht bis in alle Einzelheiten bekannt, aber eine physikalisch-chemische Verwandtschaft mit Talk ist gegeben.

Zwischen Stilpnomelan- und Gesteinchemismus besteht eine starke Abhängigkeit, wie STRECKEISEN (1968), HAEBERLE (1969) sowie KRÄUTNER und MEDEŞAN (1969) gezeigt haben. Nach WINKLER (1976) wird die Bildung von Stilpnomelan durch hohe Fe- und kleine Al-Gehalte begünstigt.

Größere Anteile von Al und Mg bewirken eine bevorzugte Bildung von Chloritoid, bzw. Chlorit.

Die Idealformel für Ferristilpnomelan ist $K_5Fe_{48}^{3+}Si_{63}Al_9 O_{168}(OH)_{48} \times 12 H_2O$. Durch Oxidation wird die OH-Gruppe in O umgewandelt; die Idealformel für Ferristilpnomelan ist $K_5Fe_{48}^{3+}Si_{63}Al_9 O_{216} \times 36H_2O$, vgl. EGGLETON, CHAPPEL (1978).

Die Oxidierung von primärem Fe^{2+} führt zur Umwandlung von Ferro- in Ferristilpnomelan (ZEN, 1960; BROWN, 1967).

Nach HASHIMOTO (1969) wird die Oxidation von Fe^{2+} im Stilpnomelan von kleiner Hydratisierung oder Entwässerung begleitet. EGGLETON (1972) jedoch zeigt, dass die Fe^{2+} -Oxidation mit einer Hydratisierung gekoppelt ist: Umwandlung von Ferro- zu Ferristilpnomelan mit Zunahme von $17\text{H}_2\text{O}$ auf $35\text{H}_2\text{O}$ pro Formeleinheit; aufgrund mangelhafter Kenntnisse über die Struktur von Stilpnomelan wird dessen Strukturformel auf unterschiedliche Arten berechnet:

- KRÄUTNER und A. MEDEŞAN (1969): drei Berechnungsarten
- GOLE (1980): Kationenbasis "15,63"
- MIYANO (1982): Ionenbasis - 22 Sauerstoffe, obwohl Stilpnomelan eine talkähnliche Struktur besitzt.

Nach EGGLETON (1972) sind H_2^+ und H_2^- nicht streng stöchiometrisch und die Kationensumme $\text{Si}+\text{Al}+\text{Ti}+\text{Fe}+\text{Mn}+\text{Mg}=120$. Die Verteilung der Kationen kann folgendermaßen vorgenommen werden: $\text{Si}+\text{Al}^{\text{IV}}=72$; der Al-Überschuss wird auf die Oktaederplätze verteilt; R^{2+} (auf den Oktaederplätzen) gleich OH. Ein Ladungsdefizit auf den Tetraederplätzen durch Al Si-Austausch wird mittels $(\text{Ca}+\text{Na}+\text{K}+\text{H})^+$ ausgeglichen. Jede Überschussladung in den Zwischenschichten wird mit $(\text{OH})^-$ ausgeglichen, falls $(\text{Ca}+\text{Na}+\text{K})^+$ größer als Al^{IV} ist; verbleibendes H^+ wird als H_2O betrachtet. Fe^{2+} und Fe^{3+} können stark variieren, Mg nur beschränkt. Bei der Oxidation von Fe^{2+} zu Fe^{3+} wird $(\text{OH})^-$ durch O^{2-} ersetzt, DEER et al. (1982).

Stilpnomelan wurde lediglich in einer einzigen Probe gefunden (Probe 2599: 18 Messungen). Die Zusammensetzung der analysierten Kristalle ist ziemlich homogen (Tabelle 9). Im Vergleich zu den von EGGLETON (1972) sowie EGGLETON und CHAPPEL (1978) gemachten Messungen zeigen die hier analysierten Individuen etwas niedrigere FeO-Gehalte (ungefähr 33 Gew.-%), leicht höhere Al_2O_3 -Gehalte (ungefähr 6-7 Gew.-%), kleinere MgO- und K_2O -Gehalte Ungefähr 2-2,2 bzw. 1,7-1,9 Gew.-%), sehr wenig MnO (weniger als 0,10 Gew.-%); TiO_2 wurde nicht gefunden.

Die Strukturformel von Stilpnomelan wurde auf der Basis von 125 Kationen berechnet, vgl. EGGLETON (1972), EGGLETON und CHAPPEL (1978).

Um die Kristallchemie der Stilpnomelane zu beschreiben, wurden folgende Diagramme gewählt:

- a. Verhältnis $\text{Al}^{\text{tot}}/\text{Si}$, Abb. 28



Tabelle 9
Repräsentative Chlorit-Analysen

	Stilp 1		Stilp 5		Stilp 7		Stilp 9		Stilp 10		Stilp 12	
Gew.-%												
SiO ₂	43,36		42,16		42,58		42,87		43,13		43,34	
Al ₂ O ₃	6,73		6,48		6,65		6,36		6,66		6,61	
TiO ₂	0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00	
FeO	33,50		33,90		33,60		34,00		33,72		33,66	
MnO	0,00		0,09		0,19		0,00		0,09		0,17	
MgO	2,08		1,99		2,06		2,12		2,16		2,10	
CaO	0,43		0,50		0,08		0,15		0,41		0,76	
Na ₂ O	0,02		0,02		0,06		0,07		0,07		0,04	
K ₂ O	1,70		1,70		2,07		2,04		1,90		1,66	
Insgesamt	87,85		86,88		87,34		87,64		88,17		88,38	
Normiert auf 125 Kationen; alles Fe als FeO												
Si	63,71	72,00	62,78	72,00	62,92	72,00	63,15	72,00	63,07	72,00	63,32	72,00
Al ^{IV}	8,29		9,22		9,08		8,85		8,93		8,68	
Al ^{VI}	3,36		2,15		2,50		2,19		2,55		2,70	
Ti	0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00	
Fe	41,15	49,07	42,23	48,91	41,52	48,80	41,88	48,73	41,25	48,62	41,13	48,61
Mn	0,00		0,11		0,24		0,00		0,11		0,21	
Mg	4,56		4,42		4,54		4,66		4,71		4,57	
Ca	0,68		0,80		0,13		0,24		0,64		1,19	
Na	0,06	3,93	0,06	4,09	0,17	4,20	0,20	4,27	0,20	4,38	0,11	4,38
K	3,19		3,23		3,90		3,83		3,54		3,09	
Fe/(Fe+Mg)	0,90		0,90		0,90		0,90		0,90		0,90	

b. Verhältnis Fe-Al-Mg, Abb. 28

c. Verhältnis Fe/(Fe+Mg)

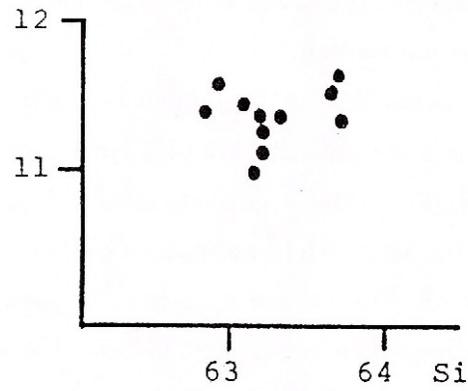
a. Nach EGGLETON (1978) ist die ideale Verteilung Si₆₃Al₉. Die Abbildung 28 zeigt Schwankungen bezüglich des Al-Gehaltes von 11,04 bis 11,65, d.h. Al-Überschuss von 2,04 bis 2,65; der Si-Gehalt variiert im Bereich von 62,78 bis 63,73, d.h. es wird sowohl ein Si-Defizit (0,22) als auch ein Si-Überschuss (0,73) angetroffen. Überschüssiges Al^{tot} wird als Al^{VI} in die Oktaeder eingebaut (Al^{VI}: 2,15 bis 3,36).

b. Bezüglich dieser Parameter sind die Kristalle homogen (Fe=71,7-72,65 Mol-%, Al=19,3-20,5 Mol-%, Mg=7,7-8,2 Mol-%).

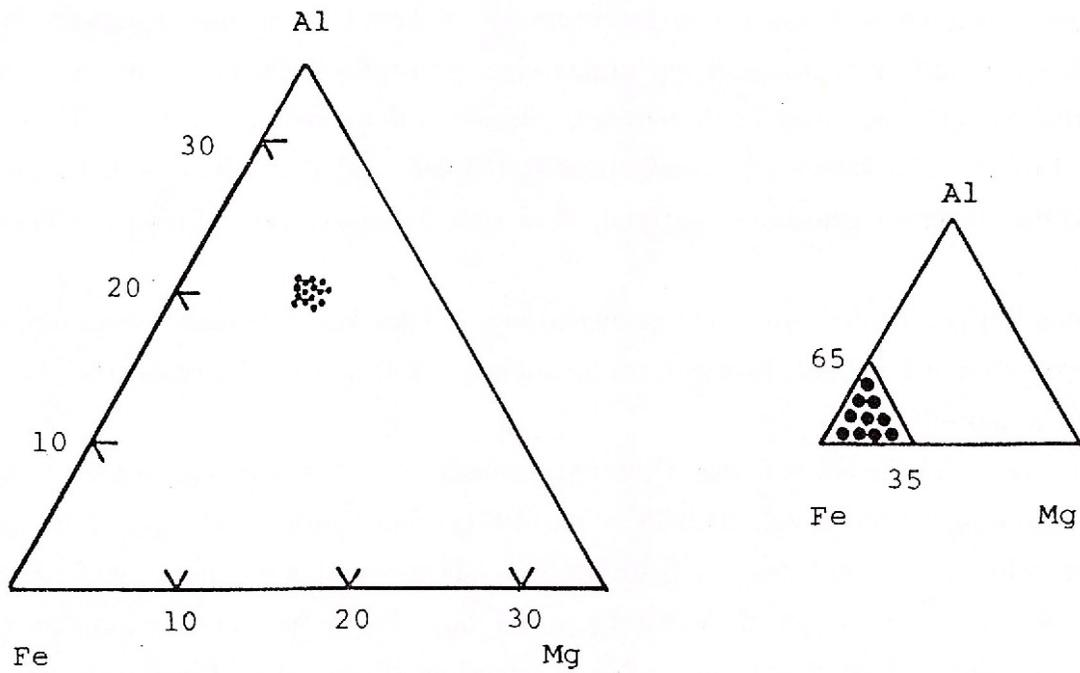
c. In allen Proben wurde das Verhältnis Fe/(Fe+Mg)=0,9 gemessen. Im Gegensatz zur Idealformel Fe²⁺+Fe³⁺=48) wurden Fe-Gehalte zwischen 40,12 und 41,88 eruiert. Das Fe-Defizit kann mit einem Mg-Gehalt von 4,42 bis 4,72 pro Formeleinheit erklärt werden.

(Ca+Na+K)-Gehalte schwanken zwischen 3,92 und 4,39, was in der Zwischenschicht einem Defizit von 0,61 bis 1,08 entspricht.





(a)



(b)

Abb. 28 - Stilpnomelan-Analysen im Al^{tot} -Si-Diagramm (a) und im Al-Fe-Mg-Diagramm (b)

Schlussfolgerungen

- Die untersuchten Stilpnomelane erwiesen sich als Ferristilpnomelane;
- Al^{tot} ist im Überschuss vorhanden;
- Fe-Al-Mg sind in sämtlichen Proben homogen verteilt;
- es wurde wenig Fe durch Mg substituiert (4,5 Kationen pro Einheitszelle).

Im Experiment hat BROWN (1967) gezeigt, dass bei Temperaturen zwischen 410 und 460°C, P_{H_2O} -2kb und P_{O_2} im Magnetfeld nahe der Grenze Magnetit-Hämatit Ferri- zu Ferrostilpnomelan reduziert wird. Für das untersuchte Stilpnomelan-führende Gestein dürften ähnliche Metamorphosebedingungen geherrscht haben. Unter diesen Umständen sollte der vorgefundene Ferristilpnomelan instabil sein. Wahrscheinlich wurde während der Metamorphose Ferrostilpnomelan gebildet und später zu Ferristilpnomelan oxidiert.

3.12. Graphit

Graphit wurde in fast allen untersuchten Gesteinen – in unterschiedlichen Mengen – gefunden. Lediglich im Lotharingien-Sandstein konnte kein Graphit nachgewiesen werden.

Um den Graphitisierungsgrad der organischen Substanzen nachzuweisen, wurden von mehreren Proben (insgesamt 12 Präparaten) Guinier-Aufnahmen gemacht.

Die Proben 977 (Aalenien), Koord. 618.070/133.085, und 1746 (Toarcien), Koord. 615.410/132.030 lieferten genügend Material, dass sich daraus einzelne Präparate herstellen ließen.

In den übrigen Proben war nicht genügend organisches Material vorhanden und es wurden, separat für jedes Alter, Konzentrate für mehrere Hettangien-, Toarcien- und Aalenien-Phyllite hergestellt.

Insgesamt sind für Graphit drei Diffraktionspeaks diagnostisch: $d_{(002)}=3.36 \text{ \AA}$, $d_{(101)}=2,03 \text{ \AA}$ und $d_{(004)}=1,68 \text{ \AA}$, vgl. BERRY et al. (1974). Einer dieser Peaks, $d_{(002)}$, ist deshalb nicht brauchbar, da er mit dem $d_{(101)}$ -Reflex (bei $3,34 \text{ \AA}$) von Quarz zusammenfällt.

Von den beiden restlichen Reflexen, $d_{(101)}$ und $d_{(004)}$, ist der letztere der ausgeprägtere.

Kohlenartige Substanz existiert in der Grünschieferfazies als d-Graphit ("disordered graphite"), FRENCH (1965), LANDIS (1971). Graphit "*sensu stricto*" zeichnet sich nach LANDIS (1971) durch drei Linien bei $d=3,35 \text{ \AA}$, $d=1,68 \text{ \AA}$ und $d=1,54 \text{ \AA}$ aus; derartiges Material wurde von SMITH (1966) untersucht.

Bereits in der Grünschieferzone ist für graphitisierte Phytoklasten die Linie $d=1,54 \text{ \AA}$ diffus ausgeprägt und wächst für Proben aus der Biotitzone zu einem deutlichen Peak an. In der unteren Sillimanitzone taucht zusätzlich die Linie $d=1,68 \text{ \AA}$ auf (DIESEL und OFFLER, 1975).



Sind in einem Präparat Phytoklasten mit unterschiedlichen Graphitisierungsgraden vorhanden, so ergeben sich im Diffraktogramm häufig schwach ausgebildete, asymmetrische Peaks für $d_{(002)}$. Die einzelnen Präparate können deshalb nicht den von LANDIS (1971) postulierten 4 Graphitisationsstadien zugeordnet werden, vgl. DIESSEL et al. (1978).

3.13. Akzessorien

Sie machen gewöhnlich weniger als 3 % des Mineralbestandes aus, häufig sogar weniger als 1 %.

Titanit: detritisch, mit dreieckigen und manchmal auch viereckigen Umrissen. Oft sind auch winzige gerundete Körner oder Kornaggregate zu beobachten.

Pyrit: vor allem in Phylliten als idiomorphe Kristalle ausgebildet, die häufig zu Goethit umgewandelt sind.

Hämatit: vereinzelte Körner finden sich vor allem in Lotharingien- und Domerien-Sandsteinen. Gesteinsbildend ist Hämatit nur in den Oxfordien-Eisenoolithen. In diesen sind Hämatitkristalle kleiner als 200μ und zeigen rot-braunen bis rötlich-gelben Pleochroismus. Die prismatischen Kristalle sind parallel zur Hauptschieferung S_2 eingeregelt.

Apatit: in der Regel beobachtet man gerundete, detritische Körner. Es können aber auch nadelige Apatite in Phylliten auftreten, die vermutlich diagenetischen Ursprungs sind.

Turmalin: gerundete, detritische Körner oder kurzprismatische Kristalle sind weit verbreitet, besonders in Phylliten. Typisch ist der starke Pleochroismus zwischen blassgrün und dunkelgrün. Detritische Körner weisen oft einen neugebildeten Saum auf; manchmal wachsen auch senkrecht zu den Korngrenzen idiomorphe prismatische Turmaline, die wahrscheinlich synmetamorph gebildet wurden.

Zirkon: tritt praktisch nur in Sandsteinen auf, als detritische Körner oder als kurzprismatische Kristalle. Die Farbe variiert zwischen blassbraun und braun mit grünlichen Tönen.

Collophan: in oolitischen Calcispariten des Toarcien tritt Collophan xenomorph in der Matrix auf oder ist Bestandteil von Oolithen. Diagnostisch für Collophan ist die braune Farbe, die xenomorphe Kornform und die optische Isotropie.

4. Petrographische Beschreibung der mit der Mikrosonde untersuchten Proben

Um die Strukturen der untersuchten Gesteine zu beschreiben, verwenden wir die Terminologie von POWELL (1979) und BORRADAILE et al. (1980), die sich auf rein morphologische Kriterien stützt.



Muster der Schieferungsflächen: conjugate (konjugiert), trapezoidal (trapezförmig), anastomosing (anastomosierend), sinuous (gewellt), parallel or planar (parallel oder planar).

Aspekt der einzelnen Schieferungsflächen: stylolitic (stylolithisch), wiggly (gezackt), rough (rauh), smooth (glatt).

Der Übergang Schieferungsbereich-Mikrolithon kann diskret (discrete) oder graduell (gradual) sein.

A cleavage domain - Schieferungsdomäne

B microlithon - Mikrolithon

	A	B Mikrolithon
continuous (kontinuierlich)	spaced (mit größeren Zwischenräumen)	
disjunctive cleavage (disjunktive Schieferung)		crenulation cleavage (Crenulations-Schieferung)
		discrete zonal (diskret) (zonenartig)

Mikrolithonen werden durch Schieferungsabstand (cleavage spacing) und durch das Gefüge (fabric) charakterisiert. Das Gefüge kann als ungerregelt (random), schwach (weak), stark (strong) oder vollständig (complete) eingeregelt beschrieben werden.

Mit der Mikrosonde wurden folgende 17 Proben untersucht, die allesamt Graphit führen.

Probe 6: Koord. 614.920/132.580. Toarcien, Paragenese: Kf-Chl-Mu-Qz-Dol-Cc. Mit der Sonde wurden Dol, Cc, Chl und Mu analysiert. Lithologie: Quarzsandstein mit karbonatischem Zement. Als Komponenten treten neben Qz auch Fsp (3-5 %), die zum Teil in Cc umgewandelt sind, sowie Litho- und Bioklasten auf. Mu und Chl sind in den Schieferungsdomänen ("cleavage domain", POWELL, 1979, BORRADAILE et al., 1982) als Einzelkörner vorhanden, in den Mikrolithonen vor allem als Mu-Chl-Aggregate.

Probe 51: Koord. 614.925/132.680. Toarcien, Paragenese: Ab-Olig-Fe-Oxide-Chl-Mu-Qz-Dol-Cc. Mit der Sonde wurden Chl, Dol, Cc und Mu analysiert. Lithologie: Sandkalk



mit mikrosparitischen Laminae, die einem reliktsichen S_0 entsprechen. Die S_2 -Schieferung ist disjunktiv, anastomosierend und rauh. Sie entstand vorwiegend durch Drucklösung. Mu und Chl sind detritisch oder wurden auf S_2 -Schieferungsflächen gebildet. Die Fsp sind z.T. in Cc umgewandelt und zeigen im Kontakt mit dem Zement korrodierte Korngrenzen. Gl-Chl-Aggregate sind oft zu finden.

Probe 127: Koord. 614.015/134.230. Toarcien, Paragenese: Ab-Olig-Chl-Fe-Oxide-Mu-Qz-Dol-Cc. Mit der Sonde wurden Mu, Cc, Dol und Chl analysiert. Lithologie: bioklastischer Kalk (mit Echinodermenbruchstücken) mit 0,8-1,2 mm mächtigen Sandkalklaminae. S_0 und S_2 sind parallel. Texturell treten Mu und Chl in verschiedenen Positionen auf: a. detritisch (von S_2 verformt oder durchgeschnitten); b. in Schieferungsdomänen von S_1 und besonders von S_2 und c. in Druckschatten von Bioklasten und opaken Mineralien. Der Quarz und die Feldspate zeigen im Kontakt mit dem karbonatischen Zement korrodierte Korngrenzen.

Probe 203: Koord. 615.750/132.400. Toarcien, Paragenese: Ctd-Ab-Olig?-Fe-Oxide-Chl-Pa/Mu-Mu-Qz. Mit der Sonde wurden Mu, Chl und Ctd analysiert. Lithologie: Phyllit, die Hauptschieferung (S_2) entspricht einer Crenulationsschieferung von parallelem und glattem Typus. Muskovit und Chlorit treten wie folgt auf: a. Porphyroblasten oder Glimmer-Chlorit-Aggregate in einer Matrix und b. Kristalloblasten in einer Schieferungsdomäne. Die Chloritoide sind als kurzprismatische Kristalle (Länge 0,07-0,15 mm, Breite 0,03-0,05 mm) ausgebildet und treten texturell in verschiedenen Lagen auf: a. in einer Mu-Chl-Qz-Matrix; b. in Quarzklasten; c. in prä- S_2 -Chloriten und d. seltener in Glimmer-Chl-Aggregaten.

Probe 484: Koord. 617.010/133.685. Toarcien, Paragenese: Ab-Fe-Oxide-Chl-Mu-Qz-Cc-Dol. Mit der Sonde wurden Cc, Dol und Mu analysiert. Lithologie: mergeliger Kalkspatit, S_2 penetrativ gewellt bis parallel und rauh bis glatt. Die Schieferungsdomänen sind durch Anreicherungen von Mu-Chl und Graphit charakterisiert. Mu und Chl sind sowohl als S_1 -Blasten (besonders in Druckschatten von Echinodermenbruchstücken und dolomikritischen Lithoklasten) als auch als S_2 -Blasten ausgebildet. Die Mu- und Chl-Blasten, die in S_2 -Druckschatten gewachsen sind, können bis zu 0,5 mm Länge erreichen.

Probe 794: Koord. 618.280/133.915. Aalenien, Paragenese: Ctd-Fe-Oxide-Ab-Olig?-Cc. Mit der Sonde wurden Cc, Ank, Mu, Chl analysiert. Lithologie: Phyllit mit diskontinuierlichen Siltitlaminae, die S_0 -Relikte aufweisen. S_1 lokal als schwach penetrative Schieferung ausgebildet. Mu-, Chl- und Qz-Bärte sind in S_1 öfters zu sehen. Die S_2 -Schieferung ist stark penetrativ, gewellt bis parallel und rauh bis glatt. Mu und Chl sind syn- S_1 bis post- S_2 , Ctd prä?-post- S_2 ausgebildet (Ctd-Breite bis 0,01-0,06 mm). Die Karbonate treten als Zement (in Schichten) oder als detritische Körner in Phylliten auf.

Probe 979: Koord. 618.260/133.390. Hettangien, Paragenese: Ctd-Chl-Cc-Qz-Mu. Mit



der Sonde wurde nur Chloritoid analysiert. Lithologie: Phyllit mit siltitischen Zwischenlagen (mit karbonatischem Zement) im mm-Bereich. Sowohl S_0 als auch S_1 treten als Reliktflächen auf. S_1 wird von Mu und Chl konturiert. S_2 liegt parallel zu S_0 , ist stark penetrativ, parallel und glatt. In S_2 wurden größere Mu- und Chl-Blasten als in S_1 ausgebildet. Chloritoid, der nur post- S_2 gewachsen ist, tritt nur in phyllitischen Partien als winzige Kristalle (Breite 0,01-0,02 mm) in Quarzklasten, detritischen Muskoviten oder in Glimmer-Chlorit-Aggregaten auf.

Probe 1275: Koord. 617.600/133.700. Bathonien, Paragenese: Ctd-Mkl-Chl-Qz-Pa/Mu-Mu. Mit der Sonde wurden Mu, Chl und Ctd analysiert. Lithologie: Phyllit. Die Hauptschieferung S_2 (Crenulationsschieferung gewellt bis parallel, rauh bis glatt) ist vollständig über S_0 bzw. S_1 transponiert. Chlorit und Muskovit treten auf als: a. detritische Kristalle (Breite 0,04-0,12 mm), die manchmal in S_2 rotiert wurden, b. S_2 -Blasten (Breite 0,01-0,02 mm) und c. Glimmer-Chlorit-Aggregate, die genetisch einer prä- S_2 -Generation zuzuordnen sind. Chloritoid ist post- S_2 gewachsen und tritt als isoliertes Kristall oder in "Nestern" auf, wobei sich die Kristalle gegenseitig durchwachsen und verformen. In beiden Fällen schwankt die Breite der Ctd-Kristalle zwischen 0,005 und 0,15 mm. Lokal haben die Ctd-Blasten die S_2 -Mikrolithonen deformiert (asymmetrische Mikrofalten oder Knickfalten).

Probe 2161: Koord. 618.550/130.850. Callovien, Paragenese: Cc-Fe-Ank-Chl-Fe-Oxide-Ab-Olig?-Qz. Mit der Sonde wurden Chl, Cc, Fe, Ankerit analysiert. Lithologie: Oolithischer Mikrospatit. Die Schieferung S_2 ist einerseits durch bevorzugte Orientierung von zu Ellipsen verformten Ooiden, andererseits durch gelängte Zementkristalle und diskontinuierliche Lösungsflächen ("solution surfaces") charakterisiert.

Die Chlorite treten nur in den Ooiden auf, wobei sie am Rande der Ooiden von Fe-Oxiden pseudomorph ersetzt werden. Qz, Ab und Olig? zeigen im Kontakt mit dem Zement korrodierte Korngrenzen.

Probe 2170/1: Koord. 628.550/129.940. Aalenien, Paragenese: Ab-Olig?-Ctd-Häm-Qz-Chl-Mu. Mit der Sonde wurden Mu und Ctd analysiert. Lithologie: Phyllit. Die dominante Mikrostruktur ist eine Crenulationsschieferung (S_2) von parallelem und glattem Typus, die vollständig über S_0 bzw. S_1 transponiert wurde. Mu und Chl treten auf als a. Glimmer-Chlorit-Aggregate, wobei vereinzelte Kristalle quer (15°) oder senkrecht zur S_2 -Schieferung liegen können; b. einzelne in Qz-Körnern "eingebettete" Kristalle, deren allgemeine Orientierung die alte S_0 -Richtung widerspiegelt und c. in S_2 eingeregelt Kristalle. Ctd tritt in verschiedenen texturellen Typen auf: a. in S_2 eingeregelt (prä- S_2 gewachsen und in S_2 rotiert oder syn- S_2 gewachsen); b. post- S_2 Kristalle in Verwachsung mit Mu und Chl-"Sandwiches" (Mu oder Chl kann fehlen), das ganze in Qz-Klasten eingeschlossen; c. in Qz-Klasten isolierte Ctd, die nicht von Chl oder Mu begleitet sind (?prä S_2 -Ctd); d. seltene Ctd, die scheinbar die



S₃-Schieferung überwachsen. Hämatit ist post S₂ gewachsen; lokal hat die Hämatitblastese eine knickfaltenartige Deformation der S₂-Mikrolithonen verursacht.

Probe 2170/2: Koord. 628.550/129.940. Aalenien, Paragenese: Kf-Ab-Fe-Oxide-Chl-Mu-Qz-Cc. Lithologie: Sandkalk mit phyllitischen Laminae. Mit der Sonde wurden Mu, Chl und Cc analysiert. S₀ ist als feine Bänderung im mm-Bereich sichtbar. In S₁-Bändern wurden Mu-Chl-Qz±Cc ausgebildet. Die Hauptschieferung S₂, als Crenulationsschieferung entwickelt, ist stark penetrativ, gewellt bis parallel, rauh bis glatt. Die S₃-Schieferung ist weniger penetrativ ausgebildet und hat einen spröden Charakter. Die Bildung der S₂-Schieferung wurde auch von einer metamorphen Differenzierung begleitet. Als Ergebnis wurden Mikrolithonen, die vorwiegend aus Mu-Chl bzw. Qz-Fsp-Ab bestehen, produziert. In den letzteren weist Qz oft ein Mosaikgefüge auf (120° Winkel; gerade oder gekrümmte Korngrenzen). Fe-Oxide sind häufiger in karbonatreichen Partien.

Probe 2200/2: Koord. 619.215/130.200. Neocomien, Paragenese: Ab-Olig?-Kf-Opk-Chl-Mu-Cc-Qz. Lithologie: Phyllit mit siltitischen Laminae. Mit der Sonde wurden Mu-Chl-Cc-Ab analysiert. S₀ tritt als feine Stoffbänderung im mm-Bereich auf; S₁ wird von gelängten Klasten und Bärten von Qz, Mu und Chl definiert. S₀ und S₁ sind nur als Relikte erhalten. S₂ ist als Crenulationsschieferung entwickelt, penetrativ, gewellt bis parallel, rauh bis glatt. Mit S₃ assoziiert sind Mu- und Chl-Blasten, die oft von Graphitkristallen begleitet sind.

Kf ist nur als serizitisierte Klasten erhalten und in S₁ oder S₂ eingeregelt; Ab und Olig? treten besonders in S₂-Mikrolithonen als geplättete, ellipsoidförmige Klasten auf, die fast vollständig von Serizit±Chl±Cc pseudomorph ersetzt sind. Es wurden nur Albitblasten beobachtet (idiomorphe oder hypidiomorphe Kristalle, frei von Umwandlungsmineralien). In den siltitischen Laminae lassen sich Qz-Mosaikgefüge beobachten, mit geraden oder gekrümmten Korngrenzen.

Probe 2567: Koord. 628.025/129.750. Aalenien, Paragenese: Ab-Olig?-Cc-Opake-Pa/Mu-Qz. Mit der Sonde wurden Mu, Chl, Ab und Cc analysiert. Lithologie: siltitischer Phyllit. S₀ ist nur reliktsch zu finden (Siltit-Phyllit-Alternanzen), S₂ liegt parallel zu S₀ und ist penetrativ, gewellt bis parallel, rauh bis glatt und transponiert vollständig die Schichtung. Die D₃-Crenulation ist nur in den phyllitischen Partien entwickelt, S₃ hat einen spröden Charakter. Die detritischen Mu und Chl treten besonders als Glimmer-Chlorit-Aggregate auf (Größe 0,04-0,12 mm). Die S₂-Mu und -Chl sind kleiner (Korngröße 0,1-0,02 mm). Albit kann man sowohl als Klasten als auch als Blasten finden. In den siltitischen Partien weist Qz oft ein Mosaikgefüge auf (120°-Winkel, gerade oder gekrümmte Korngrenzen).

Probe 2572: Koord. 627.850/129.860. Bajocien, Paragenese: Kf-Ab-Olig?-Opake-Chl-Mu-Qz-Cc. Mit der Sonde wurden Mu-Bi-Cc analysiert. Lithologie: bioklastischer Sandkalk



mit biosparitischen Zwischenlagen. S_0 tritt als Stoffbänderung (Sandkalk/Biosparit) im mm-Bereich auf. S_2 , welche parallel zu S_0 liegt, ist durch Drucklösungsflächen ("pressure solution surfaces") und durch die bevorzugte Orientierung der Bio- und Lithoklasten definiert. Kf tritt nur als Klasten, Ab und Olig (?) als Klasten und auch als Blasten (Ab) auf.

Mu und Chl treten sowohl als detritische Kristalle (nur einzelne Individuen, keine Gl-Chl-Aggregate) als auch als S_2 - bzw. S_3 -Blasten auf. Bi tritt als 0,03 bis 0,1 mm breite Bänder, die in der S_2 -Schieferung eingeregelt sind, auf. Manchmal sind lamellare Verwachsungen von Mu und Bi zu beobachten.

Probe 2576: Koord. 628.000/129.900. Bajocien. Paragenese: Ab-Qz-Chl-Opake-Mu-Phlog-Dol-Cc. Mit der Sonde wurden Cc-Dol-Ab-Mu-Phlog analysiert. Lithologie: phyllitischer Calci-Dolosparit. Im Gestein ist nur die S_2 -Schieferung zu sehen. Die Entstehung von S_2 wurde von metamorphen Differenzierungsphänomenen begleitet. Auf diese Art haben sich karbonatische und nichtkarbonatische (Ab-Qz-Mu-Phlog) Mikrolithonen entwickelt.

Die detritischen Qz-Körner und die serizitisierten Ab-Klasten sind stark gelängt und gut in S_2 eingeregelt. Mu und Chl treten einerseits als in S_2 liegende Blasten (in S_2 ausgebildet) auf, andererseits als in S_2 rotierte und eingeregelt Kristalle. Phlog (Breite 0,03 bis 0,08 mm) tritt wie folgt auf: a. als prismatische Kristalle, die manchmal als Rosetten ausgebildet sind (die quer zu S_2 orientiert sind, die vielleicht einer prä- S_2 -Generation entsprechen) und b. als prismatische Kristalle, die gut in S_2 eingeregelt sind.

Die Karbonate bilden den sparitischen Zement und die seltenen Bioklasten.

Probe 2599: Koord. 628.975/130.375. Callovien. Paragenese: Ab-Stilp-Fe-Oxide-Qz-Opake-Chl-Fe-Ank-Cc. Mit der Sonde wurden Stilp, Fe-Ank und Chl analysiert. Lithologie: oolithischer Fe-Calcimikrosparit. Die dominierende Struktur ist S_2 , welche durch die bevorzugte Orientierung der Ooide und durch Drucklösungsflächen ("pressure solution surfaces") definiert ist. Ab scheint nur als serizitisierte Klasten vorhanden zu sein. Qz tritt als seltene Klasten auf, die im Kontakt mit dem karbonatischen Zement, korrodierte Korngrenzen zeigen.

Die Chl treten als a. prä- S_2 -Kristalle (die durch S_2 deformiert wurden) und b. als gut in S_2 eingeregelt Kristalle auf.

Stilp ist als isolierte (schmale Prismen oder nadelige Kristalle) oder häufiger als büschelartig angeordnete Individuen zu finden. Die Stilp-Blastese fand prä- S_2 bis post- S_2 statt. Die S_2 -Stilp sind gut in "Bärten" von Bioklasten oder Ooiden zu beobachten.

Probe 2721/3: Koord. 629.950/129.200. Trias (Quartenschiefer?). Paragenese: Mkl-Ab-Antiperthit-Opake-Bi-Mu-Chl-Qz. Mit der Sonde wurden Ab-Mkl-Antiperthit-Mu-Bi analysiert. Lithologie: Metasiltit mit phyllitischen Partien.



Mkl und Antiperthit treten nur als detritische Körner auf, Ab als teilweise sericitisierte Klaster oder als nicht umgewandelte Blaster.

Mu und Chl wurden prä-S₂ und syn-S₂-Schieferung ausgebildet. Die dominierende Struktur ist die transponier S₂-Schieferung. "Pseudo-bedding" und metamorphe Differenzierungsphänomene haben die Entstehung der S₂-Schieferung begleitet. Als "Pseudo-bedding" wurden die nach S₂ alternierenden Mikrolithonen, die kontrastierende mineralogische Zusammensetzung (Mu-Bi-Chl/Qz-Fe) aufweisen, betrachtet. S₂ ist als Crenulationsschieferung durchdringend entwickelt, anastomosierend bis gewellt, rau in den metasiltitischen Partien oder parallel bis glatt in den phyllitischen Partien. Die S₂-Mikrolithonen sind in der F₃-Crenulation deformiert. Die Bi-Blastese, die prä-S₂ begonnen hat, erreichte ihr Maximum in S₂ und wurde bis post-F₃ fortgesetzt (Bi, die diskordant zur F₃-Crenulation liegen, sind nicht selten).

5. Petrographie und mikroskopisches Gefüge

Das untersuchte Gebiet besteht im Allgemeinen aus einer vorwiegend karbonatischen Abfolge von Flachwasserablagerungen. Änderungen der Sedimentationsbedingungen haben auch die Bildung von detritischen Ablagerungen (Arenite, Siltite) und Peliten begünstigt. Die tertiäre Metamorphose hat in diesen Gesteinen wichtige mineralogische und strukturelle Umwandlungen verursacht. Der primär-sedimentäre Charakter ist aber überall reliktilisch mehr oder weniger gut erhalten (die untersuchten Gesteine repräsentieren folglich typische Metasedimente).

Aus diesem Grund wird die petrographische Unterteilung im Allgemeinen den Kriterien der sedimentären Petrographie folgen.

Die Schieferungsklassifizierung ist ein ziemlich konfuser Bereich mit vielen Ausdrücken, die sich überlappen. Oft haben diese Ausdrücke auch genetische Implikationen. Manchmal benützen verschiedene Autoren verschiedene Ausdrücke, um dieselbe Struktur zu beschreiben.

Die Schieferung soll zuerst nur auf eine morphologische Basis bzw. auf Grund eines messbaren Parameters beschrieben werden. Diese Bedingungen sind von der POWELL (1979)- und BORRADAILE-Klassifizierung besonders geeignet: Aus diesen Gründen haben wir die untersuchten Gesteine nach den Schemata von POWELL (1979) und BORRADAILE et al. (1982) beschrieben.

Die stratigraphische Verteilung der petrographisch unterteilten Gesteine findet man in der Tabelle 14.



5.1. Sandsteine (Metasandsteine)

Nach PETTIJOHN's et al. (1972) Klassifizierung haben wir in unserem Gebiet Quarz-Sandsteine und lithische Sandsteine unterschieden.

5.1.1. Quarz-Sandsteine

Die psammitische Textur kann feiner (Lotharingien, Korngröße 0,3 bis 0,5 mm) oder gröber (Domerien, Korngröße 0,4 bis 0,5 mm) sein. Der Sortierungsgrad ist hoch, die Körner sind subgerundet. Das Gefüge ist mittelmäßig bis stark orientiert.

Detritische Komponenten: Qz 90%; Plag, Kf; Mu, Chl 3%; Akz wie Tur, Ap, Zir, Opake 1 %. Die lithischen Bruchstücke bestehen aus Metaquartziten (aus dem Grundgebirge), Grünschiefern, Siltiten, Phylliten und karbonatischen Gesteinen 6 %.

Der Zement hat karbonatische (Cc±Dol) Zusammensetzung, wobei die Dolomitanwesenheit für Lotharingien typisch ist. Manchmal ist in den Domerien-Areniten auch quarzitischer Zement (wahrscheinlich spätdiagenetisch) zu finden.

Texturell betrachtet, kann sich der Zement entweder mittelkörnig (Kristallgröße mehr als 0,2 mm) oder, sehr selten, mikrokristallin entwickeln (Kristallgröße 0,05 bis 0,2 mm).

Lokal können die lithoklastischen¹ Anteile allmählich bis zu 20 % der gesamten detritischen Komponenten ansteigen. Auf diese Art werden die Quarzarenite lokal von Subquarz-Sandsteinen ersetzt (die primär einen karbonatischen Zement besitzen, der teilweise durch sekundären Quarzement ersetzt werden kann).

Gefüge

Der isotrope oder anisotrope Charakter des sedimentären Gefüges wird von der mineralogischen Zusammensetzung, dem Verhältnis Körner bzw. Phänoklasten zu Matrix bzw. Zement, von der Größe, dem Umriss und der Lage der Phänoklasten bestimmt.

Für eine strukturelle Analyse der Psammite ist das Verhältnis zwischen dem Anteil der Körner bzw. dem Gesteinsanteil, der den Stress überträgt, entscheidend, GRAY (1978). Das gilt natürlich nur wenn die Matrix mechanisch schwach ist. Im diagenetisch gut rekristallisierten Zement kann dies aber umgekehrt sein.

Wenn der Bindemittelanteil kleiner als 15 % ist, besitzen die Körner gemeinsame Korngrenzen und bilden ein zusammenhängendes Gerüst ("continuous framework"), wie bei Areniten; wenn der Bindemittelanteil größer als 15 % ist, sind die Körner isoliert im Bindemittel verbreitet und die Psammite besitzen kein zusammenhängendes Gerüst ("disrupted framework") wie bei Wacken, GRAY (1978).

¹Die Begriffe Litho- und Bioklasten werden in dieser Arbeit als detritisch terrigene Komponenten und der Begriff Klast als innerhalb der metamorphen Deformation gebrochene Körner benützt.

Die untersuchten Psammite, die als Bindemittel einen primären karbonatischen und manchmal auch einen sekundären Qz-Zement besitzen (praktisch Matrix-frei), können den Areniten mit einem zusammenhängenden Gerüst zugeordnet werden.

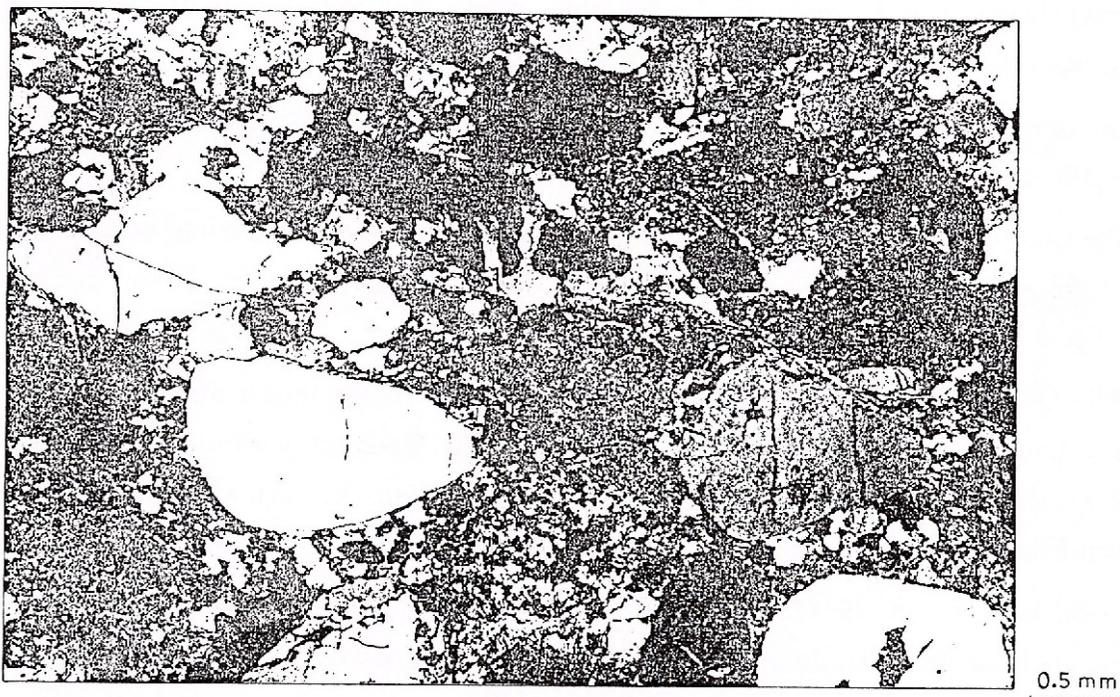


Abb. 29. Probe 55. Lithischer Psammit mit karbonatischem Zement. Die dominierende Struktur (S_2) ist durch die bevorzugte Orientierung der Qz- und Karbonatlithoklasten charakterisiert. Parallel zur Kompressionsrichtung sind in Qz-Lithoklasten senkrecht zur bevorzugten Orientierung des Gesteins Klüfte zu beobachten (beginnende Umwandlung der Lithoklasten in Klasten). Mitte oben weisen die karbonatischen Lithoklasten mit Karbonat gefüllte Klüfte auf. Dünne Chl- und Mu-Häutchen konturieren stellenweise auch das metamorphe Gefüge. Das vermutliche S_0 läuft fast diagonal (von oben links nach unten rechts). Domerien. Koord. 614.350/133.040.

In Bezug auf diesen Charakter ist in den untersuchten Areniten während einer ersten metamorphen Deformationsphase meistens eine bevorzugte Orientierung (höchstwahrscheinlich ohne eine begleitende Schieferung) und seltener eine weitständige ("spaced"), disjunktive und rauhe Foliation entstanden, Abbildung 29.

Die Morphologie der eventuell später entstandenen Schieferung wird vom Muster der oben beschriebenen Schieferung beeinflusst und bestimmt.

Quarz tritt sowohl als Klasten als auch als Blasten auf, wobei die Klasten überwiegen.

Die Klastengröße variiert zwischen 0,3 und 1,5 mm. Der Kontakt Qz-Klasten/karbonatischer Zement ist eingebuchtet ("embayed") oder lobenförmig ("lobate"). Dies ist ein Ergebnis der Zementkorrosion, die auf das Qz-Material schon im Laufe der Diagenese gewirkt hat.

Die gegenseitigen Korngrenzen zwischen den Qz-Klasten sind in der Regel suturiert und selten konkav-konvex entwickelt. Das Ausmaß der suturierten Korngrenzen wird vom kompakten Gefüge (mit reduziertem Porenraum) begünstigt, wobei die Körner in unmittelbarem Kontakt liegen. Die Anwesenheit der Glimmer in den Kontaktzonen wird das Ausmaß der suturierten Korngrenzen einschränken.

Im morphologischen Sinn gehören die beobachteten Porphyroklasten zu folgenden Arten, nach BOUCHEZ (1977): kugelartig und tafelig ("tabular").

Die räumliche Verbreitung, bzw. eine gewisse bevorzugte Orientierung der kugelartigen und tafelartigen Porphyroklasten wird den Psammiten insgesamt ein bevorzugtes Gefüge aufprägen, in Abwesenheit einer Schieferung.

Alle Qz-Klasten weisen verschiedene Deformationserscheinungen auf: Deformationslamellen, undulöse Auslöschungen und Böhm-Lamellen. Qz-Blasten wurden in der Regel entweder am Rande der Qz-Klasten oder im Druckschatten der Litho- und Bioklasten und opaken Mineralien (größer als 0,1 – 0,2 mm) gefunden.

Lokal können sich die Qz-Blasten zwischen zwei benachbarten Subkörnern oder, relativ selten, als isolierte Kristalle innerhalb der Qz-Klasten entwickeln.

Die durchschnittliche Korngröße der Qz-Blasten variiert zwischen 0,04 und 0,06 mm.

Im Falle der deutlich bevorzugten Kontakte zwischen Qz-Porphyroklasten und Qz-Neoblastenmatrix lässt sich folgendes beobachten: die D_2 -Deformationserscheinungen (Lamellen- und Deformationsbänder, Subkornbildung) sind deutlicher in den älteren Blasten und verringern sich mit der Annäherung an die Rekristallisationsfront. Folglich sind die jüngsten Qz-Blasten undeformiert oder nur schwach deformiert im Vergleich zu den alten Blasten. Ein solches Bild ist, nach WITKE (1977), typisch für die dynamisch-syntektonische Strukturen.

Die Qz-Klasten sind von der Kornform her relativ gut in der Hauptschieferung (S_2) eingeregelt (ungefähr 60-70 % der Körner sind parallel zu S_2 orientiert). In Bezug auf die optische Orientierung (Gipsblättchen) ist die Zahl der in S_2 orientierten Körner nicht größer als 20-30 % der gesamten Population.

Im Falle der Qz-Blasten lässt sich beobachten, dass etwa 70-80 % der Blasten mit ihrer Kornform eine bevorzugte Orientierung zeigen. Zwischen 40 und 50 % der Körner sind auch optisch gleich orientiert.

Die Feldspäte (Plag, Kf) treten nur als isolierte Klasten (Korngröße zwischen 0,2 bis 0,6 mm) auf, die häufig serizitisiert sind. Die Fsp-Klasten wurden spröde deformiert: manchmal bilden die Kristalle eine schokoladentafelartige Struktur (tafelige Fsp-Bruchstücke), die von



in zerbrochenen Partien kristallisierten Glimmern abgetrennt sind).

Die *Glimmer* sind eher selten. Sie treten sowohl als detritische Kristalle (Korngröße 0,3 – 0,9 mm) auf, die Relikte der Schichtung S_0 aufweisen können, als auch als Kristallblasten (Korngröße 0,005 bis 0,15), besonders im Druckschatten oder in Qz-Korngrenzzonen.

Die karbonatischen *Lithoklasten* (Sparite, Mikrite, selten Mikrosparite) sind in der Regel mehr oder weniger geplättet und ähnlich wie die Phyllit- und Siltitbruchstücke mehr oder weniger in der S_2 -Schieferung orientiert.

Die *Bioklasten*, die neben Lamellibranchen-Bruchstücken vorwiegend aus Echinodermenbruchstücken bestehen, und die Lithoklasten (Grünschieferdetritus) verhalten sich im strukturellen Sinn ähnlich wie die Qz-Porphyrklasten.

Die der Matrix angehörigen Karbonatkristalle zeigen einen hohen in S_2 eingeregelteten Anteil (60 bis 70 %).

Im oberen Teil der Lotharingien- und Domerien-Sandsteine (im stratigraphischen Sinn) wird der karbonatische Zement allmählich durch Qz-Zement ersetzt. Der Qz-Zement, der als Rekristallisationsprodukt einer sedimentären Matrix betrachtet wird, besteht jetzt aus:

- a) kleinen Qz-Blasten (Korngröße zwischen 0,01 und 0,15 mm), die zu 70 bis 80 % in S_2 orientiert sind und
- b) S_2 -Mu (Korngröße zwischen 0,01 und 0,02 mm).

In allen untersuchten Dünnschliffen ist deutlich zu beobachten, dass das Qz-Wachstum durch Mu behindert wurde.

Diejenigen Arenite, die Qz-Zement aufweisen, haben nach S_2 eine besser bevorzugte Orientierung (die auch von isolierten Glimmern nachgezeichnet wird) als die Arenite, die karbonatischen Zement besitzen.

In Psammiten, die eine Schieferung zeigen, sind auf den Schieferungsflächen Domäne mit schwarzen unlöslichen Residua zu erkennen, die aus kohlig bis graphitischer Substanz zusammen mit $\text{Chl} \pm \text{Zir} \pm \text{Tur} \pm \text{Opake}$ bestehen. Diese Domänen werden als Drucklösungsflächen interpretiert. In direktem Zusammenhang mit der Drucklösungstätigkeit kann man eine Vermehrung der Druckschattenkristallite feststellen (das weggelöste Material wird als Karbonat, Qz \pm Mu kristallisiert). Die meisten Psammite, die einen karbonatischen Zement aufweisen, zeigen eigentlich im mikroskopischen Bereich keine Schieferung (keine deutliche Schieferungsdomänen und Mikrolithonen). Sie besitzen aber ein relativ gut orientiertes Gefüge welches durch geplättete Körner und parallel eingeregeltete Phyllosilikate definiert ist. In den Psammiten, die teilweise eine echte Matrix, ein siltitisches Bindemittel

oder einen Qz-Zement aufweisen, wird sich in der Regel eine gute Schieferung entwickeln.

Diese Schieferung entspricht der S_2 -Schieferung, die morphologisch wie folgt beschrieben werden kann:

Schieferungsdomäne:

Schieferungsdomäne: räumlich begrenzt ("spaced"), crenuliert, disjunktiv schmal

Muster der einzelnen Schieferungsflächen: anastomosierend, gewellt

Aspekt der einzelnen Schieferungsflächen: rau, selten gezackt

$$\frac{\text{Schieferungsdomänenbreite}}{\text{Mikrolithonenbreite}} = \frac{0,02-0,05\text{mm}}{1,5-2,0\text{mm}}$$

Übergang Schieferungsbereich - Mikrolithon: diskret

Mikrolithon

Mächtigkeit: 1,5 bis 2,0 mm

Gefüge: schwach ("weak") bis stark ("strong")
in phyllitischen und siltitischen Partien
ungeregelt in den arenitischen Partien

Nach GRAY (1978) könnte man die S_2 -Schieferung der oben erwähnten Arenite als rauh-Typ A beschreiben: die Schieferungsdomäne, die in der Regel S_2 -Mu aufweist, hat eine begrenzte Ausdehnung (2-4 mm lang), entwickelt sich diskontinuierlich, und die Mikrolithonen haben eine relativ große Ausdehnung (1,5 bis 2,0 mm).

Innerhalb der Siltitmikrolithonen lassen sich die Porphyroklasten vom Typ Band ("ribbon") als Ergebnis eines höheren Verhältnisses Matrix/Porphyroklast feststellen. Dieser Typ von Porphyroklasten sollte nach GRAY (1978) einen rauh-Schieferungs Typ B charakterisieren. Manchmal entwickeln sich die Schieferungsdomänen praktisch kontinuierlich, die Mikrolithonenmächtigkeit wird kleiner (0,8 bis 1,1 mm) mehr als 70 % der Klasten sind sehr stark geplättet, in S_2 eingeregelt und die Körner vom Typ Band sind sehr häufig. Diese Gefügeart nach GRAY (1978) ist typisch für die Rauhschieferung Typ C. Gleichzeitig mit dem Übergang innerhalb der Rauhschieferung vom A- zum C-Typ lässt sich eine höhere Häufigkeit der Qz-Mu±Chl-Bärte bemerken.

Der mineralogische Segregationsgrad als Folge der relativ schwach entwickelten Schieferung die auch einen disjunktiven Charakter zeigt, ist sehr gering.



5.1.2. Lithische Sandsteine

Es handelt sich um helle bis rötlich-braune Gesteine, die psammitische Textur und einen niedrigen bis mittleren Sortierungsgrad besitzen. Die Korngröße schwankt zwischen 0,2 und 3,5 mm (stellenweise können die Arenite einen mikrokonglomeratischen Charakter aufweisen). Oft sind als Relikte gradierte und rhythmische Schichtstrukturen sowie Kreuzschichtungen zu sehen.

Petrographische Zusammensetzung:

- detritische Komponenten:

Quarz (Korngröße bis 2,4 mm) - 60 %

Lithoklasten: Dolomikrite, Dolosparite, Dolobiosparite, Calcibiomikrite (Korngröße bis 3,5 mm)

Feldspäte (Korngröße bis 0,9 mm)

Glimmer (Korngröße bis 0,6 mm)

Lithoklasten+Feldspäte+Glimmer-35 % des Modalbestandes

Bioklasten: Lamellibranchien- und Echinodermenbruchstücke (Korngröße bis 0,8 mm) - 4 %

Akz: Tur, Zir (Korngröße bis 0,12 mm) - 1 %

- authigene Komponenten: Glimmer, Chlorit, Karbonat.

Das Bindemittel ist ein karbonatischer Porenzement. Texturell wird dieser Zement als körnig bezeichnet (Kristallgröße bis 0,8 mm).

Mikroskopisches Gefüge

Das Gefüge der lithischen Arenite ist demjenigen der Qz-Psammitite sehr ähnlich. Gewisse besondere Eigenschaften der lithischen Arenite sind von der Lithoklastenhäufigkeit abhängig.

In der Regel besitzen diese Gesteine keine Schieferung und die räumliche Verteilung der Qz-, Litho- und Bioklasten wird durch die bevorzugte Orientierung bestimmt. Ausnahmsweise konnte in Domerien-Psammiten (die 10 bis 15 % eines siltitischen Bindemittels besitzen) eine anastomosierende, rauhe Foliation vom Typ A bzw. B nach GRAY (1978) festgestellt werden:

$$\frac{\text{Schieferungsbreite}}{\text{Mikrolithonenbreite}} = \frac{0,03-0,2\text{mm}}{1,0-1,5\text{mm}}$$

wobei das Mikrolithonengefüge schwach bis stark sein kann.

Die Qz-Klasten können kreis- oder tropfenförmig sein, seltener sind auch Klasten vom Typ Band zu beobachten. Die Litho- und Bioklasten zeigen kreis- und ellipsenförmige Gestalt.



In Klastenschatten lassen sich $Cc-Qz \pm Chl$ -Bärte als Auskristallisate, die durch Drucklösung von mobilisiertem Material entstanden sind, feststellen.

Die Schieferungsdomänen werden besonders von S_2 -Mu und -Chl nachgezeichnet. Selten sind auch (in Domerien-Sandsteinen) 0,1 bis 0,4 mm mächtige Mikrosparitbändchen, welche die Klasten richtig durchschneiden (die Wirkung der Drucklösung ist aus diesen Beispielen sehr deutlich ersichtlich).

Solche Gesteine besitzen eine anastomosierende, rauhe Schieferung, wobei die Schieferungsdomänen von Drucklösungsflächen definiert werden.

Bemerkenswert ist die Tatsache, dass die in Probe 1188 beobachtete Schieferung morphologisch der mit Mineralien gefüllten Extensionsklüfte ("mineral-filled extension veins", DURNEY, RAMSEY, 1973; RAMSEY, 1980) sehr ähnlich ist. Die Entstehung dieser Mikroklüfte wurde von RAMSEY (1980) mit dem "crack-seal"-Mechanismus erklärt.

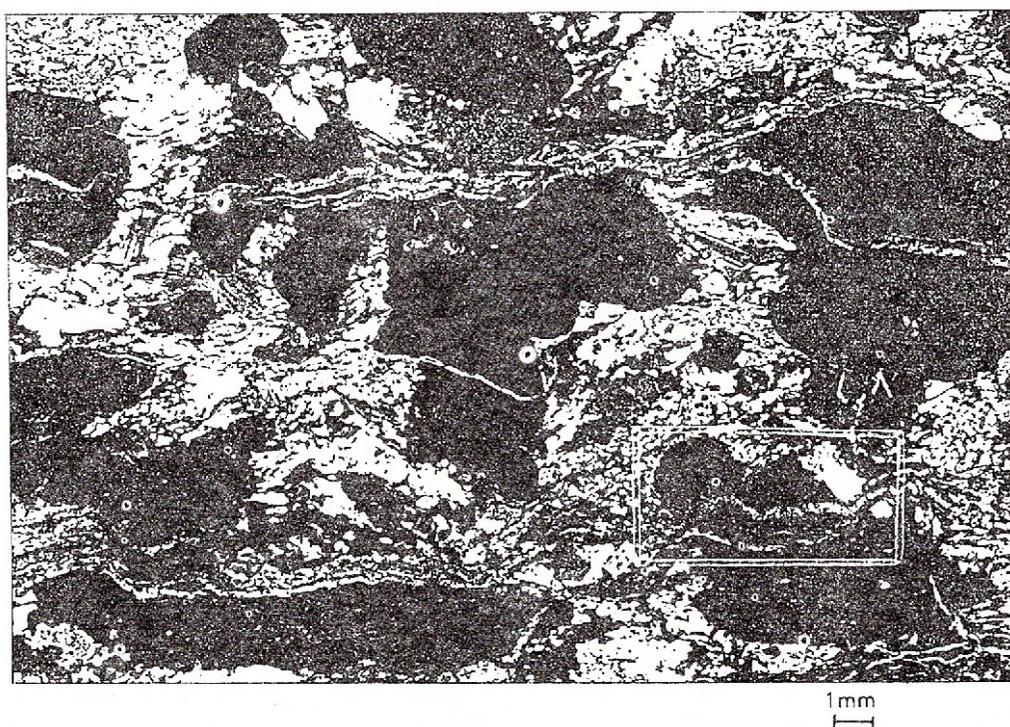
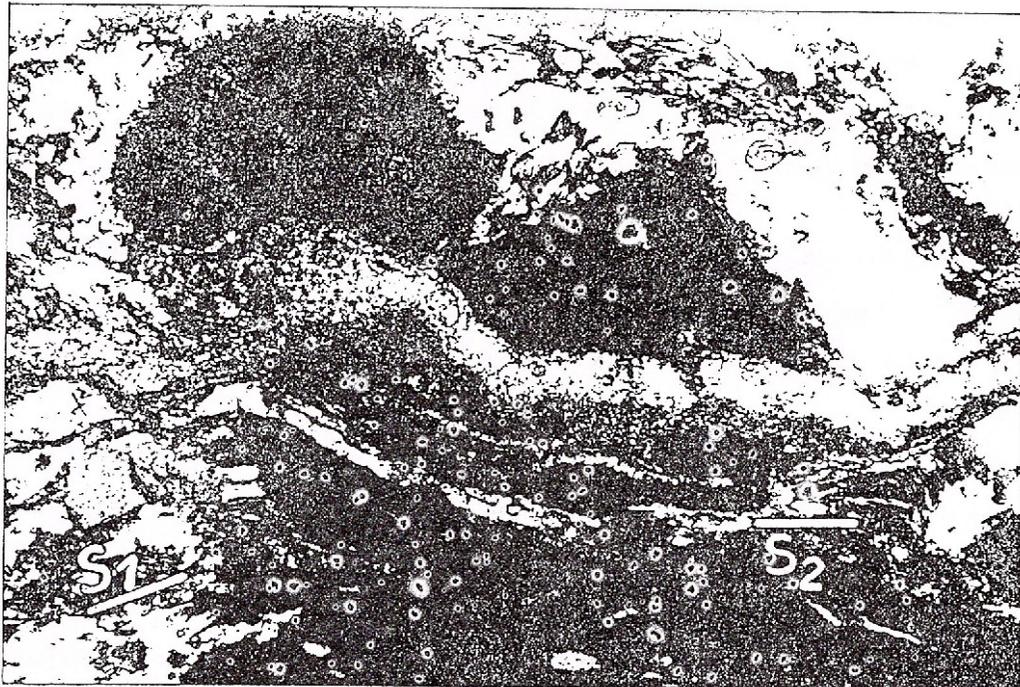


Abb. 30 - Probe 1188. Lithischer Psammit mit karbonatischem Zement. Übersicht. Die meisten Lithoklasten sind an organischer Substanz reiche dolomitische Calcimikrite und Calcimikrospare, die in der S_2 -Ebene geplättet und gestreckt sind. Die Schieferungsdomänen weisen eine ähnliche Morphologie auf wie die mit Mineralien gefüllten Extensionsklüfte. Domerien. Koord. 616.780/136.570

Die Schieferungsdomänen der Probe 1188 lassen folgende Morphologien erkennen:
a) eine zentrale Zone, die aus Chl, Qz und Fe-reichen Karbonaten besteht und



0.5 mm

Abb. 31 - Probe 1188. Lithischer Psammit mit karbonatischem Zement. Ausschnitt aus Abb. 30. Schieferungsdomänenmorphologie: a) zentrale Zone - Fe-reiche Karbonate, Chl, Qz, b) randliche Zonen - syntaxiale Karbonatkristalle. Im Druckschatten von Qz- und dolomitischen Klasten erkennt man Chl-Mu-Qz-"Bärte". Unten links S₁-, unten rechts S₂-Druckschattenrekristallisate. Domerien. Koord. 616.780/136.570

b) die randlichen Zonen, die aus 0,03 bis 0,08 großen Karbonatkristallen bestehen, welche syntaxial auf verschiedenen Klastenarten (besonders karbonatische und Qz-Klasten) aufgewachsen sind.

In der Regel kann sich die oben beschriebene Struktur innerhalb einer Schieferungsdomäne 2 bis 3 Mal, in vollständigen Sequenzen oder nicht, wiederholen (Abb. 30, 31).

Nach RAMSEY (1980) treten Extensionsklüfte parallel zur σ_1 -Fläche auf als typische Produkte der spröden Deformation. Unsere mikroskopischen Beobachtungen zeigen, dass die Domänen, die strukturelle der Hauptschieferung und morphologisch den Extensionsklüften entsprechen, mit Lösungen, die einen ähnlichen Chemismus wie der Gesteinchemismus zeigt, ausgefüllt sind. Der Lösungskemismus wurde von lokalen Auflösungs- (Auflösung der verschiedenen Litho- und Qz-Klasten) und von Ausfällungsphänomenen bestimmt. Ein Teil der Lösungskomponenten wurde syntaxial als Karbonate, Qz und Chl an

den Mikrokluftwänden unterschieden (Wachstumsrichtung senkrecht auf die Kluftwände. Aus dem Gesagten lässt sich folgendes folgern:

- Einige Domerien-Litho-Arenite besitzen eine planare Struktur, die strukturell der Hauptschieferung S_2 entspricht. Morphologisch aber zeigt diese planare Struktur große Ähnlichkeiten mit Mikroextensionsklüften. Das S_2 wurde vorwiegend durch Drucklösungstätigkeit bewirkt.

- Genetisch sollte diese S_2 -Fläche der Kategorie der syntektonischen Strukturen-Drucklösungsschieferung ("pressure-solution-cleavages") angehören (WILLIAMS, 1972; HARRIS et al., 1976, BEACH, 1977). Morphologisch gesehen wird die S_2 -Schieferung als räumlich begrenzt, crenuliert, anastomosierend und rauh bezeichnet.

- Die Anwesenheit einer scheinbar syntektonischen planaren Struktur (S_2), die eine mit Mineralien gefüllte Extensionskluft-Morphologie zeigt, lässt folgende mutmaßliche Erklärung zu: die Ausbildung dieser Art von S-Fläche dürfte nicht primär sein (S-Flächen liegen ungefähr senkrecht zur maximalen Kompressionsrichtung). Es ist zu vermuten, dass eine in der Anfangsphase der S_2 -Schieferung gebildete Diskontinuität bei späteren Bewegungen geöffnet wurde (ein Ereignis, durch welches das Wachstum von Kluftmineralien möglich wurde).

Schlussfolgerungen über Qz- und lithische Sandsteine

Die sedimentäre Struktur tritt nur als relikthisches Element (S_0 -Relikt) auf.

Die meisten Arenite besitzen keine klar ausgebildete Schieferung, sondern nur eine bevorzugte Orientierung der Klasten \pm eine gewisse Einregelung der Phyllosilikate.

Die Anwesenheit einer S_1 -Schieferung (" S_1 "-Mu+Chl-Schieferungsdomäne, die unter einem Winkel von 20° bis 40° von S_2 geschnitten wird) ist unsicher. Diese " S_1 "-Schieferungsdomäne könnte sowohl eine echte S_1 -Schieferung als auch eine Refraktion der S_2 -Schieferung sein.

Die dominante und praktisch einzige metamorphe planare Struktur ist die S_2 -Schieferung (Hauptschieferung), welche dem morphologischen Typ rauh (rough cleavage) angehört.

Die S_2 -Schieferung ist vorwiegend als Produkt der Drucklösung entstanden. Der chemische Faktor (Lösung-Auflösung) hat über den mechanischen Faktor (Gleitung, Rotation) überwogen.

Lokal wurden die in einer Anfangsphase der S_2 -Schieferung gebildeten Diskontinuitäten bei späteren Bewegungen geöffnet.



5.2. Siltite (Metasiltite)

Als Siltite wurden detritische Gesteine, deren Korngröße zwischen 0,05 und 0,15 mm variiert, betrachtet.

In der Regel treten Siltite als cm- bis dm-mächtige Zwischenlagen in Metasandsteinen oder Phylliten auf. Der Übergang von Siltiten zu Phylliten geschieht allmählich (Wechselagerung Siltit/Phyllit im mm-Bereich). Alle untersuchten Siltite sind Qz-Siltite (mehr als 90 % Qz).

Als detritische Körner treten auf:

Qz - 90 %

karbonatische Lithoklasten - 3 %

Fsp (teilweise in Sericit \pm Cc umgewandelt) - 1 %

Mu - 3 %

Chl - 3 %

Als metamorphe Neubildungen kommen vor:

Qz, Cc, Fsp, Mu, Chl.

Als Akzessorien sind zu beobachten:

Zir, Tur, opake Mineralien und Fe-Oxide.

Die Kornzwischenräume bestehen aus Qz-Zement, der teilweise durch karbonatischen Zement ersetzt ist. Eine Matrix tritt selten auf.

Gefüge

Quarz tritt sowohl als Klasten wie auch als Blasten auf. Die Qz-Klasten die oft Subkorn-Gefüge aufweisen, zeigen verschiedene Formen: eckig, kugel-, ellipsen- oder tafelförmig. Qz-Qz-Korngrenzen sind in der Regel suturiert oder gerade (selten konkav-konvex). Die Korngröße der Qz-Klasten ist bei direktem Kontakt mit den Schieferungsdomänen reduziert (vermutlich Drucklösungsphänomene).

Qz-Blastese kommt in folgenden tekturellen Stellungen vor:

- a) am Rande der Qz-Klasten oder innerhalb des Subkorn-Gefüges;
- b) im Druckschatten von Qz-Körnern und karbonatischen Lithoklasten;
- c) in der Matrix, wo die Neoblasten Korngrößen zwischen 0,02 und 0,05 mm aufweisen können. In diesem Fall sind Strukturen wie "spiny-like" (FREY, 1970) entstanden.

Die Korngestalt der Blasten wird von der Glimmer-Neoblastenverteilung und -Größe bestimmt. Durch Korngrenzenwanderung sind manchmal die Glimmer von der Qz-Blasten eingeschlossen. Tripelpunkt-Korngrenzen sind in der Matrix oft zu sehen; verglichen mit den Areniten sind gerade Korngrenzen häufiger.



Feldspäte sind als kugel-, seltener tafelförmige Kristalle ausgebildet. Als Klaster weisen sie Sericitisierungs- ± Calcitisierungsphänomene auf, die zu einer Sericit-Cc-Qz-Vergesellschaftung (Wolkenaggregate) führen kann. Die Fsp-Blasten treten ausschließlich am Rande der Fsp-Klaster auf.

Muskovit und *Chlorit* treten sowohl als detritische Kristalle als auch als Blasten der S_1 -, S_2 - und S_3 -Schieferung auf. In der Regel wurden die detritischen Mu und Chl nicht von Drucklösungsphänomenen erfasst. Als Ergebnis können die Schieferungsdomänen, die im Kontakt mit den detritischen Mu- und Chl-Kristallen stehen, ziemlich große Orientierungsabweichungen aufweisen.

Karbonatische Lithoklaster - ellipsenförmig oder stark geplättet - wurden wahrscheinlich schon während der Diagenese am Kontakt mit Qz-Körnern deutlich korrodiert.

Qz, Cc und Fe-Cc bilden den *Zement* und sind zu 70-80 % in S_2 eingeregelt.

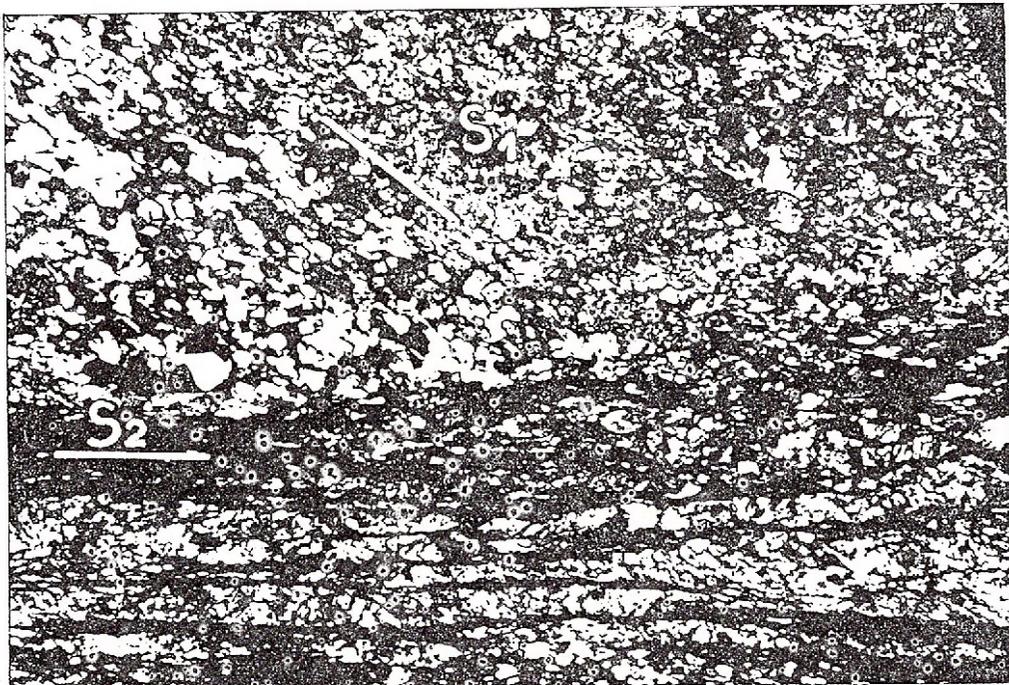


Abb. 32 - Probe 2569. Metasilite. Die S_1 -Schieferung, die höchstwahrscheinlich in diesem Fall parallel zu S_0 läuft) tritt, wie S_0 , nur reliktsch auf und besteht aus Qz- und Mu-Blasten, die unter einem Winkel von 40° bis 45° von S_2 durchschlagen werden (obere Hälfte des Bildes). Die S_2 -Schieferungsdomänen sind anastomosierend und stellenweise parallel, zudem reich an organischer Substanz. Die S_2 -Mikrolithonen haben teilweise das S_0 - bzw. S_1 -Gefüge erhalten. Die S_2 -Transposition ist fast vollständig. Aalenien. Koord.

628.100/129.740

Die untersuchten Sillite zeigen mehrere S-Flächen:



a) S_0 : reliktsch, nur stellenweise erhaltene Schichtflächen, im mm-Bereich Siltit mit Zement, Siltit mit phyllitischer Matrix und Phyllitlaminae trennend. S_0 -Flächen wurden während D_1 und D_2 deformiert, und S_0 wurde durch S_1 und besonders durch S_2 transponiert.

b) S_1 : nur lokal entwickelt, als Relikte in Bezug auf S_2 . Die bevorzugte Orientierung der Qz-Körner (Länge bis 0,08 mm), Mu- und Chl-Kristalle (Länge bis 0,02 mm) definiert die S_1 -Schieferung (Abb. 32).

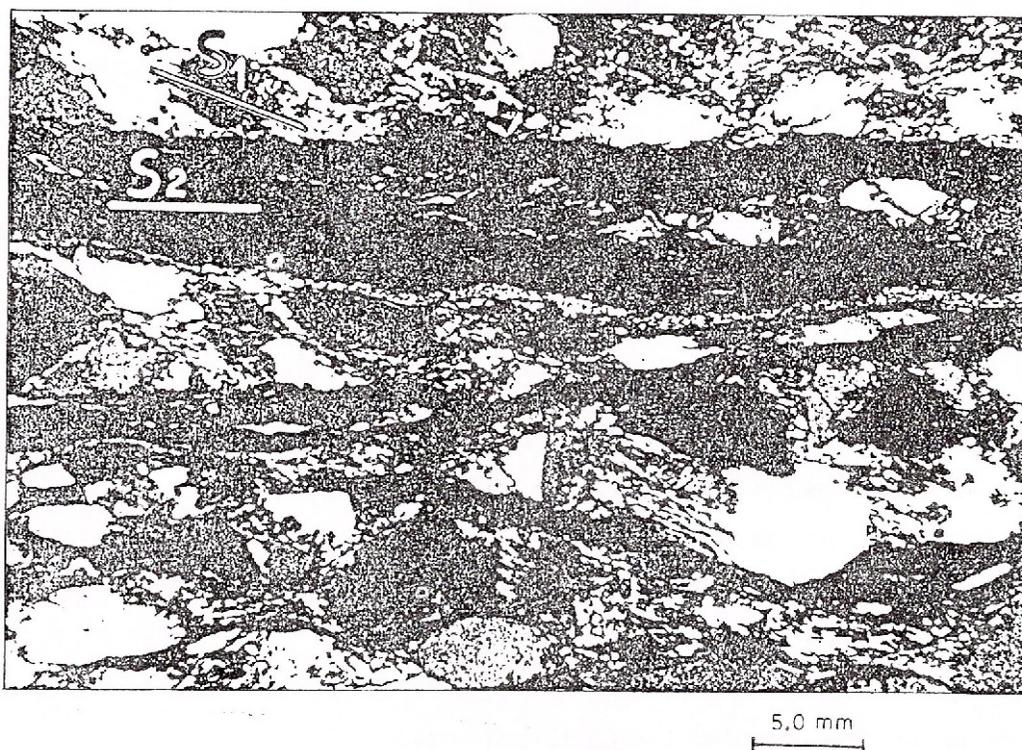


Abb. 33 - Probe 2266. Metasilite. S_1 tritt nur reliktsch auf und wird durch Druckschattenkristallite sichtbar gemacht, die teilweise in S_2 rotiert wurden. S_2 ist fast völlig transponiert. Die Schieferungsdomänen sind anastomosierend und rau, bis glatt. Qz-Klasten sind am Kontakt zu den S_2 -Flächen angelöst. Die bänderartigen Qz-Klasten sind durch den gekoppelten Prozess von Drucklösung und Streckung entstanden. Die weit entwickelte Qz-Chl-Mu-Kristallisation in S_2 -Druckschatten führt zur Bildung eines metamorphen Zements. Bathonien. Koord. 617.810/133.830

Die S_1 -Qz-Kristalle zeigen eine gute Kornorientierung (60 bis 70 %) und eine relativ geringe kristallographische Orientierung (20 bis 30 %).

c) S_2 : Ist die dominierende penetrative Schieferung. In F_2 -Schenkeln wurden die S_0 - und S_1 -Flächen vollständig durch S_2 transponiert. Wegen dieser Transposition sind die S_0 - und S_1 -Planarstrukturen nur noch reliktsch in S_2 -Mikrolithonen erhalten. Sie wurden in dieser Stellung durch Bewegung entlang der Schieferungsdomänen passiv hineinrotiert. Die S_2 -

Schieferung ist durch die bevorzugte Orientierung der geplätteten Körner, der Phyllosilikate und selten durch die Stoffbänderung definiert (Abb. 33).

Die S_2 -Morphologie ist folgende:

Schieferungsdomäne

Schieferungsdomäne: räumlich begrenzt, crenuliert

Muster der einzelnen Schieferungsflächen: anastomosierend, gewellt

Aspekt der einzelnen Schieferungsflächen: rau

$$\frac{\text{Schieferungsdomänenbreite}}{\text{Mikrolithonenbreite}} = \frac{0,02-0,05\text{mm}}{0,6-1,2\text{mm}}$$

Übergang Schieferungsdomäne-Mikrolithon: diskret

Mikrolithon:

Mächtigkeit: 0,6-1,2 mm

Gefüge: stark, selten schwach

d) S_3 : Die S_3 -Schieferung ist schwach penetrativ entwickelt und tritt nur lokal in Siltiten innerhalb von Aalenien-Phylliten auf. Die S_3 -Schieferungsdomänen sind diskontinuierlich, ihre Orientierung ist nicht konstant. Geometrisch betrachtet bilden sie die Axialebene der F_3 -Crenulation ab; manchmal aber steht S_3 5^0 bis 15^0 schief zu F_3 -Achsebenen.

Die S_3 -Morphologie ist folgende:

Schieferungsdomäne

Schieferungsdomäne: räumlich begrenzt, crenuliert

Muster der einzelnen Schieferungsflächen: anastomosierend

Aspekt der einzelnen Schieferungsflächen: rau

$$\frac{\text{Schieferungsdomänenbreite}}{\text{Mikrolithonenbreite}} = \frac{0,01-0,03\text{mm}}{0,5-7\text{mm}}$$

Übergang Schieferungsdomäne-Mikrolithon: graduell

Mikrolithon:

Mächtigkeit: 0,5-7 mm

Wegen des spröden Charakters der S_3 -Schieferung blieb innerhalb der S_3 -Mikrolithonen das S_2 -Mikrolithonengefüge erhalten. Die S_3 -Schieferungsdomänen haben das alte Gefüge durchschlagen ohne es weitergehend zu verändern.

Innerhalb der S_3 -Schieferung ist kein spezielles S_3 -Interngefüge entstanden. Die S_3 -Schieferung wurde als spröder Bruch initiiert, danach hat Drucklösung relativ zu mechanischer Gleitung bzw. Rotation überwogen.



5.3. Karbonatische Gesteine

Je nach dem Metamorphosegrad können die karbonatischen Gesteine ihren sedimentären Charakter teilweise behalten oder können echte kristalline Kalksteine (Großteil der Malm₂₋₃-Gesteine) bilden. Im Folgenden werden die wichtigen Kalksteintypen vorgestellt.

5.3.1. Mikrite

Mineralogische Zusammensetzung: Cc, Fe-Cc, Dol-95 %

Qz, Mu, Chl, Fsp-3 %

Zir, Tur, Pyrit, organische Substanz-2 %

Das Bindemittel ist mikritisch, die detritischen karbonatischen Komponenten bestehen aus Bioklasten (Echinodermen-, Lamellibranchienbruchstücke) und Intraklasten (Mikrosparite, Sparite).

Quarz tritt sowohl als Klasten (Korngröße zwischen 0,01 und 0,1 mm), die eine geringe Interdeformation aufweisen, als auch als Blasten (SiO₂-reiche Verunreinigungen, die als isolierte Kristalle oder als Aggregate ausgebildet wurden) auf. Dazu kommen in S₂ eingeregelt Bärte von Qz-Blasten (zusammen mit Cc, Mu±Chl).

Die Qz-Bärte sind bei Qz- und Pyritklasten, Bioklasten und Intraklasten zu beobachten. Die Kriterien für die Wachstumsrichtung der Druckschattenkristalle (DURNEY, RAMSAY, 1973) zeigen folgendes:

- a) Die progressive Vergrößerung der Korngröße findet in Wachstumsrichtung statt (syntaxiale Kristalle).
- b) Die progressive Vergrößerung der optischen Orientierung zeigt auch in Wachstumsrichtung (syntaxiale Kristalle).

Daher sind, statistisch gesehen, die meisten auf Qz-Klasten aufgewachsenen Qz-Blasten syntaxial (maximale Länge 300 μm). Die auf Pyritkörnern aufgewachsenen Qz-Kristalle sind im Gegenteil dazu als antiataxiale Kristalle ausgebildet.

Die meisten auf Qz-Körnern aufgewachsenen Kristalle haben eine gerade Form. Ihre Orientierung (in fünf Proben gemessen) zeigt eine NNE-SSW-Streckung an.

Die auf Pyritkörnern aufgewachsenen Qz-Kristalle zeigen öfters sigmoidale Umrisse.

Diese Beobachtungen lassen auf einen verschiedenen Bewegungsmechanismus der Qz- und Pyritkörner in der karbonatischen Matrix (während der D₂-Deformation) schließen.

Muskovit und Chlorit sind in der Regel weniger als 0,05 mm groß und treten vor allem in den Schieferungsdomänen (zusammen mit organischer Substanz und Fe-Oxiden) und seltener innerhalb der Mikrolithonen auf.



Feldspäte: Korngröße zwischen 0,05 und 0,1 mm, sericitisiert und calcitisiert; nur als xenomorphe Kristalle.

Bio- und Intraklasten zeigen Korngrößen zwischen 0,08 und 0,6 mm. In der Regel kommen um die Bioklasten herum mikrosparitische Calcite, um die Intraklasten sparitische Calcite, vor.

Der schieferige Aspekt der mikritischen Gesteine wird durch die Korngrößenvariation und durch die Parallelität der Lösungsflächen definiert.

S_0 (und eventuell S_1) wurde fast überall vollständig durch S_2 transponiert (S_0 nur selten reliktilsch in F_2 -Scharnieren; in Dolomikriten und Dolomikrospariten aus dem Gebiet zwischen Niewen und Bachalp tritt eine reliktilsche S_0 -Wechselagerung im mm-Bereich von Dolomikrit/Dolosparit auf, die subparallel zu S_2 verläuft. Solche Flächen könnten als S_1 betrachtet werden. Eine schwach ausgebildete F_3 -Crenulation lässt sich stellenweise erkennen. Bemerkenswert ist, dass die Calci-Mikrite in der Regel sehr stark deformiert sind. Fast überall lässt sich bemerken, dass $S_0 \pm S_1$ durch S_2 transponiert wurden. Dieser strukturelle Charakter der Calci-Mikrite kann vielleicht mit der Feinkörnigkeit dieser Gesteine, zusätzlich mit der Existenz von dünnen Wasserhäutchen zwischen den mikritischen Körnern erklärt werden. Solche Faktoren können die metamorphe Deformation durch chemische Aktivierung erheblich begünstigen und beschleunigen.

S_2 -Schieferungsmorphologie:

Schieferungsdomäne

Schieferungsdomäne: räumlich begrenzt, crenuliert, selten disjunktiv

Muster der einzelnen Schieferungsflächen: gewellt bis parallel

Aspekt der einzelnen Schieferungsflächen: rauh bis glatt

$$\frac{\text{Schieferungsdomänenbreite}}{\text{Mikrolithonenbreite}} = \frac{0,02-0,07\text{mm}}{0,1-0,8\text{mm}}$$

Übergang Schieferungsdomäne-Mikrolithon: diskret

Mikrolithon:

Mächtigkeit: 0,1-0,8 mm

Gefüge: stark entwickelt

5.3.2. Sparite

Mineralogische Zusammensetzung: Cc, Fe-Cc, Dol-97 %

Qz, Mu, Chl, Fsp - 2 %

Bi, Tur, Pyrit, organische Substanz-1 %



Das Bindemittel ist sparitisch und die detritischen karbonatischen Komponenten bestehen aus 10 % Bioklasten und 5 % Intraklasten (Calcimikrosparite, Dolomikrosparite und Dolosparite).

Quarz tritt in der Regel als xenomorphe Körner auf (Korngröße 0,05 - 0,1 mm) die von karbonatischem Zement korrodiert wurden. Die Qz-Körner, die in Schieferungsdomänen liegen, oder mit diesen in Kontakt stehen, weisen eine geplättete und ellipsenförmige Gestalt als Effekt von Drucklösung auf.

Feldspäte (Korngröße 0,07-0,12 mm) zeigen gerundete Formen, sind sericitisiert und calcitisiert.

Muskovit und *Chlorit* treten sowohl als detritische Kristalle (vorwiegend in Schieferungsdomänen), als auch als Neoblasten auf.

Biotit tritt nur als Blasten - isolierte Kristalle oder blättrige Bänder (zusammen mit Graphit) - mit Graphiteinschlüssen auf.

Bioklasten (Breite 0,05-0,15 mm) weisen oft aus organischer Substanz bestehende Häutchen auf (Breite 0,01-0,2 mm). Um Bioklasten wurde syntaxialer Mikrosparit gebildet.

Der *sparitische Zement* besteht aus Kristallen, die morphologisch bis 70-80 %, optisch bis 40-50 % in S_2 eingeregelt sind.

Die Hauptschieferungsflächen bestehen aus stylolithischen Lösungsflächen (BORRA-DAILE et al., 1982).

Die auf Stylolithenebenen konzentrierte unlösliche organische Substanz, Fe-Oxide±Chl, Mu sind ein Beweis für eine Verkürzung parallel zu den Stylolithenzäpfchen (ARTHAUD, MATTAUER, 1969).

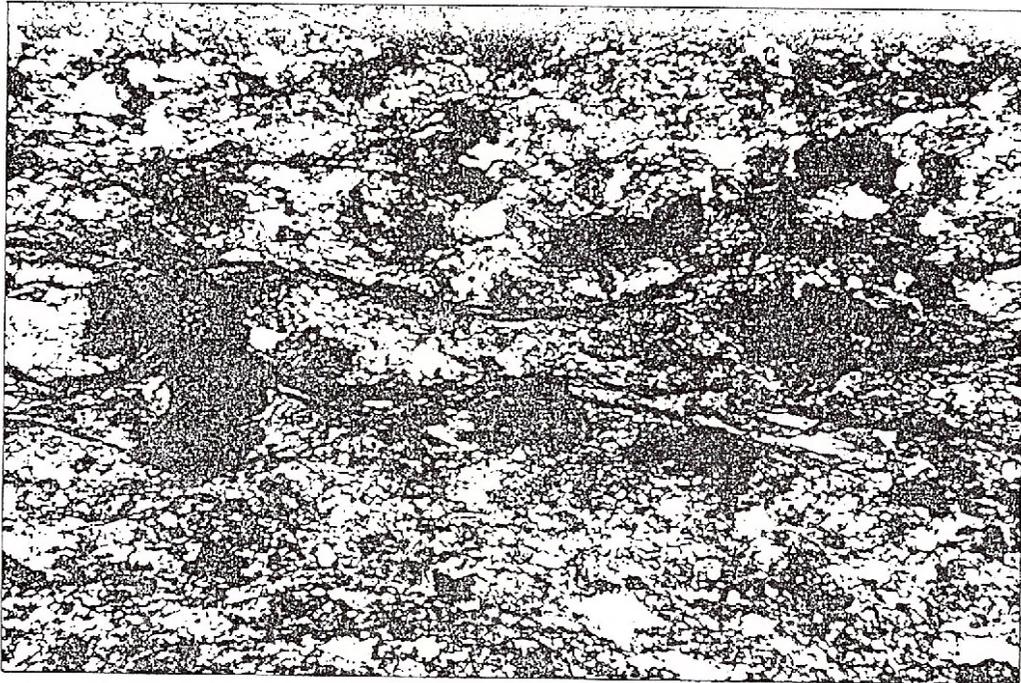
Die Stylolithen sind im Zement (Zäpfchengröße bis 0,15 mm) häufiger als am Kontakt Bioklast/Zement oder in Bioklasten selbst. Eine mögliche Erklärung dafür wäre: der calcisparitische Zement wurde stärker druckgelöst als die Echinodermenbruchstücke, die Mg-reicher sind.

Die Bioklasten sind in der Regel sehr wenig deformiert; wahrscheinlich wurde fast die ganze tektonische Verkürzung durch Drucklösung an den stylolithischen Flächen aufgenommen.

Die Stylolithflächen zeigen eine innere Morphologie; in der Mitte Mu-Chl-Häutchen, seitlich Häutchen, die aus Fe-Oxiden und organischer Substanz bestehen.

Wenn zwei oder mehrere Stylolithen anastomosieren, kann der resultierende Bereich bis 0,25 mm breit sein. In diesem Falle wird die Zapfengröße kleiner und die Stylolithen werden durch eine räumlich begrenzte, disjunktive, gezackte bis rauhe Schieferung ersetzt.





0.5 mm

Abb. 34 – Probe 1248. Biosparit. S_2 wurde über S_0 und S_1 transponiert und wird durch Drucklösungsflächen (angereichert an organischer Substanz, Mu und Chl) definiert. Die Drucklösungseffekte lassen sich gut an Echinodermenbruchstücken beobachten. Die Größe und die räumliche Verteilung der Bioklasten haben die Morphologie der S_2 -Schieferungsdomäne beeinflusst. Toarcien. Koord. 617.770/136.130.

In vielen Biospariten (Echinodermen-Kalksteine) spielt die syntaxiale Saunzementation ("rim cementation"), CHILLINGER et al. (1979), eine wichtige Rolle. Die Echinodermenbruchstücke bilden bestäubte Kerne, die mit einem reinen syntaxialen Cc-Saum versehen sind. Folglich fand eine wichtige Cc-Mobilisierung und Auflösung schon während der Diagenese statt.

Während der intensiven S_2 -Drucklösung haben zeitweise die syntaxialen Säume die Echinodermenbruchstücke vor Auflösung geschützt. Auf diese Weise ist die tektonische Stauchung innerhalb der D_2 -Deformation deutlich auch von den diagenetischen Prozessen abhängig. Gleichzeitig werden die syntaxialen Säume (außer durch die Größe der Echinodermenstücke), die Orientierung und Häufigkeit der Drucklösenflächen bzw. die S_2 -Schieferungsmorphologie beeinflusst. Der schieferige Aspekt der Gesteine wird durch die Parallelität der stylolithischen Lösungsschieferung (S_2) definiert. S_0 wurde vollständig durch S_2 transponiert und diese Schieferung ist vorwiegend durch Drucklösungstätigkeit entstanden (Abb. 34).

Die Schieferungsmorphologie kann wie folgt beschrieben werden:

Schieferungsdomäne

Schieferungsdomäne: räumlich begrenzt, crenuliert oder disjunktiv

Muster der einzelnen Schieferungsflächen: anastomosierend, gewellt

Aspekt der einzelnen Schieferungsflächen: stylolitisch, gezackt, rau

$$\frac{\text{Schieferungsdomänenbreite}}{\text{Mikrolithonenbreite}} = \frac{0,005-0,2\text{mm}}{0,3-1,3\text{mm}}$$

Übergang Schieferungsbereich-Mikrolithonen: diskret

Mikrolithon:

Mächtigkeit: 0,3-1,3 mm

Gefüge: schwach (selten auch ungergelt)

5.3.3. *Calci-Oosparite*

A. *Sandige Oosparite*

Typische Gesteine aus dem Toarcien. Beispiel Koord. 614.920/132.580

Mineralogische Zusammensetzung: Cc, Fe-Cc-70 %
 Qz, Fsp-10 %, wobei Fsp-1-2 %
 Collophan - 10 %
 Mu, Chl - 5 %
 Organische Substanz, Tur, Zir - 5 %

Der Zement ist sparitisch, die karbonatischen detritischen Komponenten (50 %) bestehen aus Ooiden (30 %), Bioklasten und Intraklasten (15 %).

Quarz (Korngröße bis 0,7 mm) zeigt als Klast interne Deformation. Die Gestalt der Klasten wird von der textuellen Position bestimmt (xenomorphe Körner innerhalb der Mikrolithonen und ellipsen- oder bandförmige im Kontakt mit Schieferungsdomänen).

Muskovit und *Chlorit* treten selten in Mikrolithonen auf, sie treten aber oft in Schieferungsdomänen und in "Bärten" zusammen mit Chl- und Mu-Blasten auf.

Die *Ooide* (mittlere Größe 0,5 mm) haben primär eine konzentrische Morphologie: einen Collophan- oder Cc-Kern und umhüllende Laminae (Breite 0,03-0,06 mm) aus Collophan/Pel-lit-Wechsellagen.

Als Folge der D₂-Deformation wurden die Ooide in ellipsenförmige Körper deformiert. Die Durchschnittswerte der Achsenverhältnisse für drei Proben (Dünuschliffe mit XZ-Schnitt) sind folgende: X=3,5, Z=1.



Durch starke Verformung können sich die umhüllenden Laminae vom Kern loslösen: stellenweise entstehen Hohlräume die mit syntaxialen Kristallen (Chl, Mu, Qz) gefüllt werden.

Wahrscheinlich hat bei der Deformation der Ooide und der Lösung von Laminae neben dem mechanischen Faktor auch die Blastese der syntaxialen Kristalle eine wichtige Rolle gespielt.

Die Bioklasten und ein Teil der Intraklasten (Sparite, Mikrosparite) sind im Vergleich zu Mikritklasten relativ wenig deformiert (die letzten zeigen oft ellipsenförmige Deformationsmuster). In den Druckschatten um Bio- und Lithoklasten treten "Bärte" auf, die eine sehr konstante mineralogische Zusammensetzung aufweisen: Chl, Qz, Mu.

Das schieferige Gefüge der sandigen Oosparite wird durch die bevorzugte Orientierung der ellipsenförmigen Ooide und durch die Drucklösungsflächen definiert. Stellenweise ist die S_2 -Schieferung über die Stoffbänderung transponiert: karbonatische und pelitische (+Graphit, Fe-Oxide) Bänder, die hauptsächlich durch Anastomose der Drucklösungsflächen entstanden sind.

S_2 wurde nach S_0 transponiert.

Die S_2 -Morphologie wird für alle Calci-Oosparite zusammen mit den Fe-reichen Chl-Oolithen am Ende des Kapitels (5.4.) vorgestellt; vgl. S. 110.

B. Oosparite

Typische Gesteine des Hettangien. Beispiel Koord. 619.680/133.920

Mineralogische Zusammensetzung: Cc, Fe-Cc (besonders in Ooiden) - 95 %
organische Substanz, Opake - 3 %
Qz, Fsp, Mu, Chl - 2 %

Der Zement ist sparitisch und die Ooide (50-60 %) bestehen vorwiegend aus Fe-Cc. Als Kern lassen sich in der Regel Calcisparit-Körner, selten Qz- oder Fsp-Körner beobachten. Selten kommen siltitische Laminae vor. Die innere Struktur der Ooide ist konzentrisch (0,01 bis 0,03 mm große Fe-Cc-Laminae, reich an organischer Substanz, abwechselnd mit reinen Fe-Cc- oder Cc-Laminae) und prismatisch radial (Auftreten von Laminae, die frei von organischer Substanz sind).

Drucklösungsflächen sind in diesen Gesteinen seltener als in den sandigen Oospariten, und entsprechen können diese Gesteine einen besseren Aufschluss über die kontinuierliche Deformation liefern. Die Kompetenzunterschiede zwischen Zement und Ooiden waren auch hier für die Deformation der Ooide von Bedeutung.

Deshalb sollten die Durchschnittswerte der Achsenverhältnisse (zwei Proben, Dünnschliffe mit XZ-Schnitt) von $X=9,2$ und $Z=1$ mit entsprechender Vorsicht betrachtet werden.



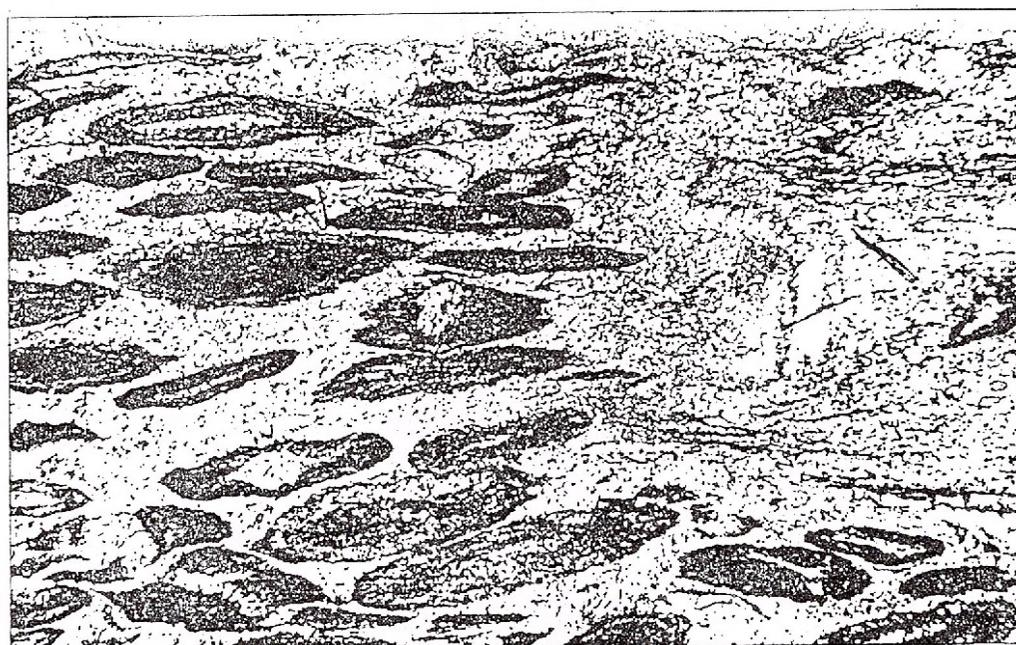


Abb. 35 - Probe 581/7. Oosparit. Die Ooide sind mit ihrer XY-Fläche in S_2 eingeregelt. Rechts ist ein Bioklast zu sehen, der durch die Deformation verbogen wurde. Die Maximalwerte der Ooid-Achsenverhältnisse zeigt: $X=10$, $Z=1$. Der Deformationskontrast zwischen Fe-Cc-Ooiden und Bioklasten ist gut sichtbar. Lokale Verformungsstörungen haben zu Abweichungen von der allgemeinen bevorzugten Orientierung der Ooide geführt. Hettangien. Koord. 619.680/132.920.

Folgende S-Flächentypen konnten in Oospariten beobachtet werden:

- a) Styolithische Flächen, die vorwiegend am Kontakt Sparit/siltitische Laminae auftreten und S_0 -Flächen entsprechen könnten;
- b) Innerhalb der siltitischen Laminae treten winzige Mu-Chl- und Qz-Blasten auf (Länge 0,05, Breite 0,01 mm). Diese Kristalle definieren ein Planar, das S_1 entsprechen könnte. S_1 und S_2 stehen 35^0-45^0 schief zueinander.
- c) S_2 ist durch die Elongation der Ooide (bzw. die XY-Ebenenorientierung) und durch die Lösungsflächen definiert (Abb. 35). Diese entwickeln sich diskontinuierlich und ihre Entstehung wurde durch die Anwesenheit der siltitischen Laminae begünstigt.

In S_2 liegende, stark deformierte Ooide zeigen manchmal sigmoidale Formen die durch die gekoppelte Wirkung von Scherungsbewegung und lokalen Duktilitätsunterschieden zwischen sparitischem Zement und Ooiden zu erklären sind.

Das Auftreten von Flächenkontakten zwischen Ooiden ist ein Argument dafür, dass Drucklösung während der S_2 -Deformation wichtig war und teilweise Auflösung von Ooiden verursacht hat.

5.4. Fe-reiche Chl-Oolithe

Nach PETTIJOHN (1975) gehören diese Gesteine den Fe-haltigen Sedimenten (chemische Sedimente) an. Typische Gesteine des Callovien. Beispiel Koord. 618.450/130.800 oder 628.975/130.375

Diese Gesteine weisen typische Merkmale für eine "hard-ground"-Bildung auf.

Mineralogische Zusammensetzung: Cc, Fe-Cc - 60 %
 Hä, Mt, Goethit? - 25 %
 Chl, Stilp - 10 %
 Qz, Fsp - 5 %

Der Zement, höchstwahrscheinlich spätdiagenetisch ausgebildet, ist mikrosparitisch (Korngröße zwischen 0,05 und 0,15 mm). Ooide machen 40 % des karbonatischen Anteils aus. Die Ooide aus den Stilp-freien Oomikrospariten (Koord. 618.450/130.800) besitzen folgende Morphologie: Fe-calcitischer oder kryptokristalliner Chl-reicher Kern, eine mittlere Zone, die Chl-reich ist und eine konzentrische Struktur aufweist, und eine äußere Hülle die Fe-Oxid-reich ist. Die Durchschnittswerte der Achsenverhältnisse für zwei Proben (Dünnschliffe mit XZ-Schnitt) sind folgende: $X=4,8$; $Z=1$.

Die Ooide der Stilp-führenden Oomikrosparite zeigen folgende Internstruktur: Cc und Fe-Cc-Kern (Stilp-reich) und konzentrische umhüllende Laminae, die aus Karbonat und Chl bestehen und Stilp-frei sind.

Oft sind die Ooide vom Zement durch ein 0,01 bis 0,02 mm breites Band von Fe-Oxiden getrennt.

Die Durchschnittswerte der Achsenverhältnisse für zwei Proben (Dünnschliffe mit XZ-Schnitt) sind folgende: $X=4,2$ und $Z=1$.

Nach TAN (1974, 1976) stellt die anhand von Ooiden geschätzte kontinuierliche Deformation minimale Werte dar, weil Ooid-Kerne kompetenter sind als ihre Umgebung. Außerdem spielen auch andere Faktoren eine wichtige Rolle in Bezug auf Deformationsart und Deformationsgrad der Ooide: die diagenetische Stauchung und Rekristallisation, die Kompetenzunterschiede Zement/Ooide und Stärke der Drucklösung. Um wenigstens die Wirkung



der Drucklösung auf die Schätzung der kontinuierlichen Deformation zu reduzieren, wurden nur innerhalb von Mikrolithonen liegende Ooide gemessen. Die kleinen Unterschiede der Achsenverhältnisse in den gemessenen Ooiden aus den oben erwähnten Proben werden eher durch die verschiedenen Ooid-Morphologien als auch durch verschieden stark kontinuierliche Deformation bestimmt.

Um optimale Messwerte zu erhalten, sollten zusätzlich zu den Bemerkungen von Tan (1974, 1976) noch folgende Bedingungen erfüllt sein:

a) Die zu messenden Gesteine sollten dasselbe Bindemittel (Mikrit, Sparit, usw.) und dieselbe Herkunft haben, bzw. man sollte nicht Ooide aus karbonatischen mit Ooiden aus chemischen Gesteinen vergleichen.

b) Man sollte nur die Ooide, die innerhalb von Mikrolithonen liegen, messen.

c) Man sollte nur Ooide derselben oder sehr ähnlicher Internstruktur miteinander vergleichen.

Der schieferige Aspekt dieser Gesteine wird durch die bevorzugte Orientierung der Ooide, der Zementkristalle und durch die diskontinuierlich entwickelten Lösungsflächen definiert.

Zur Morphologie der S₂-Schieferung:

A. sandige Oosparite

B. Oosparite

C. Fe-reiche Chl-Oolithe

Schieferungsdomäne

Schieferungsdomäne: Typen A, B, C: räumlich begrenzt, disjunktiv

Muster der einzelnen Schieferungsflächen:

A: anastomosierend, gewellt, stellenweise planar

B: anastomosierend

C: anastomosierend, gewellt

Aspekt der einzelnen Schieferungsflächen:

A: gezackt, rauh

B: gezackt, diskontinuierlich, rauh

C: gezackt, diskontinuierlich, rauh

$$\frac{\text{Schieferungsdomänenbreite}}{\text{Mikrolithonenbreite}} \quad \begin{array}{l} A = \frac{0,02-0,01\text{mm}}{0,2-0,7\text{mm}} \\ B = \frac{0,01-0,03\text{mm}}{0,06-0,7\text{mm}} \\ C = \frac{0,01-0,02\text{mm}}{0,15-0,7\text{mm}} \end{array}$$

Übergang Schieferungsbereich-Mikrolithonen: überall diskret



Mikrolithon:

Mächtigkeit: A = 0,20-0,7 mm
 B = 0,06-0,7 mm
 C = 0,15-0,7
 Gefüge: überall stark

5.5. Phyllite

Die dominierende Struktur dieser Gesteine ist die S_2 -Schieferung, als Glattschieferung entwickelt. S_0 tritt selten auf und wird in der Regel von siltitischen Laminae markiert. Die S_1 -Schieferung lässt sich selten erkennen; im Gegensatz zu den anderen schon beschriebenen Gesteinen kann man in den Phylliten auch die S_3 - und S_4 -Schieferungen antreffen.

Mineralogische Zusammensetzung:

Hauptgemengteile: Mu, Pa/Mu, Qz, Chl

Nebengemengteile: Cc, Dol, Graphit, Ctd, Bi, Pyro

Akzessorien: Ap, Zir, Tur, Pyrit, Mt, Fe-Oxide und -Hydroxide

Muskovit tritt in mehreren Generationen auf:

a) Alte Muskovite (detritisch) mit Korngrößen bis 0,8 und 1 mm, intern deformiert (deutlich undulöse Auslöschung), häufig Parallelogrammhabitus wegen intrakristalliner Gleitungen auf (001).

Die detritischen Mu stehen schief zu S_1 und S_2 bzw. sind von S_3 durchschnitten. Nach RUTTER (1976) kann sich der Habitus detritischer Körner durch diffusiven Stofftransport (Drucklösung, cobble creep) ändern. Leider war mir die Bestätigung dieser Bemerkung infolge zu geringer Korngrößen nicht möglich. Analysen wurden auf der Mikrosonde durchgeführt. Durch diese Mechanismen kann eine Längsorientierung der Körner in der Schieferungsfläche erreicht werden.

b) Syntektonische Mu - gelängte, rechteckige Kristalle, z.T. mit gerundeten Ecken, ohne (S_3) oder nur mit mäßiger interner Deformation (S_1 , S_2) eingeregelt in die entsprechende Schieferung. Syntektonisch wird hier vorwiegend in einem strukturellen Sinn betrachtet. Die in einer S-Fläche liegenden Kristalle können zwei Generationen angehören, obwohl sie mikroskopisch nicht unterscheidbar sind. Einerseits handelt es sich um auf dieser Fläche entstandene Kristalle, andererseits um in diese Fläche hineinrotierte Kristalle.

Paragonit/Muskovit wurde nur röntgen-diffraktometrisch bestimmt.

Quarz tritt ebenfalls in mehreren Generationen auf:



- a) Detritische: gerundete oder abgeschnittene ("truncated") Körner
 Korngröße 0,07 bis 0,17 mm, geplättet
 Undulöse Auslöschung, Deformationsbänder
 Lösungseffekte bei Kontakt mit Schieferungsdomänen
 Häufig "Bärte" im eigenen Druckschatten
- b) Neoblasten: (in S_1 , S_2 , S_3): hypidiomorph bis idiomorph
 Korngröße 0,04 bis 0,1 mm
 Selten Deformationsbänder (S_2 , S_3)
 Die lange Achse ist in der entsprechenden Schieferung eingeregelt.
 Manchmal in "Bärten" vorhanden, zusammen mit Mu, Chl und Cc

Im Vergleich zu den anderen schon beschriebenen Gesteinen, lassen sich innerhalb der Qz-Mosaik-Strukturen relativ viele Trippelpunkt-Korngrenzen (mit krummen oder geraden Grenzen) beobachten.

Chlorit tritt in mehreren Arten auf:

- a) Detritisch: - relativ große Kristalle (Korngröße 0,15 bis 0,3 mm), die gebogen oder von S_2 durchschlagen werden;
 - isolierte Kristalle in Mikrolithonen, nicht in einer Schieferung eingeregelt.
- b) Neoblasten: - In Qz-Chl-Aggregaten
 - zusammen mit Mu im Druckschatten von Qz, Pyrit und Bioklasten
 - in S_1 , S_2 , S_3 eingeregelt; zumindestens teilweise könnte es sich um passiv eingeregelt detritische Chl handeln.

Chlorit-Glimmer-Aggregate (VOLL, 1960) sind häufig. Über die Herkunft dieser Aggregate wurden mehrere Hypothesen entwickelt, die von ROY (1978) und CRAIG et al. (1982) zusammengefasst wurden.

Die Chl-Glimmer-Aggregate können nach oben erwähnten Autoren interpretiert werden als:

- a) detritische Körner;
 b) detritische Glimmer, der durch Auffächern der Lamellen während einer Deformationsphase Verwachsungen mit Chl begünstigt hat;
 c) Aggregate, die alleinige Produkte von Deformation und Metamorphose sind; diese Faktoren haben die Blastese ausgelöst und kontrolliert.

CRAIG et al. (1982) haben für Chl-Glimmer-Aggregate aus paläozoischen Metasedimen-



ten eine prätektonische diagenetische Herkunft vorgeschlagen (die 001-Flächen von Chl und Mu sind, statistisch betrachtet, gut in S_0 eingeregelt).

Die von uns beobachteten Chl-Glimmer-Aggregate haben aus folgenden Gründen höchstwahrscheinlich auch eine prätektonische bzw. prä- S_2 Herkunft:

a) Die Aggregate werden von S_2 (die viel durchdringender ist als S_1) deformiert bzw. unter verschiedenen Winkeln durchschlagen. Folglich können die Kristalle durch S_2 abgeschnitten werden (die optische Orientierung der abgetrennten Kristalle kann erhalten sein oder nicht) oder rotiert und in S_2 eingeregelt werden.

b) Manchmal ist das ganze Aggregat während der D_2 -Deformation in sigmoidale Formen oder in Knickmikrofallen gelegt worden.

c) Stellenweise scheint es, dass in den Aggregaten Chl teilweise druckgelöst wurde.

Als Hypothese könnte man diese Aggregate als ursprünglich anchimetamorphe Illit-Chl-Verwachsungen betrachten, die unter grünschieferfaziellen Bedingungen in Glimmer-Chl-Aggregate umgewandelt wurden.

Feldspäte treten entweder als sericitisierte, xenomorphe Körner (Korngröße 0,1 bis 0,2 mm) mit Mu-, Chl- und Qz-"Bärten" im Druckschatten oder als reine, hyp- bis idiomorphe Blasten auf. Im Kontakt mit Schieferungsdomänen lassen sich weniger Drucklösungseffekte beobachten (im Vergleich zu den Qz-Körnern). Die allgemeine texturale Anpassung der Fsp scheint geringer als die der Qz-Körner zu sein (die Fsp sind weniger duktil und weniger lösbar als Qz).

Karbonate treten in mehreren Arten auf:

a) detritisch als karbonatische Lithoklasten, Bioklasten und monokristalline Körner;

b) Rekristallisate; Kristallaggregate, die verschiedene Formen und Größen aufweisen, die in S_2 gestreckt und geplättet sind und stellenweise dieselbe optische Orientierung für mehrere Individuen zeigen und wahrscheinlich rekristallisierten Zement repräsentieren.

Chloritoid ist sehr oft durch organische Substanzen schwarz pigmentiert und tritt in mehreren Generationen auf:

a) ?post- S_1 -prä- S_2 - allein oder in "Mu-Sandwiches" innerhalb der Qz-Klasten

b) post- S_2 - in "Mu-Sandwiches", die S_2 - "Bärte" durchschlagend

- allein oder in mehr oder weniger vollständigen "Mu-Sandwiches" die S_2 -Schieferung überquerend

c) post- S_3 - allein oder mit Mu zusammengewachsen

Außer Mu und Qz kann auch Chl mit Ctd gemeinsam auftreten.

Biotit: Die Bildung hat möglicherweise kurz vor S_2 begonnen, zwischen S_2 und S_3 ihr Maximum erreicht und wurde nach S_3 abgeschlossen (hypidiomorphe bis idiomorphe Bi sind



noch in F_3 -Mikrofaltenscharnieren ausgebildet).

Bi tritt als schmale rechteckige Kristalle oder als hypidiomorphe quasi-hexagonale Körner auf.

Graphit ist weit verbreitet und tritt besonders in Schieferungsdomänen auf. Außerdem kann man Graphit als wolkige Aggregate innerhalb der Mikrolithonen oder als Mineralpigment (in Qz, Ctd, Mu, Karbonaten) vorfinden.

Pyrit und *Magnetit* treten oft auf und haben sehr häufig Druckschattenkristallite von Mu, Chl, Qz.

Fe-Oxide und *-Hydroxide* treten als Häutchen auf und können stellenweise den Zement der siltitischen Laminae bilden. Manchmal wurden Glimmer-Qz- oder Karbonatkristalle durch Fe-Oxide und -Hydroxide gefärbt.

Turmalin lässt sich als gerundete, gebleichte detritische Kristalle, die manchmal Rekristallisationssäume und oft Druckschattenkristallite aufweisen, finden. Häufig sind die Schieferungsdomänen im Tur (als schwer lösliche Minerale) angereichert.

Morphologie der Schieferungen

In den untersuchten Phylliten konnten wir folgende S-Flächen unterscheiden:

a) reliktsche Flächen: - S_0 Wechsellagerung Phyllit/Metasiltit
- S_1 durch Qz-Chl-Mu-Mikrolithonen und Mu-Graphit-Schieferungsdomänen definiert oder von Qz-Chl-Mu als Druckschattenkristallite abgebildet.

b) durchdringende S-Flächen: - S_2 Hauptschieferung, "Glattschieferung" bzw. Crenulationsschieferung für die F_2 -Mikrofalten. $S_0 + S_1$ wurden teilweise oder vollständig durch S_2 transponiert. Häufig entstand nach S_2 eine metamorphe Differenzierung; vgl. Abb. 36.

- S_3 Crenulationsschieferung, praktisch nur in Phylliten entwickelt. S_3 kann stellenweise die S_2 -Mikrolithonen zerstören und auf diese Weise entstand auch eine nach S_3 gebildete metamorphe Differenzierung (Abb. 37, 38, 39).

c) Brüchige S-Flächen: - S_4 Bruchschieferung.

Diskontinuierlich, unregelmässig, räumlich verteilt, schwach penetrativ

Morphologie der Schieferungen

Schieferungsdomäne:

S_1 = räumlich begrenzt bis kontinuierlich, disjunktiv, selten crenuliert, schmal

S_2 = räumlich begrenzt bis kontinuierlich, crenuliert, schmal

S_3 = räumlich begrenzt, crenuliert, schmal



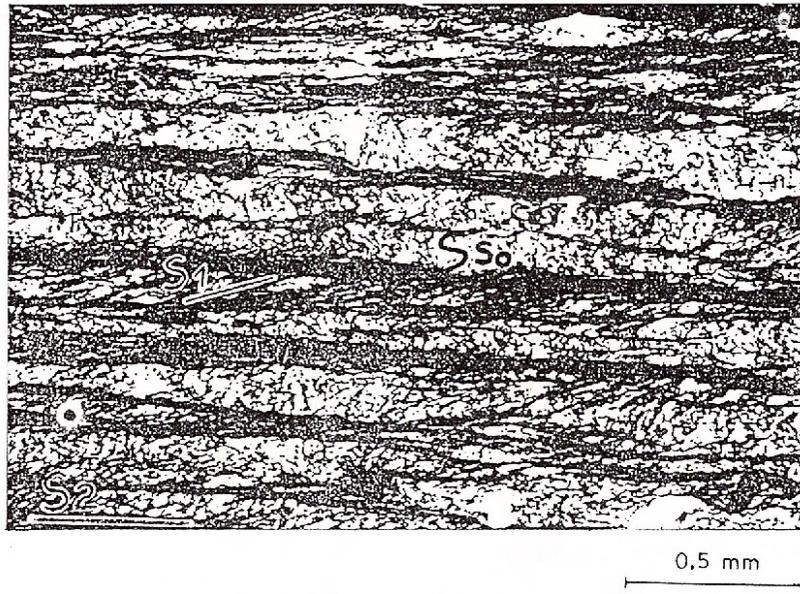


Abb. 36 - Probe 1819. Phyllit. Als Relikte treten crenulierte S_0 -Flächen und S_1 -Schieferungen (Qz-Mu-Chl Mikrolithonen und dünne, graphitreiche Schieferungsdomänen) auf. Der Intersektionswinkel S_1 - S_2 beträgt 15° bis 35° . Das Gefüge der S_2 -Mikrolithonen ist schwach eingeregelt. Die sedimentäre Struktur wurde innerhalb der Mikrolithonen relativ gut erhalten. Durch die S_2 -Transponierung wurde die mineralogische Zusammensetzung der S_2 -Mikrolithonen praktisch nicht mehr verändert. Oxfordien. Koord. 618.270/130.670

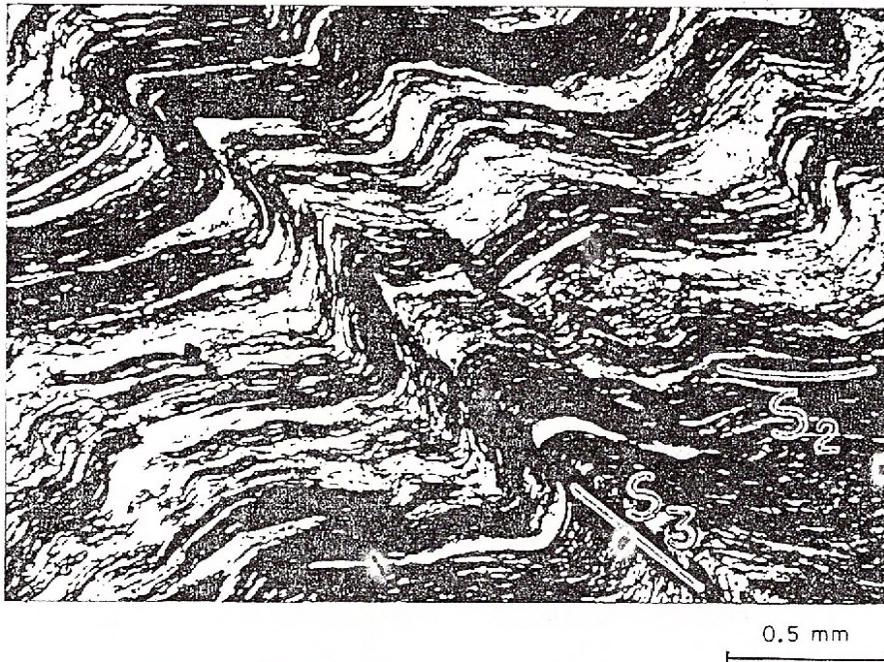
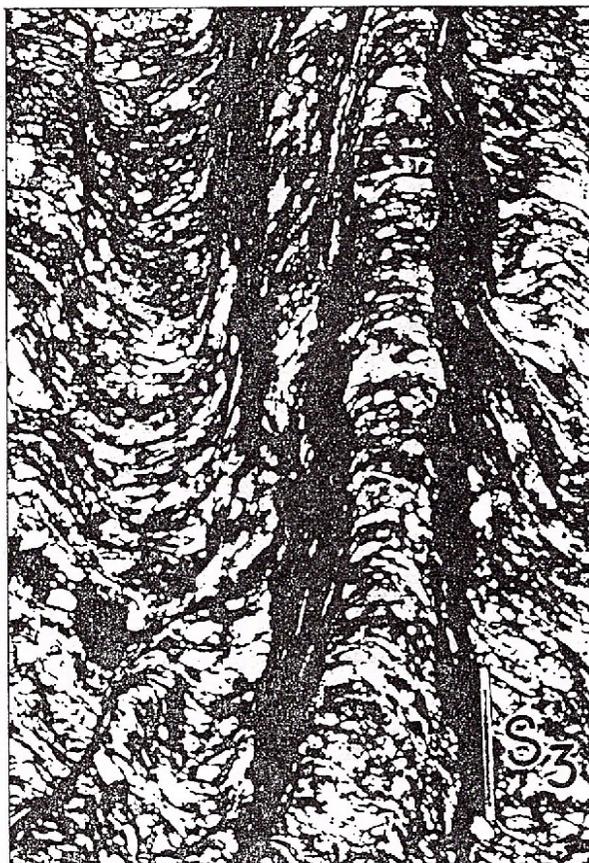


Abb. 37 - Probe 1251. Phyllit. Die nach der S_2 -Transponierung entstandene S_2 -Mikrolithonen wurden durch die F_3 -Crenulation deformiert. Die F_3 -Mikrofaltenschenkel wurden vorwiegend durch Drucklösung verdünnt, wobei allmählich die S_3 -Schieferungsdomäne ausgebildet wurde (im Bild in einer beginnenden Phase). Aalenien. Koord. 617.690/134.060



0.5 mm

Abb. 38 - Probe 2170/2. Phyllit. Die F_3 -Mikrofallen sind in der Ebene der S_3 -Schieferung fast vollständig durch Drucklösung zerstört. Die Scharniere sind in $Qz \pm Fsp$, die Schenkel in Mu , Graphit \pm Chl angereichert. Der Übergang von S_3 -Mikrolithonen zu S_3 -Schieferungsdomänen ist graduell. Aalenien. Koord. 628.400/129.775

Muster der Schieferungsdomäne:

S_1 = gewellt

S_2 = gewellt, parallel

S_3 = anastomosierend, gewellt bis parallel

Aspekt der Schieferungsdomäne:

S_1 = rauh, rauh-glatt

S_2 = gezackt (selten), rauh, glatt

S_3 = rauh

$\frac{\text{Schieferungsdomänenbreite}}{\text{Mikrolithonenbreite}}$

$$S_1 = \frac{0,01mm}{0,01-0,04mm}$$

$$S_2 = \frac{0,01-0,03mm}{0,01-0,25mm}$$

$$S_3 = \frac{0,05-0,4mm}{0,3-0,8mm}$$

(selten bis 1,5 mm)





Abb. 39 - Probe 2591. Phyllit. S_2 wurde vollständig durch S_3 transponiert. Innerhalb der neu gebildeten S_3 -Mikrolithonen sind die Relikte des S_2 -Gefüges jedoch noch gut erhalten. Der Transponierungsprozess war auch mit metamorpher Differenzierung bzw. mit Qz-Glimmer Seggregation gekoppelt. Der Übergang S_3 -Schieferungsdomäne-Mikrolithonen ist graduell. Aalenien. Koord. 628.750/130.300

Übergang Schieferungsdomänen-Mikrolithonen:

S_1 = diskret

S_2 = diskret, selten zonenartig

S_3 = graduell, diskret

S₄-Morphologie

Die S_4 -Schieferung ist selten, schwach penetrativ, diskontinuierlich und tritt als "fracture cleavage" entwickelt auf, in Abständen von 0,4 bis 1 mm. Durch die D_4 -Verformung der S_3 -Mikrolithonen wurden spitzige, asymmetrische und Kink-Mikrofalten ausgebildet. Auf diesen Mikrofalten (F_4) wurde, parallel mit ihrer Achsenebene, als "fracture cleavage" S_4 gebildet. Deswegen bleibt innerhalb der S_4 -Mikrolithonen die ehemalige mineralogische Zusammensetzung von S_3 und das S_3 -Gefüge praktisch unverändert.

Manchmal wird die S_4 -Morphologie auch mit einer Schieferungsdomäne (Breite 0,01 bis 0,05 mm, graphit- und Fe-Oxid-reich) ergänzt (vgl. Abb. 40).

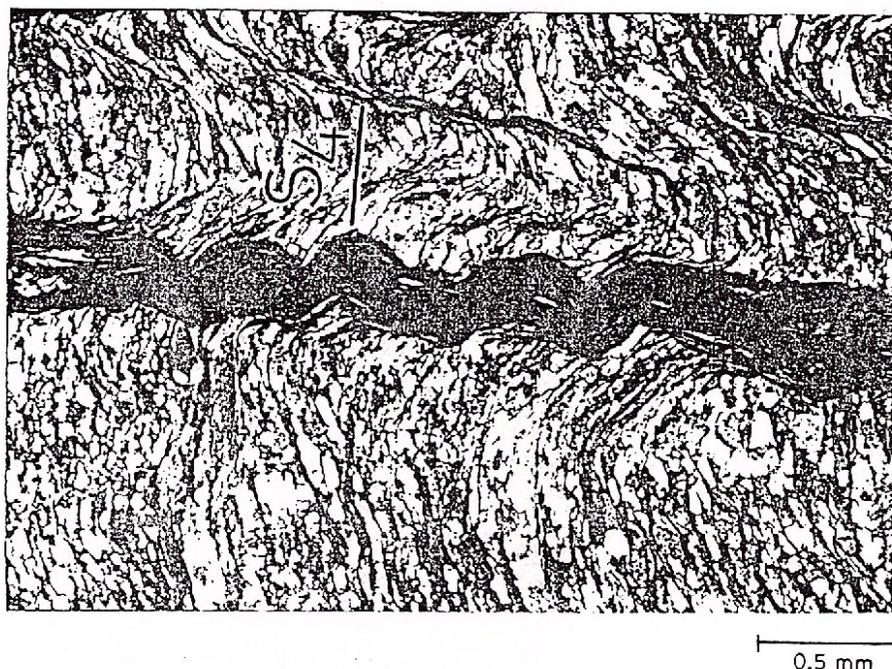


Abb. 40 - Probe 2569. Phyllit. Die S_3 -Schieferungsdomäne wird durch die D_4 -Deformation crenuliert. Die D_4 -Deformation hat die S_3 -Mikrolithonen sehr gering beeinträchtigt. Aalenien. Koord. 628.730/130.270

Diskussion über Phyllit-Schieferungen

Die typische Deformation der untersuchten Phyllite wird durch die Crenulationsfalten repräsentiert. Diese Falten sind vom Aufschluss bis in den mikroskopischen Bereich zu beobachten und sind von einer Achsialebenenschieferung (S_2 , S_3) begleitet.

COSGROVE (1976) zeigt, dass die Bildung der Crenulation mit einer Varietät von "Biegungsinstabilität", die im zusammengedrückten Mineralgefüge auftritt, zusammenhängt. Die Crenulationsfalten spielen für die zukünftigen Schieferungsbildungen eine wichtige Rolle.

Nach RAMSAYs Klassifizierung (1976) gehören die meisten F_2 -Mikrofaltens zur zweiten oder ersten Klasse oder zu einer Kombination zwischen diesen Klassen. Die beobachteten F_3 -Mikrofaltens können zumeist der ersten Klasse sowie der dritten Klasse zugeordnet werden.

Der Kompressionsgrad der Falten kann durch die Größe der Schenkelwinkel charakterisiert werden, FLEUTY (1964). In diesem Sinn wurden mehrere Klassen beschrieben:

- a) Winkel zwischen 0° und 40°
- b) Winkel zwischen 40° und 80°
- c) Winkel zwischen 80° und 120°
- d) Winkel zwischen 120° und 180°

Die meisten F_2 -Mikrofaltens gehören der b)-Klasse und wenige der c)-Klasse an. Die F_3 -Mikrofaltens gehören der c)- und d)-Klasse (mit Schenkelwinkeln bis 140° und 150°) an.



Abb. 41 - Probe 2187. Phyllit. Das dominierende Gefüge ist die S_3 -Schieferung. Der kurze Schenkel der S_3 -Knickfalten wurde während F_4 nicht mehr deformiert. Dagegen wurden die langen Schenkel der S_3 -Knickfalten während F_4 deformiert, wobei S_4 einen vorwiegend brüchigen Charakter aufweist. D_4 lässt sich als Knick-Mikrofalten (das breite Band in der Mitte) und lokal entwickelte S_4 -Bruchschieferungen beobachten. Aalenien. Koord. 618.900/130.575

Der Mikrofaltenasymmetrie-Parameter, bzw. das Schenkel-Längen-Verhältnis (nach HUDLESTON, 1973) variiert in den untersuchten Phylliten zwischen 1 (symmetrische Falten) und 3,8 für die F_2 -Mikrofalten und zwischen 2,3 und 8 für die F_3 -Mikrofalten. Die Wellenlänge der Crenulationen wird den Schieferungsabstand bestimmen und ist von den folgenden Parametern abhängig: Schichtmächtigkeit (bzw. Mikrolithonenmächtigkeit), Kompetenzunterschied zwischen Schichten (bzw. Mikrolithonen), Kohäsionsgrad benachbarter Schichten (bzw. Mikrolithonen) und rheologische Eigenschaften des verformten Materials (HUDLESTON, 1973 a, 1973 b; COBBOLD, 1975; FLETCHER und SCHWERWIN, 1978).

Da diese Parameter (außer der Schichtmächtigkeit) in mikroskopischen Untersuchungen nicht benützlich sind, haben wir andere Parameter benützt, die die Crenulations-Wellenlänge bzw. den Schieferungsabstand beeinflussen. Diese im Dünnschliff messbaren Parameter sind folgende (GRAY, 1979):

- a) Korngröße
- b) die Materialmächtigkeit, die zwischen zwei starren Schichten liegt
- c) die Mächtigkeit der gefalteten Schichten (bzw. Mikrolithonen)
- d) Mineralienverhältnisse in gefalteten Schichten (bzw. Mikrolithonen).

In den untersuchten Phylliten haben diese Parameter folgende Charakteristika:

S_2	S_3
a) zwischen 0,03 und 0,12 mm	zwischen 0,02 und 0,06 mm

Der Schieferungsabstand wird besonders von Qz-, Glimmer- und Chl-Aggregaten und Korngrößen beeinflusst.

b) zwischen 0,5 und 4,2 mm In Gesteinen, die eine Siltit/ Pelit-Wechselagerung aufweisen, lässt sich bemerken, dass die Crenulationswellenlänge und der Schieferungsabstand mit den b-Parametern ein direktes Verhältnis aufweisen. Deutlich ist in diesen Gesteinen auch, dass die Glattschieferung der pelitischen Partien durch Rauhschieferung in siltitischen Partien ersetzt wird. S_2 bleibt aber durchdringend, wenn die Siltitmächtigkeit kleiner oder höchstens gleich wie die der Pelititmächtigkeit ist.	Die F_3 -Crenulation, bzw. S_3 -Schieferung, tritt praktisch nur in pelitischen Mikrolithonen Die F_3 -Crenulation, bzw. S_3 -Schieferung, tritt praktisch nur in pelitischen Mikrolithonen (Mu, Qz, Chl) auf. Selten, wenn die Mikrolithonenzusammensetzung ungefähr 80 % Qz und 20 % Mu+Chl entspricht, wurde die Crenulationsschieferung durch eine Bruchschieferung ersetzt.
c) zwischen 0,2 und 1,8 mm	c) zwischen 0,1 und 0,8 mm
d) Gewöhnlich Qz \pm Karb \pm Fsp Mu+Chl+Chl-Glimmer-Aggregate	d) Qz \pm Fsp Mu+Chl+Chl-Glimmer- Aggregate

Die Charaktere der beschriebenen Parameter bestimmen die Schieferungseigenschaften u.zw.:

- Schieferungsdomänen-Positionen
- Länge und Breite der Schieferungsdomäne
- Schieferungsabstand
- Schieferungsart: zonenartig (die Schieferungsdomäne ist breit, die Grenzen sind diffus) oder diskret (die Schieferungsdomäne ist schmal, die Grenzen mit den Mikrolithonen sind scharf), GRAY, 1977.

Diese Schieferungseigenschaften in den untersuchten Phylliten sind folgende:

- Die Lage der Schieferungsdomänen zeigt zwischen S_2 und S_3 keine wesentlichen Unterschiede; in der Regel ist S_2 durchdringend, von konstanter Richtung, kontinuierlich und S_3 weniger durchdringend, unkonstant, diskontinuierlich.
- Die S_2 -Schieferungsdomänenlängen und -breiten sind größer als diejenigen von S_3 .
- Für S_2 zwischen 0,02 und 0,4 mm
Für S_3 zwischen 0,3 und 1,5 mm
- Für S_2 diskret
Für S_3 zonenartig



$S_0 \pm S_1$ wurden praktisch vollständig durch S_2 transponiert. Sowohl im mikroskopischen als auch im megaskopischen Bereich beobachtet man eine durch S_2 entstandene metamorphe Differenzierung. S_3 ist weniger durchdringend als S_2 ; lokal aber hat sie auch eine Transponierungstendenz, die sich in einer schwachen bis starken metamorphen Differenzierung parallel zu S_3 äußert. Typisch für D_3 sind Knickbänder und einfache Mikroscherungen, Terminologie nach COBBOLD et al. (1971).

Gesteine die diese beiden Strukturen aufweisen (z.B. bei Koord. 618.885/130.525, Aalenien; 629.725/130.275, Aalenien; 615.740/131.750, Bathonien; 617.790/130.710, Oxfordien) besitzen eine sehr gut ausgeprägte D_2 -Linearstruktur (Mineralstreckungslineation). Nach HAMMER (1979) sollen diese durchdringenden Streckungslineationen die Orientierung der Crenulationsstrukturen und besonders die Gleitrichtung auf Mikroscheren beeinflussen. Die gleichzeitig gebildeten Knickbänder und Mikroscherungen zeigen, dass im Gestein Mikrolithonen sowohl parallel als auch normal zur Kompressionsrichtung vorhanden sind. Im ersten Fall sind Knickbänder, im zweiten Mikroscherungen zu erwarten (COBBOLD et al., 1971; COBBOLD, 1977).

Solche komplizierten Gefüge, die die Entstehung der Knickbänder und Mikroscherungen ermöglicht haben, werden in den untersuchten Phylliten als Ergebnis der S_2 -Transposition gedeutet.

Die transponierten Strukturen, die im mikroskopischen Bereich während der D_2 - und D_3 -Deformation entstanden sind, haben für jede einzelne Deformation besondere Merkmale (Abb. 36-39).

D_2	D_3
a) Transposition im makroskopischen und mikroskopischen Bereich sichtbar	Transposition nur im mikroskopischen Bereich sichtbar
b) Die entstandenen Mikrolithonen haben eine relativ konstante Mächtigkeit und sind kontinuierlich entwickelt.	Die entstandenen Mikrolithonen haben eine variable Mächtigkeit und eine diskontinuierliche Entwicklung.
c) Nach der Transposition bleibt die mineralogische Zusammensetzung der S_2 -Mikrolithonen praktisch unverändert. Eventuell treten nur geringe quantitative Änderungen auf.	In der Regel haben die durch Transpositionen entstandenen S_3 -Mikrolithonen eine andere mineralogische Zusammensetzung mit geringerer Mineralvariabilität.
d) Jede der neu gebildeten S_2 -Mikrolithonen und -schieferungsdomänen besteht aus mehreren Mineralien.	Die neu gebildeten Mikrolithonen sind annähernd monomineralisch ($Qz \pm Fsp$), ebenso wie die Schieferungsdomänen ($Glimmer \pm Chl$).
e) Die neue Struktur zeigt eine starke Tendenz, dass die Mikro-	In der neuen Struktur besteht die Tendenz, dass die Schieferungsdomänen halb so breit



lithonenbreite das zwei- bis fünffache der Schieferungsbreite erreicht.

f) Der Transponierungsprozess wird nicht unbedingt von Mineral-segregationen begleitet.

g) Die Stoffmigration in den Mikrofaltenscharnieren ist nicht ausgeprägt.

bis gleich breit wie die Mikrolithonen sind.

Der Transponierungsprozess wird von einer Qz-Glimmer-Segregation begleitet.

In den F₃-Mikrofalten fand nach S₃ eine ausgeprägte Qz-Migration statt (zusammen mit einer Anreicherung von Glimmern in den Schenkeln).

Die oben beschriebenen Merkmale zeigen, dass die Transposition mit metamorphen Differenzierungsprozessen und mit Massentransport gekoppelt ist.

In einem Gestein, wo Massentransportphänomene mit Drucklösung zusammenhängen (wie im Falle der untersuchten Phyllite), kann man zwei Anteile unterscheiden (GRATIER, 1979, 1982):

a) ein Anteil der aus leicht löslichen Mineralien (Qz, Cc, Dol) besteht. Diese Mineralien verschwinden aus Zonen mit maximaler Kompressionsspannung.

b) ein Anteil der aus schwer löslichen Mineralien (Gl, Chl) besteht. Diese Mineralien sind passiv in Zonen mit maximaler Kompressionsspannung konzentriert worden.

In Gesteinen die Mikrocrenulationen bzw. Crenulationsschieferung besitzen, kann der Massentransport im System Scharnier/Schenkel wie folgt ablaufen (GRATIER, 1983):

a) Lösliche Elemente verlassen durch Drucklösung die Mikrofaltenschenkel. In diesem Fall kann der Qz-Verlust bis 19 %, der Cc-Verlust bis 40 % betragen. Die Scharniere repräsentieren die ursprüngliche Lage des Gestein (das System wird am Maßstab des Paares Scharnier-Schenkel als offen betrachtet).

b) Die chemischen Elemente der löslichen Mineralien verlassen durch Drucklösung die Mikrofaltenschenkel. Jene werden aber in Scharnieren und in Zerrklüften, die normal auf Scherungszonen orientiert sind, ausgeschieden (das System wird am Maßstab des Paares Scharnier-Schenkel als geschlossen betrachtet).

In Bezug auf dieses Modell hat der Massentransport in den untersuchten Phylliten während D₂ als offenes und während D₃ als geschlossenes System stattgefunden.

Die Faktoren die den Massentransport bzw. die metamorphe Differenzierung bestimmen sind folgende (VOLL, 1960; GRATIER, 1979; GRATIER, 1983): Temperatur, Druck, ursprüngliche mineralogische Zusammensetzung des Gesteins bzw. das Verhältnis lösliche Komponenten-unlösliche Komponenten und das Gesteinsgefüge. In Gesteinen mit gleicher



mineralogischer Zusammensetzung und gleichem Gefüge sind die Volumenänderungen dort wichtiger, wo die ursprüngliche Bänderung besser entwickelt war.

In den analysierten Phylliten wurde während D_2 durch Mineralienleitung, Mineralienrotation und Drucklösungsphänomene eine durchdringende Struktur ausgebildet, die eine gut ausgeprägte Bänderung aufweist. Eine solche Lage hat die metamorphe Differenzierung in D_3 begünstigt.

Als mögliche Mechanismen des Massentransportes in geschlossenen Systemen werden von GRATIER (1983) Folgende erwähnt: Volumendiffusion in die Körner, längs der Körnerdiffusion oder gekoppelte Prozesse.

5.6. Deformation-Kristallisation-Rekristallisation

In den untersuchten Gesteinen konnten mehrere Deformationen, die mehr oder weniger durchdringend sind, ausgeschieden werden. Während dieser Deformationen entstanden sukzessive, die S_1 -, S_2 -, S_3 - und S_4 -Schieferungen. In Bezug auf die erwähnten Schieferungen können die Neoblasten als prä-, syn- oder posttektonisch betrachtet werden (die syntektonischen Mineralien definieren die entsprechende Schieferung).

Die Beziehungen zwischen Deformation und Kristallisation der wichtigsten Mineralien sind in Tabelle 10 dargestellt. Die Qz- und Karb-Rekristallisation war im Vergleich zu Qz- und Karb-Kristallisation dominierend. Aus dieser Tabelle ist deutlich ersichtlich, dass die metamorphe Hauptphase mit der Bildung von S_2 zusammenfällt. In S_1 und S_3 sind relativ wenig neugebildete Mineralien entstanden (praktisch alle zu S_3 gehörenden Mineralien sind nur eine Fortsetzung der S_2 -Mineralbildung).

Auf S_4 -Flächen lassen sich keine neugebildeten Phyllosilikate sondern nur Qz- und Karb-Kristalle beobachten. Diese letzten Bildungen können eigentlich auch eine posttektonische Füllung sein.

6. Physikalische Bedingungen der Metamorphose (D_2 -Phase)

Die Hauptphase der Metamorphose fand im Gebiet Leukerbad-Außerberg syntektonisch mit der alpinen Hauptdeformation (D_2) statt (siehe Kapitel 3 und 7).

Die Datierung der D_2 -Metamorphose bleibt noch immer eine offene Frage.

FREY et al. (1974) zeigen, dass in den Zentralalpen drei alpine metamorphe Phasen zu erkennen sind, u.zw.:

- | | |
|-------------------------|--------------------------------|
| a) Eoalpine Phase | Höhepunkt 100-600 Mio. Jahre |
| b) Mitteltertiäre Phase | Höhepunkt 38-35 Mio. Jahre |
| c) Oligo-Miozäne Phase | Höhepunkt 26-14 (?) Mio. Jahre |



Tabelle 10
Die Deformations-Kristallisationsbeziehungen in den
Metamorphiten des Gebietes Leukerbad-Außerberg

NEOBLASTEN	S ₁		S ₂		S ₃		S ₄
MUSCOVIT		---		---			
PHLOGOPIT		-		--			
BIOTIT		-		---	---	--	
STILPNOMELAN		---		---			
CHLORITOID		?-		---	---	---	
CHLORIT		---		---	---		
QUARZ		---		---	---	---	-- ?
CALCIT		---		---	---	---	-- ?

In den Glarner-Alpen wurden nur die zwei letzten Ereignisse erkannt.

Da die jüngsten Gesteine in unserem Gebiet (Taveyannaz-Formation) an der Grenze Eozän-Oligozän abgelagert wurden und die D₂-Metamorphose einem einzigen Ereignis zu entsprechen scheint, dürfte diese Metamorphose jünger als 30-40 Mio. Jahre sein.

FRANK und STETTLER (1979) haben in der Doldenhorn-Decke und im Parautochthon am Südrand des Aarmassivs K-Ar- und ⁴⁰Ar/³⁹Ar-Altersbestimmungen durchgeführt. Während die radiogenen Alter in der Doldenhorn-Decke keine geologische Bedeutung besitzen, wurden die Mu im Parautochthon von Aarßerberg während der alpinen Metamorphose vor 8-10 Mio. Jahren verjüngt.

LAUBSCHER und BERNOULLI (1982) und LAUBSCHER (1983) haben die Daten von FRANK und STETTLER (1979) neu interpretiert und haben für die Hauptdeformationsphase der Doldenhorn-Decke ein Alter von 10 Mio. Jahre (oberes Miozän) vorgeschlagen.

Wie schon in den Mineralogie- und Petrographiekapiteln beschrieben worden ist, zeigen die lokalen Mineralassoziationen und die texturellen Beziehungen, dass in den untersuchten Metamorphiten das chemische Gleichgewicht im Dünnschliffbereich nicht erreicht wurde.



Tabelle 11

Stratigraphische Verteilung der Metagesteine aus dem Gebiet Leukerbad-Außerberg

Alter	Tektonische Einheiten	Gesteinsarten
SCHUPPE VON LEUK-RARON		
Oberer Malm		Kalksparite, Kalkbiosparite, sandige Kalksparite
SCHUPPE VON ST. BARBARA-BRATSCH		
Oberes Eozän		vulk. Sandsteine, Grauwacken, Phyllite, Kalksparite mit vulk. Kristallo- und Lithoklasten
Néocomien		Phyllite, Kalksparite, Kalkbiosparite, Mergel
DOLDENHORN-DECKE		
Oberer Malm		Kalksparite, Kalkoomikrosparite, Dolosparite, sandige Kalksparite
Oxfordien		Kalkoomikrosparite, Oosparite, siltitische Biosparite, Wechsellagen Siltite/Phyllite, Phyllite
Callovien		Fe-reiche Chl-Oolithe, sandige Kalksparite
Bathonien		Phyllite, Wechsellagen Phyllite/Siltite, Siltite
Bajocien		Kalkbiosparite, sandige Kalksparite, siltitische Kalksparite
PARAUTOCHTHON		
Aalénien		Phyllite ± sandige Zwischenlagen, Siltite, Wechsellagen Phyllite/Siltite
Toarcien		Kalkbiosparite, Kalkoosparite, Siltite, Phyllite, Wechsellagen Phyllite/Siltite, mergelige Kalke
Domérien		Qz- und lithische Psammite
Pliensbachien		Kalksparite, Kalkbiosparite, sandige Sparite, dolomitische Brekzien und Konglomerate
Lothariengien		Qz- und lithische Psammite, siltitische Psammite, Siltite
Sinémurien		Kalkbiosparite, sandige Biosparite
Héttagien+Rhät		Kalkoosparite, Biosparite, sandige Biosparite, Phyllite, Siltite
Keuper-Oberer Dolomit		Dolosparite, Dolomikrite, dolomitische Kalksparite, Kalkmikrite
Keuper-Rauhwacke		Rauwacken, Dolomikrit
undifferenzierte Trias		Phyllite, Siltite, Wechsellagen Phyllite/Siltite, Glimmer-Dolosparite

Folgende meist verbreitete typische Paragenesen wurden beobachtet:

a) in Phylliten: Mu-Chl-Qz ± Karb + Graphit
 Mu-Chl-Ctd-Qz+Graphit

b) in karbonatischen Gesteinen: Cc - Dol - Chl - Mu - ± Graphit

Diese Paragenesen zeigen, dass die untersuchten Gesteine unter grünschieferfaziellen Bedingungen metamorphosiert worden sind und zwar im unteren Grünschieferfazies-Bereich ("Chlorit-Zone"). Bi wurden in sechs Proben östlich von Feschiljiu gefunden, aber das



Vorkommen dieses Minerals in unserem Gebiet scheint mehr vom Gesteinchemismus als von den Metamorphosebedingungen abhängig zu sein (vgl. Kapitel 3).

Für den unteren Bereich der grünschieferfaziellen Metamorphose ist die Anwendbarkeit der geothermo- und geobarometrischen Methoden wegen der Abwesenheit von kritischen Methoden sehr begrenzt. Die einzige hier anwendbare Methode ist die Cc-Dol-Geothermometrie (BICKLE, POWELL, 1977; POWELL et al., 1984). Viele Autoren haben für grünschieferfaziell überprägte Gesteine den Parameter " b_0 " von Mu als barometrischen Indikator benützt. Auf S. 71 wurde die Anwendbarkeit dieses Parameters ausführlich diskutiert. Folglich soll die eventuelle Benützung des " b_0 "-Parameters für Druckabschätzungen mit viel Vorsicht gemacht werden. Die Ergebnisse haben nur einen beschränkten, orientierenden Wert.-

Experimentelle Daten, die die Stabilität der Mineralien in der Chl- und Bi-Zone betreffen, gibt es nur wenige. Die meisten Reaktionen wurden unterhalb 450-500°C nicht mehr untersucht. Diese Ausführungen zeigen, dass P/T-Bestimmungen für die Chlorit- und Biotit-Zone schwierig durchzuführen sind.

6.1. Temperaturabschätzungen

Wir haben die Temperatur der D₂-Metamorphose mit Hilfe des Cc-Dol-Geothermometers und der Stabilitätsfelder der D₂-Neoblasten abgeschätzt.

6.1.1. Calcit-Dolomit-Geothermometrie

Die Bildungstemperatur der Mineralien Cc und Dol, abgeleitet aus dem Mg- und Fe-Einbau in Cc und Dol, wurde nach BICKLE und POWELL (1977) für acht Proben bestimmt (Abb. 42 zeigt die geographische Verteilung der Proben):

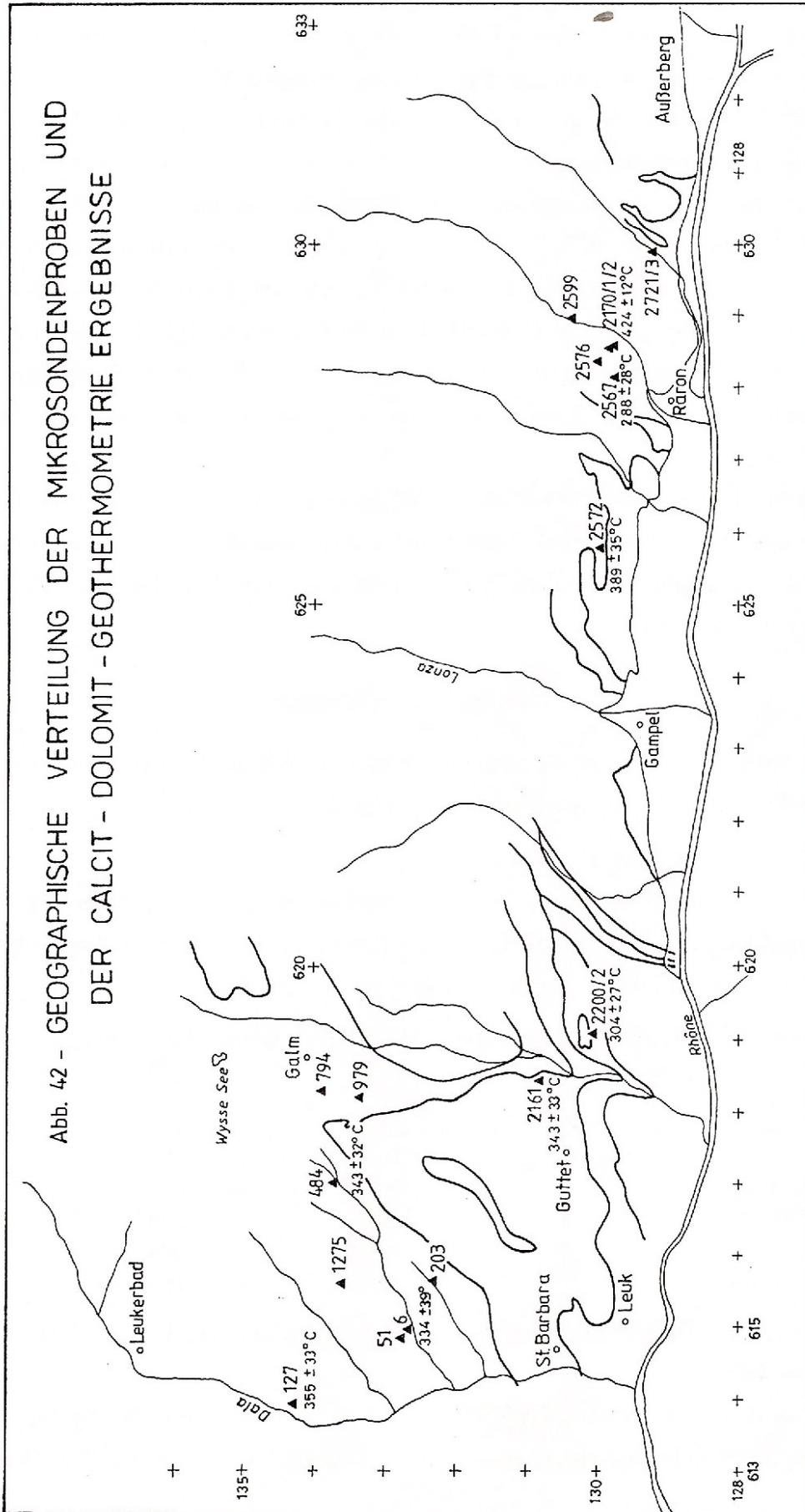
Proben-Nr.	Anzahl der Messungen	Mittelwert	Standardabweichungen
6	21	334°C	39°C
127	16	355°C	33°C
484	33	343°C	32°C
2161	12	343°C	33°C
2170/1	4	424°C	12°C
2200/2	4	304°C	27°C
2567	3	288°C	28°C
2572	13	389°C	35°C

Als Mittelwert der D₂-Metamorphosetemperatur ergibt sich 348°C mit einer Standardabweichung von 30°C.

POWELL et al. (1984) haben bei 450°C und tieferen Temperaturen das System CaCO₃-MgCO₃-FeCO₃ untersucht und dabei eine empirische Fe-Korrektur des Cc-Dol-Thermometers bestimmt.



Abb. 42 - GEOGRAPHISCHE VERTEILUNG DER MIKROSONDENPROBEN UND DER CALCIT - DOLOMIT - GEOTHERMETRIE ERGEBNISSE



Die Autoren zeigen, dass wenn $X_{Fe,Cc}$ niedrig ist, die Ungenauigkeit der Temperaturbestimmungen weniger als 30°C beträgt, die Ungenauigkeit aber sicher größer ist wenn $X_{Fe,Cc}$ höhere Werte annimmt.

Weil in allen von uns analysierten Proben $X_{Fe,Cc}$ tiefer als 0,040 ist, kann man annehmen, dass die Unsicherheit der Temperaturbestimmungen kleiner als 30°C ist, Werte die schon innerhalb der Standardabweichung liegen.

Im Osten des untersuchten Gebietes zeigen die Proben 2170/1 und 2572 (Bi-führend) Bildungstemperaturen von 424°C bzw. 389°C (Mittelwerte). Folglich kann man annehmen, dass dort die Metamorphose etwas höhere Temperaturen erreicht hat als im übrigen Gebiet. Diese Annahme wird dadurch unterstützt, dass die chemische Zusammensetzung der S_2 -Neoblasten auch einen gewissen Anstieg der Metamorphosetemperatur von Westen nach Osten zeigen (siehe Kapitel 3).

Eine mögliche Erklärung für die höheren Temperaturen könnte die paläotektonische Position des südlichen Teil des Aarmassivs während der D_2 -Deformation sein: der östliche Teil des untersuchten Gebietes befand sich in einer tieferen Region innerhalb des alpinen Deckenstapels und näher bei der Wurzelzone der Helvetischen Decke, bzw. näher an der dextralen Scherungszone von der S_2 -Schieferung überprägt wurde. Diese paläotektonische Lage und die zusätzlich entsprechende Scherungsbewegung könnten die Erhöhung der Metamorphosetemperatur verursacht haben. BUSSY und EPART (1984) haben die Taveyannaz-"Sandsteine" zwischen Diablerets und Aarmassiv untersucht. Vom Dalatal ostwärts konnten sie eine Prehnit-Pumpellyit Zone, eine Pumpellyit-Aktinolith Zone und von Willers-Erschmatt eine Aktinolith-Epidot Zone (=untere Grünschieferfazies) unterscheiden. Die Zonierung der Taveyannaz-"Sandsteine" zeigt also einen Metamorphoseanstieg von Willers-Erschmatt nach Osten, welcher mit unseren oben erwähnten Daten übereinstimmt.

6.1.2. Stabilitätsfelder der D_2 -Neoblasten

Weil die untere Stabilitätsgrenze des Bi wenig bekannt ist und der Mu/Pa-Solvus als Geothermometer für epizonale Gesteine nach FREY (1978), FRANK (1983) und GUIDOTTI (1984) wenig geeignet zu sein scheint, konnten wir für die Temperaturabschätzungen nur die Stabilitätsbereiche von Pyro, Ctd, Stilp und Pump benutzen.

A. Pyrophyllit-Stabilitätsfeld

Die Pyrophyllitbildung durch die Reaktion $\text{Kaol} + 2\text{Qz} = \text{Pyro} + \text{H}_2\text{O}$ wurde von mehreren Autoren untersucht. TURNER (1981) gibt eine entsprechende Übersicht. Danach ist Pyro bei wenigen kb Druck ab etwa $350\text{-}400^{\circ}\text{C}$ stabil.



In unserem Gebiet, wo Graphit weit verbreitet ist, ist es wahrscheinlich, dass die Reaktion $\text{Kaol} + 2\text{Qz} = \text{Pyro} + \text{H}_2\text{O}$ in einem tieferen Temperaturbereich abgelaufen ist als es die experimentellen Daten zeigen, weil durch die Anwesenheit von CH_4 die H_2O -Aktivität erniedrigt wurde.

B. Chloritoid-Stabilitätsfeld

FREY und WIELAND (1975) haben zum ersten Mal Ctd in Toarcien- und Aalenien-Gesteinen aus dem Leukerbad-Gebiet beschrieben. Als Ctd-bildende Reaktion schlagen sie folgende vor:



BALTATZIS (1980) hat für diese Reaktion folgende P/T-Bedingungen ("non ideal assumption") berechnet:

380°C 2 kb

390°C 3 kb

400°C 4 kb

Wiederum ist zu beachten, dass dies für unsere Graphit-führenden Gesteine Maximalwerte sein dürften.

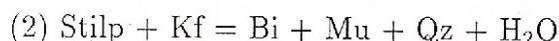
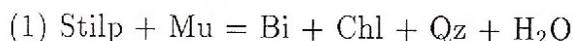
C. Stilpnomelan-Stabilitätsfeld

Für Glaukonit-führende Gesteine aus den Glarner Alpen wurde die Stilpbildung durch folgende Reaktion erklärt (FREY et al., 1973):



Die Anwesenheit von Pump-führenden Gesteinen in der Nähe der Stilp-Fundpunkte führte FREY et al. (1973) zur Vorstellung einer Stilp-Bildungstemperatur von 200-300°C.

NITSCH (1969) hat die obere Stabilitätsgrenze von Stilp bzw. die untere Stabilitätsgrenze von Bi mit Hilfe folgender Reaktionen experimentell bestimmt.



Die daraus resultierenden P/T-Bedingungen in Gegenwart des Hämatit-Magnetit-Puffers sind:



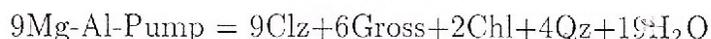
(1) $440^{\circ}\text{C} \pm 15^{\circ}\text{C}/4 \text{ kb}$

(2) $400^{\circ}\text{C} \pm 15^{\circ}\text{C}/4 \text{ kb}$

Da Stilp (und auch Bi) im östlichen Teil des Gebietes zu beobachten sind, lässt sich aus den obigen Experimenten eine Maximaltemperatur von $400\text{-}440^{\circ}\text{C}$ abschätzen. Dies wird auch durch die Cc-Dol-Thermometrie nach BICKLE und POWELL (1977) bestätigt, die Temperaturen zwischen 389°C und 424°C ergibt (vgl. S. 127).

D. Pumpellyit-Stabilitätsfeld

SCHIFFMANN und LIOU (1980) haben die obere thermische Stabilität von Mg-Al-Pump anhand der Reaktion



experimentell untersucht und folgende Daten erhalten:

325°C 2 kb

370°C 5 kb

Nach SCHIFFMANN und LIOU (1983) ist Fe-haltiger Pump bei tieferen Temperaturen stabiler als Mg-Al-Pump. Aus Feldbeobachtungen haben SEKI und LIOU (1981) abgeleitet, dass Pump oberhalb von 350°C nicht mehr stabil ist.

Somit sind die maximalen Temperaturwerte ($a_{\text{H}_2\text{O}}=1$) der oben erwähnten Stabilitätsfelder wie folgt:

Pyrophyllit (untere Stabilität)	ca. $350\text{-}400^{\circ}\text{C}$
Chloritoid (untere Stabilität)	$380\text{-}390^{\circ}\text{C}$
Stilpnomelan (obere Stabilität)	$400\text{-}440^{\circ}\text{C}$
Pumpellyit (obere Stabilität)	$325\text{-}370^{\circ}\text{C}$

Nach diesen Abschätzungen dürfte die D_2 -Metamorphosetemperatur maximal zwischen 350°C und 440°C betragen haben, was mit unseren Ergebnissen der Cc-Dol-Geothermometrie übereinstimmt.

6.2. Abschätzung des Gesamtdruckes

Wir haben " b_o " für 124 Proben bestimmt (siehe auch S. 125 und die Tabelle 10). Der Mittelwert für die gesamte Mu-Population beträgt $8,998 \text{ \AA}$ (Standardabweichung = $0,016 \text{ \AA}$). Vergleicht man diese Daten mit den " b_o "-Werten von PADAN et al. (1982) so kann man



feststellen, dass die untersuchten Metamorphite eine Zwischenposition zwischen den "low-pressure terranes of Bosost" (b_0 ungefähr 8,992 Å) und dem "low-medium pressure terranes of northern New Hampshire" (b_0 ungefähr 9,010 Å) einnehmen.

THOMPSON (1970) und LIOU (1971) zeigen, dass der Übergang Lawsonit-Laumontit bei einem Druck von 3 kb stattfindet. Dieser Wert kann als maximaler Gesamtdruck für die Metamorphose der Teveyannaz-Formation in der Diablerets-Decke betrachtet werden; für die tieferen tektonischen Einheiten wie Doldenhorn-Decke und Parautochthon könnte der Gesamtdruck etwas höhere Werte erreicht haben.

Indirekte Aussagen über den Gesamtdruck in unserem Gebiet kann man auch durch Abschätzung der tektonischer Überdeckung bekommen. Nach BERNOULLI et al. (1974) bestand die tektonische Überlagerung von Parautochthon und Doldenhorn-Decke in unserem Gebiet während der Hauptdeformationsphase (=Hauptmetamorphose) aus folgenden tektonischen Einheiten: Ultrahelvetikum, Prealpen und helvetische Decken. TAYLOR (1976) hat mit Hilfe obiger Angaben die Überlagerung des Gebietes Galm-Torrent während des mittleren Tertiärs auf 14,5 km abgeschätzt, was einem Druck von 3,5 kb entsprechen würde.

Schlussfolgerungen

Die untersuchten Gesteine wurden syntektonisch während der D_2 -Deformationsphase unter grünschieferfaziellen Bedingungen (Chlorit- und Biotitzone) metamorphosiert.

Die abgeleiteten physikalischen Bedingungen der Metamorphose sind: $T=350^{\circ}\text{C} \pm 30^{\circ}\text{C}$, im östlichen Gebiet evtl. etwas höher: $P \leq 3,5 \text{ kb}$.

7. Mesoskopische und regionale Struktur - Geologische Analyse

Der Bereich des Parautochthons und der Helvetischen Decken besteht aus Gebieten, die eine komplizierte Klein- und Regionaltektonik aufweisen. Es ist klar, dass in solchen Gebieten noch viele Fragen bezüglich der Struktur zu klären wären.

Mehrere Autoren schlagen verschiedene Schemata vor, die wie alle Theorien eine begrenzte zeitliche und räumliche Bedeutung besitzen. Aus diesem Grunde sollen unsere Ergebnisse auch als Schemata betrachtet werden. Ein Schema welches außer eigenen Vorschlägen auch gemeinsame Punkte mit früheren Schemata besitzen kann.

Im untersuchten Gebiet haben wir vier Deformationsphasen, die nur sukzessive Deformationsmomente und keine tektonischen Phasen im eigentlichen Sinn repräsentieren, untergeschieden. Die D_1 -Strukturen wurden wahrscheinlich bei anchizonalen bis Anfang epizonalen Bedingungen gebildet.

Die D_2 -Deformationsphase fällt mit der Hauptmetamorphose zusammen und entwickelte sich unter grünschieferfaziellen Bedingungen (Chlorit- und Biotitzone).



Die D_3 -Deformationsphase fand, wie die mikroskopischen Beschreibungen zeigen, unter ähnlichen Bedingungen statt.

Die D_4 -Deformation hat sich in einem höheren Strukturniveau entwickelt.

Die letzten Strukturen haben einen spröden Charakter und bestehen aus den zwei Kluftsystemen Z_1 und Z_2 .

Die regionalen Strukturen wurden während der D_2 -Deformation gebildet. Wegen des durchdringenden Charakters von S_2 ist die Erkennung der S_0 -Flächen sehr schwierig, manchmal unmöglich (besonders in Phylliten). Die Schichtung ist nur lokal noch zu erkennen. Am besten ist sie in F_2 -Scharnieren erhalten. Die ursprünglichen sedimentären Strukturen wurden zum größten Teil völlig zerstört. Elemente des sedimentären Gefüges (Parallel-, Kreuz- und graduelle Schichtung, Biostrukturen) treten nur vereinzelt auf.

Durch "substitution of cover" (LAUBSCHER, 1983) wurde die ursprüngliche Bedeckung des Parautochthons, die nach LAUBSCHER (1983) etwa 10 bis 15 km mächtig war, während der Deckenplatznahme nach Norden gestoßen. Folglich wurde die ursprüngliche Bedeckung durch die Decken und ihren überliegenden "orogenic lid" substituiert.

Damit können für die Platznahme grünschieferfazielle Bedingungen bestimmt werden. Die entsprechenden strukturellen Umwandlungen waren so stark, dass Beweise für eine eventuelle prämetamorphe Faltungsphase sehr schwierig zu finden sind. Die Existenz einer solchen Faltungsphase schließen wir aber nicht aus.

7.1. Bemerkungen zur Nomenklatur

Die relative Sukzessionsordnung der Deformationsetappen ist von der Deformationszahl (D_1, D_2, D_3, D_4) abhängig.

- D_1 Falten- F_1 (Faltenachsen- B_1 , Faltenachsebenen- FA_1)
planare Elemente - Schieferung- S_1
- D_2 Falten- F_2 (Faltenachsen- B_2 , Faltenachsebenen- FA_2)
planare Elemente - Schieferung- S_2
- D_3 Falten- F_3 (Faltenachsen- B_3 , Faltenachsebenen- FA_3)
planare Elemente - Schieferung- S_3
- D_4 Falten- F_4 (Faltenachsen- B_4 , Faltenachsebenen- FA_4)
planare Elemente - Schieferung- S_4

Die reliktsche Schichtung wurde mit S_0 abgekürzt.

Die Lineationen der entsprechenden Deformationsphasen fallen in zwei genetische Klassen:
- Intersektionslinien (z.B. L_{ij} - Intersektionslinear zwischen S_0 und S_1)



- Streckungslineationen (die L_{S_1} und L_{S_2}).

7.2. Die regionalen tektonischen Einheiten

In der tektonischen Skizze zu Blatt Gemmi (Blatt 32 des Geologischen Atlases der Schweiz) unterscheidet FURRER (1962) im Gebiet Niwen-Dalatal folgende Zonen:

- die Autochthon-Zone (zwischen Niwen und SE Torrenthorn)
- die Parautochthon-Zone, die das Gebiet zwischen SE Torrenthorn und dem Dalatal sowie seine axiale Fortsetzung zu beiden Seiten umfasst.

SCHLAEPPI (1980) hat "diese Interpretation übernommen, obwohl man den Torrenthorn-Lias auch dem Autochthon zuweisen könnte" (S. 49).

Im Gebiet Bratsch-Außerberg hat SCHENKER (1946) die ganze sedimentäre Bedeckung des Aarmassivkristallins als Autochthon betrachtet. In demselben Sinn hat auch DOLIVO (1982) die Sedimente zwischen Visp und Gampel betrachtet.

Auf der tektonischen Karte der Schweiz, Maßstab 1:500.000, Auflage 1980, wurde das ganze von uns untersuchte Gebiet als Parautochthon dargestellt.

BUGNON und DOLIVO (1980, in MASSON et al.) sind der Meinung "the Leuk and Raron zones are approximately equivalent to the Mesozoic cover on the internal side of the Mont Blanc" (S. 132).

MASSON in MASSON et al. (1980) hat auf der tektonischen Karte, die die Arbeit begleitet, die Leuk- und Raron-Zonen der Gellihorn-Decke, die ein Äquivalent der Ardon-Decke repräsentieren muss, zugeschrieben.

BUGNON (1981) konnte aufgrund der ausführlichen Aufnahmen, die besonders westlich vom Dalatal (in den Gebieten Trubeln, Plammis, Jägerchrüz) unternommen wurden, folgendes Bild der Region Trubelstock-Feselalp vorlegen:

- Autochthon-Parautochthon. Beginnt im Osten mit den Sandsteinen von der Trias-Basis und "s'arrête aux schistes argileux de l'Aalenien ... plus à l'W, à Feschel, et plus au N aux alentours de Bachalp, il monte par l'intermédiaire des calcaires spathico-silicieux du Dogger jusqu'à au calcaires massifs du Malm" (S. 203).

- Die Schuppe von Plammis. SE von Varneralp, bei Plammis: "le Crétacé du flanc normal Doldenhorn est surmonté par une centaine de mètres de calcaires massifs du Malm" (S. 203).

Diese Schuppe besteht "presque exclusivement de calcaire de Malm", bei Horlini und zwischen Guttet und Feschel können aber auch Dogger-, eventuell Lias-Sedimente dabei sein.

- Die Schuppe von Jägerchrüz. Eine vollständige Serie vom Oxfordien bis zum Tertiär.



Wir haben im Gebiet Leukerbad-Außerberg folgende Einheiten untergeschieden (siehe geologische und tektonische Karten) (Tafeln I, II):

	A-Zone	B-Zone
	Dalatal-Bratsch	Bratsch-Außerberg
Kristallin des Aarmassivs	x	x
Parautochthon	x	x

A: Trias-Aalenien

B. Trias-Malm₂₋₃ (wir vermuten, dass in der B-Zone das Parautochthon bis zum Malm₂₋₃ reicht und direkt von der Schuppe Raron-Leuk überlagert wird).

Doldenhorn-Decke (Bajocien-Malm ₂₋₃)	x	fehlt
Schuppe von St. Barbara-Bratsch bzw. Gellihorn-Decke (Neocomien, Oberes Eozän)	x	fehlt
Schuppe von Leuk-Raron bzw. Wildhorn-Decke (Malm ₂₋₃)	x	x

Parautochthon

Der tektonische Charakter des Grenzbereichs zwischen Kristallin des Aarmassivs und Parautochthon wurde schon im Kapitel Lithostratigraphie vorgestellt. Innerhalb der Parautochthon-Schichtabfolge haben die Abscherungen eine wichtige Rolle gespielt: besonders stark war die Abscherung in der Rauhwacke-Zone, dann in der Phyllit-Zone des darüber liegenden Hettangien, mit besonderer Begünstigung an der Grenze Oberer Dolomit-Phyllit ausgebildet. Dolomit wurde auseinandergerissen und boudiniert. Diese Bewegungen sind wahrscheinlich synchron verlaufen mit der internen Deformation, die die Deckenstruktur des Gebietes verursacht hat.

In diesem Sinne könnte die Lias-Schichtabfolge des Parautochthons strukturell als eine Schuppe betrachtet werden.



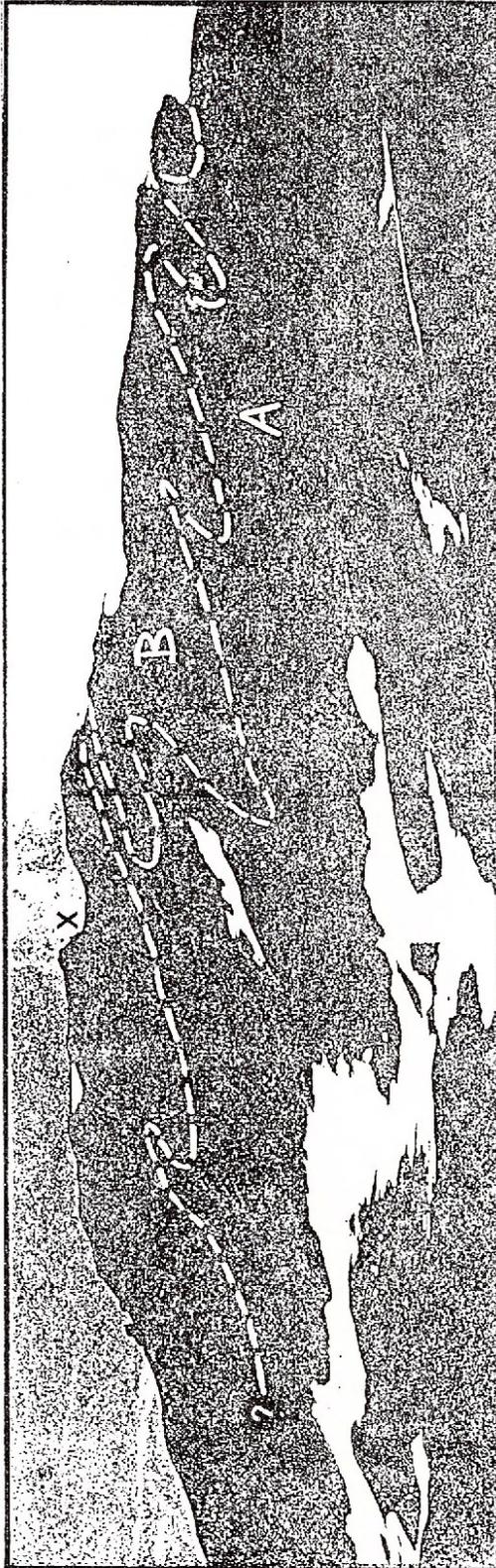


Abb. 43 - Blick vom Punkt 618.200/133.675 gegen den Grat Schnydi-Ilorini (links). Tektonischer Kontakt zwischen (A)-Parautochthon (Aalénien-Phylliten) und (B)-Doldenhorn-Decke (Schichtabfolge Bajocien-Malm₂₋₃). Vermutlich wurde die Grenze zwischen Parautochthon und Doldenhorn-Decke während der D₂-Deformation durch nordvergente F₂-Falten verfaultet (die Scharniere sind nicht gut sichtbar und darum könnte man die entsprechende Zone auch als eine Schuppenzone interpretieren). Man kann annehmen, dass die Scherbewegungen bzw. die Platznahme der Doldenhorn-Decke von solchen Verfaltungen als synchrone Deformationen begleitet wurde. Im Sattel links (X) ist der tektonische Kontakt zwischen Oxfordien-Phylliten und Malm₂₋₃-Kalken sichtbar (vgl. Abb. 44).

Die Doldenhorn-Decke

Die Doldenhorn-Decke wurde als Folge der internen Deformationen durch Abscherung der Schichtabfolge Bajocien-Oberer Malm über Aalenien-Schiefer (Abscherungszone) gebildet. Folglich wurde die Schichtabfolge jünger als Aalenien durch die Doldenhorn-Decke substituiert. Dieses Ereignis wurde durch die Scherwirkung des orogenen Deckels (LAUBSCHER, 1983) verursacht.

Der Kontakt zwischen Parautochthon und Doldenhorn-Decke ist auf dem Grat Horlini, zwischen Horlini und Süd-Schnydi (Abb. 43) gut sichtbar.

Auf diesem Bild lässt sich vermuten (die Faltscharniere sind nicht gut sichtbar), dass der oben erwähnte tektonische Kontakt in nördlich vergente Falten (Wellenlänge im Dekameterbereich) gelegen ist. Diese Lage zeigt, dass die Abscherung synchron von lokal entwickelten Falten als Effekte des orogenen Deckels begleitet wurde, bzw. dass lokal die Platznahme der Decken von einer Verfaltung der Deckengrenze begleitet wurde. Die Experimente von COBOLD und QUINQUIS (1981) weisen darauf hin, dass bei Scherdeformation auch Falten entstehen können.

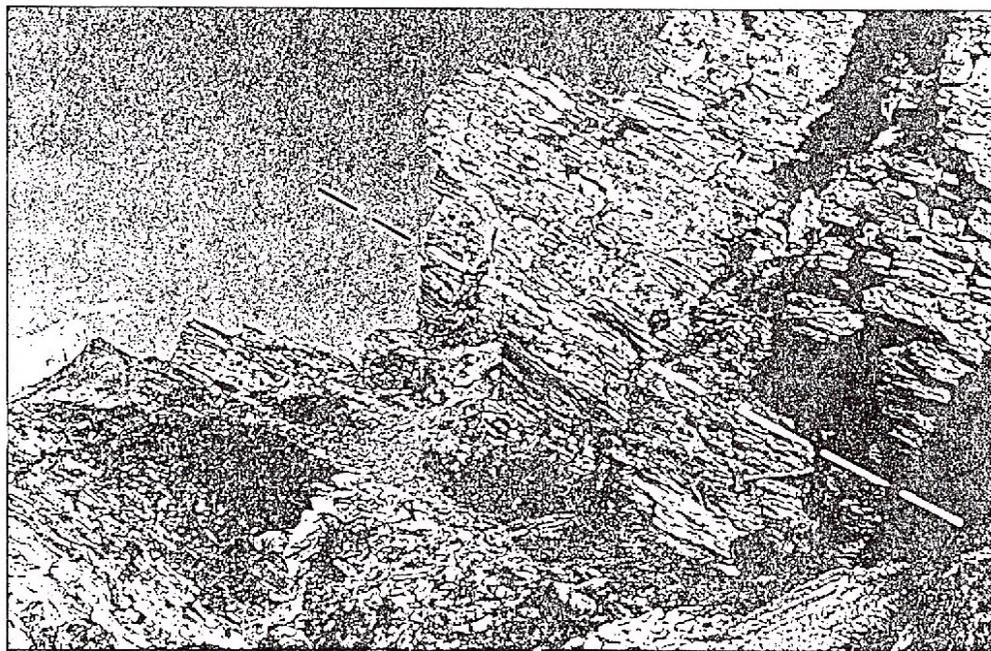


Abb. 44 - Detail aus Abb. 43 (X). Vom Punkt 617.725/133.575 aus gesehen. Innerhalb der Doldenhorn-Decke haben die Malm₂₋₃-Kalke die Oxfordien-Phyllite als Abscherungszone benutzt. Folglich kann man die Malm₂₋₃-Kalke des Horlini-Gipfels als eine zur Doldenhorn-Decke gehörende Schuppe betrachten. Vermutlich wurde auch der Kontakt Horlini-Schuppe-Oxfordien-Phyllite während der F₂-Faltungsphase verfaultet.

Die Oberen Malm-Kalke (Malm₂₋₃) der Doldenhorn-Decke die die Horlini-Kuppe ausbilden, wurden auf der Oberfläche der Oxfordien-Phyllite abgeschert. Diese Malm-Kalke

könnten folglich als eine lokale Schuppe der Doldenhorn-Decke betrachtet werden (Abb. 43, 44).

Die Schuppe von St. Barbara-Bratsch

Diese Schuppe besteht nur aus zwei lithostratigraphischen Einheiten (Neocomien-Phylliten und Taveyannaz-Formation - Oberes Eozän). Die geometrische Reihenfolge dieser lithostratigraphischen Einheiten ist Taveyannaz-Formation unten und Neocomien-Phyllite oben. Beide sind südlich von Guttet gut aufgeschlossen (Abb. 45, 46).

Die Gesteine des Oberen Eozäns (vulkanische Sandsteine, Grauwacke, Phyllite und Kalke) wurden unter anderen faziellen Bedingungen als die Schichtabfolge der Doldenhorn-Decke abgelagert. Aus diesem Grund haben wir den Kontakt zwischen dem Oberen Malm der Doldenhorn-Decke und den Gesteinen des Oberen Eozäns als tektonisch betrachtet. Die Neocomien-Phyllite und die Taveyannaz-Formation haben wir als zur Gellihorn-Decke gehörende Gesteine betrachtet. Im untersuchten Gebiet sind keine Hauptmassen der Gellihorn-Decke zu finden und die Gellihorn-Decke könnte theoretisch als Schuppenpaket aufgefasst werden. Der oberste Teil der Doldenhorn-Decke wurde im Gebiet Dalatal-Bratsch von der Gellihorn-Decke substituiert.

Innerhalb der St-Barbara-Bratsch-Schuppe lässt sich südlich von Guttet eine überkippte, nordwestvergente Antiklinale mit Neocomien-Phylliten im Kern, deren südöstliche Normalschenkel abgesichert ist, festzustellen.

Die verkehrte Eozän-Schichtabfolge der Gellihorn-Decke wird durch die basale Abscherung über die Doldenhorn-Decke überschoben. Durch Erosion wurden die Gesteine der Schuppe von St. Barbara-Bratsch von der Hauptmasse der Gellihorn-Decke getrennt, wenn nicht die ganze Gellihorn-Decke als Schuppenpaket zu betrachten wäre.

Die Schuppe von Leuk-Raron

Diese Schuppe besteht aus Oberen Malm-Kalken (Malm₂₋₃) und liegt tektonisch entweder über den Neocomien-Phylliten der Schuppe von St. Barbara-Bratsch (in der Zone Dalatal-Bratsch) oder über den Oxfordien- oder Bathonien-Phylliten des Parautochthons (Zone Bratsch-Außerberg) (Abb. 46, 47, 48).

Als Abscherungszone dieser Schuppe wurden die oben erwähnten Phyllite benützt. Wir vermuten, dass die Schuppe von Leuk-Raron der Wildhorn-Decke zuzuordnen ist. Diese Schuppe kann als Teil der Wildhorn-Decke, der von der Hauptmasse dieser Decke durch Erosion abgetrennt wurde, interpretiert werden.

Die Schuppe von Leuk-Raron hat in der Zone Dalatal-Bratsch den obersten Teil der Gellihorn-Decke und in der Zone Bratsch-Außerberg die Gellihorn- und Doldenhorn-Decken



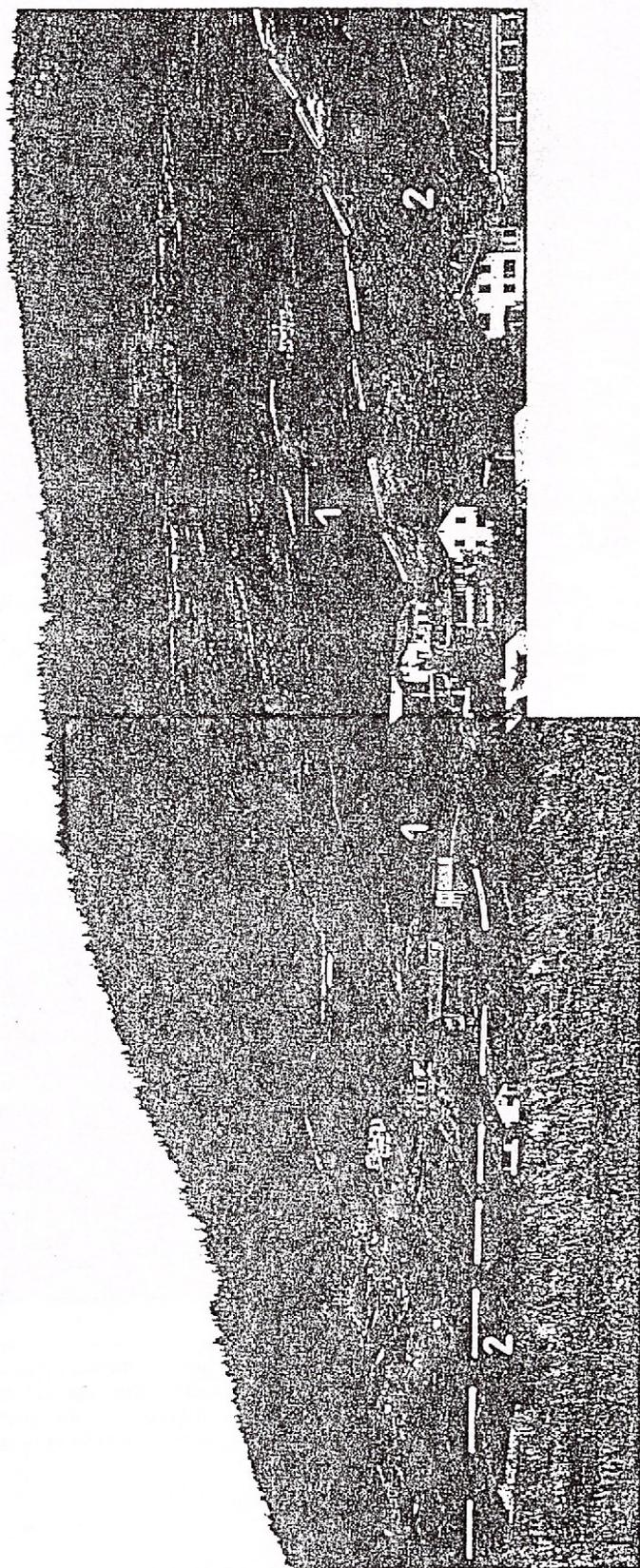


Abb. 45 - Sicht vom Punkt 618.075/130.125 gegen Guttet (links oben) und Willer (rechts unten). Tektonischer Kontakt zwischen (1) Doldenhorn-Decke (hier nur einzelne Oxfordien- und Malm-Aufschlüsse) und (2) Schuppe von St. Barbara-Bratsch (hier nur Taveyannaz-Formation aufgeschlossen).

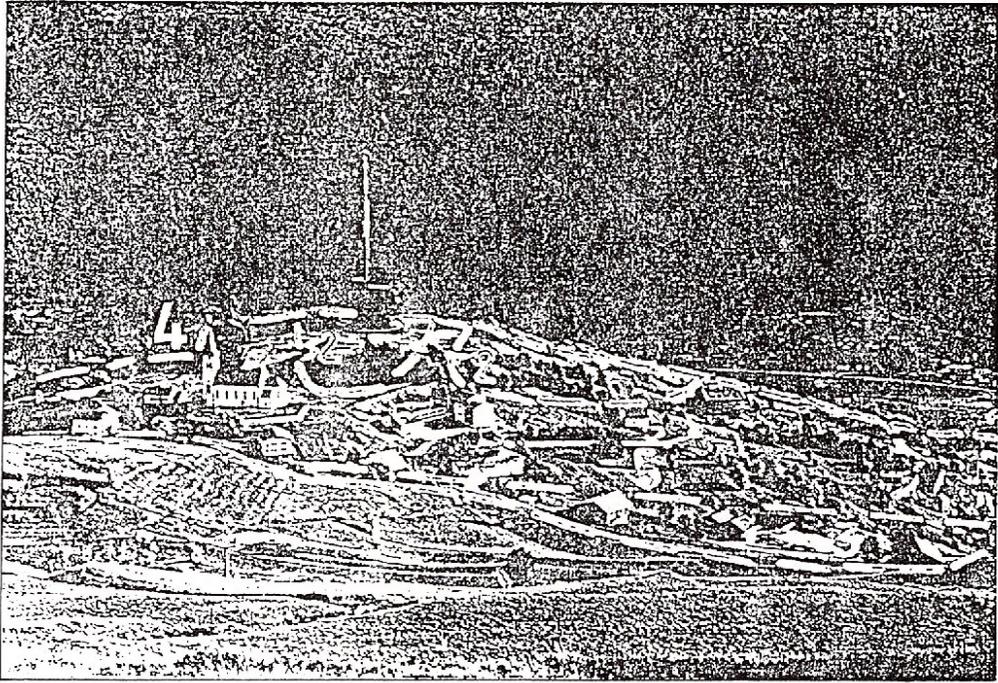


Abb. 46 - Sicht vom Punkt 618.050/130.450 gegen Willer. Tektonische Kontakte zwischen Doldenhorn-Decke (1), Schuppe von St. Barbara-Bratsch mit Neocomien-Phylliten (2) und Taveyannaz-Formation (3) und der Schuppe von Leuk-Raron mit Malm₂₋₃-Kalken (4). (5) Quartär-Moränen.

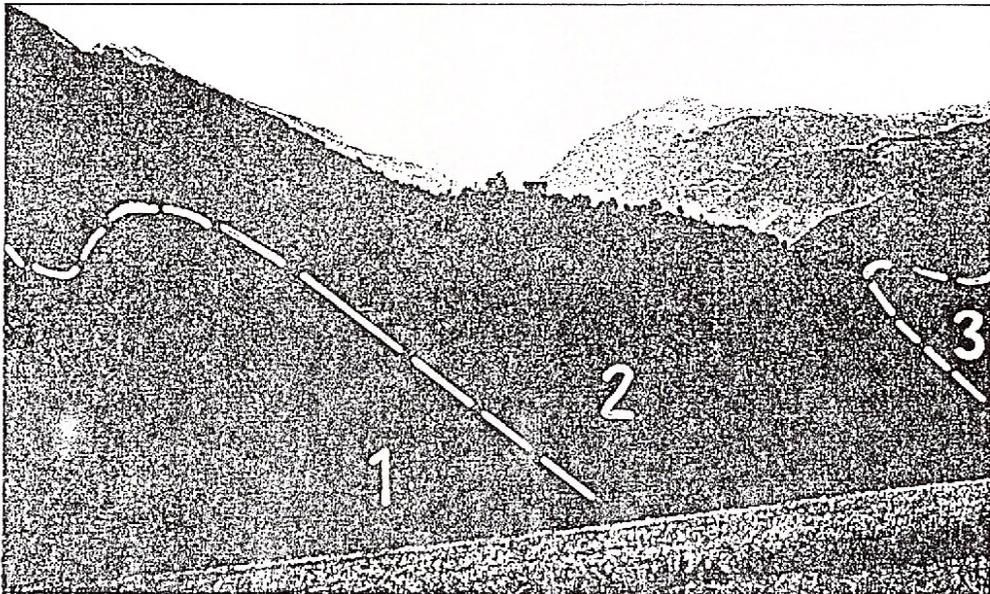


Abb. 47 - Sicht vom Punkt 618.300/130.350 gegen Feschelyu-Tal. Tektonische Kontakte zwischen Doldenhorn-Decke (Malm₂₋₃-Kalke und Oxfordien-Phyllite) (1), Schuppe von St. Barbara-Bratsch (2) und Schuppe von Leuk-Raron (3). Gemäß diesem Bild scheint der Kontakt zwischen (1) und (2) während der F₂-Phase deformiert worden zu sein, obwohl ein solches Bild auch einem Ergebnis der differentiellen Erosion der Oxfordien-Phyllite und Malm₂₋₃-Kalke entsprechen kann (angezeichnet wurden nur die aufgeschlossenen Teile des Bildes).



Abb. 48 - Tektonischer Kontakt (in der Zone Bratsch-Außerberg) zwischen (1) Oxfordien-Phylliten des Parautochthons und (2) Malm₂₋₃-Kalksteinen (Schuppe von Leuk-Raron). Die Oxfordien-Phyllite wurden von der Leuk-Raron-Einheit als Abscherungszone benützt. Koord. 622.200/129.275

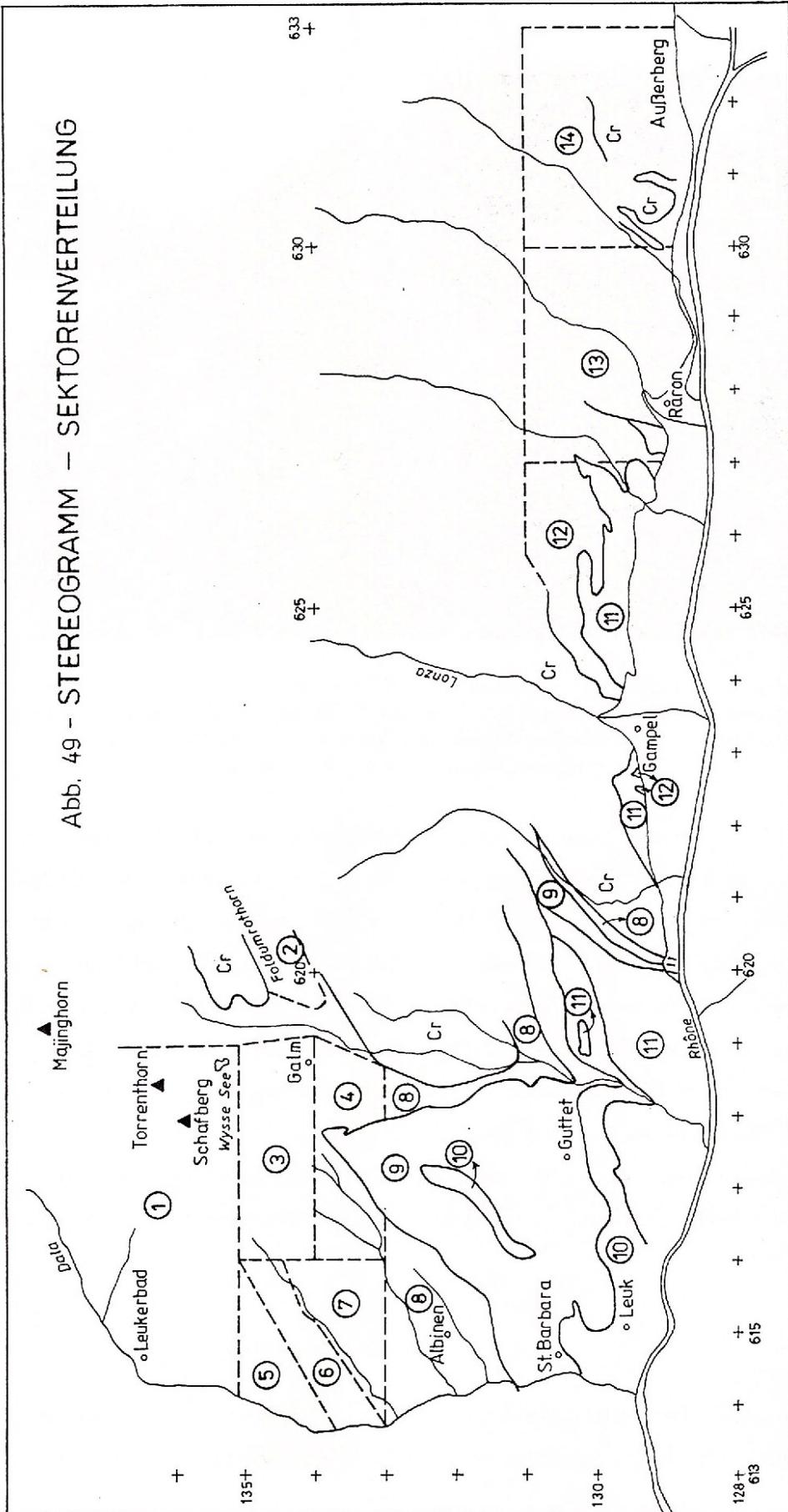
substituiert. In der letzten Zone, als Abscherungszone, wurden die Oxfordien- und Bathonien-Phyllite benützt. Auf dieser Abscherungszone wurden hier synchron auch die Malm₂₋₃-Kalke des Autochthons nach NW geschoben. In der Zone (A) hat die Schuppe von Leuk-Raron die Neocomien-Phyllite als Abscherhorizont benützt. Zusammenfassend kann man feststellen, dass die Deckentektonik des Gebietes Leukerbad-Außerberg ermöglicht und begünstigt wurde durch die Anwesenheit inkompetenter Niveaus (Rauhacke, Aalenien-, Bathonien-, Oxfordien- und Neocomien-Phyllite), die als Abscherungshorizonte für die kompetenten Niveaus (Dolomite, Sandsteine, Kalksteine) dienen.

Die Platznahme der Decken die unter Scherdeformationsbedingungen (durch die "substitution de la couverture normale") stattfand, wurde stellenweise von Verfaltung der Deckengrenzen begleitet.

7.3. Mesoskopische Strukturen

Die mesozoische Bedeckung des Aarmassivs wurde während der alpinen Orogenese durch eine Abfolge von Deformationsphasen deformiert (zusammen mit dem Kristallinsokkel).

Abb. 49 - STEREOGRAMM - SEKTORENVERTEILUNG

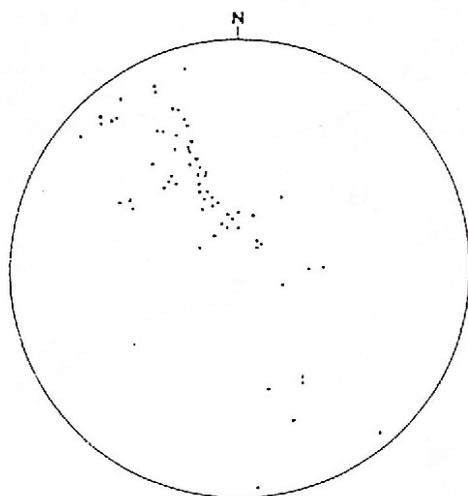


7.3.1.

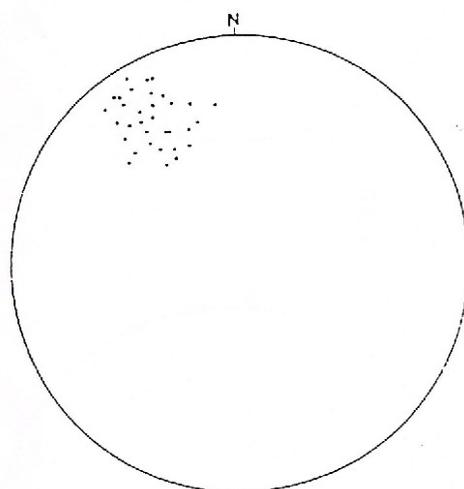
S₀-STEREOGRAMME

Sektoren 1-14

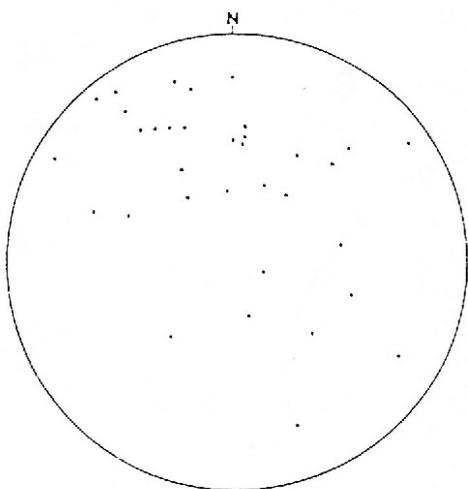
Schmidt'sches Netz, untere Halbkugel



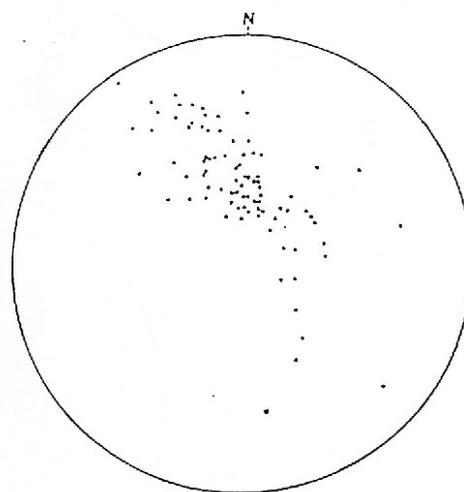
1



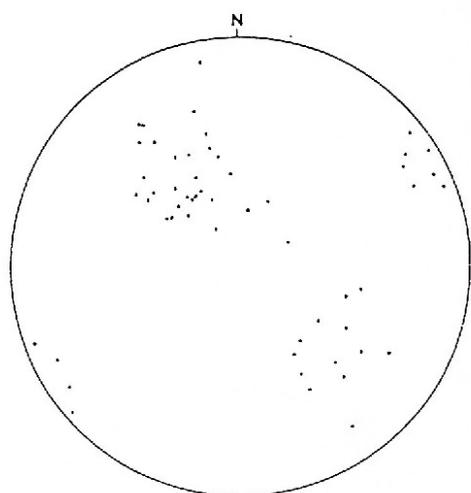
2



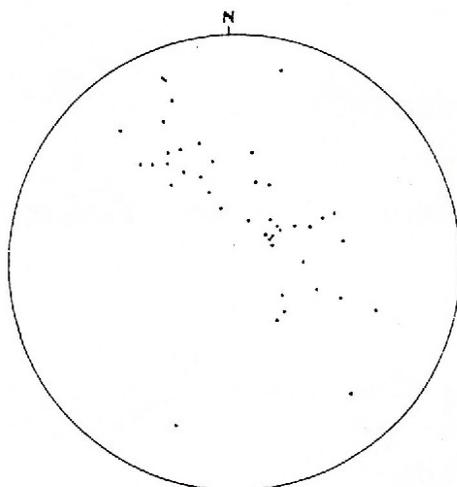
3



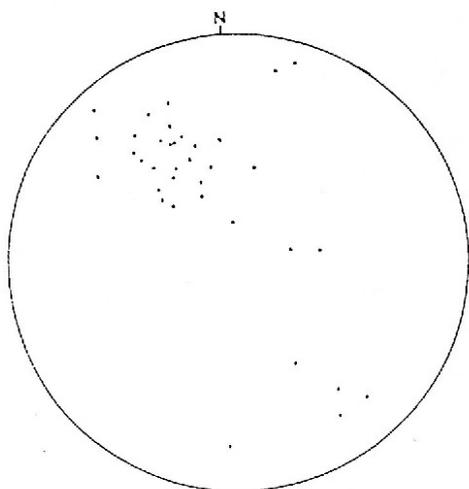
4



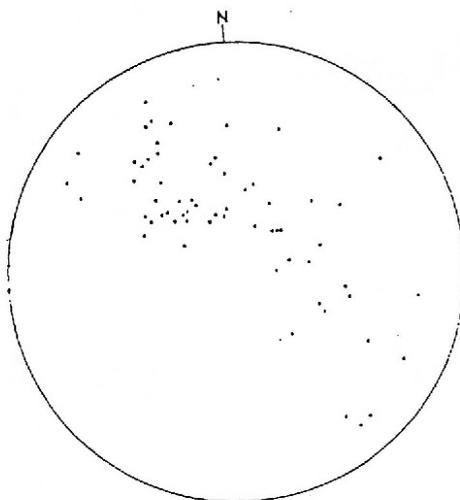
5



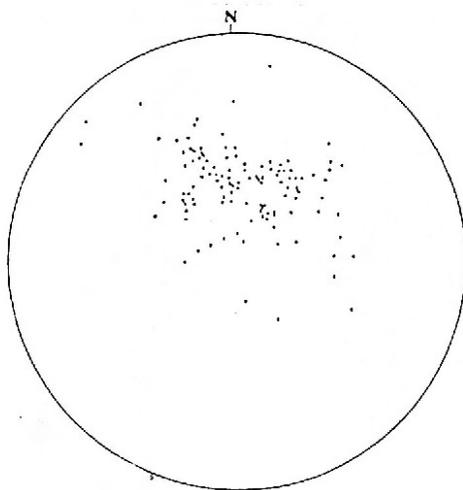
6



7

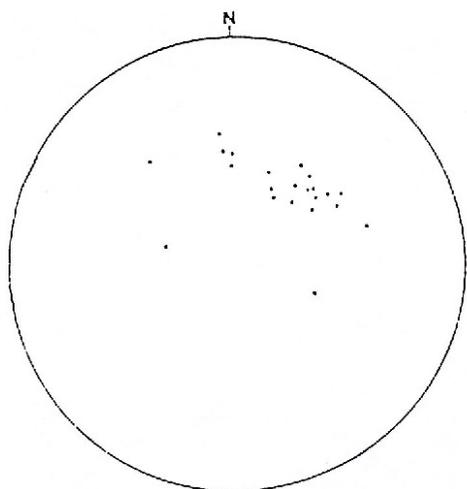


8

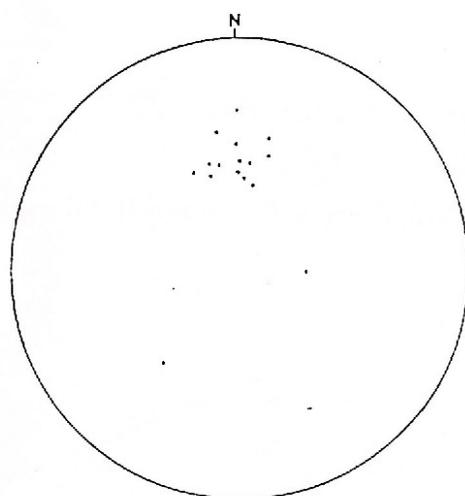


9

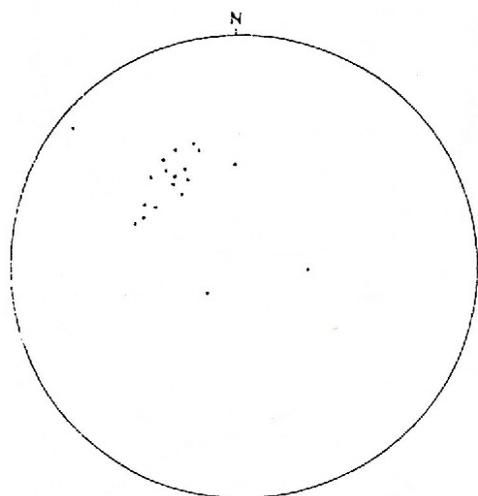




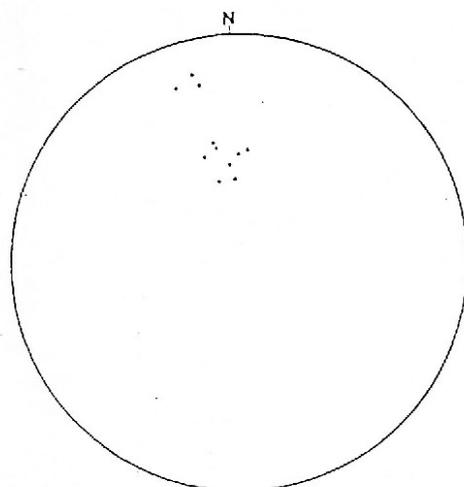
10



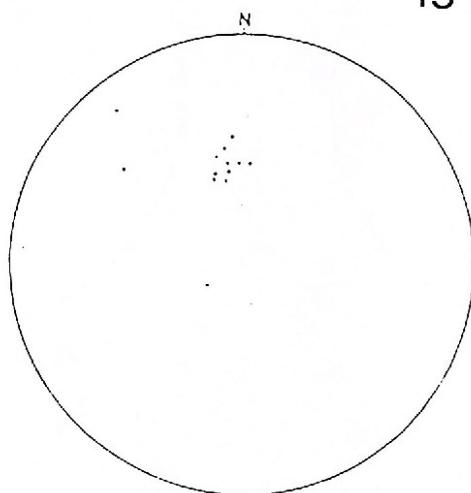
11



12



13

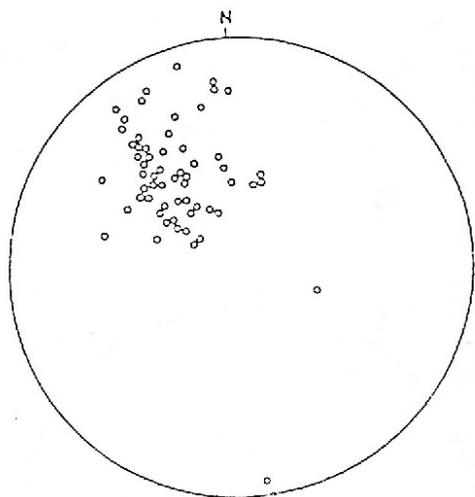


14

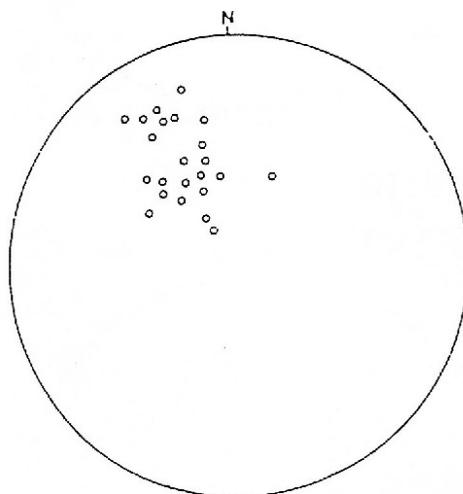
S₂-STEREOGRAMME

Sektoren 1-14

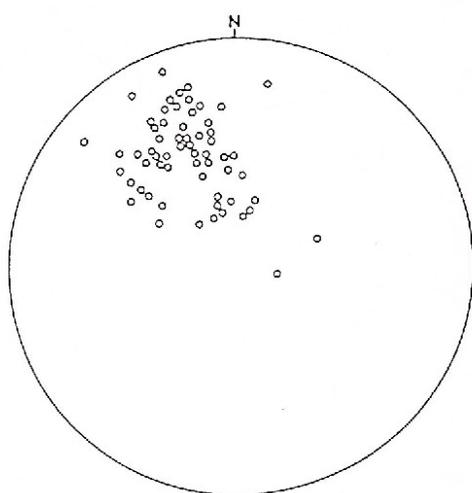
Schmidt'sches Netz, untere Halbkugel



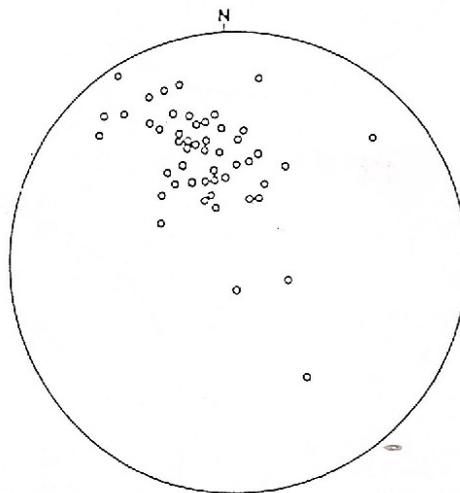
1



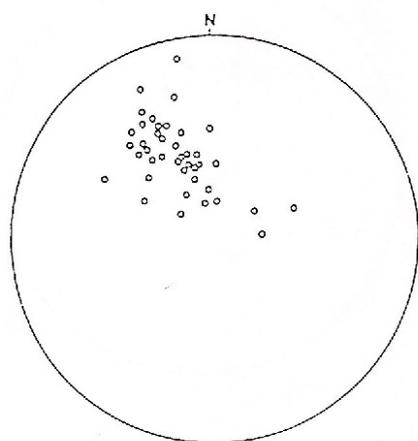
2



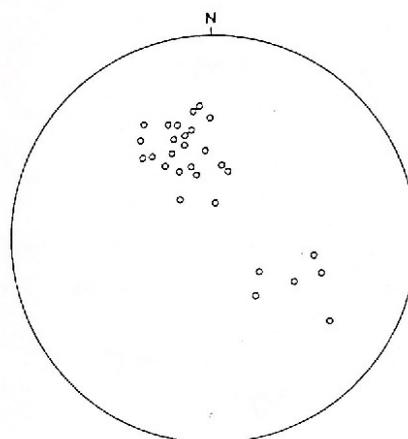
3



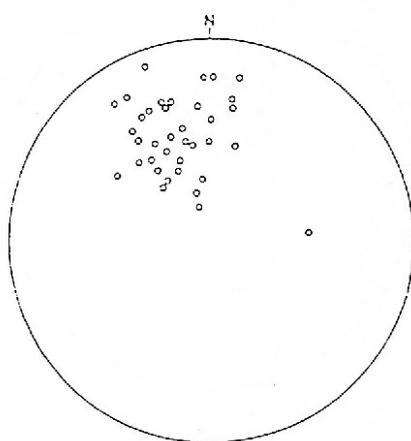
4



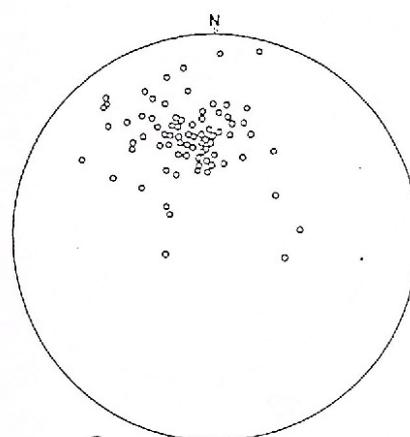
5



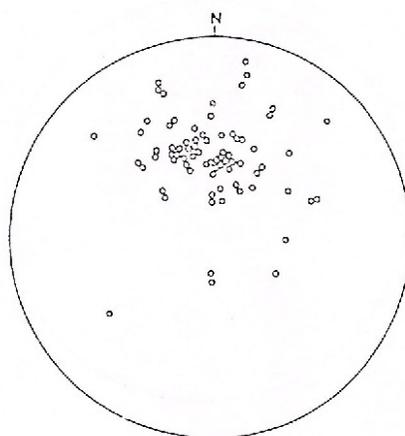
6



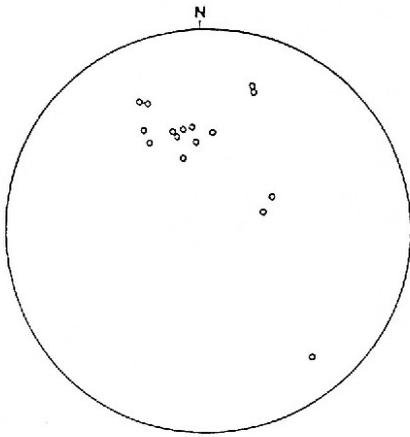
7



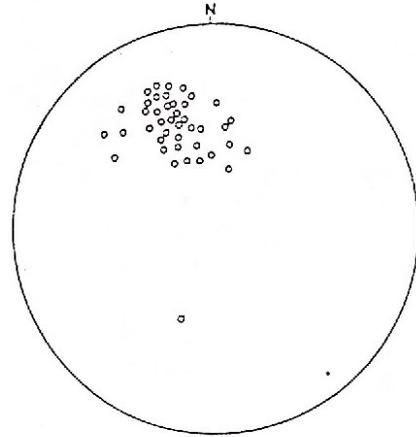
8



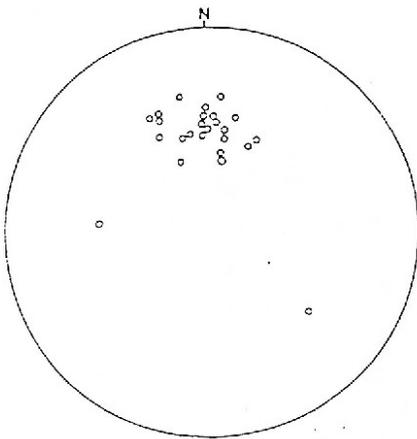
9



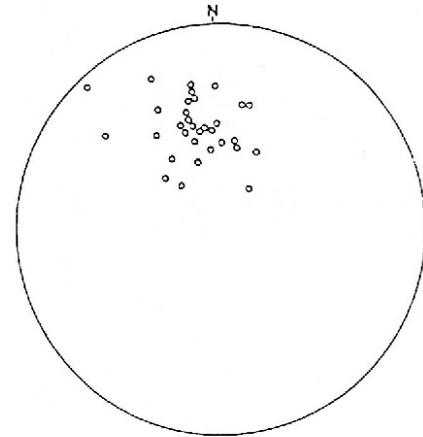
10



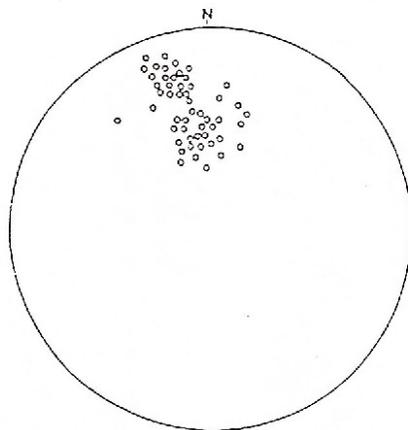
11



12



13



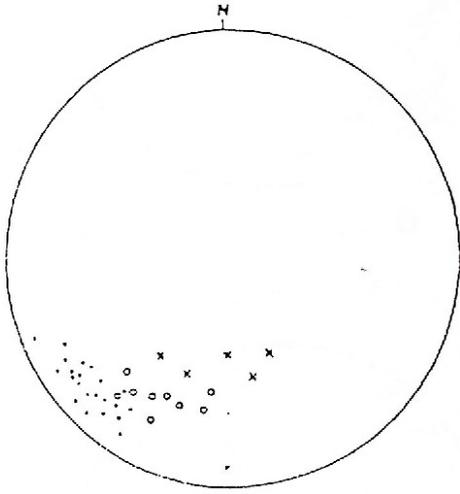
14

7.3.3.

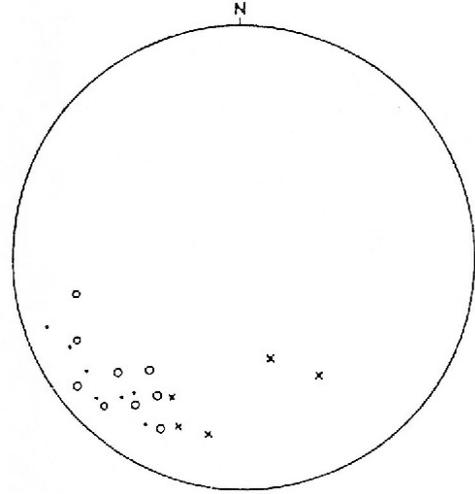
B₂-B₃-B₄-STEREOGRAMME

Sektoren 1-14

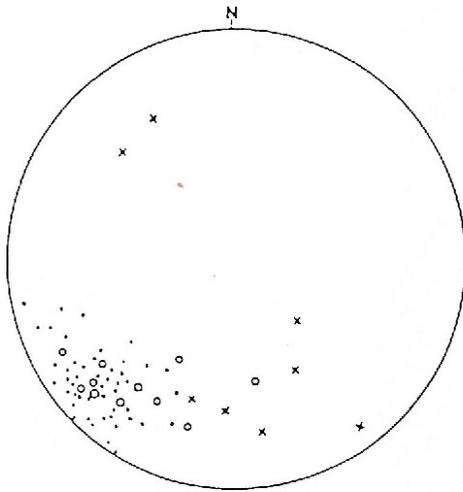
Schmidt'sches Netz, untere Halbkugel



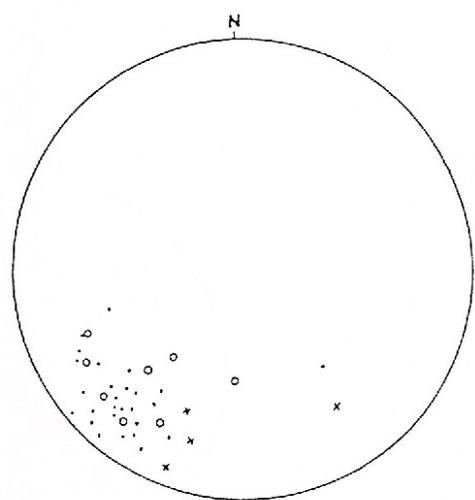
1



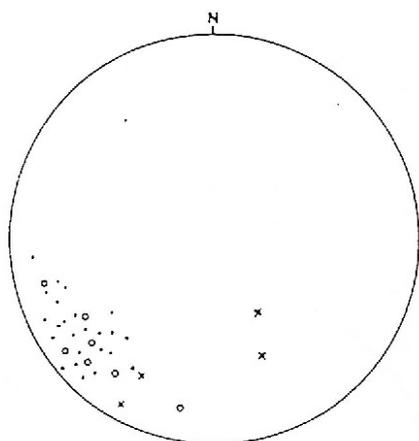
2



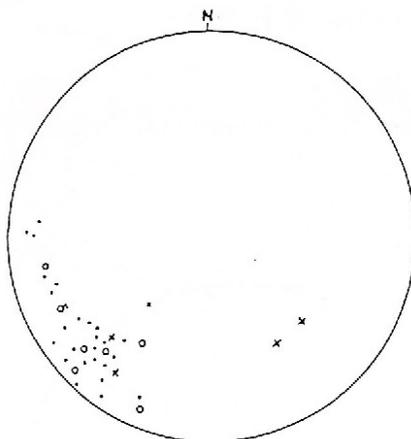
3



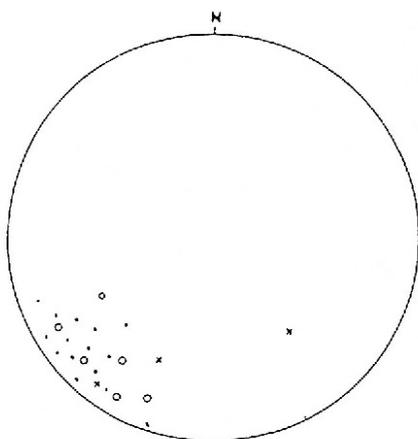
4



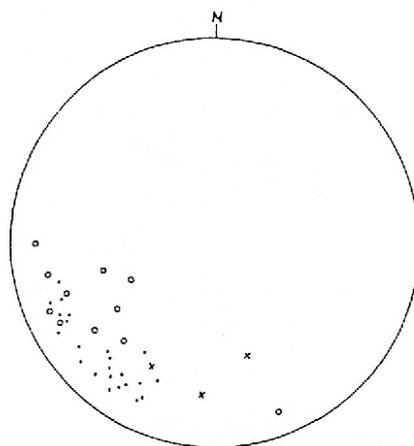
5



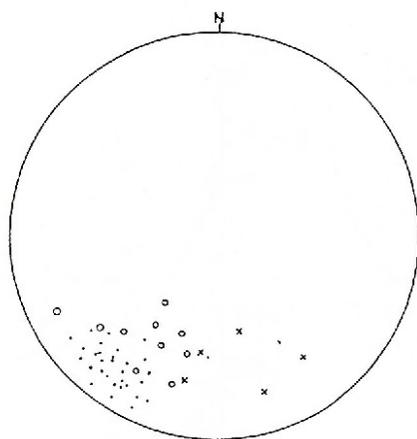
6



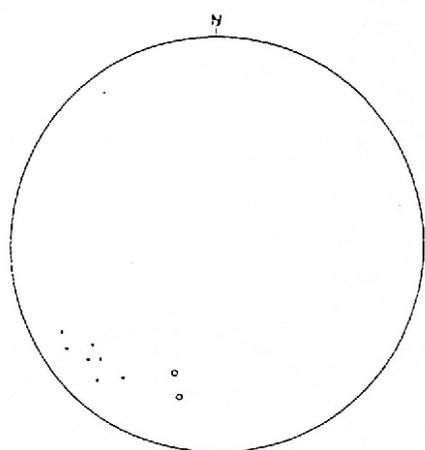
7



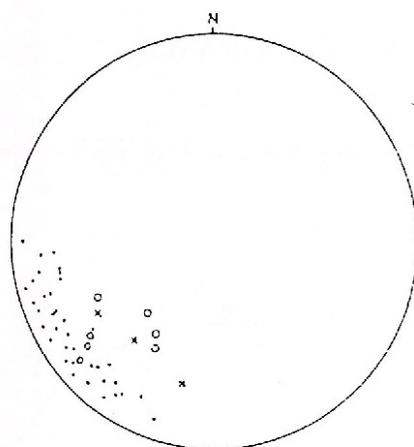
8



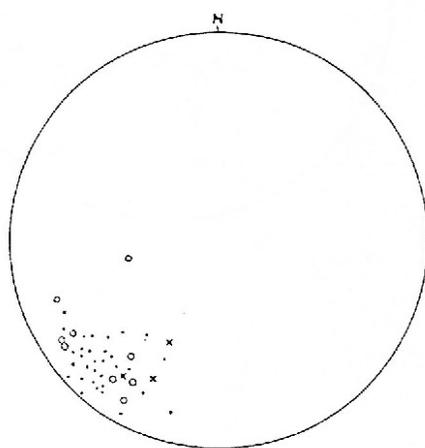
9



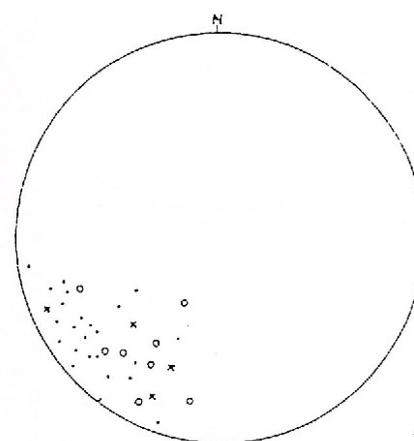
10



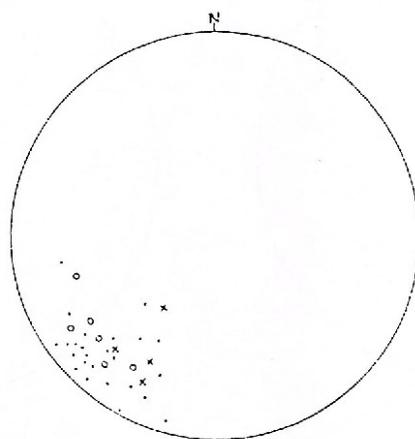
11



12



13

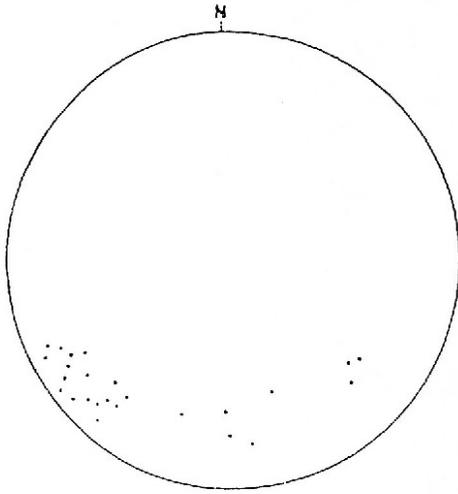


14

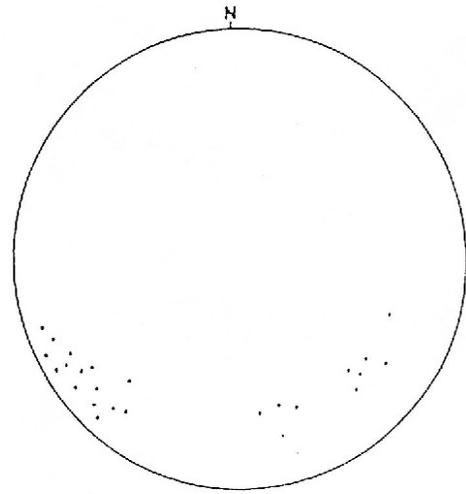
L_{S1}-L_{S2}-STEREOGRAMME

Sektoren 1-14

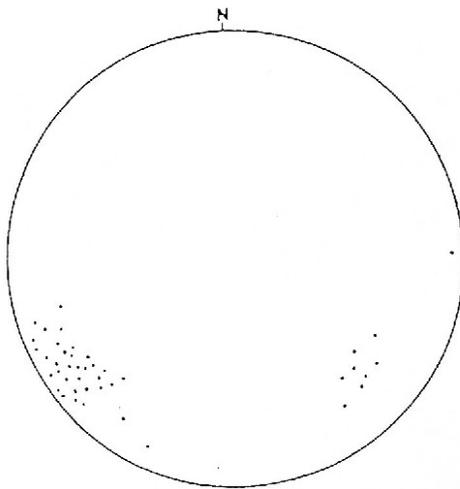
Schmidt'sches Netz, untere Halbkugel



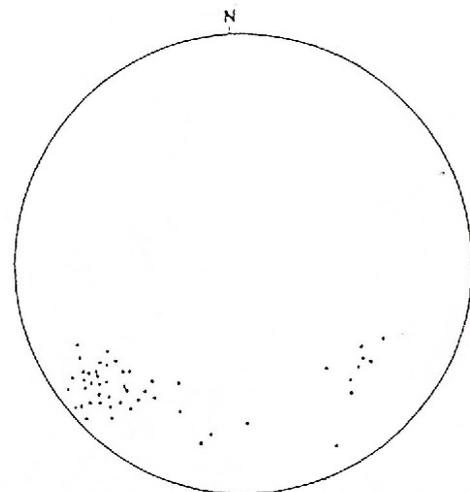
1



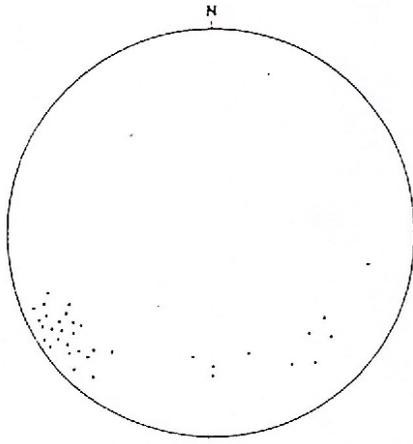
2



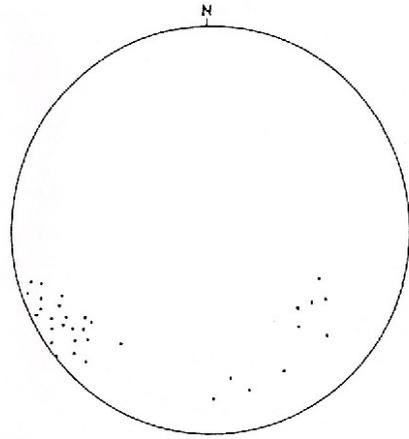
3



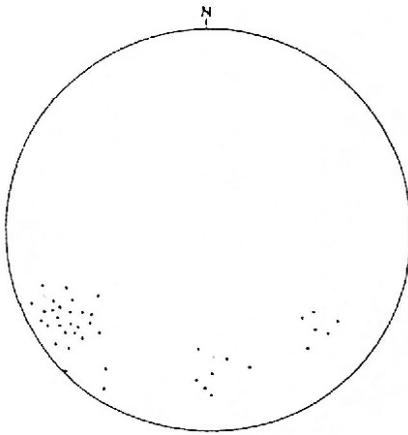
4



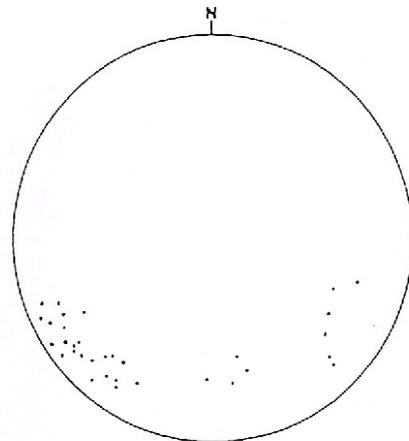
5



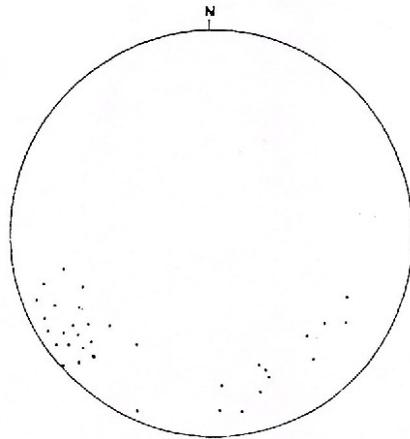
6



7

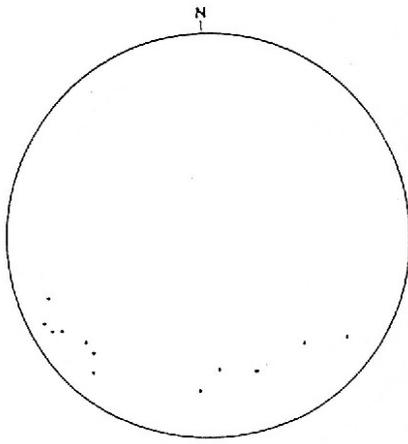


8

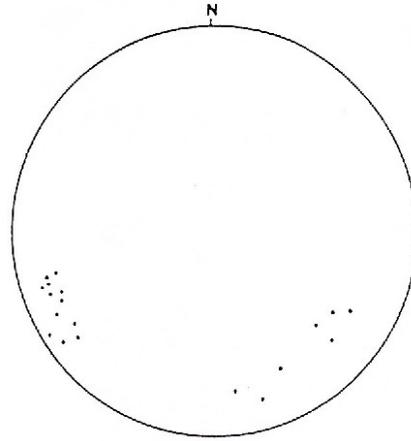


9

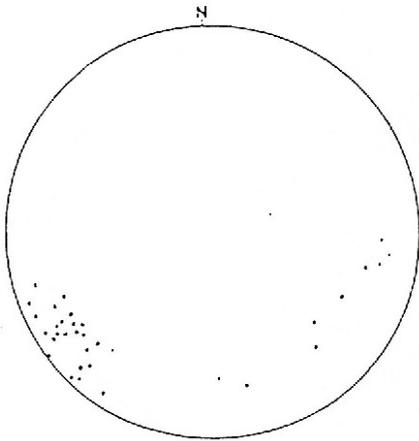




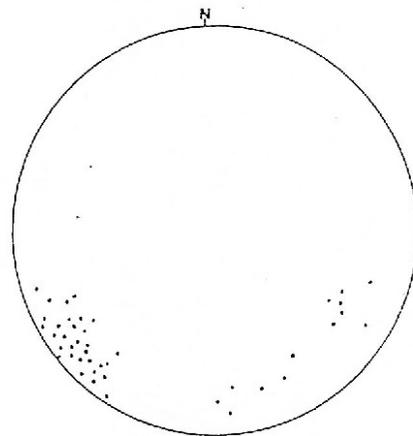
10



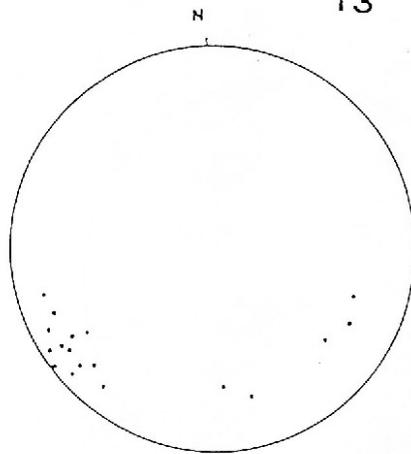
11



12



13



14

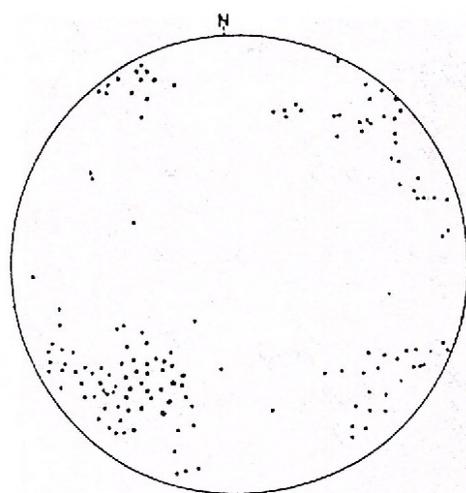


7.3.5.

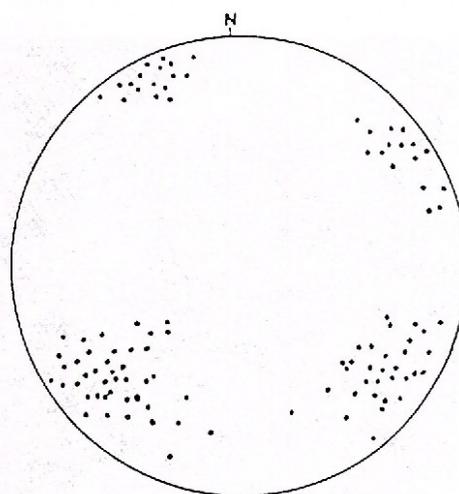
K₁-K₂-STEREOGRAMME

Sektoren 1-14

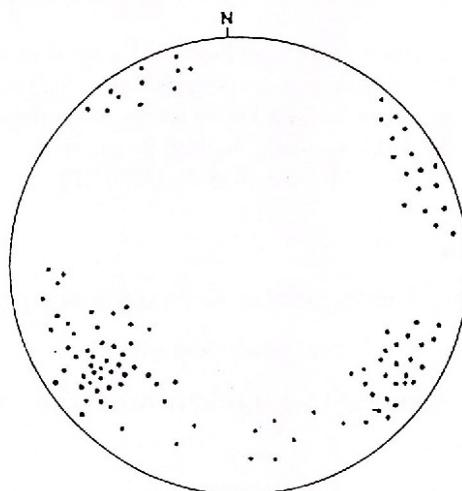
Schmidt'sches Netz, untere Halbkugel



1-8



9-11



12-14

Der Charakter dieser Deformationen war von mehreren Faktoren abhängig. Unter anderem spielten eine wichtige Rolle:

- rheologische Eigenschaften der Gesteine;
- Strukturniveau, in welchem die Gesteine deformiert wurden;
- Sockelgeometrie
- Geometrie und Position der oberen tektonischen Massen während der Deformationszeit
- Scherwirkung des orogenen Deckels



Abb. 51 - Aufschluss in Oxfordienwechsellagen. F_1 ist durch Mikrofallen im mm-Bereich repräsentiert (FA_1 durch Striche angegeben). S_0 (punktiert) ist durch die Wechsellagen definiert. S_2 (ausgezogene Linie) ist als Achsialebenenschieferung ausgebildet. Im unteren Teil des Bildes wurden S_0 und S_1 durch S_2 noch stärker überprägt.

Koord. 618.300/130.675

7.3.6. Die D_1 -Deformation

In dieser Phase wurden nur lokale, relativ schwach ausgeprägte Strukturen ausgebildet. Sie lassen sich praktisch nur in Phylliten beobachten.

Diese Deformation zeigt folgende Strukturelemente (Abb. 49, 50):

- a) Falten - F_1
- b) Schieferung - S_1
- c) Streckungslineationen - L_{S_1}

a) die F_1 -Falten bilden sich im mm- bis cm-Bereich. Sie wurden in Aalenien-Phylliten (Koord. 628.050/129.800) und in Oxfordien-Wechsellagen Siltit/Phyllit (Koord. 618.300/130.675) beobachtet (Abb. 51).

Im dreidimensionalen Bild ergibt sich für Abbildung 51 für S_1 und S_2 ein SE Einfallen, wobei S_1 steiler einfällt.

Die F_1 -Falten der Oxfordien-Phyllite sind durch Mikrofalten im mm-Bereich mit NE-SW-Orientierung und NW-Vergenz repräsentiert. Die B_1 -Orientierung ist 232/22 und die FA_1 -Orientierung ist 142/46.

Die F_1 -Mikrofalten sind sehr selten und daher ist es sehr schwierig ein Gesamtbild über die geometrischen Eigenschaften dieser Struktur zu erhalten.

b) Außer dem in Abbildung 51 abgebildeten Aufschluss wurde die S_1 -Schieferung auch in Aalenien-Phylliten (Koord. 618.325/130.675) mit einer Orientierung 135-165/35-48 und in Toarcien-Phylliten (Koord. 614.050/133.425) mit einer Orientierung 130-154/15-50 angetroffen. Während die S_1 -Schieferung in den Oxfordien-Phylliten als schwach penetrative Schieferung auftritt, ist sie in den Toarcien-Phylliten (Abb. 52) besser entwickelt. Im Allgemeinen fällt S_1 steiler gegen SE als S_0 .



Abb. 52 - Aufschluss in Toarcien-Phylliten. S_1 (ausgezogene Linie) tritt reliktsch als Fläche auf, die von karbonatischen Adern (besonders in den Scharnieren der F_2 -Mikrofalten) begleitet ist. S_0 und S_1 wurden durch S_2 (gestrichelt) überprägt. Koord. 614.050/133.425

Typisch für die S_1 -Flächen sind die begleitenden Karbonatadern die eine Mächtigkeit zwischen 5 mm und 2,5 cm erreichen können.

Obwohl solche Karbonat- und Qz-Adern in der Synklinale Bourg-d'Oisans von GRATIER und VIALON (1980) als frühzeitige F_2 -Phänomene betrachtet wurden, sind wir der Meinung, dass die geometrischen Beziehungen zwischen den Karbonat- ± Qz-Adern und der

S_2 -Schieferung aus der Abbildung 52 die Zuordnung dieser Adern zur D_1 -Deformation gestatten. In der D_1 -Deformation wurden also synchron duktile Deformationen mit Drucklösungsaktivität und Klüften als spröde Phänomene ausgebildet.

c) L_{S_1} wird definiert durch: die Orientierung der triasischen dolomitischen Ooide (zwischen Bachalp und Niwen), Belemniten-Bruchstücke (Pliensbachien-Kalke und -sandige Kalke, zwischen Oberu und Galm) und dolomitische Lithoklasten (Pliensbachien zwischen Galm und Schafberg).

Im mikroskopischen Bereich ist L_{S_1} durch Klastendruckschatten von Qz, Mu und Chl (Toarcien, Aalenien-, Bathonien- und Oxfordien-Phylliten) definiert. Die Beziehung zwischen S_1 und L_{S_1} ist nicht deutlich. Die L_{S_1} -Streckungslineation ist in der S_2 -Schieferung entwickelt und wird von einer besser ausgeprägten Streckungslineation (L_{S_2}) stellenweise deutlich durchschlagen. Besonders aus diesem Grund wurden die entsprechenden Lineationen als L_{S_1} und L_{S_2} benannt. Über die Zugehörigkeit von L_{S_1} zu D_1 und D_2 werden wir später "sprechen" (vgl. S. 229).

Die allgemeine L_{S_1} -Orientierung ist N-S bzw. NW-SE mit steilem Einfallen gegen S bzw. SE (in der Zone Dalatal-Bratsch) und steilerem Einfallen als L_{S_2} gegen ESE bis SSE (in der Zone Bratsch-Außerberg), Daten die auch mit Beobachtungen von TAYLOR (1976), SCHLAEPPI (1980) und DOLIVO (1982) übereinstimmen.

Die L_{S_1} -Orientierungsvariationen wurden wahrscheinlich durch die D_2 -Deformation produziert.

Im Allgemeinen liegt L_{S_1} transversal auf der alpinen Bergkette, bzw. auf den F_2 -Falten.

HEIM (1919, 1921, 1922) hat diese Lineationsart als "steile Mineralstreckung" beschrieben. STECK (1980, 1984) und DOLIVO (1982) haben die transversale Lineation der D_1 -Deformation zugeordnet.

Für DOLIVO (1982) "la lineation d'étirement L_1 peut d'écrire un transport vers le NW" (S. 70).

STECK (1980, 1984) hat diese Streckungslineation (als X_1 beschrieben) in einem umfangreichen Gebiet (Transversale Aar-Simplon-Ossola) untersucht. Die transversale Streckungslineation (X_1) bildet zwischen Haslital im E (Richtung 150°) und Lötschenpass (Richtung 110°) "un spectaculaire évantail avec un angle d'ouverture d'environ 40° ... d'une largeur de 50 km ... il correspond a la formation du premier pli de socle de l'Aar et au mouvement divergent des nappes helvétiques vers le N et le NW", STECK (1984; S. 87-89).

Die vorgestellten Beobachtungen zeigen, dass die D_1 -Deformation im untersuchten Gebiet nur vereinzelt und als sehr schwach ausgeprägte Struktur zu finden ist.

Möglich ist, dass die D_1 -Strukturen ursprünglich ziemlich gut ausgebildet waren, aber die



transponierende und stark durchdringende S_2 -Schieferung hat diese Strukturen fast völlig zerstört. Durch die Anreicherung der Phyllosilikate in der S_2 -Schieferung und der gleichzeitigen Reduktion der Mikrolithonenmächtigkeit sind die D_1 -Deformationen immer schwieriger zu beobachten.

7.3.7. Die D_2 -Deformation

Die D_2 -Deformation repräsentiert die Hauptdeformationsphase des Gebietes. Während dieser Deformation wurden die F_2 -Falten (vom mm- bis km-Bereich), die S_2 -Crenulationschieferung, Streckungs- und Intersektionslineationen ausgebildet. Dieser Phase wurden auch Boudins zugeordnet.

Die F_2 -Falten

Typisch für F_2 ist die partielle Superponierung der S_2 -Schieferung (als Crenulationschieferung) über S_0 und S_1 in den Faltenscharnieren bzw. eine oft vollständige Transponierung von F_2 in den Faltenschenkeln (in diesem Fall wurde S_2 praktisch parallel mit S_0 ausgebildet). Folglich ist die Untersuchung der lithostratigraphischen Beziehungen innerhalb der F_2 -Faltenschenkeln erheblich erschwert.

Der F_2 -Faltentyp ist nach RAMSAY (1967) in der Tabelle 13 angegeben.

Aus dieser Tabelle ist ersichtlich, dass der Faltentyp besonders von der Lithologie abhängig ist. Die Kalke und Sandsteine bilden in der Regel Falten die in die Klassen 1B und 1C, selten in die Klasse 2 fallen. Die Phyllite bilden Falten die der Klasse 3 angehören, sowie oft disharmonische Falten.

Zwischen verschiedenen tektonischen Einheiten treten keine wesentlichen Unterschiede im Faltentyp auf (sehr wahrscheinlich lagen während der F_2 -Faltungsphase diese Einheiten zusammen innerhalb desselben Strukturniveaus).

Für die Strukturen, die sich direkt auf dem Kristallinsockel befinden, wurde die Morphologie der F_2 -Falten von der Geometrie der Sockeloberfläche beeinflusst (zwischen Kristallinloben lassen sich Sedimentkeile beobachten).

Die typischen Strukturen sind in diesem Fall enge Synklinalen, die zwischen breiten Sockelantiklinalen eingeklemmt ("pinched") wurden (rheolitischer Kontrast), wie die Faldumrothorn-Struktur auch zeigt.

Schon in einem Abstand von 500-800 m vom aufgeschlossenen Kristallinsockel ändert sich im Gebiet Dalatal-Bratsch der Faltentyp: die Antiklinalen sind eng und die Synklinalen breit, wie im Gebiet Galm (Abb. 53).



Tabelle 13
Der F₂-Faltenstil nach RAMSAYs Klassifizierung (1967)

<u>Schuppe von Leuk-Raron</u>	
Malm ₂₋₃	1C (3)
<u>Schuppe von St. Barbara-Bratsch</u>	
Oberes Eozän	1C (schlecht aufgeschlossen)
Neocomien	3, (disharmonisch)
<u>Doldenhorn-Decke</u>	
Malm ₂₋₃	1C (2, 3)
Oxfordien	2, 3, disharmonisch
Callovien	?
Bathonien	3, disharmonisch
Bajocien	1C (1B)
<u>Parautochthon</u>	
Aalenien	3, disharmonisch
Toarciens	3, disharmonisch - phyllitische Niveaus 1 C - kalkige Niveaus
Domerien	1C, 1B
Plienbachien	1 C (2, 3)
Lotharingien	1B, 1C, 2
Sinemurien	1B, 1C, 2 (3)
Hettangien+Rhätien	3, disharmonisch
Trias-Rauhacke	1C, 1B, 3, disharmonisch
Trias-undifferenziert (Zone Bratsch-Außerberg)	3, 2 disharmonisch

Weiter im NW lässt sich bemerken, dass die F₂-Falten, die vom Majinghorn-Torrenthorn nach dem Dalatal abtauchen, die Morphologie ändern: mit Annäherung ans Dalatal werden die Falten im Allgemeinen enger bzw. die Antiklinalen enger als die Synklinalen. Der morphologische Kontrast ist hier weniger ausgeprägt als im Galb-Gebiet.

Diese Faltenantypvariation ist in Bezug auf den Abstand vom Kristallinsockel in der Zone Bratsch-Außerberg sehr wenig ausgeprägt (dort ist die Variation des Abstandes Sockel - F₂-Strukturen viel geringer).





Abb. 53 - Blick vom Punkt 619.625/134.125 aus dem Galm (isolierte Häuser) bis Horlini (der Grat hinten links). Die Schichtabfolge des Mittleren bis Oberen Lias weist enge (1) Antiklinalen auf. Zwischen diesen Strukturen lässt sich eine breite Antiklinal-Synklinale (2) beobachten (Galmsynklinale, welche die östlich Fortsetzung der gekippten Faldumrothorn-Synklinale repräsentiert).

Gegen SW (in der Zone Dalatal-Bratsch) und gegen SSW (in der Zone Bratsch-Außerberg) lässt sich eine Entwicklungstendenz von ähnlichen zu isoklinalen Falten beobachten.

Die B_2 -Achsen fallen im Gebiet Dalatal-Bratsch mit ähnlichen Werten wie die Abhangneigungen ein, nämlich zwischen 10^0 und 30^0 (eine Ausnahme bilden Falten vom Torrent-Gebiet wo die B_2 -Achsen mit weniger als 10^0 einfallen) und ihr Streichen variiert zwischen 210^0 und 270^0 .

Im Gebiet Bratsch-Außerberg fallen die B_2 -Achsen mit 0^0 - 30^0 ein und ihr Streichen variiert zwischen 220^0 und 250^0 . Die Orientierung dieser Strukturen ist relativ konstant.

Im Gebiet Dalatal-Bratsch fallen die FA_2 gegen SE (NW-Vergenz) ein und im Gebiet Bratsch-Außerberg fallen die FA_2 gegen SSE (NNW-Vergenz) ein.

Überall lässt sich eine Verdickung der F_2 -Scharniere gleichzeitig mit der Ausdünnung der F_2 -Schenkeln beobachten. Im südlichen Schenkel der regionalen Synklinalkonstruktion Faldumrothorn-Galm haben wir lokale Abscherungen der Toarcien-Phyllite bzw. Domerien-Sandsteine festgestellt.

Die parasitären Falten sind besonders in Phylliten entwickelt. Manchmal bilden sie spektakuläre Aufschlüsse, wie in den Toarcien-Phylliten am Schafberg (Koord. 617.800/134.325).

Die S₂-Schieferung

Diese stark durchdringende Schieferung ist das markanteste planare Element im ganzen Gebiet. Geometrisch fällt S₂ mit FA₂ zusammen bzw. kann S₂ als Axialebenenschieferung betrachtet werden.

In Sandsteinen und Kalksteinen wird S₂ durch die bevorzugte Orientierung bzw. durch engräumige Diskontinuitäten, in Phylliten durch die Phyllosilikat-Orientierung definiert.

Die S₂-Orientierung ist relativ konstant: NE-SW bis EW-Streichen mit 25° bis 60°, SE oder S-Fallen in der Zone Dalatal-Bratsch bzw. NNE-SSW- bis EW-Streichen und ESE- bis S-Fallen in der Zone Bratsch-Außerberg.

Die Morphologie der S₂-Schieferungsdomänen bzw. der S₂-Mikrolithonen ändert sich mit der Lithologie. In der Regel ist die Mächtigkeit der S₂-Mikrolithonen kleiner als die Schichtmächtigkeit (worüber S₂ superponiert wurde).

In den Phylliten wurde S₂ im mm-Bereich (als Glattschieferung) ausgebildet. In den Sandsteinen und Kalken variiert die S₂-Mikrolithonenmächtigkeit zwischen 1 und 5 cm.

Wegen dem Duktilitätskontrast der von S₂ überprägten Schichten sind oft lokale Refraktionen der S₂-Schieferungsdomänen zu bemerken (besonders in Lias-, Bathonien- und Oxfordien-Gesteinen).

In Sequenzen die gradierte Schichten aufweisen, lässt sich beobachten, dass der Konvergenzgrad der Schieferungsfläche mit der Abnahme der Korngröße abnimmt, also gegen "oben im stratigraphischen Sinn.

Wie schon im Kapitel 5 beschrieben wurde, war die Drucklösungsaktivität während der S₂-Ausbildung sehr wichtig.

In den Pliensbachien-Sandsteinen, Bathonien-Kalken und besonders in den Toarcien "Phyllitkalken" lässt sich die Wirkung der Drucklösungen deutlich erkennen. Als Ergebnis dieser Wirkung ist eine knollig aufgelöste Schichtung ziemlich oft zu sehen (Abb. 54).

Die Ausbildung dieser Knollenstrukturart ist stark von der chemischen Zusammensetzung des Gesteins abhängig. Eine gewisse Verteilung der leicht lösbaren Partien (kalkige), bzw. schwer lösbare (phyllitische) wird eine differenzierte Lösungsaktivität begünstigen, wie im Falle der unreichen Kalksteine mit diagenetisch ausgebildeter Knollenstruktur. Die kalkigen Partien wurden teilweise druckgelöst und treten jetzt als Knollen auf und das Gestein wird im Allgemeinen an tonigen Mineralien angereichert.

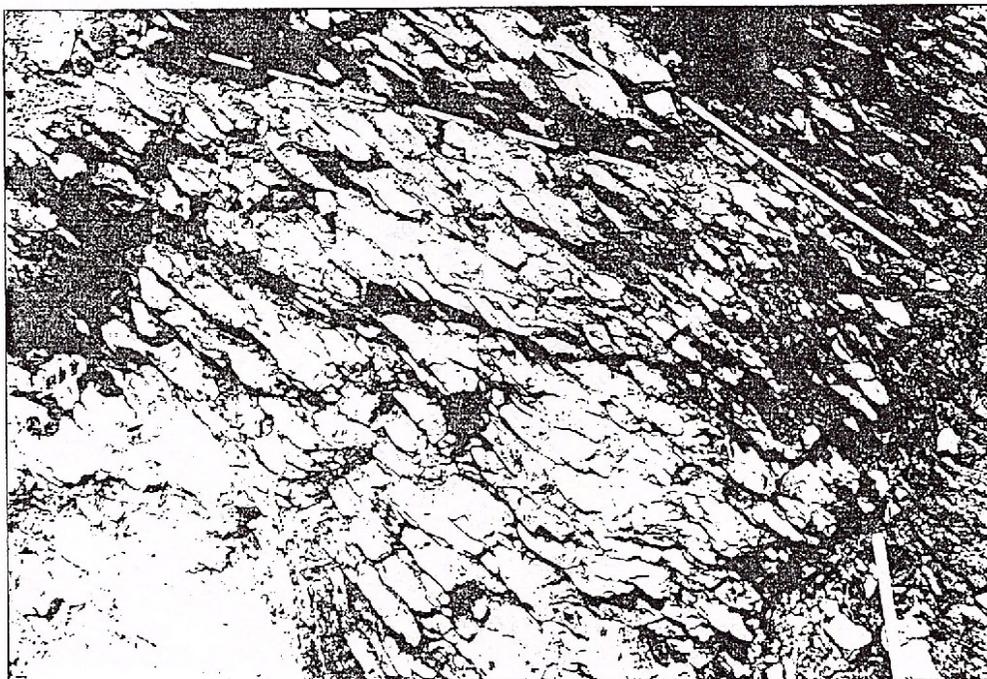


Abb. 54 - Aufschluss in Toarcien-"Phyllitkalken". Die unhomogenen Toarcien-Schichten (das vermutete reliktsische S_0 , gestrichelt wurden während der S_2 -Ausbildung durch Drucklösung knollig aufgelöst (S_2 ausgezogene Linie), wobei das Gestein schon vor der Drucklösungsaktivität eine knollige Struktur haben sollte. Diese Struktur wurde durch Auflösung und Ausfällen noch stärker überprägt. Je nach Einfallen von S_0 und S_2 lassen sich verschiedene Knollenformen beobachten (viereckige bis stark gelängte Parallelogramm-Umrisse). Koord. 613.990/134.310.

S_2 als transponierende Schieferung

Die Superponierung der S_2 -Schieferung über S_0 bzw. S_1 ist überall (mit verschiedenen Intensitäten) im untersuchten Gebiet zu beobachten.

In der Entwicklung der S_2 -Superponierung konnten wir mehrere Stadien unterscheiden:

a) S_0 wurde in ähnliche F_2 -Falten gelegt. Die allgemeine Orientierung von S_0 als stratigraphische Einheit bleibt erhalten. Stellenweise werden die ähnlichen Falten durch steigende Deformation isoklinal. Allmählich werden die Falten asymmetrisch und der kurze Schenkel sukzessive ausgedünnt. Gleichzeitig kann man eine Verdickung der F_2 -Scharniere feststellen.

b) Das durchdringende S_2 beginnt sich jetzt zu bilden. Die Schichten bleiben kontinuierlich als Gesteinsvolumina, sie werden "nur" von S_2 durchschlagen.

Die eventuelle Bewegung der S_2 -Mikrolithonen auf der S_2 -Schieferungsdomäne ist noch gering. S_2 dürfte in diesem Stadium noch relativ wenig überprägt sein (Abb. 55). Auf der

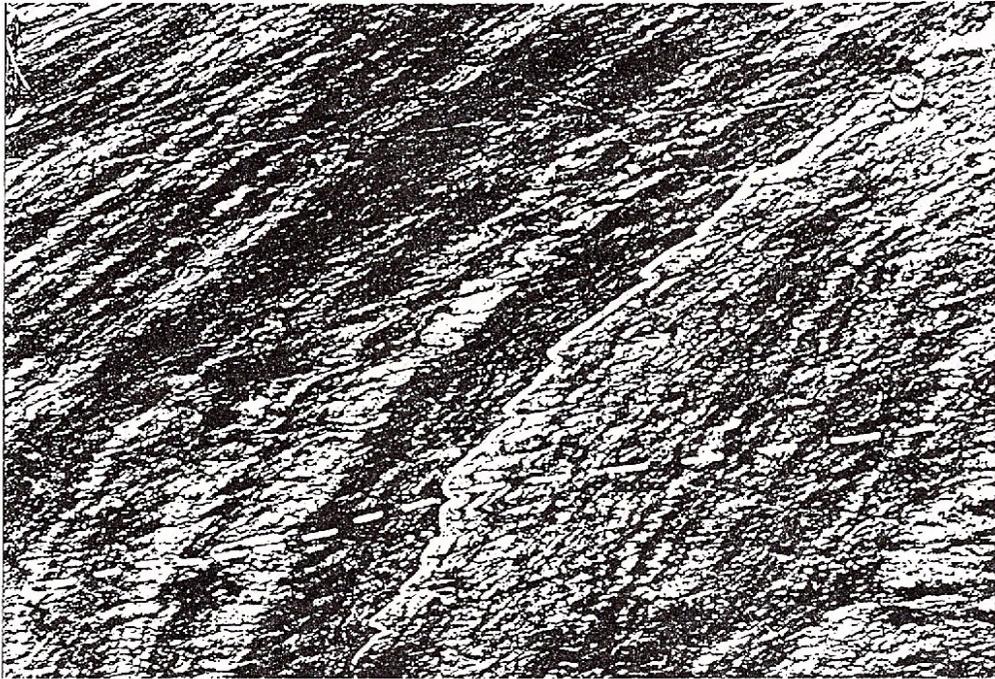


Abb. 55 - Aufschluss in Toarcien-Wechsellagen Siltit/Phyllit. S_0 (ausgezogene Linie) wurde während D_2 gefaltet. S_2 (gestrichelte Linie) ist nur teilweise durchdringend und folglich blieb die Schichtung relativ gut erhalten. Am Übergang von phyllitischen zu siltitischen Schichten lassen sich geringe Refraktionsphänomene von S_2 beobachten.
Koord. 616.220/133.070.

linken Seite des Bildes sieht man die stärker werdende S_2 -Deformation. Stellenweise wurden hier Schichten durch S_2 durchgeschert und die abgescherten F_2 -Schenkel zu linsenartigen Mikrolithonen innerhalb der skizzierten S_2 -Mikrolithonen deformiert. Vermutlich war die "Abscherung" der F_2 -Schenkel mit Drucklösungsaktivität gekoppelt und auf den S_2 -Schieferungsdomänen fand auch eine begrenzte Bewegung der S_2 -Mikrolithonen statt.

Die lithostratigraphischen Beziehungen innerhalb solcher Strukturen bleiben unverändert und die Schichten enthalten weiter praktisch dasselbe Gesteinsvolumen wie vor der S_2 -Ausbildung.

c) In einer stärker fortgeschrittenen Deformation werden "per ensemble" die Falten ihre Form behalten, aber stellenweise wird $S_0 \pm S_1$ durch S_2 noch stärker überprägt. Die Schichtkontinuität kann unterbrechend sein. Das transponierende S_2 ist innerhalb der F_2 -Falten sehr stark von der Lithologie abhängig (Abb. 56).

d) Die F_2 -Faltenkontinuität wird unterbrochen. Die Falten treten oft als isolierte Falten (die verdickte Scharniere und stark abgescherte Schenken aufweisen) innerhalb einer "Schichtensequenz" auf, die scheinbar undeformiert ist. Diese Schichten repräsentieren ei-

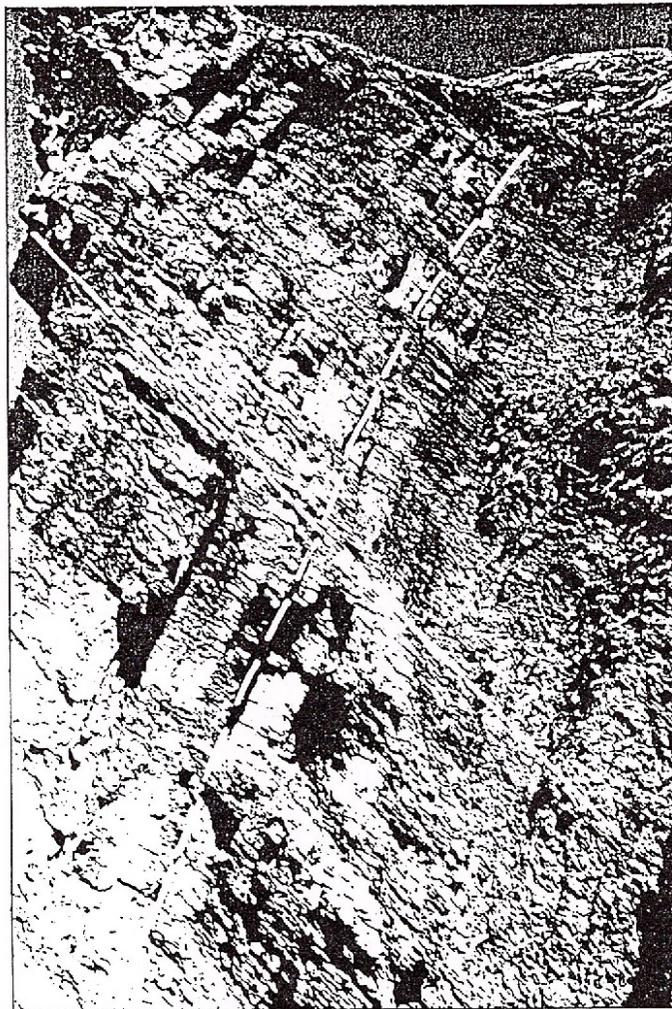


Abb. 56 - Falte im Toarcien-Phyllit und -Kalkbiosparitschichten. S_0 (gestrichelte Linie) wurde unvollständig durch S_2 (ausgezogene Linie) überprägt. Der abgebildete Schnitt repräsentiert den normalen Schenkel einer gekippten F_2 -Antiklinale (im Kern Phyllite, im Schenkel Kalkbiosparite). Den verschiedenen Lithoogien innerhalb dieser F_2 Falte folgend wurde S_0 im Kern stärker als im Schenkel durch S_2 überprägt. Koord. 616.910/135.140

gentlich pseudo-Schichten, genauer gesagt sind sie S_2 -Mikrolithonen. Innerhalb dieser S_2 -Mikrolithonen sind die lithostratigraphischen Begriffe "unten" und "oben" natürlich nicht mehr gültig.

Die Transportdistanz der S_2 -Mikrolithonen auf der S_2 -Schieferungsdomäne war vermutlich in diesem Stadium geringer als die Mächtigkeit der gefalteten Schichten. Folglich lassen sich die F_2 -Scharniere der teilweise zerstörten Falten noch sehen (Abb. 57).

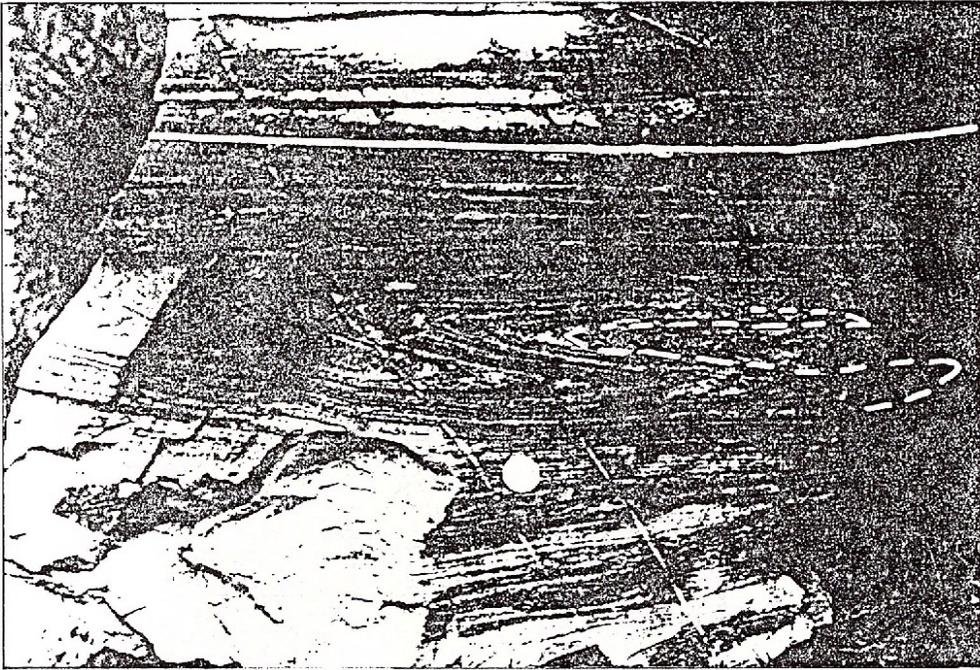


Abb. 57 - Aufschluss in sandigen Kalkspariten (Oberer Malm). S_0 (gestrichelte Linie) wurde durch S_2 (ausgezogene Linie) lokal vollständig transponiert. Die F_2 -Scharniere sind nur als Relikte in der Mitte des Bildes erhalten. Die Richtung oben - unten im lithostratigraphischen Sinn läuft im Bild von links nach rechts. Koord. 620.150/129.810

e) Innerhalb der S_2 -Mikrolithonen lassen sich Reliktvolumen der ehemaligen Schicht bemerken, die passiv entlang den S_2 -Schieferungsdomänen verschoben wurden. Vermutlich schwankte die Intensität von Mikrolithon zu Mikrolithon ziemlich stark. Die Transportdistanz dürfte oft größer als die Schichtmächtigkeit gewesen sein.

Als Schlussprodukt der S_2 -Superponierung wird ausgesprochene pseudo-Schichtung entwickelt. In solchen Gesteinen sind die lithostratigraphischen Charakteristika vollständig verändert. In Abbildung 58 lässt sich beobachten, dass die Richtung (im lithostratigraphischen Sinn) unten - oben mit der Richtung des Einfallens der pseudo-Schichtungen bzw. S_2 -Mikrolithonen konform ist. Auf dem Bild liegt der Bleistift senkrecht auf S_0 und parallel mit der Richtung unten - oben bzw. mit der Richtung des Einfallens der S_2 -Mikrolithonen.

In diesem Stadium wird eine Wiederherstellung der prä- S_2 -gefalteten Struktur äußerst schwierig und die Interpolation der Beobachtungen zwischen verschiedenen Aufschlüssen muss mit sehr großer Vorsicht gemacht werden.

In Abbildung 58 lässt sich S_0 nur in der Nähe des Bleistifts erkennen. Weiter ist S_0 nicht einmal als Reliktfläche vorhanden. Alle gut ausgeprägten S-Flächen repräsentieren nur

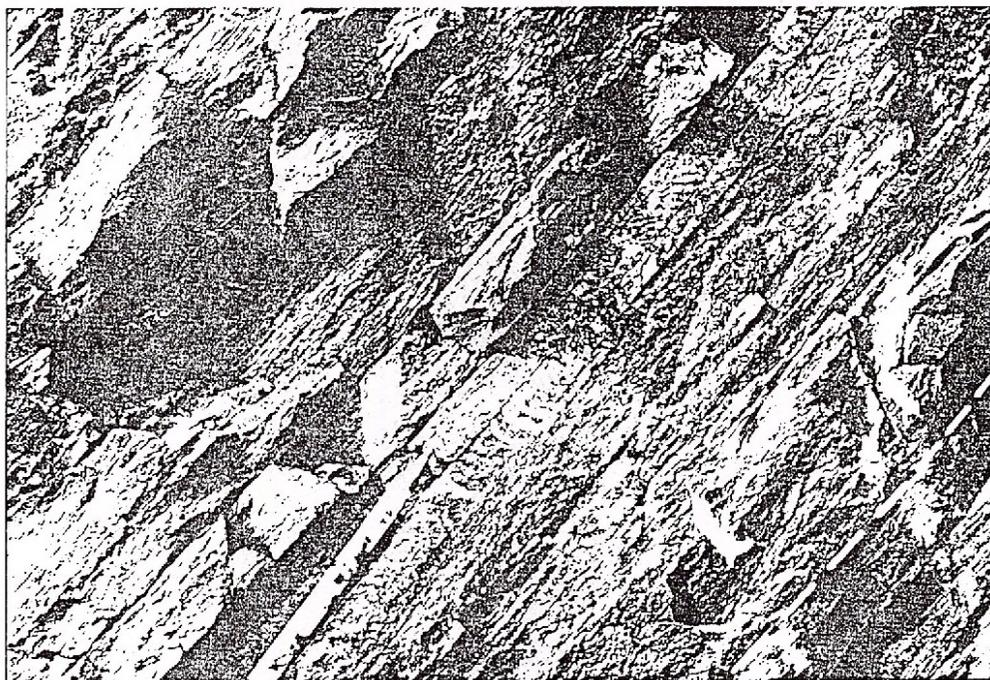


Abb. 58 - Aufschluss im Bathonien (siltitische Kalkbiosparite). S_0 (ausgezogene Linie) wurde praktisch vollständig durch S_2 (gestrichelte Linie) transponiert. S_0 ist nur lokal in F_2 -Scharnieren liegend zu erkennen. Die Scharnieri gehören zu isoklinalen Falten. Die Richtung oben — unten im lithostratigraphischen Sinn läuft entlang dem Bleistift; die Bleistiftspitze zeigt nach "oben". Koord. 618.425/130.810.

pseudo-Schichtflächen, bzw. S_2 -Schieferungsdomänen. Die zwischen zwei S_2 -Schieferungsdomänen enthaltenen Volumen sind S_2 -Mikrolithonen. Die heutigen 2-10 cm mächtigen Niveaus, die Wechsellagerungen verschiedener Lithologien zeigen, können in solch starken deformierten Gebieten nicht unbedingt als ursprünglich sedimentäre Strukturen betrachtet werden. So lange demzufolge S_0 nicht zu erkennen ist, bleibt eine solche Interpretation riskant.

Manchmal kann die S_2 -Superponierung innerhalb desselben Aufschlusses ganz verschiedene Aspekte aufweisen.

In der Abbildung 59 ist ein Aufschluss von Malm₂₋₃-Sandkalken aus der Schuppe von Leuk-Raron abgebildet: Gesteine in denen die S_2 -Transponierung sehr verbreitet ist.

Im unteren Teil (A) des Aufschlusses lassen sich deutliche Wechsellagerungen von Kalken mit Sandkalken im cm-Bereich, die zu ähnlichen F_2 -Falten deformiert wurden, beobachten. In diesem Gesteinsvolumen sind sowohl die gefaltete Schichtung (S_0) als auch die S_2 -Schieferung feststellbar.

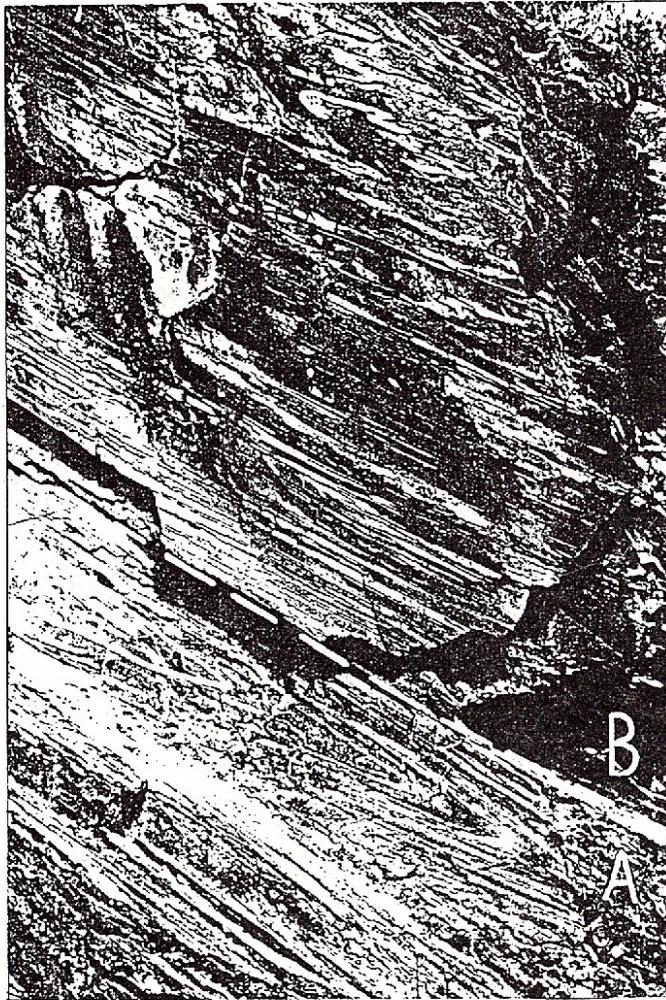


Abb. 59 - Aufschluss im Oberen Malm (sandige Kalksparite). S_0 (ausgezogene Linie). In (A) wo S_0 in ähnlichen F_2 -Falten deformiert wurde, lässt sich S_2 als relativ wenig überprägte Struktur beobachten. In (B) hat das transponierende S_2 die F_2 -Falten fast völlig zerstört; sie treten nur als einzelne Scharnier- oder Schenkelrelikte von isoklinalen Falten auf (Mitte oben). Die S_2 -Fläche, die (A) von (B) abtrennt, dürfte auch eine tektonische Fläche von regionaler Bedeutung sein. Koord. 620.060/129.775

Oberhalb dieses metrischen Lithons sollte man theoretisch die Fortsetzung der durch F_2 gefalteten Strukturen finden; was aber in Wirklichkeit folgt, ist eine "Schichtensequenz" (B), die scheinbar undeformiert ist und deswegen mit dem gefalteten Teil des Aufschlusses in einem starken strukturellen Kontrast steht.

Im oberen Teil von (B) lassen sich aber "intrafolial"- und wurzellose Mikrofalten, eigentlich losgerissene F_2 -Scharniere, beobachten, die in einer scheinbar undeformierten "Matrix" liegen. Tatsächlich ist die ganze B-Sequenz das Ereignis einer extremen Deformation. Hier wurde S_0 vollständig durch S_2 transponiert (mit Ausnahme der noch als Relikte erhaltenen "intrafo-

lial" und wurzellosen Mikrofalten). Die scheinbaren Sandkalk-Zwischenlagen bilden keine echten Schichten; sie stellen eigentlich losgerissene F_2 -Faltenschenkel dar.

Solche strukturellen Lagen könnten ein Beweis dafür sein, dass auf gewissen S_2 Flächen auch tektonische Bewegungen (durch einfache Scherung) stattgefunden haben.

Lineationen

In der D_2 -Deformation wurden folgende Lineationen ausgebildet die in Phylliten besonders gut entwickelt sind:

a) Intersektionslineation Li_2 bzw. Intersektion zwischen S_0 und S_2 . Die Orientierung dieser Lineation liegt praktisch parallel zur B_2 -Achse und die allgemeine Richtung ist gegen SW in der Zone Dalatal-Bratsch und gegen SSW und seltener WSW in der Zone Bratsch-Außerberg, mit 0° bis 30° einfallend.

b) Streckungslineation L_{S_2} , die im Vergleich zu L_{S_1} deutlicher und viel besser ausgeprägt ist. Ähnlich wie L_{S_1} wird L_{S_2} durch die Streckungsrichtung von Ooiden und verschiedenen Fossilien (Belemniten, Ammoniten und Lamellibranchien) angegeben. Die dolomitischen Lithoklasten wurden auch in der karbonatischen Matrix in der L_{S_2} -Richtung rotiert.

Im mikroskopischen Bereich weisen die "Bärte" faseriger Neubildungen (Qz, Gl, Chl, Cc) oder die Phyllosilikate, die in diese Richtung rotiert oder ausgestreckt wurden, die L_{S_2} -Richtung auf.

Die L_{S_2} -Richtung fällt mit der X-Achse des kontinuierlichen S_2 -Verformungsellipsoids zusammen (die X- und Y-Achsen definieren die S_2 -Schieferungsebene selbst).

L_{S_2} zeigt im Allgemeinen eine ziemlich konstante Richtung NE-SW bzw. $240^\circ \pm 20^\circ$ mit niedrigem Einfallen (oft subhorizontal). Im Gegensatz zu L_{S_1} repräsentiert L_{S_2} eine longitudinale Streckungslineation, die praktisch parallel mit den B_2 -Achsen verläuft.

TAYLOR (1976) und DOLIVO (1982) erwähnen auch subhorizontale Streckungslineationen, die NE-SW orientiert sind (SW-Einfallen). Die Rotation der L_{S_2} - Qz und Cc-Fasern weist auf eine dextrale Bewegung, bzw. auf eine dextrale Scherbewegung der Matrix um die Pyritkörner (DOLIVO, 1982) hin.

In einigen Phylliten (Toarcien (613.490/132.720; Aalenien 628.100/129.750; Bathonien 626.225/130.050) lassen sich die beiden Streckungslineationen beobachten, L_{S_1} gegen S bis SE und L_{S_2} gegen SW orientiert.

In diesen Gesteinen zeigen die mikroskopischen Beobachtungen, dass die L_{S_2} -Druckschatten nicht über die L_{S_1} -Druckschatten wachsen, sondern als faserige Neubildungen auf einer anderen Fläche derselben Klasten ausgebildet wurden. Dies zeigt, dass das Verformungsellipsoid während der L_{S_1} - bzw. L_{S_2} -Ausbildung seine Lage geändert hat und in der entsprechenden Zeitspanne eine allmählich und nicht sprunghafte Bewegung ausgeführt hat.



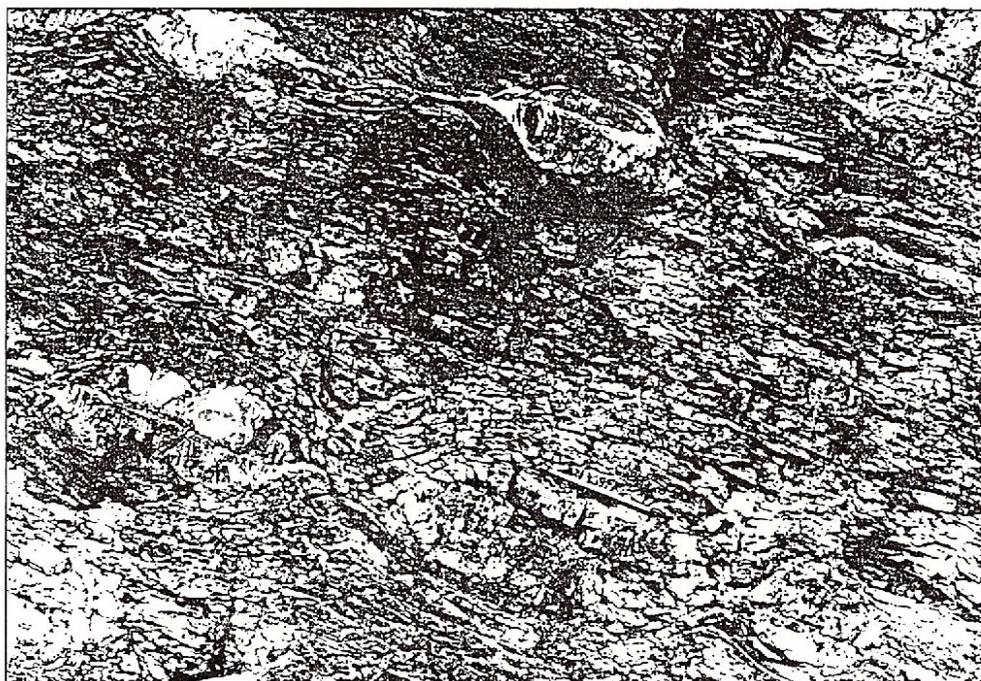


Abb. 60 - Aufschluss in Kalk- und Dolospariten des Oberen Malm. Im Bild lassen sich sowohl "pinch-and swell" Strukturen als auch Boudins (der Hammer liegt auf einem Boudin) beobachten. Die Strukturen repräsentieren während der D_2 -Deformation boudinierte dolomitische Zwischenlagen. Stellenweise lässt man beobachten, dass Boudinage mit Zerrklüften assoziiert ist, Zerrklüfte die manchmal das Bild dominieren können (oben links). Koord. 615.310/130.940

In den Aalenien-Phylliten (von Galm und Rarnerchuma) und in den Oxfordien-Phylliten (von Feschel und Gampel) treten auch Streckungslineationen auf, die ungefähr E-W verlaufen ($110^{\circ} \pm 20^{\circ}$) und ein geringes Einfallen gegen E zeigen. Die strukturelle Beziehung zwischen dieser E-W orientierten Streckungslineation und L_{S_1} bzw. L_{S_2} lassen vermuten, dass die ungefähr E-W orientierte Streckungslineation jünger als L_{S_1} und älter als L_{S_2} ist.

Aus diesen Beobachtungen geht hervor, dass die sukzessiven Positionen der X-Achse des Verformungsellipsoides während der D_2 -Deformation folgende Richtungen zeigten: NW-SE (steiles SE-Einfallen), E-W (geringes E-Einfallen) und NE-SW (geringes SW-Einfallen).

Boudins

Der D_2 -Deformation konnten auch Boudin-Strukturen zugeordnet werden.

Mehr oder weniger lineare Boudins und "pinch-and swell" Strukturen, die sehr gut in den Oberen Malmkalken ($Malm_{2-3}$) der Doldenhorn-Decke (Abb. 60) bzw. der Schuppe von Leuk-Raron zu sehen sind.

Diese Strukturen, deren mittlere Achse bis 2,5 m und deren Achse bis 0,9 m Größe erreichen können, werden durch Dolomit-Boudin, die in einer schieferigen kalkigen Matrix

liegen, darstellt.

Die mittlere Boudin-Achse fällt im Durchschnitt mit 10° bis 30° , selten steiler, gegen SE (in der Zone Dalatal-Bratsch) und mit 5° bis 25° gegen SSE, selten steiler gegen SSW (in der Zone Bratsch-Außerberg) ein.

Für die Entstehung der Boudins siehe RAMBERG (1955), PLATT und VISSERS (1980) und Lloyd et al. (1982).



Abb. 61 - Aufschluss in Toarcien-mergeligen Kalken mit Kalk-Biosparit-Zwischenlagen. Die Kalk-Biosparite bilden Pseudoboudins mit sigmoidalen Umrissen (1). Diese Strukturen sind in einem F_2 -Faltenschenkel durch S_2 -Refraktion ausgebildet worden. S_2 gestrichelte Linie. Koord. 614.030/133.010

Es ist bemerkenswert zu zeigen, dass die Refraktion der S_2 -Schieferung in den F_2 -Faltenschenkeln manchmal zu Boudin-ähnlichen Strukturen führen kann. Solche Pseudoboudins mit sigmoidalen Umrissen (Abb. 61) treten besonders in Toarcien-Schichten, und zwar in mergeligen Kalken mit Kalk-Biosparit-Zwischenlagen, auf.

Diskussion über die D_2 -Deformation

Die F_2 -Falten im SW des Aarmassivs werden als Ergebnis einer durch einfache dextrale Scherung produzierten Faltungsbewegung betrachtet (es ist zu beachten, dass auch in Y-Richtung des Verformungsellipsoids Transport stattgefunden hat), weil die X_{11} -Streckungslineation (die entsprechende Lineation in unserer Arbeit ist L_{S_2}) immer subparallel mit den B_2 -Achsen liegt.

Eine solche Scherung im SW des Aarmassivs kann man in das von LAUBSCHER (1970) vorgestellte großräumige tektonische Modell eingliedern.

STECK (1984) hat das Problem der Verbindung zwischen einfacher dextraler Scherbewegung aus den Zentralalpen mit der Überschiebung der helvetischen Decken nach Norden und Nordwesten ausführlich diskutiert. Die nördliche Grenze der dextralen Bewegungszone wird die schon ausgebildeten tektonischen Einheiten diskordant schneiden. Diese Grenze verläuft wie folgt: Blinnerhorn, W-Brig und von E-Gemmi durch die helvetischen Decken "jusque dans le massif de Morcle" (S. 95). Die südliche Grenze der einfachen dextralen Scherbewegung entspricht ungefähr der "suture entre les socles penniniques et austroalpines", STECK (1984, S. 94). In dieser "zone de décrochement ductile" hat die longitudinale Linciation X_{II} Gesteine beeinflusst, die schon in einer transversalen Streckungsdeformation X_1 verformt wurden. STECK (1984, S. 96). Nach demselben Autor sind in dieser südlichen und tieferen Region der Alpen die einfachen dextralen Scherbewegungen jünger als die Überschiebungsbewegungen.

In den weniger tiefen Gebieten, die nördlich der Scherungszone liegen, "lors du cisaillement dextre en profondeur, les mouvements de chevauchement de la déformation D_1 ont continué dans la partie centrale et E du Massif de l'Aar et dans les nappes helvétiques", STECK (1984, S. 97).

STECK (1980, 1984) und DOLIVO (1982) haben die transversale Streckungslineation als ein D_1 -Ereignis, welches mit den Überschiebungsbewegungen der helvetischen Decken nach NW zu verbinden ist, betrachtet.

Wir vermuten, dass das steile Einfallen der L_{S_1} -Streckungslineation eigentlich vom paläotektonischen Relief verursacht wurde. Der Massentransport der helvetischen Decken über ein besonderes Relief (Altkristallin-Loben) könnte als eine mögliche Erklärung für das steile gegen S bzw. SE Einfallen der transversalen Streckungslineation betrachtet werden (falls dieser Charakter überhaupt primär ist).

D_1 ist im Vergleich zu D_2 eine weniger temperierte Verformung. D_1 ist nur stellenweise erhalten und schwach ausgeprägt. Da sich in S_1 nur Qz-, Carb, Mu und Chl-Neoblasten beobachten lassen, vermuten wir, dass D_1 unter Bedingungen an der Grenze Anchi-/Epizone ausgebildet wurde. S_1 ist in unserem Gebiet sehr schwach ausgeprägt, die Beziehungen S_1 zu L_{S_1} sind nicht klar und sowohl L_{S_1} als auch L_{S_2} treten im gleichen S_2 auf.

Aus diesen Gründen vermuten wir, dass beide Streckungslineationen derselben Deformation (D_2) zuzuordnen sind. Falls die L_{S_1} -Morphologie tatsächlich von den Altkristallin-Loben, die in der Hauptdeformationsphase D_2 entstanden, verursacht wurde, dann scheint die Angehörigkeit von L_{S_1} zu D_2 noch plausibler zu sein.



Hypothetisch könnte D_1 ein Ereignis sein, das im Oligozän ablief, als die penninischen Decken nach LAUBSCHER (1973), LAUBSCHER und BERNOULLI (1982) den helvetischen Bereich überdeckt haben (oder dieser subduziert wurde, oder beide Prozesse tätig waren) aber eventuell bevor die helvetischen Decken nach Norden transportiert wurden.

Infolge der progressiven Bewegung des orogenen Deckels nach Norden, wurden in dieser Zeitspanne die helvetischen Decken zwischen diesem Deckel und dem Grundgebirge von einem einfachen Scherungsmechanismus deformiert.

In diesem Stadium könnte sich in den durch Scherung induzierten Falten eine Schichtungsschieferung (S_0 -Parallelschieferung) ausgebildet haben.

L_{S_1} könnte sich auf solchen Flächen entwickeln.

Während der Hauptdeformation der helvetischen Decken, die mindestens für die Dol-denhorn-Decke vor 10 Mio. Jahre stattgefunden hat (LAUBSCHER und BERNOULLI, 1982, LAUBSCHER, 1983), wurde L_{S_1} weiter erhalten, aber stellenweise von D_2 verformt oder sogar zerstört.

Zusammenfassend sind die beiden Streckungslineationen durch folgende Merkmale zu charakterisieren:

L_{S_1} wurde während der Kompressionsbewegung des helvetischen Bereichs zwischen Grundgebirge und dem "orogenic wedge" in einem konvergenten Massentransport ausgebildet. Später wurde die transversale Lineation als reliktsche Struktur während des Deckentransportes nach Norden vererbt.

Die L_{S_1} -Ausbildung wäre in dieser Hypothese als ein prä-Metamorphoseereignis zu betrachten. Diese Streckungslineation könnte auf den Schichtungs-Schieferungs-Flächen (in den Faltenschenkeln) produziert worden sein. Diese S-Flächen sind später während der dextralen Scherbewegung in S_2 -Flächen umgewandelt worden.

L_{S_2} wurde auf S_2 -Flächen während der dextralen Scherbewegung ausgebildet. Wir vermuten, dass dieses Ereignis in Verbindung gesetzt werden kann mit dem Zeitpunkt, als die konvergente Massentransportbewegung des helvetischen Bereiches in eine schräg konvergente bzw. divergente (im Plan betrachtet) Massenbewegung bezüglich Alpenbogen umgewandelt wurde.

Die Hauptmasse der helvetischen Decken hat sich gegen NE bewegt, während ihr südlicher Teil gegen W, gegen den westlichen Alpenbogen zu bewegt wurde.

Die Superponierung von zwei Deformationstypen in der Geschichte der Alpen wurde schon von LAUBSCHER und BERNOULLI (1982) gezeigt: "convergent movements with decollement on various levels and the formation of nappes on one hand, and a pattern of



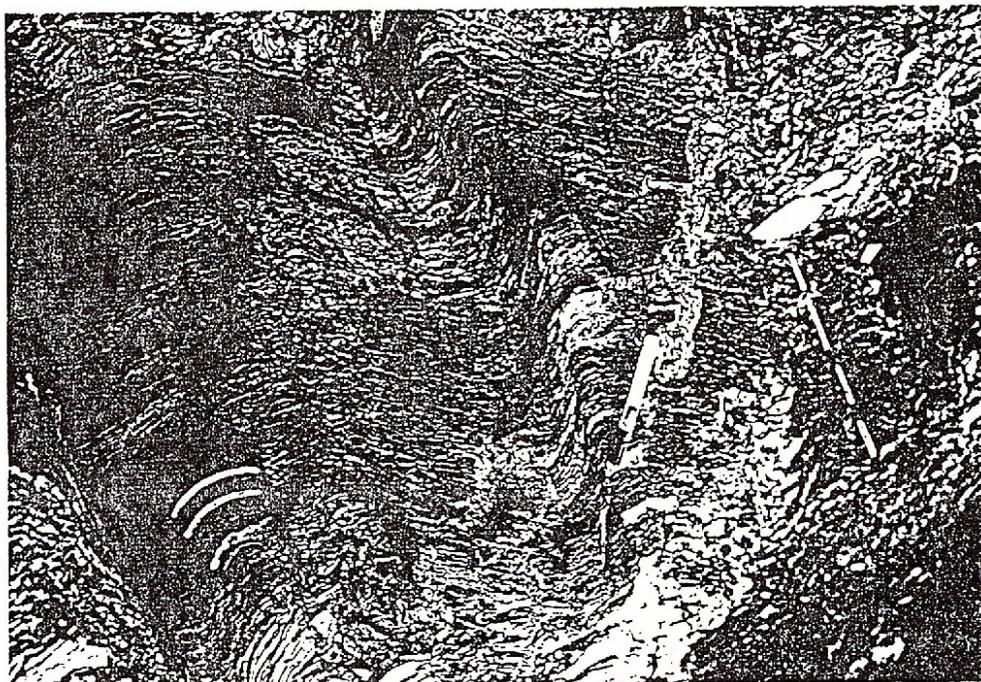


Abb. 62 - Aufschluss in Aalenien-Phylliten. Asymmetrische F_3 -Falten im cm-Bereich; die Faltung hat die S_2 -Mikrolithonen (ausgezogene Linie) deformiert. S_3 (gestrichelte Linie) läuft in diesem Bild ungefähr parallel zu den F_3 -Achsenebenen.
Koord. 618.925/130.600

strike-slip motions accomodating oblique convergence and divergence on the other hand" (S. 176).

7.3.8. Die D_3 -Deformation

Die D_3 - bzw. D_4 -Deformationen sind von geringer Intensität und nur stellenweise entwickelt.

Während der D_3 -Deformation wurden folgende Strukturen ausgebildet:

F_3 -Falten, die fast ausschließlich in Phylliten zu finden sind, Crenulationen und Knickfalten (im mm- bis cm-Bereich, selten im dm-Bereich (Abb. 62).

In den sandigen und karbonatischen Gesteinen lassen sich F_3 -Strukturen nur selten beobachten und dann bilden sie in der Regel ähnliche Falten die enger als F_2 -Falten sind (Abb. 63).

Das F_3 , das durch die Deformation der S_2 -Mikrolithonen entstanden ist, werden diese Falten nur durch Anti- und Synformen repräsentiert.



Abb. 63 - Aufschluss im Pliensbachien sandige Kalksparite. Infolge kompetentem Material konzentrisch gefaltete F_2 -Falten (unten; FA2 gestrichelte Linie), S_2 punktiert. Im Gegensatz zu den F_2 -Falten bilden hier die F_3 -Strukturen ähnliche Falten (Achsenenebene mit ausgezogener Linie). Die F_3 -Falten haben die S_2 -Mikrolithonen deformiert. Beide Strukturen wurden später (von Mitte oben nach Mitte unten) von einer Bruchzone durchzogen. Koord. 618.770/133.760.

Die Achsenebenen der F_3 -Falten fallen steil ein (Abb. 64, 65) und haben eine Orientierungstendenz von N-S bis NE-SW, die Faltenachsen fallen mit 5^0 bis 50^0 gegen SW bis S ein (in der Zone Dalatal-Bratsch); in der Zone Bratsch-Außerberg zeigen die F_3 -Achsenebenen eine ähnliche Tendenz, wobei die N-S Richtung bzw. das S-Einfallen von B_3 zu dominieren scheint.

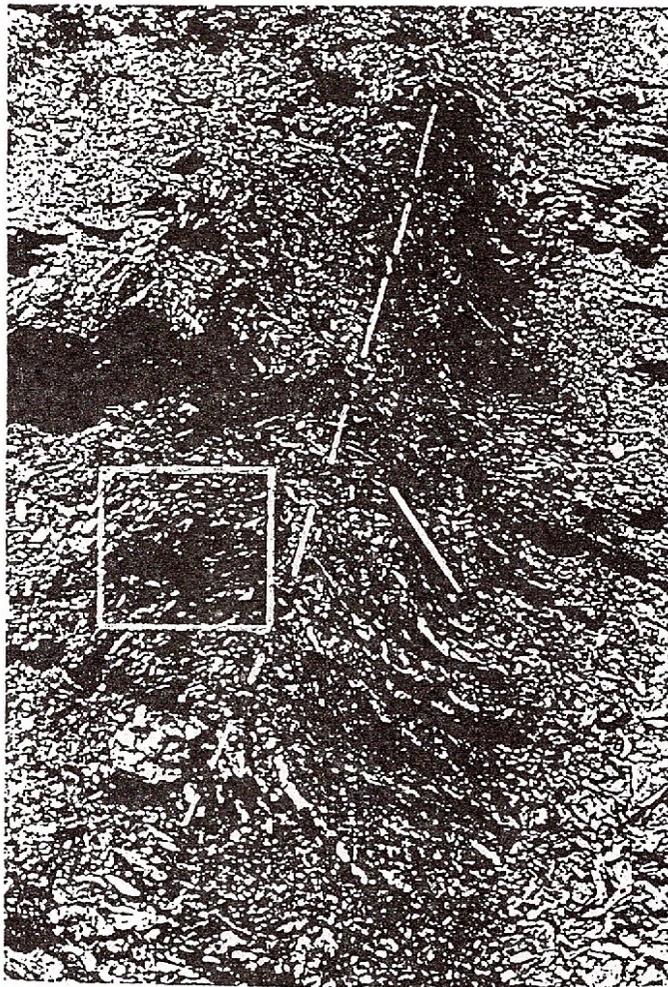


Abb. 64 - Aufschluss in Neocomien-Phylliten. Übersicht; die Detailansicht ist in Abb. 65 gegeben. F_3 -Falte mit steiler Achsenebene (gestrichelt) und relativ geringem B_3 -Einfallen (ca. 200). Koord. 614.690/130.330

S_3 -Schieferung. S_3 ist eine Crenulationsschieferung und entspricht geometrisch der Achsenebenenschieferung der F_3 -Falten. Im Aufschlussbereich ist S_3 selten gut ausgebildet, wobei im mikroskopischen Bereich eine metamorphe Differenzierung nach S_3 beobachtet wurde (siehe Kapitel 5). S_3 fällt statistisch gegen SE bzw. gegen S.

Da die D_3 -Deformation eine schwach ausgeprägte Struktur hat, die von der Geometrie und den rheologischen Eigenschaften der S_2 -Lithonen abhängig ist, können die D-Strukturen auch mit einem aberranten Charakter bezüglich der oben erwähnten generellen Orientierungstendenz vorkommen.

7.3.9. Die D_4 -Deformation

Während dieser Deformation, die selten und nur in Phylliten anzutreffen ist, wurden Chevron-Mikrofallen, Knick- und konjugierte Knick-Mikrofallen ausgebildet. Manchmal

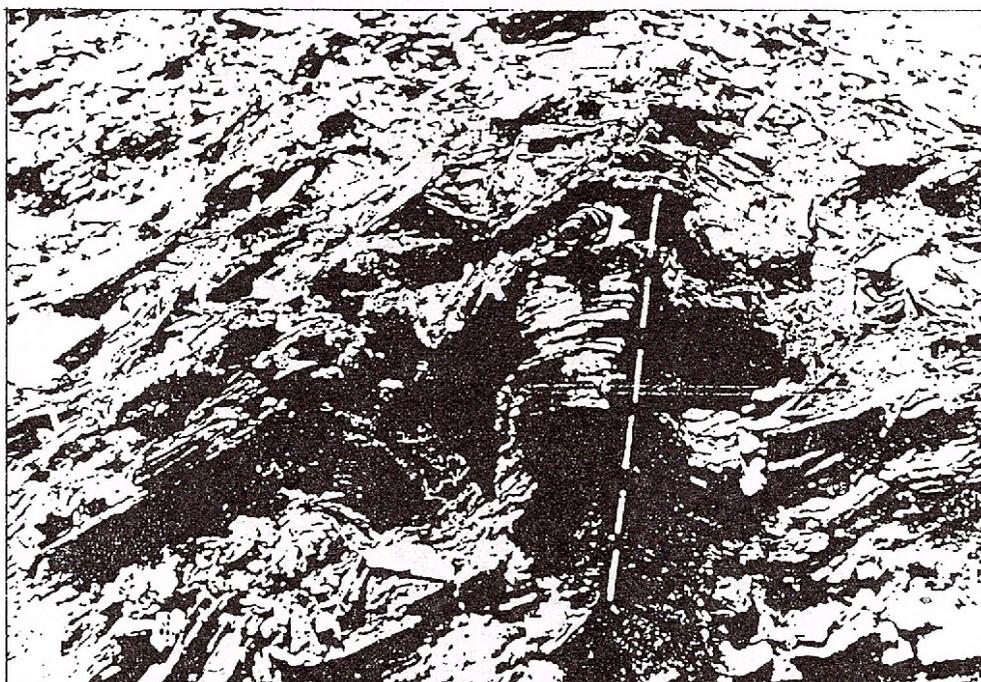


Abb. 65 - Detail aus Abb. 64. D_4 -Knickfalte im Schenkel einer F_3 -Falte. Die Achsenebene ist vertikal. B_4 fällt mit 5° ein. S_4 lässt sich als eine spröde ausgebildete Fläche (gestrichelte Linie) im Kontakt mit dem kurzen Schenkel der Knickfalten beobachten. Köord. 614.690/130.330

sind diese Mikrofalten von Diskontinuitätsflächen begleitet; sie sind praktisch nur im Mikroskop erkennbar. Diese Flächen können als Ergebnis einer vorwiegend spröden Deformation betrachtet werden; sie werden als S_4 -Schieferung interpretiert. Auf S_4 -Flächen kann man zuweilen Qz- und/oder Carb-Ausscheidungen erkennen, die wahrscheinlich nicht gleichzeitig mit der S_4 -Ausbildungen produziert wurden; sie dürften viel eher posttektonische Füllungen darstellen.

In der Abbildung 65 (Ausschnitt aus Abb. 64) lässt sich der morphologische Charakter der D_4 -Falten beobachten.

Typisch für die F_4 -Schieferung in beiden Zonen ist eine subvertikale Position und die statistische Orientierung NW-SE (selten NNW-SSE) mit SW oder NE Einfallen.

B_4 kann ein variables Einfallen (zwischen 15° und 65°) gegen S oder SE (selten SSW) aufweisen.

Mit der D_4 -Deformation wird die duktile Verformungsentwicklung im Gebiet Leuk-Außerberg beendet (schon die S_4 -Ausbildung könnte als eine spröde Verformung betrachtet werden). Diese schwach ausgeprägte duktil-spröde D_4 -Verformung könnte eigentlich auch eine Anpassung der phyllitischen Gesteine an verschiedene Randbedingungen sein.

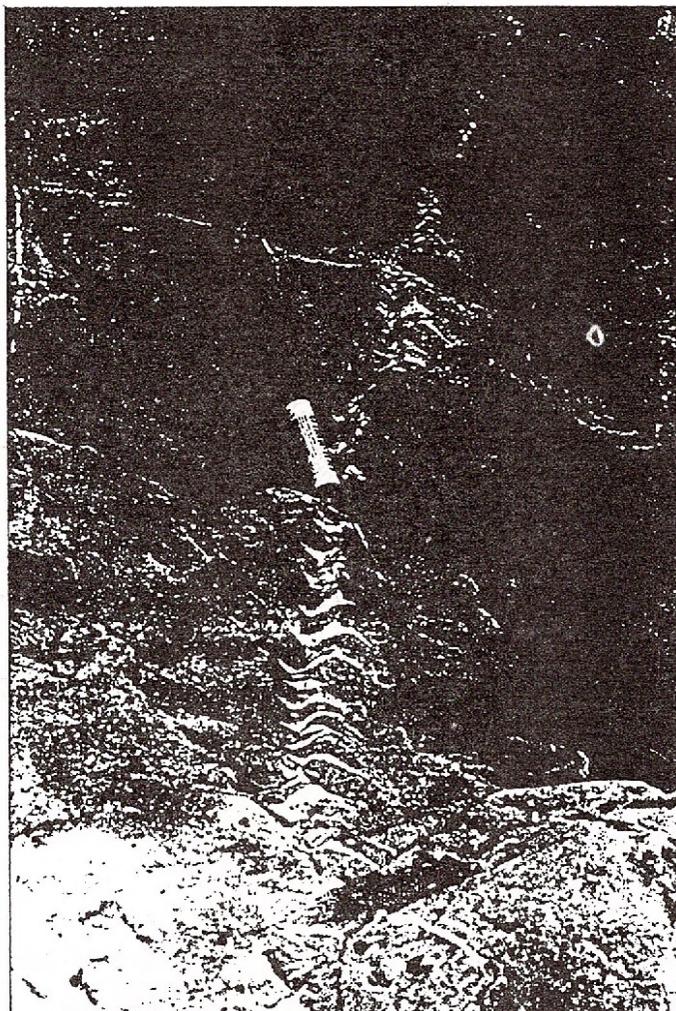


Abb. 66 - Aufschluss in Domérian-Qz-Sandstein. Mit Qz gefüllte Extensionsklüfte unten rechts. Die Muster der en échelon-Klüfte kann eine Interferenz dextraler Bewegungen (oben) mit sinistralen Bewegungen (unten), die nicht gleichwertig überprägt wurden, sein. Koord. 616.710/133.250

Die späteren Deformationen weisen einen spröden Charakter auf und sind durch Kluftsysteme repräsentiert.

7.3.10. Die Kluftsysteme K_1 und K_2

Überall in den karbonatischen und sandigen Gesteinen aus dem untersuchten Gebiet lassen sich zwei Kluftsysteme K_1 und K_2 feststellen.

Der Abstand zwischen zwei sukzessiven K-Flächen beträgt in der Regel 10 cm (10 bis ungefähr 40 cm) und nur ausnahmsweise kann man 4-5 cm große Abstände beobachten.

Die Klüfte wurden zwei Systemen zugeordnet:

a) Das K_1 -System wird durch Klüfte, die NE-SW orientiert sind und mit 40° bis 50° gegen NW bzw. SE einfallen, repräsentiert, also ungefähr parallel mit den B_2 -Strukturen.

b) Das K_2 -System, besser ausgeprägt, weist Klüfte auf, die NW-SE orientiert sind und mit 40° bis 85° gegen NE bzw. SW einfallen, also ungefähr transversal auf die B_2 -Strukturen.

Das K_2 -System ist vermutlich jünger als K_1 und zwar auf folgenden Gründen: K_1 wird von K_2 durchschlagen; K_2 ist durchdringender; die K_2 -Flächen sind besser und deutlicher entwickelt; statistisch lässt sich eine Dominanz von K_2 beobachten.

Morphologisch könnte man K_1 als "radial joints" (AB-Klüfte) und K_2 als AC-Klüfte betrachten.

In Verbindung mit dem K_2 -System treten relativ oft Tensionsklüfte en échelon (mit Qz und/oder Carb gefüllt) auf.

Manchmal weisen diese en échelon-Klüfte (Abb. 66), die als Produkte von Bewegungsinterferenzen zu betrachten sind, auf.

Liste der verwendeten Abkürzungen

Ab	Albit
Akz	Akzessorien
Ank	Ankerit
Ap	Apatit
Bi	Biotit
Carb	Karbonat
Cc	Calcit
Chl	Chlorit
Ctd	Chloritoid
Dol	Dolomit
Fsp	Feldspat
Gl	Glimmer
Häm	Hämatit
Hgl	Hellglimmer
Kf	Kalifeldspat
Mkl	Mikroklin
Mu	Muskovit
Olig	Oligoklas
Org	organische Substanz
Pa	Paragonit
Pa/Mu	Paragonit/Muskovit
Phe	Phengit
Plag	Plagioklas
Pyro	Pyrophyllit
Py	Pyrit
Stilp	Stilpnomelan
Tur	Turmalin
Zir	Zirkon



Danksagung

Die vorliegende Arbeit entstand unter der Leitung von Herrn Prof. Dr. M. Frey und Herrn Prof. Dr. H. Laubscher. Herr Prof. Frey führte mich in die modernen, analytischen Methoden der Tonmineralien ein und betreute diese Arbeit in ständiger, Zeit raubender und hervorragender Weise. Darüber hinaus stand er dem Autor für seine Probleme und für anregende Diskussionen stets zur Verfügung und zeigte unentwegt Interesse für das behandelte Thema. Ihm gebührt deshalb in erster Linie mein großer Dank. Dass ich bei Herrn Prof. Frey als Assistent arbeiten durfte, war für mich in mehrfacher Hinsicht fruchtbar.

Herrn Prof. Laubscher bin ich für seine zahlreichen Anregungen, Diskussionen sowie für die Aufmerksamkeit dankbar, die er dieser Arbeit entgegenbrachte.

Prof. A. Steck ermöglichte mir, in den Monaten Juni-Dezember 1981 als Assistent zu Lasten des Schweizerischen Nationalfonds zu arbeiten, und hat mich in mein Untersuchungsgebiet eingeführt.

Basel, Dezember 1984

Literaturverzeichnis

- Albee, A. L. (1962) Relationships between the mineral association, chemical composition and physical properties of the Chlorite series. *Amer. Mineralogist*, 47, S. 851-870.
- (1965) A petrogenetic grid for the Fe-Mg silicates of pelitic schists. *Amer. J. Sci.*, 263, S. 512-536.
- Arthaud, F., Mattauer, M. (1969) Exemple de stylolithes d'origine tectonique dans le Languedoc, leur relation avec la tectonique cassante. *Bull. Soc. Geol. France*, 7 (11), S. 738-744.
- Bailey, W. S. (1979) Report of the clay minerals society nomenclature committee for 1977 and 1978: *Clays and Clay Minerals* 27/3, S. 238-239.
- Baltatzis, E. (1980) Chloritoid-forming reaction in the eastern Scottish Dalradian: a possibility. *N. Jb. Miner. Mh.*, 7, S. 306-313.
- Bathurst, R. G. C. (1975) Carbonate Sediments and their Diagenesis. 2nd ed., Developments in Sedimentology, 12, Elsevier.
- Beach, A. (1977) Vein arrays, hydraulic fractures and pressure-solution structures in a deformed flysch sequence. S.W. England, *Tectonophysics*, 40, S. 201-225.
- Bell, T. H. and Vernon, R. H. Editors (1979) Microstructural processes during deformation and metamorphism. *Tectonophysics*, 58, S. 1-220.
- Bernoulli, D., Laubscher, H. P., Truempy, R., Wenk, E. (1974) Central Alps and Jura mountains in Mesozoic-Cenozoic orogenic belts. Editors Spencer, A. M., Scottish Academic Press, Edinburgh, S. 85-108.
- Berry, L. G. (Editor) (1974) Selected powder diffraction data for minerals (first edition): Joint Committee on powder diffraction standards, Pennsylvania.
- Bickle, J. M., Powell, R. (1977) Calcite-Dolomite Geothermometry for Iron-Bearing Carbonates. *Contr. Miner. Petrol.*, 59, S. 281-292.
- Boer, R. B. de (1977) Pressure solution: theory and experiment. *Tectonophysics*, 39, S. 298-301.



- Borg, I. Y., Smith, D. K. (1969) Calculated X-Ray powder patterns for silicate minerals. *Mem. Geol. Soc. Amer.*, S. 122.
- Borradaile, G. J., Bayly, M. B., Powell, C. MC. A., ed. (1982) Atlas of deformational and metamorphic rock fabrics. Springer Verlag.
- Boucher, J. L. (1977) Plastic deformation of Quarzites at low temperature in an area of natural strain gradient. *Tectonophysics*, 39/1-3, S. 25-54.
- Brindley, W. G., Brown, G. (1980) Crystal structures of clay minerals and their X-Ray identification. Miner. Soc., London.
- Brown, E. H. (1967) The greenschist facies in part of Eastern Otago, New Zealand. *Miner. Petrol.*, 14, S. 259-292.
- Buckley, H. A., Beven, J. C., Brown, K. M., Johnson, L. R., Farmer, V. C. (1978) Glauconite and celadonite: two separate mineral species. *Min. Mag.* 42, S. 373-382.
- Bugnon, P. C. (1981) Geologie des racines helvétiques dans la region de Loeche (Valais). *Bull. Soc. Vaud. Sci. Nat.* (359), 75, S. 201-206.
- Burnham, C. W., Radoslovich, E. W. (1964) Crystal structures of coexisting muscovite and paragonite. *Yb. Carnegie Inst. Wash.*, 63, S. 232-236.
- Bussy, F., Epard, L. J. (1984) Essai de zoneographie metamorphique entre les Diablerets et le massif de l'Aar (Suisse occidentale), basee sur l'etude des Gres de Taveyenne. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 64, S. 131-150.
- Chilingar, V. G., Bissell, J. H., Wolf, H. K. (1979) Diagenesis of carbonate sediments and epigenesis (or catagenesis) of limestone. In: Diagenesis in Sediments and sedimentary rocks. Editor Larsen, G. and Chilingar, V. G., Development in Sedimentology, 25 A, Elsevier.
- Cipriani, C., Sassi, F., Viterbo-Bassoni, C. (1963) La composizione delle miche chiare in rapporto con le costanti reticolari e col grado metamorfico. *Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol.*, 24, S. 153-187.
- , Sassi, F., Scolari, A. (1971) Metamorphic White Micas. Definition of Paragenetic Fields: Schweiz. *Mineral. Petrogr. Mitt.*, 51-1, S. 259-302.
- Cobbold, P. R. (1975) Fold propagation in a single embedded layer. *Tectonophysics*, 27, S. 333-351.
- (1977) Description and origin of banded deformation structures. I. Regional strain, local perturbations and deformation bands. *Can. J. Earth Sci.*, 14, S. 1721-1731.
- , Cosgrove, J. W., Summers, J. M. (1971) The development of internal structures in deformed anisotropic rocks. *Tectonophysics*, 12, S. 23-53.
- , Quinquis, H. (1981) Development of sheath folds in shear regimes. *J. Struct. Geol.*, 2, S. 119-126.
- Collet, L. W. (1947) Les Ammonites du Lias dans le Ferdenrothorn (Nappe de Morcies, Lötschental). *Eclogae geol. Helv.*, 40/1, S. 1-6.
- Coombs, D. S., Nakamura, Y., Vuagnat, M. (1976) Pumpellyite-Actinolite Facies schists of the Taveyenne Formation near Loeche, Valais Switzerland. *J. Petrol.*, 17/4, S. 440-471.
- Cosgrove, W. J. (1976) The formation of crenulation cleavage. *Geol. Soc.*, London 132, S. 155-178.
- Craig, J., Fitches, R. W., Maltman, A. J. (1982) Chlorite-mica stacks in low-strain rocks from Central Wales. *Geol. Mag.*, 119 (3), S. 243-256.
- Deer, W., Howie, R., Zussmann, J. (1967) Rock forming minerals. Vol. 1-5, 5th ed., London LONGMANS, GREEN and Co. Ltd.
- Diessel, K. F. C., Offler, R. (1975) Change in physical properties of coalified and graphitised phytoclasts with grade of metamorphism. *N. Jb. Miner. Mh.*, 1, S. 11-26.
- Dolivo, E. (1982) Nouvelles observations structurales au SW du massif de l'Aar entre Visp et Gampel. *Beitr. Geol. Karte Schweiz, N.F.*, S. 157.



- Dunoyer de Segonaz, G. (1969) Les minéraux argileux dans la diagenese: passage au metamorphisme. *Mem. Serv. Carte Geol. Alsace-Lorraine* 29.
- Durney, W. D. (1976) Pressure-solution and crystallisation deformation. *Phil. Trans. R. Soc., London A* 283, S. 229-240.
- , Ramsay, J. G. (1973) Incremental strains measured by syntectonic crystal growth. In: Gravity and Tectonics De Jong, K. A., Scholten, R. Editors), Wiley, New York, S. 67-96.
- Eggleton, A. R. (1972) The crystal structure of stilpnomelane. Part II. The full cell. *Min. Mag.*, 38, S. 693-711.
- , Chappell, W. B. (1978) The crystal structure of Stilpnomelane. Part III. Chemistry and physical properties. *Min. Mag.*, 42, S. 361-368.
- Ernst, W. G. (1963) Significance of phengitic micas in low-grade schists. *Am. Mineral.*, 48, S. 1357.
- Fletcher, R. C., Sherwin, J. (1978) Arc lengths of single layer folds: A discussion of the comparison between theory and observation. *Am. J. Sci.*, 278, S. 1085-1098.
- Fleuty, M. J. (1964) The description of folds. *Proc. Geol. Ass.*, 75, S. 464-492.
- Foster, M. D. (1962) Interpretation of the composition and a classification of the chlorites. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 414-A.
- Frank, E. (1983) Alpine metamorphism of calcareous rocks along a cross-section in the Central Alps: occurrence and breakdown of muscovite, margarite and paragonite. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 63, S. 37-93.
- , Stettler, A. (1979) K-Ar and ^{39}Ar - ^{40}Ar systematics of white K-mica from an Alpine metamorphic profile in the Swiss Alps. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 59, S. 375-394.
- Fransolet, A. M. (1978) Données nouvelles sur lottrelite d'Ottre, Belgique. *Bull. Mineral. Soc. Geol. Belg.*, 101, S. 548-557.
- French, B. M. (1965) Some geologic implications of equilibrium between graphite and a C-H-O fluid phase at high temperature and pressure (abstract). *Geol. Soc. Am. Spec.*, Papers 87, S. 59-60.
- Frey, M. (1969 a) Die Metamorphose des Keupers vom Tafeljura bis zum Lukmanier-Gebiet. *Beitr. Geol. Karte Schweiz*, N.F. 137.
- (1969 b) A mixed-layered paragonite/phengite of low-grade metamorphic origin. *Contr. Mineral. Petrol.*, 24, S. 63-65.
- (1970) The step from diagenesis to metamorphism in pelitic rocks during alpine orogenesis. *Sedimentology*, 15, S. 261-279.
- (1978) Progressive Low-grade Metamorphism of a Black Shale Formation. Central Swiss Alps, with Special Reference to Pyrophyllite and Margarite Bearing Assemblages. *J. Petrol.*, 19/1, S. 93-135.
- , Hunziker, J. C., Roggwiler, P., Schindler, C. (1973) Progressive niedriggradige Metamorphose glaukonitführender Horizonte in den helvetischen Alpen der Ostschweiz. *Contr. Mineral. Petrol.*, 39, S. 185-218.
- , Wieland, B. (1975) Chloritoid in autochthon-parautochthonen Sedimenten des Aarmassivs. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 55, S. 407-418.
- , Hunziker, J. C., Jaeger, E., Stern, W. B. (1983) Regional distribution of white K-mica polymorphs and their phengitic content in the Central Alps. *Contr. Mineral. Petrol.*, 83, S. 185-197.
- Furrer, H. (1962) Geologischer Atlas der Schweiz 1:25.000, Blatt 473 Gemmi (Atlasblatt 32), Erläuterungen. Schweiz. Geol. Komm.
- et al. (1956) Geologischer Atlas der Schweiz 1:25.000, Blatt Gemmi (Atlasblatt 32). *Schweiz. Geol. Komm.*



- Ganguly, J. (1969)** Chloritoid stability and related parageneses: theory, experiments and application. *Am. J. Sci.*, S. 910-944
- Goldsmith, J. R. (1983)** Phase relations of rhombohedral carbonates. In: Carbonates: mineralogy and chemistry (Reeder, R. J., Editor). *Rev. in Mineralogy*, 11, S. 49-76, Mineral. Soc. Am.
- , **Newton, R. C. (1969)** P-T-X relations in the system $\text{CaCO}_3\text{-MgCO}_3$ at high temperatures and pressures. *Am. J. Sci.*, 267/A, S. 160-190.
- Gole, J. M. (1980)** Mineralogy and petrology of very low metamorphic grade Archean banded iron formation, Weld Range, Western Australia. *Am. Mineralogist*, 65, S. 8-25.
- Gratier, J. P. (1979)** Mise en évidence de relations entre changement de composition chimique et intensité de déformation dans les roches à schistosité. *Bull. Soc. Geol. France*, (7), 21, S. 95-104.
- (1982) Approche expérimentelle et naturelle de la déformation de roches par dissolution-cristallisation avec transfert de matière. *Bull. Mineral.*, 105, S. 201-300.
- (1983) Estimation of volume changes by comparative chemical analyses in heterogeneously deformed rocks (folds with mass transfer). *J. Struct. Geol.*, 5/3-4, S. 329-339.
- , **Vialon, P. (1980)** Deformation pattern in a heterogeneous material: folded and cleaved sedimentary cover immediately overlying a crystalline basement (Oisans, French Alps). *Tectonophysics*, 65/1-2, S. 151-180.
- Gray, D. R. (1977)** Some parameters which affect the morphology of crenulation cleavages. *J. Geol.*, 85, S. 763-780.
- (1978) Cleavage in deformed psammitic rocks from southeastern Australia: their nature and origin. *Geol. Soc. of Am. Bull.*, 89, S. 577-590.
- (1979) Geometry of crenulation-folds and their relationship to crenulation cleavages. *J. Struct. Geol.*, 1/2, S. 187-206.
- (1981) Cleavage-fold relationships and their implications for transected folds: an example from southwest Virginia, U.S.A. *J. Struct. Geol.*, 3, S. 265-277.
- Guidotti, C. V. (1966)** Variation of the basal spacings of muscovite in sillimanite-bearing pelitic schists of northwestern Maine. *Amer. Min.*, 51, S. 1777-1786.
- (1984) Micas in metamorphic rocks. In: Micas (Bailey, S. W., Editor), *Rev. in Mineralogy*, 13, Mineral. Soc. Am., S. 357-456.
- , **Sassi, F. P. (1976)** Muscovite as a Petrogenetic Indicator Mineral in Pelitic Schists. *N. Jb. Mineral.*, 127/2, S. 97-142.
- , **Sassi, F. P. (unpubliziertes Manuskript)** Classification and correlation of metamorphic types by estimating the thermal gradients in low-grade metapelites.
- Haerberle, H. (1969)** Die Stilpnomelan-Mineralien und ihre Vorkommen in Österreich. *Tschermaks Mineral. u. Petrogr. Mitt.*, 13, S. 85-110.
- Halferdahl, L. B. (1961)** Chloritoid. Its composition, X-ray and optical properties, stability and occurrence. *J. Petrol.*, 2, S. 49-135.
- Hanmer, S. K. (1979)** The role of discrete heterogeneities and linear fabrics in the formation of crenulations. *J. Struct. Geol.*, 1/1, S. 81-91.
- Hashimoto, M. (1969)** A note on stilpnomelane mineralogy. *Contr. Mineral. Petrol.*, 23, S. 86-88.
- Heim, A. (1919, 1921, 1922)** Geologie der Schweiz. Tauchnitz, Leipzig.
- Hey, M. H. (1954)** A new review of the chlorites. *Min. Mag.*, 30, S. 277-292.
- Hoshek, G. (1967)** Untersuchungen zum Stabilitätsbereich von Chloritoid und Staurolith. *Contr. Mineral. Petrol.*, 14, S. 123-162.



- Hower, J., Ealinger, E. V., Jower, M. E., Perry, E. A. (1976) Mechanism of burial metamorphism of argillaceous sediments: mineralogical and chemical evidence. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 87, S. 725-737.
- Hudleston, P. J. (1973 a) Fold morphology and some geometrical implications of theories of fold development. *Tectonophysics*, 16/1-2, S. 1-46.
- (1973 b) The analysis and interpretation of minor folds developed in the Moine rock of Monar, Scotland. *Tectonophysics*, 17, S. 89-132.
- Krättner, H. G., Medesán, A. (1969) On stilpnomelane in some Romanian Carpathian crystalline formations. *Tschermaks Mineral. u. Petrogr. Mitt.*, 13, S. 203-217.
- Landis, C. A. (1971) Graphitization of dispersed carbonaceous material in metamorphic rocks. *Contr. Mineral. Petrol.*, 30, S. 30-45.
- Lloyd, E. G., Ferguson, C. C., Reading, K. (1982) A stress-transfer model for the development of extension fracture boudinage. *J. Struct. Geol.*, 4/3, S. 355-372.
- Laubscher, H. P. (1973) Jura Mountains. In: Gravity and Tectonics (De Jong, K. A., Scholten, R. Editors), Wiley, New York, S. 217-227.
- (1977) The tectonics of subduction in the Alpine System: *Memorie della societa Geologica Italiana*, 13/2, S. 275-283.
- (1978) Foreland folding. *Tectonophysics*, 47, S. 325-337.
- (1983) Detachment, shear and compression in the Central Alps. *Geol. Soc. Am., Memoir*, 158, S. 191-211.
- , Bernoulli, D. (1982) History and deformation of the Alps. In: Mountain Building, (Hsu, K. J., Editor), Academic Press, London, S. 169-180.
- Liou, G. J. (1971) P-T stabilities of laumontite, wairakite, lawsonite and related minerals in the system $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$. *J. Petrol.*, 12/2, S. 379-441.
- , Pei-Yuan, C. (1978) Chemistry and origin of chloritoid rocks from eastern Taiwan. *Lithos*, 11, S. 175-187.
- Lugeon, M. (1910) Carte geologique des Haute Alpes calcaires entre le Lizerne et la Kander. *Mater. Carte Geol. Suisse, carte speciale* 60.
- (1914, 1918) Les Hautes Alpes calcaires entre la Lizerne et la Kander. *Mater. Carte Geol. Suisse, N.S.*, 30/1 (1914), N.S. 30/3 (1918).
- (1916) Les Hautes Alpes calcaires entre la Lizerne et la Kander. *Mater. Carte Geol. Suisse, N.S.* 30.
- Manby, G. M. (1983) A reappraisal of chloritoid-bearing phyllites in the foreland complex rocks of Prius Karls Foreland, Spitsbergen. *Min. Mag.*, 47, S. 311-318.
- Masson, H., Herb, R., Steck, A. (1980) Helvetic Alps of Western Switzerland, excursion no. 1. In: Schweizerische Geologische Kommission, ed., *Geology of Switzerland: a guide book*. Basel, New York, Wep+Co., S. 109-153.
- Milliman, J. D. (1974) Marine Carbonates. Part 1 of Recent Sedimentary Carbonates. Springer-Verlag, Berlin.
- Naef, U., Stern, W. B. (1982) Some critical remarks on the analysis of phengite and paragonite components in muscovite by X-ray diffraction. *Contr. Mineral. Petrol.*, 79, S. 355-360.
- Nitsch, K.-H. (1969) Experimentelle Bestimmung der oberen Stabilitätsgrenze von Stilpnomelan. *Fortschr. Miner.*, 47, S. 48-49.
- Padan, A., Kisch, H. J., Shagam, R. (1982) Use of the lattice parameter b_o of dioctahedral illite/muscovite for the characterisation of P/T gradients of incipient metamorphism. *Contr. Mineral. Petrol.*, 79, S. 85-95.



- Pettijohn, F. J. (1975) Sedimentary rocks (3rd edition). HARPER and ROW Publishers, New York, Evanston, San Francisco and London.
- , Potter, P. E., Siever, R. (1972) Sand and sandstone. Springer-Verlag, New York.
- Phillips, W. R. (1964) A numerical system of classification for chlorite and septechlorites. *Min. Mag.*, 33, 264, S. 1114-1124.
- Platt, J. P. Vissers, R. L. M. (1980) Extensional structures in anisotropic rocks. *J. Struct. Geol.*, 2, S. 397-410.
- Plessmann, W. (1964) Gesteinslösung, ein Hauptfaktor beim Schieferungsprozess. *Geol. Mitt.*, 4, S. 69-82.
- Powell, C. MC. A. (1979) A morphological classification of rock cleavage. *Tectonophysics*, 58, S. 21-34.
- Powell, R., Condcliffe, D. M., Condcliffe, E. (1984) Calcite-dolomite geothermometry in the system $\text{CaCO}_3\text{-MgCO}_3\text{-FeCO}_3$: an experimental study. *J. Metam. Geol.* 2, S. 33-41.
- Radoslovich, E. W. (1962) The cell dimensions and symmetry of layer-lattice silicates: 2 regression relations. *Amer. Mineral.*, 47, S. 617-636.
- Ramberg, H. (1955) Natural and experimental boudinage and pinch and swell structures. *J. Geol.*, 63, S. 512-526.
- (1963) Strain distribution and the geometry of folds. *Bull. Inst. Geol. Univ. Upps.*, 42, S. 1-20.
- Ramsay, J. G. (1967) Folding and fracturing of rocks. Mc. Graw book company, New York.
- (1980) The crack-seal mechanism of rock deformation. *Nature*, S. 135-139.
- Rao, T. R. (1975) Compositional variation in chlorites from the greenschist facies rocks of the Warramunga Group, Central Australia. *Tschermaks Mineral. Petrol. Mitt.*, 22, S. 104-108.
- (1976) Election probe microanalysis of chlorites from low-grade metamorphic rocks of Tennant Creek area, Central Australia. *J. Geol. Soc., India* 17, S. 471-483.
- Redder, R. J. (1983) Crystal chemistry of the rhombohedral carbonates. In: Carbonates: mineralogy and chemistry (Reeder, R. J., Editor). *Rev. Mineralogy*, 11, Mineral. Soc. Am., S. 1-48.
- Ribbe, P. H. (1982) Chloritoid in orthosilicates (Ribbe, P. H., Editor). *Rev. in Mineralogy*, 5, Mineral. Soc. Am., S. 155-170.
- Rosenberg, P. E. (1967) Subsolidus relations in the system $\text{CaCO}_3\text{-MgCO}_3\text{-FeCO}_3$ between 330 and 550°C: *Am. Mineral.*, 52, S. 787-796.
- Roy, B. A. (1978) Evolution of slaty cleavage in relation to diagenesis and metamorphism: A study from the Hunsrück-Schiefer. *Geol. Soc. of Am. Bull.*, 89, S. 1775-1785.
- Rutter, E. H. (1976) The kinetics of rock deformation by pressure solution. *Phil. Trans. R. Soc.*, 283-A, S. 203-219.
- Sassi, F. P., Scolari, A. (1974) The b_0 value of the potassic white micas as a barometric indicator in low-grade metamorphism of pelitic schists. *Contr. Mineral. Petrol.*, 45, S. 143-152.
- Schenker, M. (1946) Geologische Untersuchungen der mesozoischen Sedimentkeile am Südrand des Aar-massivs zwischen Lonza und Baltschiedertal (Wallis). *Beitr. Geol. Karte Schweiz*, N.F. 86.
- Schlaepfi, E. (1980) Geologische und tektonische Entwicklung der Doldenhorndecke und zugehöriger Elemente (Ph.D. thesis), Bern, Universität von Bern, 154 S.
- Schiffman, P., Liou, G. L. (1983) Synthesis of Fe-pumpellyite and its stability relations with epidote. *J. Metam. Geol.*, 1, S. 91-191.
- , Liou, G. L. (1980) Synthesis and stability relations of Mg-Al pumpellyite $\text{Ca}_4\text{Al}_5\text{MgSi}_6\text{O}_{21}(\text{OH})_7$. *J. Petrol.*, 21, S. 441-474.



- Schwander, H., Gloor, F. (1980)** Zur quantitativen Mikrosondenanalyse von geologischen Proben mittels Kombination EDS/WDS. X-Ray Spectrometry, 9/3, S. 133-137.
- Seki, Y. (1973)** Basal spacing of metamorphic white micas and type of metamorphism. *J. Geol. Soc. Japan*, 79/9, S. 611-620.
- , **Liou, J. G. (1981)** Recent studies on low-grade metamorphism. *Mem. Geol. Soc. China*, 4, S. 207-228.
- Smith, J. (Editor) (1966)** Index (Inorganic) to the Powder Diffraction File, ASTM Publication. Am. Soc. for Testing and Materials., Philadelphia.
- Steck, A. (1980)** Deux directions principale des flux synmetamorphique dans les Alpes Centrales. *Bull. Soc. Vaud. Sci. Nat.*, (358), 75, S. 141-149.
- (1984) Structures de deformations tertiaires dans les Alpes Centrales. *Eclogae geol. Helv.*, 77/1, S. 55-100.
- Strunz, H. (1977)** Mineralogische Tabellen. Akademischer Verlag, Leipzig.
- Takashi, M. (1982)** Stilpnomelane, iron-rich mica, K-feldspar and hornblende in banded iron-formation assemblages of the Dales Gorge member, Hemersley group, Western Australia. *Can. Min.*, 20, S. 189-202.
- Tan, B. K. (1974)** Deformation of particles developed around rigid and deformable nuclei. *Tectonophysics*, 24/3, S. 243-257.
- (1976) Oolite deformation in Windgällen, Canton Uri, Switzerland. *Tectonophysics*, 31/3-4, S. 157-174.
- Taylor, C. (1976)** Tectonic studies at the SW-end of the Aar-massif, Switzerland. Thesis, London.
- Thompson, A. B. (1970)** A note on the kaolinite-pyrophyllite equilibrium. *Am. J. Sci.*, 268, S. 454-458.
- (1970) Laumontite equilibria and the zeolite facies. *Am. J. Sci.*, 269, S. 267-275.
- Thompson, J. B., Jr., Thompson, A. B. (1976)** A model system for mineral facies in pelitic schists. *Contr. Mineral. Petrol.*, 58, S. 243-277.
- Troeger, E. W. (1969)** Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Teil 1 und 2. 2. Auflage, Stuttgart.
- Turner, F. J. (1981)** Metamorphic petrology. 2nd ed. International Series in the Earth and Planetary Sciences. Hemisphere Publ. Corp. Washington, New York, London.
- Truempy, R. (1973)** L'évolution de l'orogénese dans les alps occidentales: Interpretation des données stratigraphiques et tectoniques. *Eclogae geol. Helv.*, 66, S. 1-10.
- Velde, B. (1965)** Phengite micas: synthesis, stability and natural occurrence. *Am. J. Sci.*, 263, S. 886-913.
- , **Rumble, D. (1977)** Alumina content of chlorite in muscovite-bearing assemblages. Ann. Rep. 1976-1977 Geophys. Lab. Carnegie Inst. Washington, S. 621-623.
- , **Proust, D., Meunier, A. (1979)** Chlorite compositions during sedimentation, diagenesis and low metamorphism. *Sci. Geol. Mem.*, 53, S. 71-73.
- Vernon, R. H. (1976)** Metamorphic processes. Murby, London, 247 S.
- Voll, G. (1960)** New work on petrofabrics. Lpool. *Mnchr. Geol. J.* 2, S. 503-597.
- Wetzel, R. (1973)** Chemismus und physikalische Parameter einiger Chlorite aus der Grünschieferfazies. *Schweiz. Mineral. Petrol. Mitt.*, 53/2, S. 273-298.
- White, S. (1977)** Geological significance of recovery and recrystallization process in quartz. *Tectonophysics*, 39, S. 143-170.
- Wilson, C. J. L. (1973)** The prograde microfabric in a deformed quartzites sequence, Mount Isa, Australia. *Tectonophysics*, 19, S. 39-81.



Zen, E-an (1960) Metamorphism of lower palaeozoic rocks in the vicinity of the Taconic Range in West-Central Vermont. *Amer. Min.*, 45, S. 129-175.

— (1964) Coexistent muscovite and paragonite in pelitic schists. *Amer. Min.*, 49, S. 904-923.



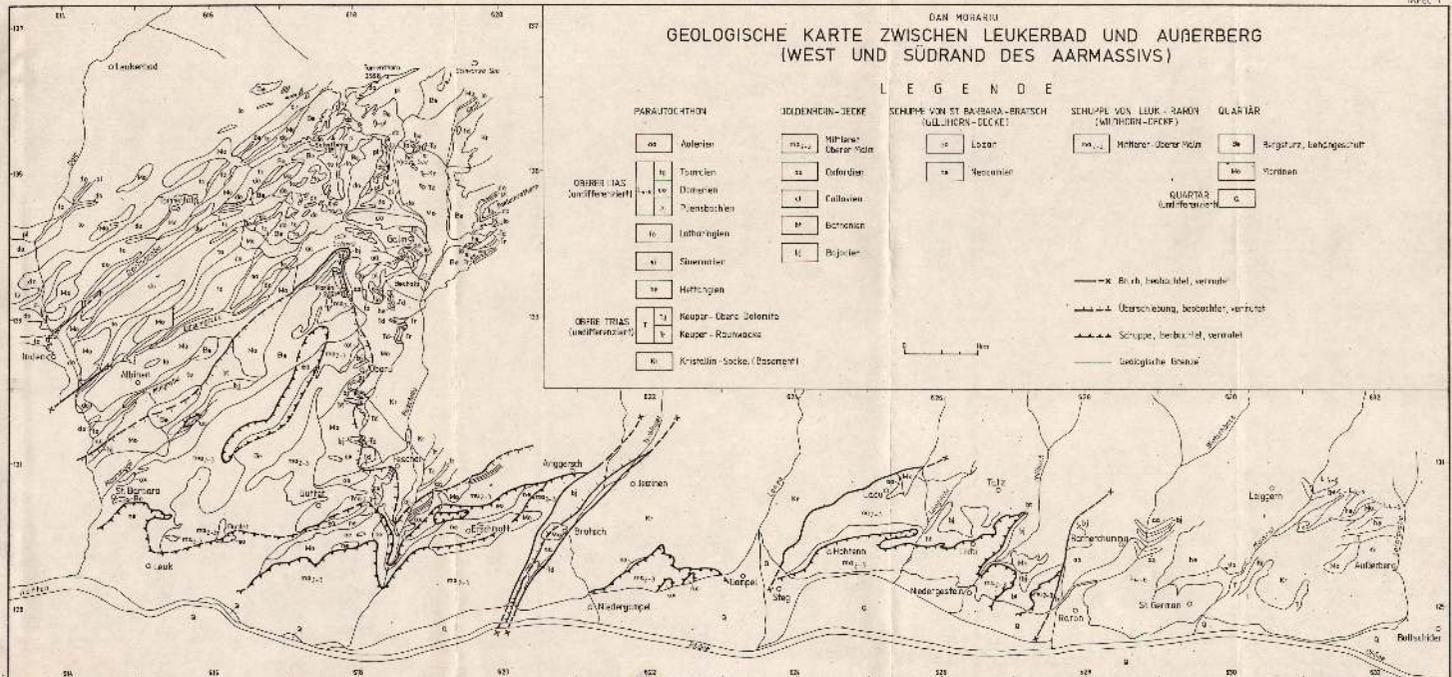
DAN MORARU
**GEOLOGISCHE KARTE ZWISCHEN LEUKERBAD UND AUßERBERG
 (WEST UND SÜDRAND DES AARMASSIVS)**

LEGENDE

PARAUTOCHTHON	JOLDENHEIM-ZEIT	SEHNEPE VON ST. BARBARA - BRÄUSCH (MILJUNEN-DECKE)	SEHNEPE VON LEUK - RAMON (MILJUNEN-EPERF)	GLASLÄR
aa Aarleren	ms ₁ Mittel- Oberer Milj	ss Lössen	ms ₂ Mittlere-oberer Milj	sk Argillurz, Leindegesschalt
OBERE TAS Sandflüsserzeit	st Tonstein	ts Tescanien	ms ₃ Mittlere-oberer Milj	sk ₁ Strömen
sv Döneren	cl Callawien			GLASLÄR (mit Resten)
ts ₁ Tschöbchen	st ₁ Schöben			G
ts ₂ Lutharngien	st ₂ Rüljer			
st ₃ Sauerstein				
ts ₄ Hettengien				
OBERE TRIAS Querschnitt	ts ₅ Keuper - Oberes Dolenite			
ts ₆ Keuper - Rauhwaacke				
ts ₇ Kristallin - Socke. (Basement)				



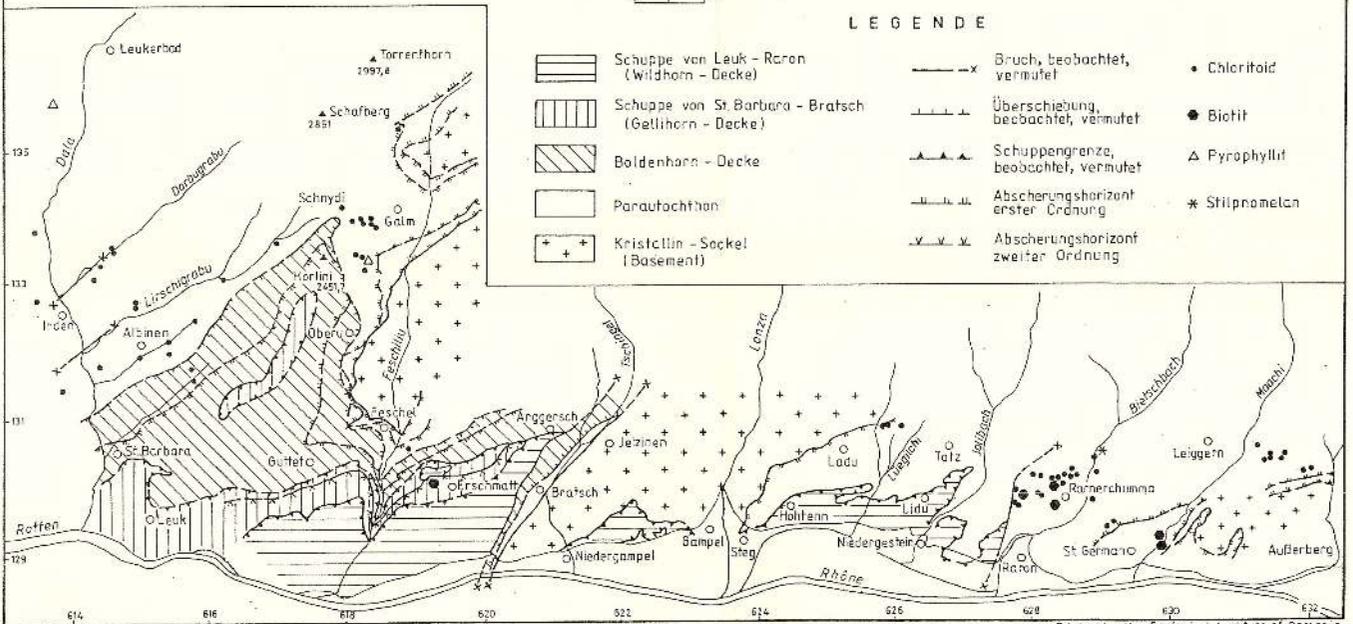
- K. Bivh. (schalldel, veraltet)
- U. Überschiebung, besonders veraltet
- Schuppe, beiba-Hel, veraltet
- Geologische Grenze



TEKTONISCHE KARTE DES SÜDWESTLICHEN AARMASSIVS ZWISCHEN LEUKERBAD & AUßERBERG
 MIT DER VERBREITUNG DER WICHTIGSTEN METAMORPHEN MINERALNEUBILDUNGEN

DAN MORARIU

0 1 km



LEGENDE

- | | | | | | |
|--|--|--|--------------------------------------|--|--------------|
| | Schuppe von Leuk - Raron (Wildhorn - Decke) | | Bruch, beobachtet, vermutet | | Chloritoid |
| | Schuppe von St. Barbara - Bratsch (Gallhorn - Decke) | | Überschiebung, beobachtet, vermutet | | Biotit |
| | Boldenhorn - Decke | | Schuppengrenze, beobachtet, vermutet | | Pyrophyllit |
| | Parautochthon | | Abscherungshorizont erster Ordnung | | Stilpnomelan |
| | Kristallin - Sockel (Basement) | | Abscherungshorizont zweiter Ordnung | | |

Rom. J. Technics, 77

Printed by the Geological Institute of Romania

Toate drepturile rezervate editurii Institutului Geologic al României
All rights reserved to the Geological Institute of Romania

*Editat cu sprijinul Ministerului Cercetării și Tehnologiei –
Colegiul Consultativ pentru Cercetare Științifică și Dezvoltare Tehnologică*

*Edited with the support of the Ministry of Research and Technology –
Advisory Board for Scientific Research and Technologic Development*

Language review by:
Cristian Toth

Illustration:
Paraschiv Toader

Printing:
G. Bădulescu, D. Gavril, N. Păleanu, F. Dumitru



