

**Beiträge**  
**zur Geologischen Karte der Schweiz**  
herausgegeben von der  
**Schweizerischen Geologischen Kommission**  
(Organ der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft)

**Matériaux**  
**pour la Carte Géologique de la Suisse**  
publiés par la  
**Commission Géologique Suisse**  
(Organe de la Société Helvétique des Sciences Naturelles)

**Neue Folge, 144. Lieferung**

---

**Ingomar Thum und Walter Nabholz**

Bern

# **Zur Sedimentologie und Metamorphose der penninischen Flysch- und Schieferabfolgen im Gebiet Prättigau-Lenzerheide-Oberhalbstein**

Mit 40 Textfiguren, 1 Tabelle und 2 Tafelbeilagen

---

**1972**

In Kommission bei Kümmerly & Frey AG, Geographischer Verlag, Bern

Druck Stämpfli+Cie AG, Bern

Die Untersuchungen wurden durch einen Forschungsbeitrag des Schweizerischen Nationalfonds  
für wissenschaftliche Forschung ermöglicht,  
und die Stiftung zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung an der Universität Bern  
unterstützte die Drucklegung.



## Vorwort der Geologischen Kommission

Die vorliegende Arbeit wurde von den beiden Autoren, den Herren Prof. Dr. W. Nabholz und Dr. I. Thum, im Herbst 1971 der Geologischen Kommission eingereicht mit dem Ersuchen, sie in der Serie der «Beiträge» zu publizieren.

Die Kommission hat in ihrer Sitzung vom 2. Dezember 1971 beschlossen, diese Arbeit – obschon kein Begleittext zu einer Kartierung – zu drucken, handelt es sich doch um wesentliche Untersuchungsergebnisse an bündnerischen Schiefer- und Flyschkomplexen, die für künftige Kartierungsarbeiten in diesem Gebiet wertvolle Unterlagen darstellen und daher zu berücksichtigen sein werden. Nach Vornahme von einigen Textänderungen bzw. Ergänzungen durch die Autoren ging das Manuskript Anfang 1972 in Druck.

Die Arbeit, reich illustriert mit Diagrammen und Dünnschliffphotos, befasst sich zur Hauptsache mit sedimentologischen Untersuchungen, die durch einen Forschungsbeitrag des Schweizerischen Nationalfonds ermöglicht wurden. Zusätzlich behandelten die Autoren gewisse Fragenkomplexe in Zusammenarbeit mit dem Mineralogisch-petrographischen Institut der Universität Bern und dem diesem angeschlossenen Geochronologischen Laboratorium. Mit den Feldarbeiten wurde 1968 begonnen, während die wissenschaftliche Auswertung bis 1971 dauerte. Das bearbeitete Gebiet liegt im Bereich folgender Kartenblätter der LK 1:25000:

1156 Schesaplana	1196 Arosa	1235 Andeer
1176 Schiers	1215 Thusis	1236 Savognin
1177 Serneus	1216 Filisur	1256 Bivio

Die «Stiftung zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung an der Universität Bern» gewährte in grosszügiger Weise einen namhaften Druckkostenbeitrag, für den die Geologische Kommission ihren besten Dank ausspricht.

Das Belegmaterial zur vorliegenden Arbeit befindet sich im Geologischen Institut der Universität Bern.

Für den Inhalt des Textes und der ihm beigegebenen Illustrationen sind die Verfasser allein verantwortlich.

Basel, im Frühjahr 1972

Für die Schweizerische Geologische Kommission

Der Vizepräsident:

*Prof. Dr. H. Badoux*

## Vorwort der Verfasser

Dank der Unterstützung durch den Schweizerischen Nationalfonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung konnte die Sedimentologie am Geologischen Institut der Universität Bern seit einigen Jahren kräftig gefördert werden. Wir begannen mit relativ einfachen Fragestellungen, die das Quartär und die Molasse betrafen, uns in die sedimentologischen Arbeitsmethoden gründlich einzuarbeiten und entdeckten dabei viele reizvolle geologische Probleme, die uns auch weiterhin in der Molasse und im Quartär beschäftigen werden. Die beiden Verfasser haben indessen ihre geologischen Sporen in den Alpen abverdient, in den Bündnerschiefer- und Flyschgebieten des Unterengadins und des nordbündnerischen Schieferlandes. Trotz unentwegter Arbeit ist die geologisch-stratigraphische Kenntnis in diesen alpinen, teils metamorphen Gebieten noch klein im Vergleich zu dem, was man von Molasse und Quartär weiss. So lockte uns der Versuch, unsere sedimentologischen Arbeitsmethoden in dem uns wohlvertrauten alpinen Schiefergebiet anzuwenden. Wir begaben uns damit bewusst in jenen Bereich, in dem die üblichen sedimentologischen Methoden durch die Metamorphose angeknabbert werden und zwar um so mehr, je stärker die Metamorphose gewirkt hat. Für uns war dieser Versuch, über den wir im nachfolgenden berichten, in mancher Beziehung mit neuen Entdeckerfreuden verknüpft, obwohl wir uns dabei einmal mehr mit unseren altvertrauten Schiefern abgaben.

Die Beschäftigung mit den Problemen beginnender und leichter Metamorphose brachte es mit sich, dass die vorliegende Arbeit als Resultat ausserordentlich enger, vielfältiger und freundschaftlicher Zusammenarbeit zwischen dem Mineralogisch-petrographischen und unserem Geologischen Institut in Bern zu betrachten ist. Wir danken Herrn Prof. E. Niggli für sein stetes persönliches Interesse und für die grosszügige Art, mit der er uns sein benachbartes Institut für wissenschaftliche Aussprache und apparative tägliche Arbeit offen hält. Wesentliche Hilfe, die einen grossen Arbeitsaufwand in sich schloss, erhielten wir dabei von Frau Prof. E. Jäger und Herrn Dr. J. C. Hunziker vom Geochronologischen Laboratorium, ferner von den Herren Prof. Tj. Peters und in besonders grossem Umfang von Dr. Martin Frey. Wir danken des weitern den Herren Professoren F. Allemann, H. Bolli und R. Herb, den Herren PD Dr. A. Matter, Dr. H. Funk, Dr. U. Gasser, Dr. W. Grün, Dr. H. Maurer sowie den Helfern im Gelände und am Zeichentisch F. Auf der Maur, U. Furrer, H. Ischi, Ch. Kupferschmid, E. Moeri, Ph. Probst, P. Schmid und insbesondere auch A. Breitschmid. Vom Büro der Schweizerischen Geologischen Kommission halfen uns die Herren Direktor Dr. A. Spicher und Dr. H. Fischer.

Bei der Beurteilung der Schwermineral-Assoziationen war es uns sehr wertvoll, dass uns Frau Dr. Gerda Woletz (Geologische Bundesanstalt in Wien) ihre sämtlichen, grossenteils unveröffentlichten Untersuchungsergebnisse zur Verfügung stellte. Wir danken Frau Dr. Woletz und den Wiener Kollegen Prey und Oberhauser für den fruchtbaren Gedankenaustausch.

Schliesslich gebührt unser Dank dem Schweizerischen Nationalfonds für wissenschaftliche Forschung, der unsere Arbeit als Forschungsprojekt übernommen hat, und der Stiftung zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung an der Universität Bern, die einen namhaften Beitrag an die Kosten der Drucklegung leistete.

# Inhaltsverzeichnis

	Seite		Seite
Vorwort der Geologischen Kommission .....	3	c) Die untersuchten Profile .....	27
Vorwort der Verfasser .....	4	d) Rückschlüsse auf den Grad und die Verteilung der Metamorphose im untersuchten Gebiet .....	31
Verzeichnis der Textfiguren, Tabelle und Tafeln .....	6	e) Das Auftreten der neugebildeten Schwerminerale .....	33
I. Einleitung .....	7	VI. Die Strukturen der Sandsteine und deren Veränderungen bei zunehmender Metamorphose .....	33
II. Granulometrie der Sand- und Siltsteine der Ruchberg/Oberälppli-Serie .....	10	1. Einleitung .....	33
1. Methodik .....	10	2. Rückschlüsse auf die Art der diagenetischen Vorgänge, bis zum Erreichen der Zone II (Beginn der Anchizone) .....	35
2. Zweck der Untersuchungen .....	10	a) Gruppe A: Authigene Mineralneubildung .....	36
3. Untersuchungsergebnisse .....	11	b) Gruppe B: Verdrängungen .....	36
III. Qualitativer und quantitativer Komponentenbestand der Sand- und Siltsteine des Ruchberg-Sandsteinkomplexes .....	15	c) Gruppe C: Umwandlungen .....	38
1. Methodik .....	15	3. Zeitlicher Ablauf der beschriebenen diagenetischen Vorgänge .....	39
2. Lithologische Beschreibung der Ruchberg-Sandsteine .....	15	4. Die Veränderung der Sandsteinstrukturen beim Durchschreiten der Anchizone .....	40
3. Untersuchungsergebnisse .....	17	5. Die Verteilung der beschriebenen Strukturen im untersuchten Gebiet .....	43
IV. Die Schwermineralführung .....	21	VII. Die radiometrischen Altersbestimmungen nach der Kalium/Argon- und Rubidium/Strontium-Methode in der Valzeina-Serie .....	45
1. Methodik .....	21	VIII. Geologische Schlussfolgerungen .....	47
2. Untersuchungsergebnisse .....	23	Zusammenfassung .....	50
V. Die Untersuchung der tonig-mergeligen Gesteine ..	25	Résumé .....	51
1. Zweck der Untersuchung .....	25	Summary .....	51
2. Auswahl der untersuchten Profile und Proben ..	25	Literaturverzeichnis .....	52
3. Methodik .....	26	Kartenverzeichnis .....	55
4. Untersuchungsergebnisse .....	26		
a) Mineralgehalte .....	26		
b) Die Mineralparagenesen und die Illit-Kristallinität .....	27		

# Verzeichnis der Textfiguren, Tabelle und Tafeln

Textfiguren		Seite
Fig. 1	Geologisch-tektonische Übersichtskarte 1:300000 der penninischen Flysch- und Schieferabfolgen im Gebiet Prättigau–Lenzerheide–Oberhalbstein .....	8
Fig. 2	Summenkurven aller gemessenen Proben der «Graded intervals» .....	12
Fig. 3	Summenkurven aller gemessenen Proben der «Lower intervals of parallel lamination» .....	12
Fig. 4	Summenkurven aller gemessenen Proben der «Intervals of current ripple lamination» und einer Probe aus einem «Upper interval of parallel lamination» .....	12
Fig. 5	Sammeldarstellung der Summenkurven aller gemessenen Proben der «Graded intervals», «Lower intervals of parallel lamination», «Intervals of current ripple lamination» und des «Upper interval of parallel lamination» ..	12
Fig. 6	Sortierungskoeffizient und mittlere Korngrösse der sandigen Sedimente der Ruchberg/Oberälpli-Serie .....	13
Fig. 7	Grunddiagramm Karbonat–Sand–Ton der sandigen Sedimente der höheren Serien des Prättigaus .....	16
Fig. 8	Grunddiagramm Karbonat–Sand–Ton der Ruchberg/Oberälpli-Serie .....	17
Fig. 9	Benennungsschema der Sandsteine (nach FÜCHTBAUER 1959): Sand- und Siltsteine der höheren Serien des Prättigaus .....	18
Fig. 10	Benennungsschema der Sandsteine (nach FÜCHTBAUER 1959): Intervalle der Turbidite mit verschiedenen Signaturen versehen .....	19
Fig. 11	Grunddiagramm Karbonat–Sand–Ton des Ruchberg-Sandsteinkomplexes südlich des Prättigaus .....	20
Fig. 12	Benennungsschema der Sandsteine (nach FÜCHTBAUER 1959): Sand- und Siltsteine des Ruchberg-Sandsteinkomplexes südlich des Prättigaus .....	21
Fig. 13	Calcit- und Dolomitgehalte in den Serien des Prättigaus .....	22
Fig. 14	Calcit- und Dolomitgehalte des Ruchberg-Sandsteinkomplexes vom Prättigau bis zum Piz Arblatsch .....	22
Fig. 15	Phyllosilikatgehalt und Illit-Kristallinität der tonig-mergeligen Gesteine im Prättigau .....	28
Fig. 16	Phyllosilikatgehalt und Illit-Kristallinität der tonig-mergeligen Gesteine im Gebiet Schanfigg–Domleschg–Lenzerheide .....	29
Fig. 17	Phyllosilikatgehalt und Illit-Kristallinität der tonig-mergeligen Gesteine im Gebiet Schams–Oberhalbstein ...	31
Fig. 18	Zunahme der Illit-Kristallinität durch den Einfluss der Überlagerung, in Vergleichsproben aus der Prättigau-Schubmasse .....	32
Fig. 19–40	Dünnschliffphotos von Sandsteinstrukturen und deren Veränderungen bei zunehmender Metamorphose ...	35–45

## Tabelle

Tabelle 1	Granulometrische Daten der Sand- und Siltsteine aus der Ruchberg/Oberälpli-Serie .....	14
-----------	--	----

## Tafeln

Tafel I	Verteilung der Schwerminerale in den Serien des Prättigaus und in den tieferen Serien im SW
Tafel II	Verteilung der Schwerminerale im Ruchberg-Sandsteinkomplex des Prättigaus, der Lenzerheide und des Oberhalbsteins

# I. Einleitung

Die Flysch- und Schieferabfolgen des Prättigaus wurden von NÄNNY (1948) vorbildlich untersucht und umfassend beschrieben. In seinem stratigraphischen Profil (Fig. 1 in NÄNNY 1946 und 1948) gibt er der gesamten penninischen Trogserie des Prättigaus eine Mächtigkeit von 4 km. Er fasst sie als stratigraphische Abfolge auf, deren obere Hälfte (nach dem genannten Profil von NÄNNY ca. 2,1 km mächtig) fossilbelegt ist und vom Untereocaen bis zum Turonien hinunter reicht, während die untere Hälfte bisher keine Leitfossilien geliefert hat und von NÄNNY deshalb zwar mit Vorbehalt, aber doch mit guten Gründen in die mittlere und untere Kreide gestellt wird. Diese Abfolge zeigt in ihrem obersten Abschnitt, d.h. in der untereocaenen Ruchberg- und paleocaenen Oberälpli-Serie die Merkmale eines echten Flyschs. Gegen unten zu verlieren sich diese Merkmale allmählich. TRÜMPY et al. (1969) spricht von Praeflyschfazies und sieht erst im alleruntersten Teil, in der Klus-Serie, die Merkmale der Bündnerschiefer. NÄNNY (1948, S.64) bezeichnete seinerzeit die obere Hälfte der gesamten Abfolge (Alttertiär bis und mit Turonien) als Flysch, doch war zu jener Zeit der von TRÜMPY eingeführte Begriff «Praeflysch», der sich auch hier als nützlich erweist, noch nicht im Gebrauch. Wir haben auf unserer Fig. 1 die von NÄNNY ausgeschiedenen Serien in drei Gruppen zusammengefasst, und zwar von oben nach unten:

<i>Punktsignatur</i>	{ Ruchberg-Serie Oberälpli-Serie	Sandsteine mit wenig Tonschiefern Tonschiefer mit Sandsteinen	Untereocaen Paleocaen
<i>Vertikale Strichelinien</i>	{ Eggberg-Serie Gyrenspitz-Serie Fadura-Serie Pfävisgrat-Serie	Mergelkalke, Breccien Sandkalke, Kalkbreccien Kalke, Kiesel-Sandkalke Polyg. Konglomerate, Mergelschiefer	vorw. Maastrichtien vorw. Campanien vorw. Santonien-Coniacien Turonien
<i>Schräge Linien</i>	{ Sassauna-Serie Valzeina-Serie Klus-Serie	Sandkalke, Kalke Tonschiefer Kieselkalke, Sandkalke	} ? mittlere und untere Kreide (ohne Leitfossilien)

Diese schön gegliederte Abfolge des Prättigaus gab immer wieder Anlass zu Untersuchungen und Überlegungen, wie das Prättigau in paläogeographischer und tektonischer Hinsicht in den gesamten penninischen Raum hineinpasst, wie z.B. die Beziehungen zum Vaduzer, Triesner, Vorarlberger Flysch, d.h. zur grossen Flyschzone, die sich bis nach Wien erstreckt, seien (neuere Arbeiten hiezu z.B. ALLEMANN 1957, OBERHAUSER 1968, PREY 1968, TRÜMPY et al. 1969); ferner befasste sich der eine von uns schon früher mit folgenden beiden Fragestellungen (NABHOLZ 1951 und BOLLI & NABHOLZ 1959): 1. Wie setzen sich die Prättigauer Serien gegen Süden fort? 2. Finden sich Kriterien zur eindeutigen Datierung ihrer unteren Hälfte, bestehend aus Sassauna-, Valzeina- und Klus-Serie? Diese Fragen beschäftigten uns auch bei unseren neuen Untersuchungen. Zur erstgenannten Frage hat eine Reihe von Autoren wesentliche Beiträge geliefert, von denen hier neben NÄNNY (1946 und 1948) genannt seien: JÄCKLI (1944 und 1946), SCHMID (1965), STAUB (1958), STREIFF (1939, 1962), TRÜMPY et al. (1969), ZIEGLER (1956).

Die Untersuchungen, über die wir hier berichten, waren in einer ersten Arbeitsphase, die ins Jahr 1968 fällt, der Aufgabe gewidmet, die Flysch- und Schieferabfolgen des Prättigaus mit modernen sedimentologischen Methoden, die zur Zeit der Publikationen von NÄNNY (1946 und 1948) noch nicht bekannt waren, zu bearbeiten. Die Resultate dieser ersten Arbeitsphase zeigten uns in vielerlei Hinsicht, z.B. mit den durch sämtliche Serien des Prättigaus recht gleichförmig durchlaufenden Schwermineralspektren (vgl. Tafel I), dass sich zur näheren sedimentologischen Bearbeitung besonders der Ruchberg-Sandsteinkomplex anbietet. Mit diesem Begriff fassen wir die Gesteinsserien



Fig.1

# Geologisch - tektonische Übersichtskarte

1:300 000

der penninischen Flysch- u. Schieferabfolgen

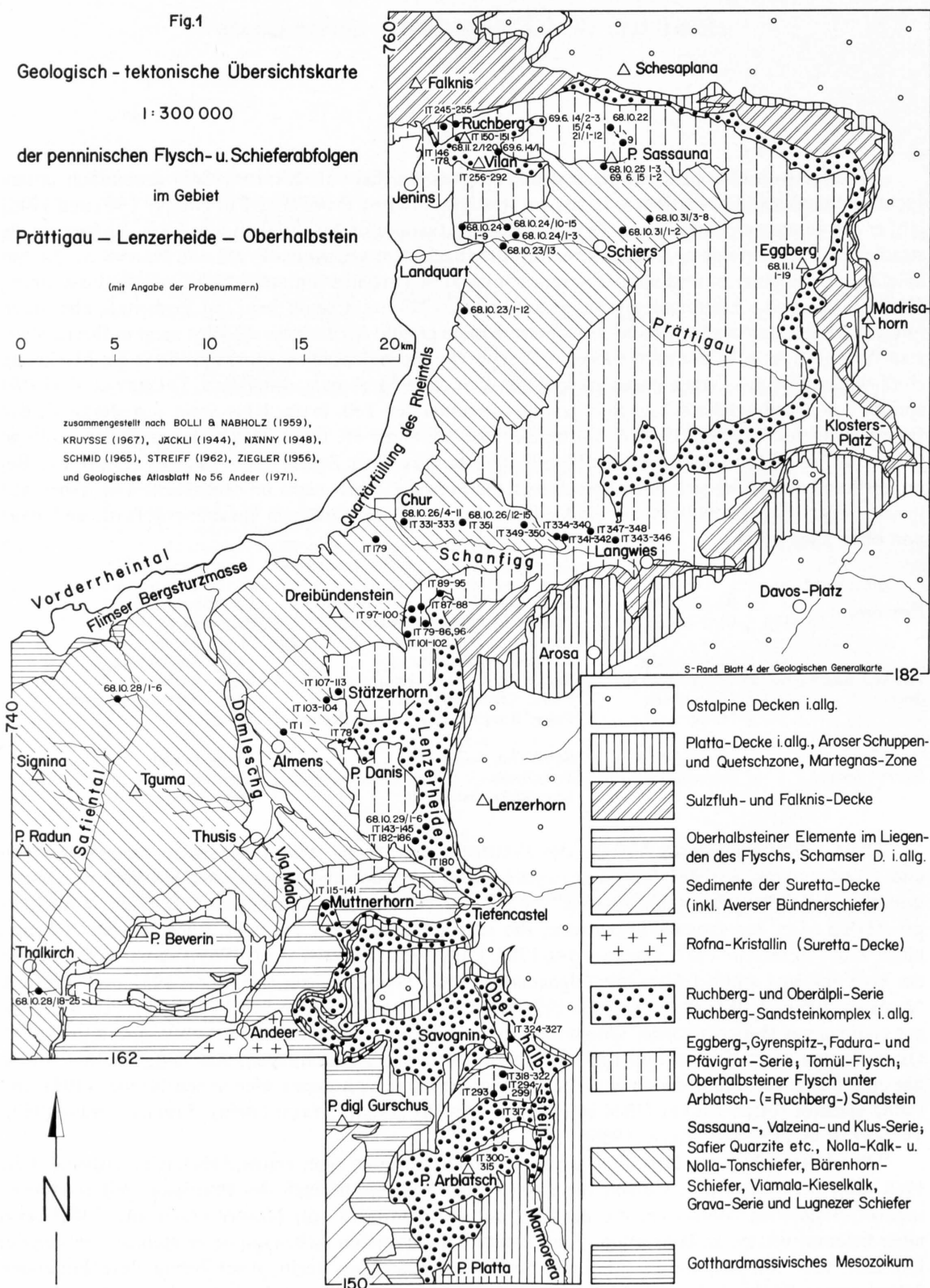
im Gebiet

Prättigau – Lenzerheide – Oberhalbstein

(mit Angabe der Probennummern)

0 5 10 15 20 km

zusammengestellt nach BOLLIG & NABHOLZ (1959),  
KRUYSE (1967), JÄCKLI (1944), NÄNNY (1948),  
SCHMID (1965), STREIFF (1962), ZIEGLER (1956),  
und Geologisches Atlasblatt No 56 Andeer (1971).



zusammen, in denen Sandsteine vom Typus des Ruchberg-Sandsteins vorkommen; im Prättigau handelt es sich dabei um die Ruchberg-Serie, aber auch um die unterlagernde Oberälpli-Serie (vgl. NÄNNY 1948, S. 23–28); ferner zählen wir in der Fortsetzung vom Prättigau gegen Süden jene Gesteinsserien zum Ruchberg-Sandsteinkomplex, in denen Sandsteine vom Typus des Ruchberg-Sandsteins vorkommen (z. B. Arblatsch-Sandstein).

Die eingehende sedimentologische Bearbeitung des Ruchberg-Sandsteinkomplexes bildete also die zweite Phase unserer Untersuchungen. Die Schwermineralanalyse wurde ergänzt durch Bestimmungen der Granulometrie und des qualitativen und quantitativen Komponentenbestandes. Unter Berücksichtigung dieser verfeinerten sedimentologischen Daten wurde nun der Ruchberg-Sandsteinkomplex vom Prättigau aus gegen Süden verfolgt, und zwar über die Lenzerheide und über das Muttnerhorn bis zum Piz Arblatsch im Oberhalbstein (vgl. Fig. 1). Dabei konnten die Veränderungen, denen ein bestimmter Gesteinstypus beim Durchlaufen der vollständigen anchimetamorphen Zone bis hinein in den epimetamorphen Bereich unterworfen ist, im Detail studiert werden. Grundlegende Daten lieferte in diesem Zusammenhang die röntgenographische Analyse der Phyllosilikate und der Illit-Kristallinität an Proben, welche aus tonig-mergeligen Gesteinen entnommen wurden, die den Sandsteinen des Ruchberg-Sandsteinkomplexes stets zwischengelagert sind. Dem gleichen Zweck war schliesslich das Dünnschliffstudium der Sandsteinstrukturen gewidmet, mit dem die Veränderungen gezeigt werden können, die das Gestein erleidet, wenn es die letzten Stadien der Diagenese und die Anchizone bis zur beginnenden Epizone durchläuft.

Selbstverständlich wurde bei der sedimentologischen Bearbeitung im Gelände und im Laboratorium auch auf den Fossilgehalt geachtet. Wir haben die in der vorbildlichen Arbeit von NÄNNY (1948) beschriebenen Mikrofaunen auch in unseren Schliffen gefunden. Eine unwesentliche Ergänzung brachte die Probe 68.10.25/12, die aus einer sandigen Kalklage von 20 cm Mächtigkeit stammt, die in der verfalteten Grenzzone zwischen Sassauna-Serie unten und Pfävisgrat-Serie oben am Nordende des Weges liegt, der auf 2025 m Höhe 550 m westlich des Sassauna-Gipfels vorbeiführt. Die Probe enthält zweikielige Globotruncanen, die nach freundlicher Bestimmung durch die HH. Proff. F. Allemann und H. Bolli, wofür hier bestens gedankt sei, für oberturones Alter, sicher nicht älter, sprechen.

Es sei hervorgehoben, dass die untere Hälfte der Prättigauer Schichtfolge, mit Sassauna-, Valzeina- und Klus-Serie, erneut keine altersbestimmende Fauna geliefert hat; es bleibt bei den schon von NÄNNY (1948) erwähnten Spongiennadeln, Echinodermentrümmern, Bryozoen, Textularien und *Cristellaria*-Formen, ferner bei den in BOLLI & NABHOLZ (1959) beschriebenen fraglichen Radiolarien.

Nachdem also die Fossilsuche in der unteren Hälfte der Prättigauer Schichtfolge wenig Anlass zur wissenschaftlichen Ermunterung geboten hatte, brachten die radiometrischen Altersbestimmungen nach der Kalium/Argon- und der Rubidium/Strontium-Methode an Proben aus der Valzeina-Serie, die dank der kollegialen Bereitschaft von Frau Prof. E. Jäger durch ihren Mitarbeiter Herrn Dr. J. C. Hunziker an detritischem Glimmer und Chlorit einerseits, an anchimetamorph gebildetem Illit andererseits vorgenommen wurden, interessante neue Erkenntnisse, über die nachfolgend ebenfalls berichtet wird.

## II. Granulometrie der Sand- und Siltsteine der Ruchberg/Oberälpli-Serie

### 1. Methodik

Die granulometrischen Untersuchungen wurden auf sandig-siltige Sedimente der Ruchberg- und der direkt unterlagernden Teile der Oberälpli-Serie beschränkt. Wegen der nach Süden zunehmenden Metamorphose und damit bedingten strukturellen Veränderungen der Sandsteine konnten nur Proben vom Ruchberg-Vilan-Gebiet (Prättigau) verwendet werden. Da die Gesteine infolge diagenetischer Vorgänge hohen Verfestigungsgrad besitzen, mussten die Korngrössenanalysen in Dünnschliffen vorgenommen werden. Das brachte mehrere Nachteile mit sich: Gesteine, deren Medianwerte wesentlich über 0,5 mm liegen, werden im Dünnschliffbereich nicht mehr repräsentativ erfasst und mussten von vornherein von der Untersuchung ausgeschlossen bleiben. Dadurch konnten die für den Ruchberg-Sandstein typischen feinkonglomeratischen Sandsteine leider nicht berücksichtigt werden. Ferner erfasst die Auszählung im Dünnschliff nur eine relativ geringe Anzahl von Körnern (maximal 1000), so dass eine ausführliche statistische Behandlung nach modernen Methoden (vgl. FOLK 1966) zwecklos erschien und unterblieb. Es wurde einfach auf die Darstellung der Summenkurven im einfach-logarithmischen Netz, unter Beibehaltung der Millimeter-Einteilung für die Korndurchmesser, zurückgegriffen (vgl. Fig. 2–5). Sodann wurden die Sortierungswerte ( $so = \frac{Q_3}{Q_1}$ ) und Schiefekoeffizienten ( $sk = \frac{Q_1 \times Q_3}{Md^2}$ ) nach TRASK (1932) berechnet und zusammen mit den Medianwerten (Md) und den Quartilwerten ( $Q_3$  und  $Q_1$ ) in Tab. 1 (S. 14) wiedergegeben. Zuletzt wurde in einem Diagramm untersucht, ob und welche Beziehungen zwischen So, Md und Ablagerungsmechanismus bestehen.

Da Korndurchmesser  $< 0,02$  mm im Dünnschliff schlecht messbar sind, wurde die Kornfraktion  $< 0,02$  mm nur gesamt erfasst, so dass die in den Fig. 2–5 dargestellten Summenkurven nicht bei 0%, sondern bei  $x\% < 0,02$  mm beginnen.

Die Ermittlung der Korngrössenverteilung erfolgte nach dem Sehnenschnittverfahren von MÜNZER & SCHNEIDERHÖHN (1953).

### 2. Zweck der Untersuchungen

Im Felde lässt sich deutlich erkennen, dass wir besonders in der Ruchberg/Oberälpli-Serie ein Sediment vor uns haben, das alle Merkmale eines echten Flyschs aufweist. Die Entstehung des zyklisch gegliederten Sedimentstapels lässt sich nach unseren heutigen Kenntnissen am zwanglosesten mit der Theorie der Trübestrome von KUENEN & MIGLIORINI (1950) erklären. Neben einer rein routinemässigen Untersuchung der granulometrischen Verhältnisse zur näheren Sedimentcharakterisierung interessierten uns folgende Faktoren: 1. Wie verhalten sich Korngrössenverteilungen und Sortierungsverhältnisse im Vergleich zu anderen Flyschen. 2. Lassen sich die von BOUMA (1962) aufgestellten Abschnitte eines Turbidizyklus – deren Vorhandensein von R. G. WALKER (1967) vor allem auf unterschiedliche, aufeinanderfolgende, hydraulische Verhältnisse im abgehenden Trübestrom zurückgeführt wird – auch durch unterschiedliche Korngrössenverteilungen und Sortierungen der Sandsteine wiedererkennen.

BOUMA (1962, S. 49) hat bekanntlich einen Turbidizyklus in folgende Abschnitte oder Intervalle gegliedert<sup>1</sup>:

- e* Pelitic interval
- d* Upper interval of parallel lamination
- c* Interval of current ripple lamination
- b* Lower interval of parallel lamination
- a* Graded interval

---

<sup>1</sup> Es wurde hier bewusst auf eine Übersetzung des Gliederungsschemas nach BOUMA verzichtet.



Wir haben diese Gliederung BOUMAS zur Unterteilung der schönen Turbidizyklen in der Ruchberg/Oberäpli-Serie benutzt und die Proben aus den entsprechenden Intervallen entnommen.

Das Intervall *e* schied naturgemäss aus den Untersuchungen aus, da diese nur an Sand- und Siltsteinen vorgenommen wurden. Das Intervall *d* war im Feld äusserst selten zu finden, und daher konnte nur ein einziger Laminit des Intervalls *d* bearbeitet werden. Zum Intervall *c* wurden ausser Sand- und Siltsteinen mit «current ripple lamination» – in Übereinstimmung mit BOUMA (1962) – auch alle konvoluten Texturen (convolute lamination, convolute ripple lamination) gezählt und dementsprechend bei den granulometrischen Untersuchungen diesem Intervall zugerechnet. Die Grenze zwischen den Intervallen *a* und *b* ist meist nicht scharf ausgebildet. Proben, die nicht zweifelsfrei dem einen oder anderen Intervall zugeordnet werden konnten, erhielten in Fig. 6 eine eigene Signatur und wurden als «Übergangstexturen» bezeichnet.

### 3. Untersuchungsergebnisse

Folgendes lässt sich den durchgeführten Untersuchungen entnehmen: Das Intervall *a* zeigt Medianwerte, die zwischen 0,60 mm und 0,08 mm schwanken. Es handelt sich bei den untersuchten Proben um grob- bis feinkörnige Sandsteine, wenn man sich an das von v. ENGELHARDT (in LEMCKE, v. ENGELHARDT & FÜCHTBAUER 1953) gegebene Benennungsschema der Korngrössen anlehnt. Die Obergrenze (0,60 mm) stellt keine natürliche Grenze dar, sondern ist durch die Korngrössenausählung im Dünnschliff bedingt (siehe oben).

Es sei an dieser Stelle erwähnt, dass die grössten Bildungen des Ruchberg-Sandsteins konglomeratische Sandsteine sind, also Bildungen, deren Medianwerte über 2 mm liegen. Neben dem Vorkommen in den obersten Partien der Ruchberg-Serie am Ruchberg (Prättigau) selbst zeigten Geländebegleitungen analoge Gesteine auf der Lenzerheide, namentlich bei St. Cassian (vgl. dazu auch NÄNNY 1946, S. 128 f.) und ca. 500 m NW der Ortschaft Lenz. Entsprechend grobe Bildungen, nebst einem Konglomerathorizont, beschreibt ZIEGLER (1956, S. 57) vom Nordgrat des Piz Arblatsch (Oberhalbstein).

Der flache Verlauf der Summenkurven lässt ganz allgemein auf die Beteiligung vieler Korngrössenklassen an der Zusammensetzung des Intervalls *a* (graded interval) schliessen (Fig. 2). Dementsprechend sind die Sortierungsgrade (Einteilung von FÜCHTBAUER 1959) «mittelmässig» bis «sehr schlecht»; sie liegen zwischen 1,56 und 3,25. Die Schiefekoeffizienten sind verschieden von 1, oft recht beträchtlich. Meist sind die Werte  $< 1$ . Das heisst, dass in der Mehrzahl der Fälle in den Sandsteinen des Intervalls *a* die Korngrössenklassen  $< M_d$  reichlicher vertreten sind als die der Korngrössenklassen  $> M_d$ .

Die Summenkurven des Intervalls *b* (lower interval of parallel lamination) zeigen deutlich andere Formen als die des Intervalls *a* (Fig. 3); sie sind wesentlich steiler aufgerichtet. Die Medianwerte der Kurven liegen zwischen 0,155 mm und 0,04 mm. Es handelt sich also bei den Gesteinen dieses Intervalls um feinkörnige Sandsteine. Deutlich bemerkt man die für Turbidite typische durchschnittliche Korngrössenabnahme gegen oben hin. Wie erwähnt richten sich die Kurven auf, was auf eine wesentlich bessere Sortierung zurückzuführen ist. Die Werte liegen zwischen 1,28 und 1,68; die parallel geschichteten Sandsteine sind demnach «gut» bis «mittelmässig», nur vereinzelt «schlecht» sortiert. Bei der Ermittlung der Korndurchmesser ist auf die Textur der parallel geschichteten Sandsteine zu achten: Besonders ist zu berücksichtigen, ob zwischen den einzelnen Lagen, die einen parallel geschichteten Sandstein aufbauen, Korngrössenunterschiede bestehen. Ist dies der Fall, so darf für eine Analyse nur eine Lage verwendet werden. Anderenfalls erhält man Kurven mit polymodalen Kornverteilungen, wodurch die gute Sortierung, die in jeder einzelnen Lage herrscht, nicht zum Ausdruck kommt. Darauf verwies WALGER (1961) in seiner Studie über Einzellagen wassertransportierter Sedimente ausdrücklich.

Die Schiefekoeffizienten liegen im Intervall *b* etwas näher bei 1, d. h. zugehörige Verteilungskurven wären annähernd symmetrisch.

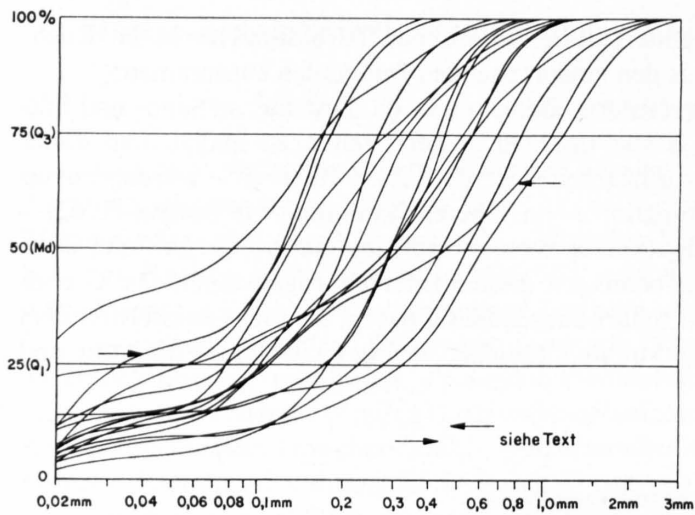


Fig. 2: Summenkurven aller gemessenen Proben der «Graded intervals (a)».

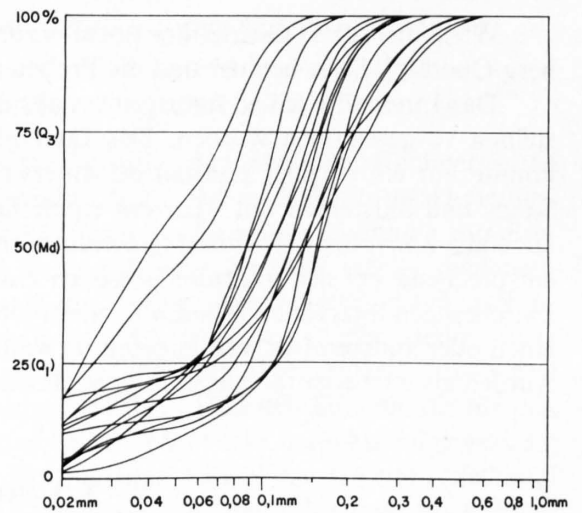


Fig. 3: Summenkurven aller gemessenen Proben der «Lower intervals of parallel lamination (b)».

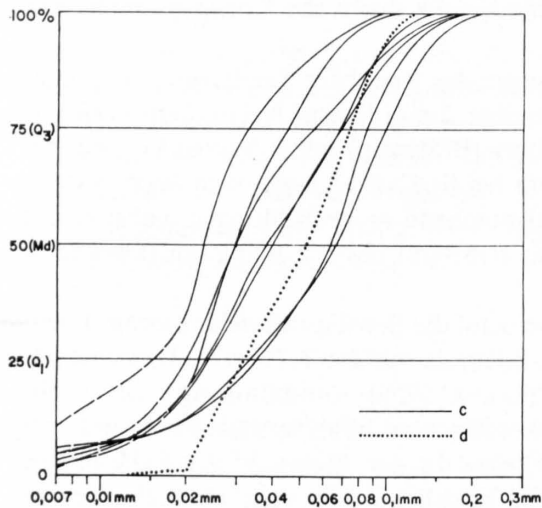


Fig. 4: Summenkurven aller gemessenen Proben der «Intervals of current ripple lamination (c)» und einer Probe aus einem «Upper interval of parallel lamination (d)».

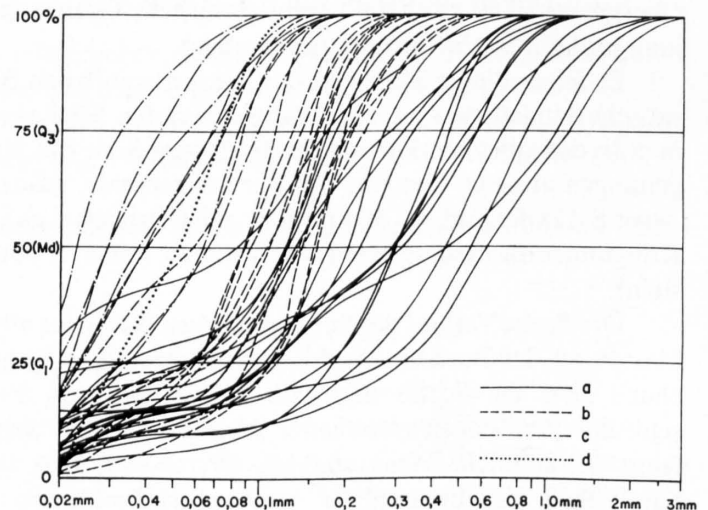


Fig. 5: Sammeldarstellung der Summenkurven aller gemessenen Proben der «Graded intervals (a)», «Lower intervals of parallel lamination (b)», «Intervals of current ripple lamination (c)» und des «Upper interval of parallel lamination (d)».

Betrachtet man die Summenkurven des Intervalls *c* bzw. die eine Kurve aus Intervall *d* (Fig. 4), so sieht man nur den generellen Gradierungseffekt der Turbidite, also eine weitere Abnahme der Medianwerte, aber kein weiteres Aufrichten der Kurven und somit keine weiterschreitende Verbesserung der Sortierung. Die Werte für  $S_o$  liegen zwischen 1,38 und 1,82.

Die gemeinsame Betrachtung der Summenkurven aller Intervalle (Fig. 5) zeigt eine Kurvenschar, in der man deutlich ein Steilwerden der Kurven mit abnehmendem Medianwert erkennen kann. Die optimale Aufrichtung erfahren die Kurven des Intervalls *b*, also die Sandsteine des «lower interval of parallel lamination».

Nach den Arbeiten von INMAN (1949), GRIFFITHS (1951), WALGER (1961) und FOLK (1966) ist in sandigen Sedimenten optimale Sortierung im Bereich zwischen 0,1 mm und 0,2 mm Korndurchmes-

ser zu erwarten. Dennoch scheinen die unterschiedlichen Ablagerungsmechanismen der verschiedenen Intervalle im hier untersuchten Material diesen Effekt zu überlagern. Das zeigt Fig. 6, in der Medianwert gegen Sortierung aufgetragen ist und in der jedem Turbidit-Intervall ein eigenes Symbol zukommt. Die so zustandekommenden Felder entsprechen den Intervallen. Das Feld des Intervalls *a* ist stark in Richtung der Ordinate gestreckt, entsprechend einem starken Schwanken der Sortierungswerte. Hier lässt sich keine Abhängigkeit der Sortierung von den Medianwerten feststellen, obwohl letztere ein grosses Intervall bestreichen. Die Erklärung dieser Tatsache bietet sich durch die Zuteilung dieses Intervalls (WALKER 1967) zum «upper flow regime» SIMONS' et al. (1965) an. Nach letztgenannten Autoren befindet sich im «upper flow regime», bei den höchsten Strömungsgeschwindigkeiten, das transportierte Sedimentmaterial in Suspension, aus der der Absatz erfolgt. Die Sortierung ist daher meist schlecht, von Probe zu Probe vor allem sehr unterschiedlich und hängt teilweise auch von der Sedimentbeschaffenheit im Bereitstellungsraum ab.

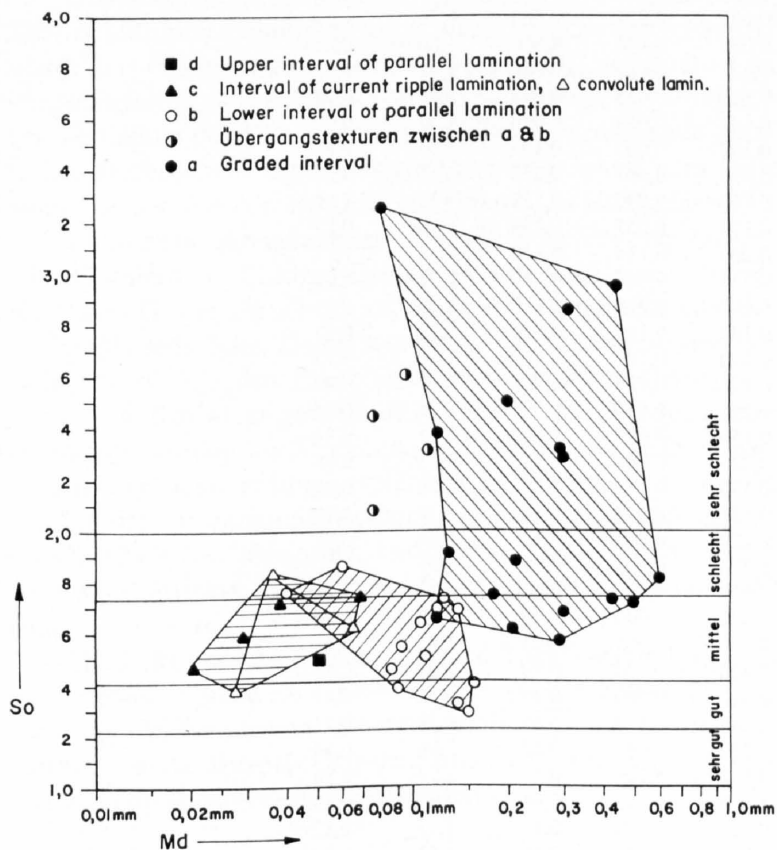


Fig. 6: Sortierungskoeffizient und mittlere Korngrösse der sandigen Sedimente der Ruchberg/Oberälpli-Serie.

Demgegenüber wird bei abnehmender Strömungsgeschwindigkeit und mit Erreichen des Übergangsbereichs zum «lower flow regime» (SIMONS et al.) wesentlich weniger Sedimentmaterial transportiert. Auch bilden sich keine Suspensionen, sondern die transportierte Korngrösse hängt von der Transportenergie der jeweils herrschenden Strömung ab. Es entstehen dabei die – in Fig. 6 deutlich sichtbaren – besseren Sortierungen der abgelagerten Sand- und Siltsteine aus den Intervallen *b* und *c*. Ob das angedeutete Sortierungsoptimum im Intervall *b* durch die allgemeine Tendenz sandiger Sedimente, ein Sortierungsoptimum im Bereich der Korngrössendurchmesser 0,1–0,2 mm zu erreichen, verursacht wird oder ob die Sandsteine des «lower interval of parallel lamination» durch besondere Strömungsbedingungen (beispielsweise starke Auswaschung der feineren Korngrössen) diese gute Sortierung erhalten, bleibt offen.

Die in der Ruchberg/Oberälpli-Serie gewonnenen granulometrischen Daten zeigen gute Übereinstimmung mit Resultaten aus anderen Flyschkomplexen. So wies BOUMA (1962) auf die vertikale Gradierung hin, die im Peira-Cava-Gebiet stets aufrecht angetroffen wird und die jeweils einen ganzen

Tabelle 1: *Granulometrische Daten der Sand- und Siltsteine aus der Ruchberg/Oberäpli-Serie*

Proben Nr.	Inter- vall	Q <sub>3</sub>	Q <sub>1</sub>	Md	So	Sk
68.11.2/6	d	0,077	0,032	0,050	1,55	0,69
68.10.21/2 o	c	0,032	0,015	0,022	1,46	0,99
68.11.2/15	c	0,050	0,020	0,029	1,58	1,19
68.10.21/2 u	c	0,068	0,023	0,038	1,72	1,09
IT 292	c	0,100	0,033	0,070	1,74	0,67
IT 271	c	0,042	0,022	0,028	1,38	1,18
68.11.2/12	c	0,070	0,021	0,036	1,82	1,13
68.10.21/1 o	c	0,090	0,035	0,065	1,61	0,75
68.10.21/3	b	0,075	0,024	0,040	0,76	1,13
IT 277	b	0,090	0,026	0,060	1,86	0,65
68.11.1/19 o	b	0,127	0,060	0,086	1,45	1,03
68.10.21/9	b	0,110	0,058	0,090	1,38	0,79
IT 290	b	0,140	0,059	0,090	1,54	0,93
68.10.21/5	b	0,160	0,060	0,105	1,63	0,87
IT 289	b	0,150	0,067	0,110	1,50	0,83
IT 288	b	0,160	0,090	0,120	1,33	1,00
IT 283	b	0,170	0,057	0,130	1,73	0,57
IT 291a	b	0,200	0,115	0,140	1,32	1,17
68.11.1/19 o	b	0,235	0,080	0,140	1,71	0,92
68.11.2/4	b	0,200	0,070	0,140	1,69	0,71
IT 281	b	0,190	0,175	0,150	1,28	0,97
IT 285	b	0,210	0,107	0,160	1,40	0,92
68.10.21/8	a/b	0,108	0,025	0,075	2,08	0,48
IT 257	a/b	0,125	0,020	0,075	2,45	0,45
68.10.21/1 u	a/b	0,150	0,022	0,095	2,61	0,33
IT 287	a/b	0,225	0,042	0,110	2,23	0,78
IT 264	a	0,170	0,015	0,08	3,26	0,40
68.10.21/4	a	0,180	0,032	0,12	2,38	0,40
IT 280	a	0,170	0,063	0,12	1,64	0,71
IT 275	a	0,275	0,075	0,13	1,91	1,20
68.10.21/12	a	0,320	0,105	0,17	1,75	1,16
68.11.2/14 o	a	0,320	0,090	0,21	1,88	0,66
IT 274	a	0,270	0,105	0,21	1,61	0,65
68.10.21/6	a	0,420	0,170	0,29	1,57	0,85
68.11.2/8	a	0,440	0,080	0,29	2,32	0,42
68.11.2/2	a	0,580	0,110	0,30	2,29	0,71
68.10.21/7	a	0,550	0,063	0,32	2,96	0,34
IT 276	a	0,670	0,224	0,43	1,73	0,80
68.11.2/14 u		1,000	0,115	0,44	2,95	0,59
68.11.2/5		0,820	0,280	0,53	1,71	0,82
IT 272	a	1,150	0,350	0,60	1,81	1,12

Zyklus erfasst. Die sukzessive Kornabnahme innerhalb der Zyklen des Ruchberg-Sandsteins kommt in den Fig. 2–5 gut zum Ausdruck. Ferner stimmen die hier untersuchten Proben bezüglich Kornverteilung, Sortierung und Symmetrie mit Resultaten, die NIEDERMAYR (1966), WIESENER (1967) und SCHNABEL (in FAUPEL et al. 1970) aus verschiedenen Schichtgliedern des Wienerwald-Flyschs aufzeigten, überein. Die von NIEDERMAYR (1966) hervorgehobene «gute Sortierung» der sandig-siltigen Flyschsedimente geht wohl darauf zurück, dass von diesem Autor nicht die von FÜCHTBAUER (1959) vorgeschlagenen Bezeichnungen für den Sortierungsgrad verwendet wurden. Danach wären die meisten von NIEDERMAYR ermittelten Werte ebenfalls als mittelmässig bis sehr schlecht zu bezeichnen. SCHNABEL beobachtete doppelte Maxima der Kornverteilung in groben Sandsteinen aus dem unteren Teil eines Gradierungszyklus. Nach Fig. 2 der vorliegenden Arbeit ist aus den zwei Wendepunkten



mancher Summenkurven (siehe Pfeile in Fig. 2) auf das Vorkommen ähnlicher bimodaler Kornverteilungen in den Intervallen *a* der Ruchberg/Oberäpli-Serie zu schliessen. Solche bimodale Kornverteilungen sind vermutlich im Prinzip so zu erklären, dass beim Abgang eines Trübestroms zwei oder auch mehrere Sedimente, die im Bereitstellungsraum getrennt vorlagen, gemischt wurden.

### III. Qualitativer und quantitativer Komponentenbestand der Sand- und Siltsteine des Ruchberg-Sandsteinkomplexes

#### 1. Methodik

Um den Komponentenbestand qualitativ und quantitativ zu erfassen, wurden zur Hauptsache Dünnschliffuntersuchungen unter dem Polarisationsmikroskop vorgenommen. Der Modalbestand wurde mit einem «point counter» ausgezählt, wobei etwa nach dem Vorschlag von CHAYES (1949) vorgegangen wurde. In der Regel gelangten etwa 500 Punkte zur Auszählung, bei sehr ungleichmässiger Verteilung des Komponentenbestandes wurden auch 1000 Punkte erfasst. Zur Hervorhebung des Calcit-Zements und zur Unterscheidung des Calcits vom Dolomit wurden die Schläffe zur Hälfte mit einer Lösung von Alizarin-rot-S in einer  $1/20$ -n HCl gefärbt (vgl. MÜLLER 1964).

Es wurden gegeneinander ausgezählt: detritischer Quarz, Karbonat-Zement, Feldspäte, Tonmatrix, Glimmer + Chlorit, Gesteinsbruchstücke (von Plutoniten, Vulkaniten und Metamorphiten), Karbonat-Gesteinsbruchstücke, silikatische Sediment-Gesteinsbruchstücke, Glaukonit und Fossilien + Fossilbruchstücke. Damit wurde der Modalbestand der Sand- und Siltsteine qualitativ und quantitativ erfasst. Mit den Ergebnissen der Auszählung wurden die Sedimente in das Grunddiagramm Sand-Ton-Karbonat gestellt, das FÜCHTBAUER (1959) zusammen mit MÜLLER entwarf. Die sandigen Sedimente wurden im Benennungsschema der Sandsteine nach FÜCHTBAUER (1959) eingetragen, um die Flyschgesteine richtig ansprechen zu können. Vor allem sollte auf diese Art aber untersucht werden, ob sich die Zusammensetzung des Ruchberg-Sandsteines vom Prättigau über die Lenzerheide bis ins Oberhalbstein wesentlich ändert, bzw. ob grössere Unterschiede zwischen dem Ruchberg-Sandstein des Prättigaus und dem Arblatsch-Sandstein des Oberhalbsteins – bezüglich ihrer Zusammensetzung – bestehen.

Mit Hilfe der komplexometrischen Titrationsmethode – sie wurde von MATTER (1964) eingehend beschrieben – wurde ein Überblick über die Gesamtkarbonatgehalte der Prättigauer Serien gewonnen (vgl. Fig. 13). Ausserdem konnten damit auch die bei der «point counter»-Auszählung gewonnenen Karbonatwerte überprüft werden. Innerhalb eines kleinen Fehlerbereiches wurden mit beiden Methoden gut übereinstimmende Werte erlangt.

#### 2. Lithologische Beschreibung der Ruchberg-Sandsteine

NÄNNY (1948) hat die Ruchberg-Sandsteine sehr gut beschrieben. Da seine Publikation heute nicht mehr überall leicht zu finden ist, zitieren wir im folgenden grosse Teile seiner ausgezeichneten Beschreibung (S. 23–24); die von uns vorgenommenen Abänderungen sind kursiv eingesetzt:

*«Mit dem Ausdruck Ruchberg-Sandsteine sollen alle mittel- und grobkörnigen Sandsteine der Ruchbergserie (und der unterlagernden Oberäpli-Serie) zusammengefasst werden. Das volumenmässige Verhältnis von Komponenten und Bindemittel ist sehr variabel. Es existieren alle Übergänge von Grauwacke (von NÄNNY als Arkosesandstein bezeichnet) mit nur spärlichem, vorwiegend tonigem Zement bis zu kalkigen Sandsteinen (von NÄNNY als grobe Sandsteine bezeichnet).*

*Die Grauwacken erscheinen im frischen Bruch grau bis grauweiss gesprenkelt und verwittern leicht unter Bildung einer erdig aussehenden, graubräunlichen Kruste. Unter dem Mikroskop beobachtet man in einem spärlichen Zement vorwiegend Komponenten von Quarz und Feldspäten (Kaliumfeldspäte und saure Plagioklase). Der Quarz tritt meist in eckigen oder schwach gerundeten Körnern auf. Die Feldspäte sind zum grössten Teil zersetzt zu einem Gemenge von Serizit, Klinozoisit und Kalzit. Als Ergänzung zu NÄNNY fügen wir hier bei, dass die Kalifeldspäte stets eine Schachbrett-Albitisierung aufweisen. Da die Kalifeldspäte davon so regelmässig betroffen sind, wäre es denkbar, dass dieses Ereignis während der Diagenese stattfand. Solche Umwandlungen*

sollen nach VOLL (1969) die Kalifeldspäte von schichtsilikatreichen Gesteinen häufig erfassen. Vereinzelt beobachtet man Schüppchen von Muskowit und chloritisiertem Biotit, ferner Körner von Turmalin und Glaukonit. In geringeren Mengen finden sich Trümmer von Dolomiten und Kalken. ... Lagen oder Schlieren dieser Gesteine, in denen der Zement stark angereichert ist, führen eine gut erhaltene Foraminiferenfauna.

Die kalkigen Sandsteine gehen aus den Grauwacken in allmählichem Übergang hervor und zeigen im frischen Bruch eine dunkelgraue Farbe. Die Gesteine sind oft durchspickt von Schmitzen und grösseren Fetzen eines schwarzen Tonschiefers. ... Der Zement besteht vorwiegend aus Karbonat mit etwas Limonit und ist durchweg reichlicher vertreten als in den Grauwacken. In der Oxydationsrinde beobachtet man von innen nach aussen eine zunehmende Limonitisierung der eisenhaltigen Dolomitkomponenten. ... Besonders die zementreichen Lagen dieses Gesteins führen eine reichhaltige Foraminiferenfauna sowie Lithothamnien und Bryozoen. In den gleichen Lagen ist Glaukonit stark angereichert.

Die feinkonglomeratischen Sandsteine finden sich häufig an der Basis der Gradierungszyklen. In den grösseren Typen erreichen die Komponenten häufig Durchmesser bis zu 0,5 cm. ... An ihrer Zusammensetzung beteiligt sich vorwiegend kristalliner Detritus; daneben finden sich Dolomite und Kalken; auch schwarze Tonschmitzen fehlen selten. Der spärliche Zement ist meist tonig bis mergelig. In selteneren, zementreichen Lagen finden sich Grossforaminiferen nesterartig angereichert.

Die Quarzsandsteine bilden Bänke, die an dem hellen Flechtenüberzug schon aus grösserer Distanz erkannt werden. Häufig beobachtet man eine engmaschige Klüftung senkrecht zu den Schichtflächen, welche die Bänke in ein System von parallelepipedförmigen Körpern auflöst. Im Bruch erscheinen die Gesteine dunkelgrau bis schwarzgrünlich, seltener sind hellgraue bis weisse Varietäten. Die eckigen oder nur schwach gerundeten Quarzkörner sind z.T. eingebettet in einen karbonatischen Zement, der nur in geringer Menge auftritt und häufig durch ein dunkles Pigment gefärbt ist; teilweise aber grenzen sie unmittelbar aneinander. Körner von Glaukonit sowie Muskowitschüppchen finden sich in wechselnder Menge. Die feinkörnigsten, schwarzgrünlichen Typen mit einem Korndurchmesser unter 0,1 mm zeigen auf der Bruchfläche einen fettigen Glanz und können als Ölquarzite bezeichnet werden.»

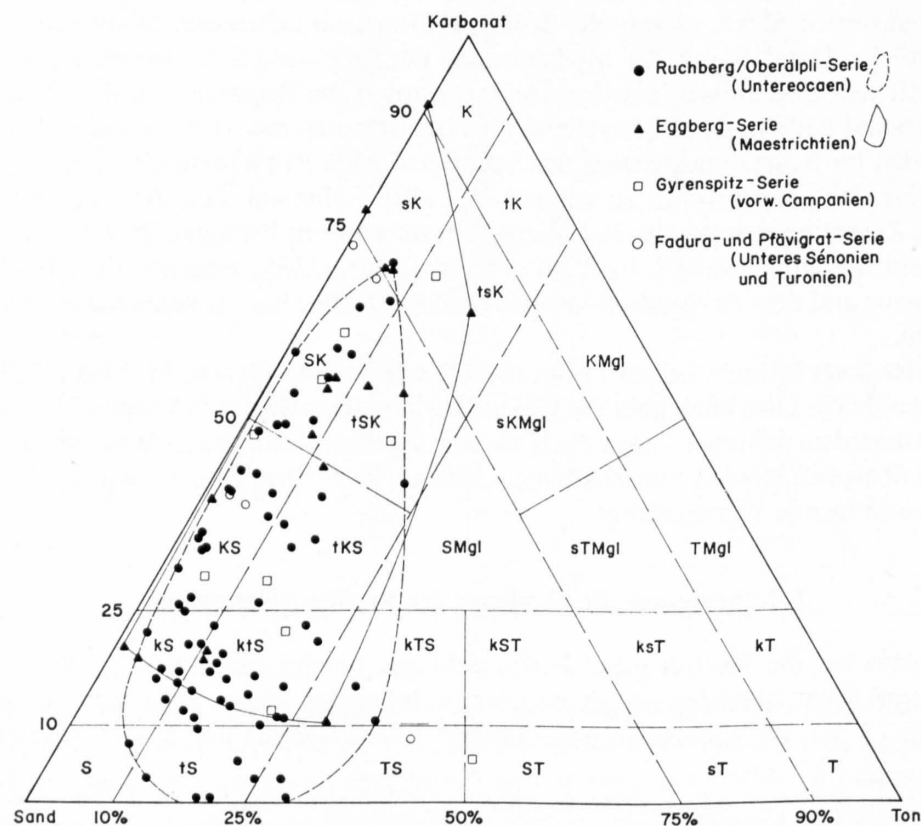


Fig. 7: Grunddiagramm Karbonat-Sand-Ton (nach FÜCHTBAUER 1959) der sandigen Sedimente der höheren Serien des Prättigaus.

S = Sand oder stark sandig, s = sandig, K = Kalk (Dolomit) oder stark kalkig (dolomitisch), k = kalkig (dolomitisch), T = Ton oder stark tonig, t = tonig, Mgl = Mergel.

### 3. Untersuchungsergebnisse

Wie im Abschnitt über die Methodik bereits erwähnt, wurden die Proben nach erfolgter Auszählung zunächst in das Grunddiagramm Sand–Ton–Karbonat (FÜCHTBAUER 1959) projiziert. Dazu wurden unter Sand: detritischer Quarz, Feldspäte, Gesteinsbruchstücke von Plutoniten, Vulkaniten, Metamorphiten und silikatischen Sedimenten – unter Ton: Tonmatrix, Glimmer + Chlorit – und unter Karbonat: Karbonat-Zement und Karbonat-Gesteinsbruchstücke zusammengefasst.

In Fig. 7 wurden alle aus dem Prättigau stammenden Proben, von der Pfävisgrat-Serie an aufwärts, zusammengefasst. Obwohl bereits im Felde darauf geachtet wurde, möglichst nur sandige Typen für die vergleichende Untersuchung heranzuziehen, sieht man ein starkes Schwanken des Karbonatgehaltes innerhalb der entnommenen Proben. Der Tongehalt bleibt bei der Mehrzahl der Proben unter 25%. Auf Grund der von drei Profilen im Prättigau stammenden Proben liess sich für den Ruchberg-Sandstein ein Feld auf dem Grunddiagramm ausscheiden.

Die anderen Serien unterschieden sich alle von der Ruchberg/Oberälppli-Serie durch durchschnittlich höhere Karbonatgehalte, die vor allem bei der Eggberg-Serie auf erhöhten Gehalt an detritischen Karbonaten zurückzuführen ist. Der deutlich niedrigere Karbonatgehalt der Ruchberg/Oberälppli-Serie im Vergleich zu allen anderen Serien des Prättigaus zeigt sich besonders schön in Fig. 13, deren Resultate durch die komplexometrische Titration ermittelt wurden. Neben der Ruchberg/Oberälppli-Serie wurde in Fig. 7 nur noch für die Eggberg-Serie ein eigenes Feld ausgezogen, da von allen anderen Serien zuwenig Dünnschliffauszählungen vorlagen. Der gleichen Figur kann entnommen werden, dass der grössere Teil aller Proben der Ruchberg/Oberälppli-Serie auf dem Diagramm in die Felder kalkiger Sandstein – kalkig-toniger Sandstein zu liegen kommt.

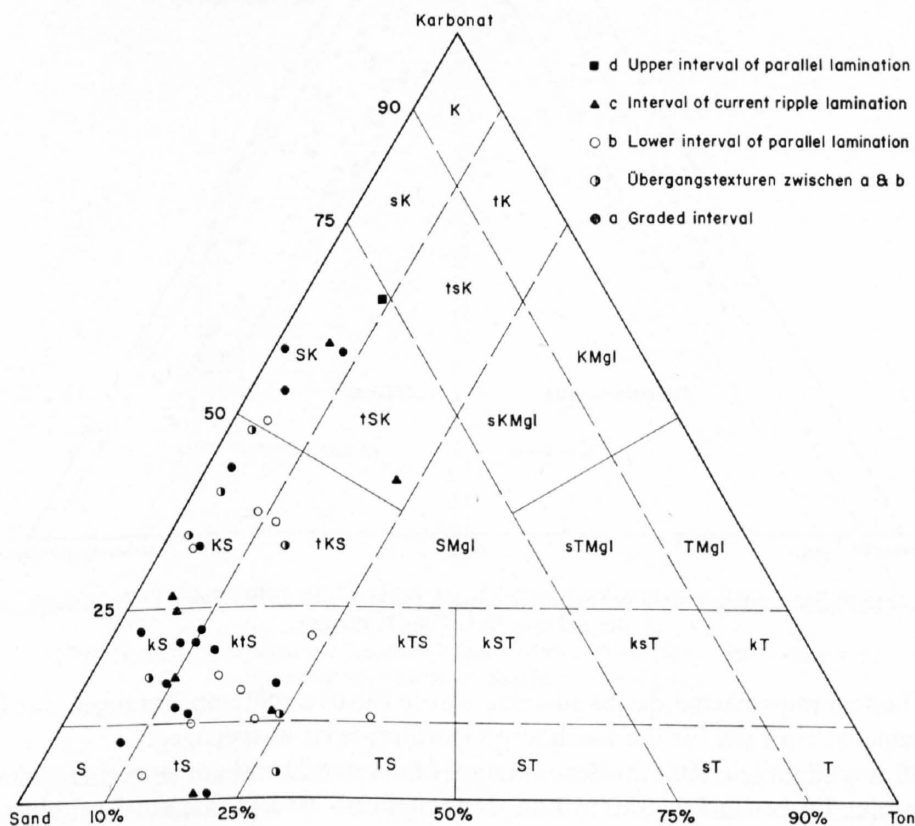


Fig. 8: Grunddiagramm Karbonat–Sand–Ton der Ruchberg/Oberälppli-Serie. Intervalle der Turbidite mit verschiedenen Symbolen versehen.

Im Anschluss an die im vorstehenden Kapitel (S. 10) aufgeworfene Frage wurde als nächstes untersucht, ob die Sedimente bezüglich ihres Modalbestandes eine Abhängigkeit von ihrer Stellung in-

nerhalb eines Turbidizyklus zeigen (vgl. Fig. 8). Dies scheint nicht der Fall zu sein, womit man für die Ruchberg/Oberäpli-Serie anscheinend nicht das regelmässige Ansteigen des  $\text{CaCO}_3$ -Gehaltes mit abnehmender Korngrösse beobachten kann, das beispielsweise BOUMA (1962) aus dem Peira-Cava-Gebiet beschreibt.

Die Proben, die in Fig. 7 in das Sandsteinfeld fielen, wurden zur weiteren Charakterisierung in das Benennungsschema der Sandsteine nach FÜCHTBAUER (1959) projiziert. Die Fig. 9 zeigt, dass die Sand- und Siltsteine der höheren Prättigau-Serien sich mehr oder minder regelmässig über den Bereich Quarzsandstein, Sandstein mit Gesteinsbruchstücken und Grauwacken verteilen. Feldspatreiche Gesteine stellen Ausnahmen dar. Normalerweise übersteigt der Feldspatgehalt 15% nicht. Da in feldspatreichen Gesteinen auch immer erhöhte Beimengungen von Gesteinsbruchstücken vorgefunden werden, sollte man mit der – vor allem in der Ruchberg-Serie früher oft verwendeten – Bezeichnung Arkosesandstein (NÄNNY 1948, S. 23) nach heutigen Nomenklaturprinzipien äusserst zurückhaltend umgehen.

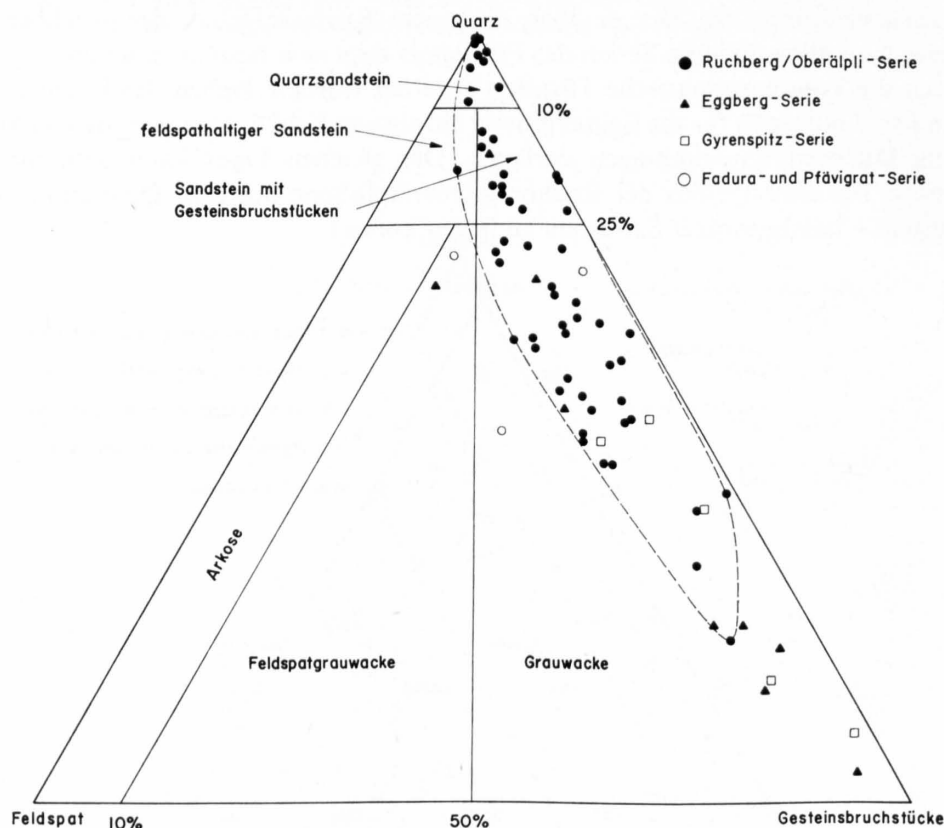


Fig. 9: Benennungsschema der Sandsteine (nach FÜCHTBAUER 1959): Sand- und Siltsteine der höheren Serien des Prättigaus.

Auch im Benennungsschema der Sandsteine wurde für den späteren Vergleich mit Gesteinen aus südlicheren Gebieten ein Feld für die Ruchberg/Oberäpli-Serie ausgezogen.

Die Fig. 10 zeigt deutlich, dass im Benennungsschema der Sandsteine nun eine Abhängigkeit zwischen der Lage der Probe im Diagramm und ihrer Stellung innerhalb eines Turbidizyklus besteht. Intervall *a* wird im allgemeinen von den Grauwacken, Intervall *b* von Grauwacken und Sandsteinen mit Gesteinsbruchstücken und Intervall *c* von mehr oder weniger reinen Quarzsandsteinen vertreten. Es handelt sich dabei um einen Effekt, der durch die sukzessive Abnahme der Korngrössen von Intervall *a* nach Intervall *b* hervorgerufen ist. Naturgemäss reichern sich Gesteinsbruchstücke in grobkörnigen, Einzelminerale in feinkörnigen Gesteinen an.



Im weiteren Verlauf der Arbeit wurden Untersuchungen angestellt, die zeigen sollten, ob sich Modalbestand oder Sandsteintyp innerhalb des Ruchberg-Sandsteinkomplexes in seinem Verlauf gegen Süden ändert, bzw. ob der sogenannte Arblatsch-Sandstein, der nach ZIEGLER (1956) gleiches Alter wie der Ruchberg-Sandstein aufweist, auch lithologisch dem Ruchberg-Sandstein gleichgesetzt werden kann.

Zu diesem Zweck wurden an Proben von vier weiteren Profilen nach der gleichen Methode der Modalbestand ausgezählt und ihre Lage im Grunddiagramm und Benennungsschema ermittelt. Bei lithologischer Identität mit der Ruchberg/Oberäpli-Serie des Prättigaus war zu erwarten, dass die Proben in den beiden Diagrammen jeweils in das im Prättigau ermittelte «Ruchberg-Sandstein-Feld» zu liegen kamen. Die erste Gruppe der untersuchten Proben stammte von dem von NÄNNY (1946) beschriebenen Aufschluss von St. Cassian (Lenzerheide), in dem die altersmässige Übereinstimmung mit dem Prättigauer Ruchberg-Sandstein mit Hilfe von Nummuliten nachgewiesen werden konnte (NÄNNY 1946). Das zweite Profil wurde durch die Folge von Ruchberg-Sandstein des Piz Danis (Lenzerheide–Domleschg) gelegt (JÄCKLI 1944), und von dort stammt die zweite Probengruppe. Die dritte Gruppe von Proben ist einem Profil durch den Flysch des Muttnerhorns (S der Schinschlucht) aus

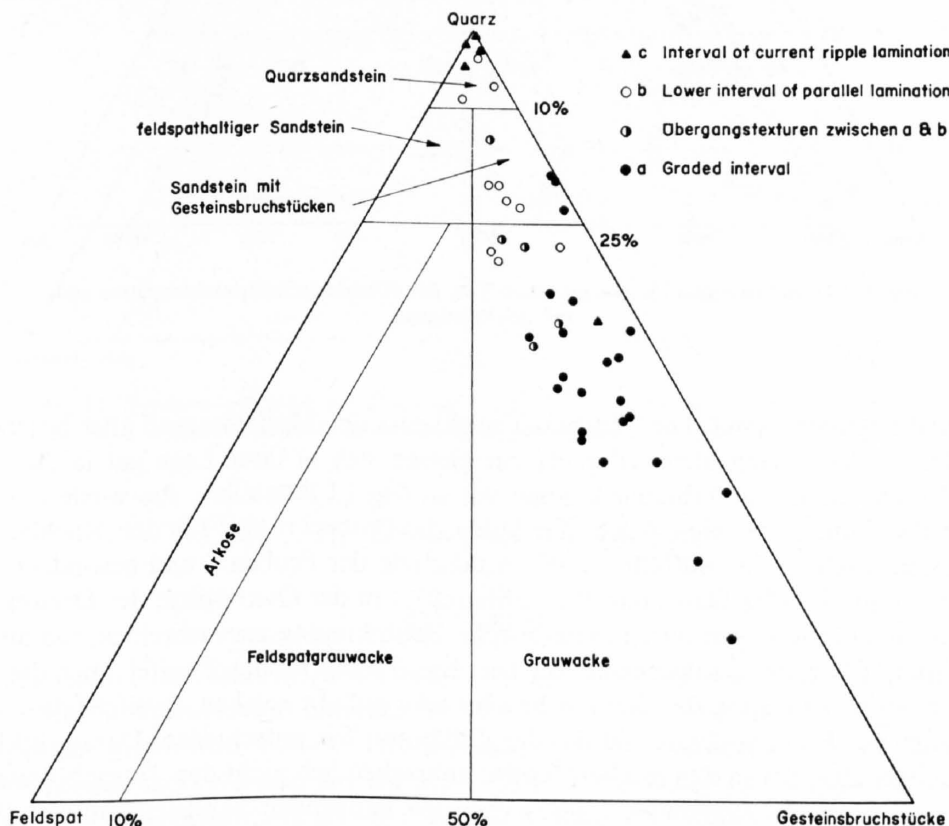


Fig. 10: Benennungsschema der Sandsteine (nach FÜCHTBAUER 1959): Intervalle der Turbidite mit verschiedenen Signaturen versehen.

der Unteren Flyschschuppe nach ZIEGLER (1956) entnommen. Die vorzüglichen Analogien zum Ruchberg-Sandstein der Lenzerheide wurden (nach ZIEGLER 1956) schon von STREIFF (1939) und TRÜMPY (1916) erkannt und beschrieben. ZIEGLER vergleicht sie vor allem mit dem Ruchberg-Sandstein seiner «Oberen Flyschschuppe», in dem er Nummuliten nachweisen konnte. Mit der vierten Probengruppe wurde schliesslich der Arblatsch-Sandstein selbst – zum Namen Arblatsch-Sandstein vgl. ZIEGLER (1956, S.40 ff.) – erfasst. Die zur Auszählung verwendeten Proben stammen vom Piz-Arblatsch-Nordgrat.

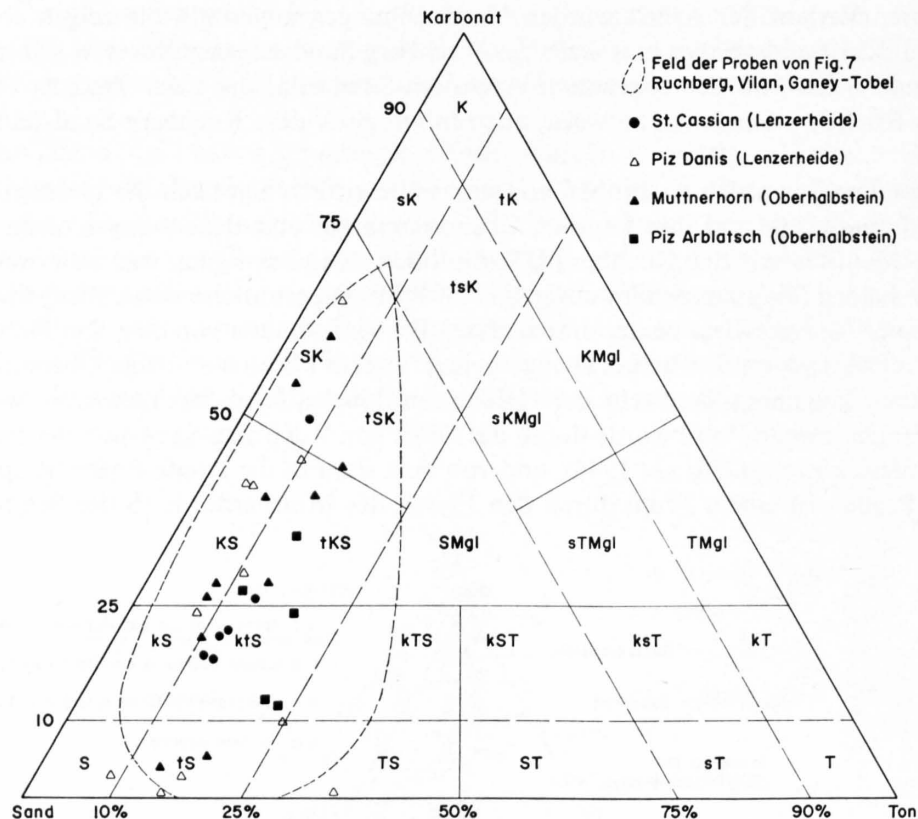


Fig. 11: Grunddiagramm Karbonat-Sand-Ton des Ruchberg-Sandsteinkomplexes südlich des Prättigaus.

Das Grunddiagramm Sand-Ton-Karbonat zeigt, dass der Modalbestand aller bearbeiteten Proben mehr oder weniger gleich bleibt (Fig. 11). Sie passen sich in ihrer Lage gut in das «Ruchberg-Sandsteinfeld» ein. Gleiches Verhalten können wir in Fig. 12 feststellen, die wiederum das Benennungsschema der Sandsteine zeigt. Auch hier fallen die Proben in das für den Ruchberg-Sandstein des Prättigaus ermittelte Feld. Auffällig ist die Anhäufung der Proben – und besonders die der Probengruppe zwei und vier (Piz Danis und Piz Arblatsch) – in der Quarzspitze des Dreiecks. Der Umstand ist Strukturveränderungen durch metamorphe Beeinflussung zuzuschreiben, die diesen Proben deutlich anhaftet. Es treten infolgedessen bei der Auszählung häufig Zweifel über die Zuordnung einer Komponente zur Gruppe der Gesteinsbruchstücke auf. In solchen Zweifelsfällen wurde dann immer zugunsten des Einzelminerals, auf das der Zählpunkt fiel, entschieden. Daraus erklärt sich der «erhöhte Quarzgehalt», der in den meisten Fällen wahrscheinlich nicht den Tatsachen entspricht.

Die eben aufgezeigten Ergebnisse legen nahe, den hangenden Sandsteinkomplex der hier beschriebenen Flyschserien als genetische Einheit aufzufassen, und zwar auf Grund folgender Kriterien: Vom Prättigau bis zur Lenzerheide und weiter bis zum Piz Curvér ist er durch seinen Fossilinhalt (ZIEGLER 1956) als altersgleich erkannt worden, bezüglich seines Modalbestandes weist er keine Unterschiede auf, und wir können in ihm immer wieder die gleichen Sandsteintypen identifizieren. Aber auch die zum weiteren Vergleich herangezogenen Proben des Arblatsch-Sandsteins zeigen bezüglich des Modalbestandes keinen Unterschied.

Einen Unterschied, auf den hier hingewiesen sei, bilden lediglich die hohen Dolomitgehalte im Karbonat-Zement des Arblatsch-Sandsteins. Dieser Dolomit ist aber deutlich sekundären, also diagenetisch-metamorphen Ursprungs. Als Ergänzung zu Fig. 13 (vgl. S. 22) wurden der Vollständigkeit halber in Fig. 14 noch die Gesamtkarbonatgehalte aller untersuchten Proben des Ruchberg-Sandsteinkomplexes dargestellt. Die Werte wurden aus der Schliffauszählung gewonnen. Neben den eben

erwähnten hohen Dolomitgehalten des Arblatsch-Sandsteins fällt die Konstanz der durchschnittlichen Gesamtkarbonatwerte der verschiedenen untersuchten Probengruppen auf.

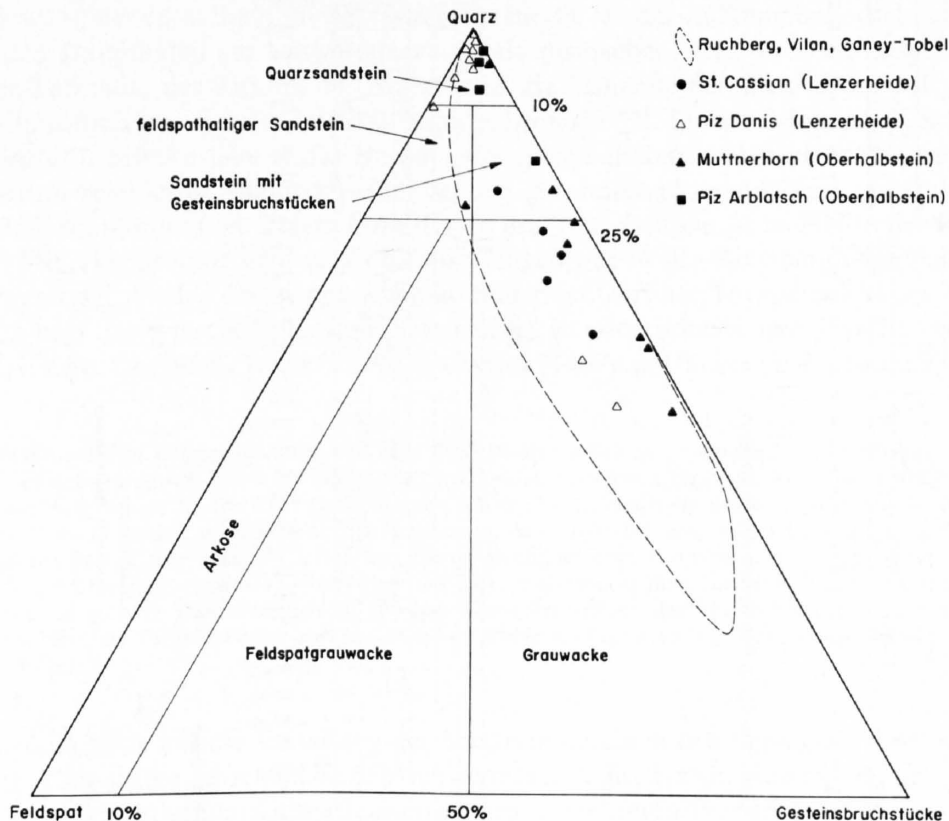


Fig. 12: Benennungsschema der Sandsteine (nach FÜCHTBAUER 1959): Sand- und Siltsteine des Ruchberg-Sandsteinkomplexes südlich des Prättigaus.

## IV. Die Schwermineralführung

### 1. Methodik

Die Aufarbeitung der Gesteinsproben zur Herstellung der Schwermineral-Streupräparate erfolgte nach der im hiesigen Institut üblichen Weise (vgl. MATTER 1964, S.399). Es sei erwähnt, dass die Gesteinsproben wegen ihres hohen Verfestigungsgrades anfangs in einer Presse, später in einem Backenbrecher zertrümmert wurden, ehe die Fraktion  $< 2$  mm für den weiteren Arbeitsgang gewonnen werden konnte. Zur Auszählung gelangte die Kornfraktion 0,4–0,06 mm. Es wurden in der Regel 100 Körner gezählt, zu Kontrollzwecken in einigen Fällen 200. Waren in einem Streupräparat keine 100 durchsichtigen Schwerminerale enthalten, wurde die Probe nicht in die Diagramme aufgenommen. Obwohl nach BLANKENBURG & JAGUSCH (1964) der 0,95-Vertrauensbereich ein relativ grosses Intervall darstellt, falls nur 100 Körner gezählt werden, musste doch auf die Auszählung einer grösseren Kornzahl verzichtet werden. Einer von mehreren Gründen ist die nur unwesentliche Resultatsverbesserung bei erheblich vergrössertem Arbeitsaufwand.

Die Darstellungsmethode (Tafeln I und II) – sie wurde von FLÜCK am hiesigen Institut entwickelt – soll es ermöglichen, das Verhalten der einzelnen Minerale rasch zu erfassen. Die Anordnung der Proben erfolgte in der Weise, dass das linke Ende eines Probenblocks die im Gelände zuhächst in der Serie vorgefundene Probe darstellt. Bei einer Betrachtung von links nach rechts werden also die jeweiligen Serien oder Profilstücke von oben nach unten durchschritten.

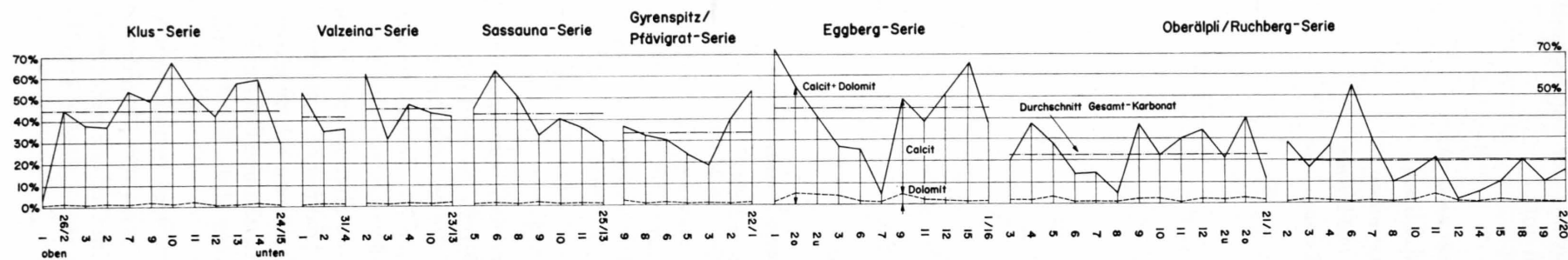


Fig. 13: Calcit- und Dolomitgehalte (Gewichts-%) in den Serien des Prättigaus.

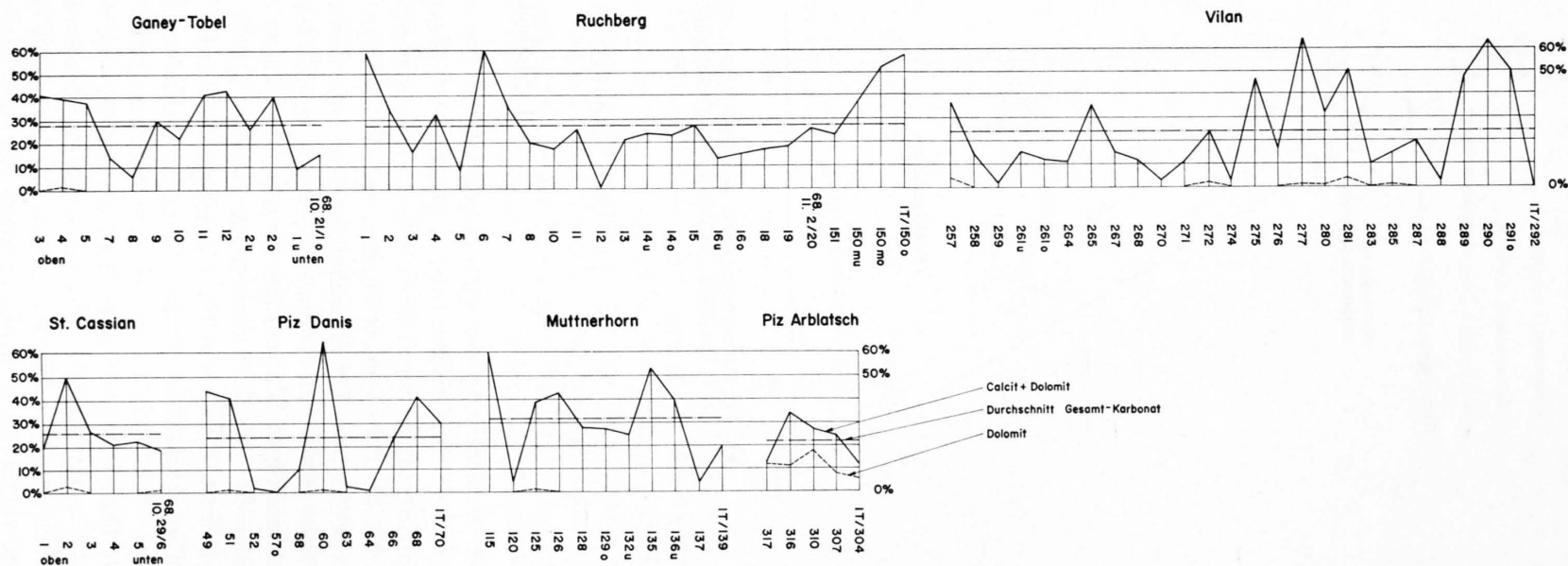


Fig. 14: Calcit- und Dolomitgehalte (nach Dünnschliff-Auszählungen) des Ruchberg-Sandsteinkomplexes vom Prättigau bis zum Piz Arblatsch.

## 2. Untersuchungsergebnisse

Der durchschnittliche Schwermineralgehalt aller untersuchten Schiefer- und Flyschgesteine beträgt 1,13 Gew.-% der entkalkten Probe. Neben Erzen, die bei der Zählung unberücksichtigt blieben, obwohl sie den Hauptanteil am Schwermineralgehalt ausmachen, sind die wichtigen durchsichtigen Minerale der Turmalin-, der Zirkon-, der Apatit- und die Minerale der  $\text{TiO}_2$ -Gruppe (Rutil, Brookit, Anatas). Akzessorisch treten auf: Granat, Titanit, Chromspinell, Epidot, Monazit, Hornblende, Zoisit und Klinozoisit. Mit Ausnahme des Granats, der gelegentlich in mehreren Prozenten am Schwermineralspektrum beteiligt ist, handelt es sich bei den genannten akzessorischen Mineralen um selten anzutreffende Einzelkörner (vgl. Tafeln I und II). In der  $\text{TiO}_2$ -Gruppe ist zweifellos der Rutil das vorherrschende Mineral, Brookit wird in grösseren Mengen nur in der Ruchberg/Oberälppli-Serie angetroffen, während der Anatas überhaupt selten zu finden ist. Mit der Turmalin-Zirkon-Apatit-Rutil-Kombination liegt das typische Spektrum penninischer Bündnerschiefer und Flysche vor, wie es von JÄCKLI (1941), ZIEGLER (1956), WOLETZ (1967), GASSER (1967) und THUM (1970) beschrieben wurde.

Dank dem freundlichen Entgegenkommen von Frau Dr.G.Woletz in Wien konnten wir 23 unveröffentlichte Resultate von Proben, die sie aus den Prättigauer Serien (im allgemeinen etwas näher zur Grenze gegen das Vorarlberg) entnommen hatte, mit unseren Resultaten vergleichen, die von 65 Proben stammen, die im allgemeinen etwas weiter entfernt von der Landesgrenze geschlagen wurden. Frau Dr.Woletz untersucht die Schwermineralfraktion 0,05–0,1 mm, während wir uns an den Schwermineralbereich 0,06–0,4 mm halten. Ihre Resultate lassen den Zirkon gegenüber dem Turmalin hervortreten, während die Werte für Apatit und Rutil gut übereinstimmen. Das Überwiegen des Zirkons gegenüber dem Turmalin in den Auszählungen von Frau Dr.Woletz beruht mit grösster Wahrscheinlichkeit auf dem Korngrösseneffekt, dass die Zirkonkörner in den relativ feineren Fraktionen überwiegen, die Turmalinkörner aber in den relativ gröberen Fraktionen (vgl. hierzu BOUMA 1962, S.57–58, und NIEDERMAYR 1966, S.121).

Zunächst ein Blick auf die Verteilung der Schwerminerale in den Serien des Prättigaus: Wie die Tafel I zeigt, können die einzelnen Serien schwermineralogisch nicht auseinandergehalten werden. Abgesehen von leicht erhöhten Granatbeimengungen in mehreren Proben der Eggberg- und tieferen Ruchberg/Oberälppli-Serie scheinen nur die Apatitgehalte von Serie zu Serie zu schwanken. Auffällig ist die Apatitarmut der Ruchberg/Oberälppli-Serie. Sie wird von stark schwankenden, teilweise hohen Gehalten – zweifelsfrei detritischer Apatite – abgelöst, die in der Eggberg-, Gyrenspitz- und Pfävisgrat-Serie festgestellt werden konnten.

Die Sassauna-Serie scheint wieder sehr arm an Apatit zu sein. Hier wurde allerdings nur der obere, nach NÄNNY (1948, S.44) sandigere Anteil der Serie beprobt. Bei der Auszählung der Proben aus der Valzeina- und Klus-Serie zeigte sich bei Proben mit auffallend hohen Apatitgehalten, dass zwei Ausbildungsformen des Apatits vorliegen. Der eine Apatit ist zweifellos detritisch, kommt meist in grossen gerundeten Körnern vor und ist oft mit feinsten, dunklen Einschlüssen getrübt. Die zweite Ausbildungsform ist wesentlich kleiner, glasklar, meist von geraden Kanten begrenzt, idiomorph oder auch xenomorph entwickelt. Allem Anschein nach stellt letztere Ausbildungsform eine neugebildete Generation dar.

Bei der Weiterverfolgung dieser beiden tiefsten Serien in das Schanfigg wurden Schwermineralspektren angetroffen, die praktisch zu 100% aus Apatit bestehen, wovon der grösste Teil Neubildungen darstellt (Tafel I, rechts aussen). Analoges zeigt die Schwermineralanalyse von Gesteinen der Bärenhorn-Schiefer (NABHOLZ 1945) aus dem Wannen- und Nollen-Tobel (südlich, bzw. östlich Turrahus) im hinteren Safiental. Man beobachtet auch hier monomineralische Apatitspektren, deren Zustandekommen nur durch Apatitneubildung erklärt werden kann.

Schwermineralanalysen aus Gesteinen des gotthardmassivischen Lias aus dem Valsertal – die Proben wurden an der Talstrasse westlich unterhalb Pitasch entnommen – zeigten bei sehr hohen Turmalingehalten praktisch apatitfreie Spektren. Diese Tatsache ist insofern bemerkenswert als sie zeigt, dass Apatitneubildung nicht in allen Gesteinen mit entsprechender Metamorphose vonstatten geht. Sie scheint in hohem Masse von einer bestimmten chemischen Zusammensetzung des Ausgangsgesteins abzuhängen.



Als weitere Neubildung sei hier noch kurz die des Turmalins erwähnt. Im Unterschied zum Apatit beschränkt sich die Turmalinneubildung auf Zuwachssäume an detritischen Körnern. Nach JÄCKLI (1941, S. 96 f.) erfolgt dies in Form optisch gleich orientierter Ränder, mit blässeren Farben als die detritischen Kerne. In dem hier untersuchten Material geschieht das Weiterwachstum bevorzugt in der Längsrichtung, also in Richtung der *c*-Achse. Die neugebildete Turmalinsubstanz ist fast immer, ohne Rücksicht auf die Farbe des detritischen Kerns, grün. Es ist merkwürdig, dass die Turmaline immer nur in eine Richtung bevorzugt weiterwachsen, d.h. die detritischen Turmaline weisen nur nach einer Seite kräftigen Zuwachs auf, währenddem nach der anderen Seite fast kein Zuwachs stattfand. Aus den Abbildungen von JÄCKLI (1941) geht deutlich hervor, dass auch in seinem Material ein extrem asymmetrischer Zuwachs um die detritischen Turmalinkerne beobachtbar war.

In den Lugnezer Schieferen des Safientales (Acla-Tobel), deren Armut an durchsichtigen Schwermineralen auffällt, wurden in einigen Proben nahezu monomineralische Turmalinspektren beobachtet. Da die Turmalinneubildung immer als Zuwachs an detritische Kerne entwickelt ist, scheinen die monomineralischen Turmalinspektren zum Unterschied von den monomineralischen Apatitspektren detritisch zustande gekommen zu sein.

Dieser Umstand und die Tatsache, dass die Lugnezer Schiefer in den meisten Proben keine oder nur sehr wenige durchsichtige Schwerminerale führen, unterscheidet die Lugnezer Schiefer doch einigermaßen von den tiefsten Serien des Prättigaus (die man ihrerseits eher mit den Bärenhorn-Schiefern verbinden kann). Im nächsten Kapitel soll gezeigt werden, von welchem Metamorphosegrad an mit Turmalin- oder Apatitneubildung gerechnet werden muss.

Wie verhält sich das Schwermineralspektrum, wenn man den Ruchberg-Sandsteinkomplex vom Prättigau bis zum Piz Arblatsch verfolgt? Die in Tafel II nochmals dargestellte Vergesellschaftung der Schwerminerale aus dem Komplex der Ruchberg/Oberälp-Serie des Prättigaus scheint zweifelsfrei detritischer Natur zu sein. Abzusehen wäre von einigen Proben mit erhöhten Gehalten an Mineralen der  $\text{TiO}_2$ -Gruppe. Diese Erhöhung ist meist auf die Anwesenheit auffällig idiomorph ausgebildeter Brookite zurückzuführen. Der Brookitgehalt kann in solchen Fällen bis zu 10% des gesamten Schwermineralgehalts (durchsichtige Schwerminerale) ausmachen. Idiomorphie und das normalerweise seltene Auftreten dieses Minerals legen auch hier die Vermutung auf Neubildung nahe. Die Brookitneubildung wäre zeitlich noch vor der Turmalinneubildung einzuordnen (vgl. auch dazu nächstes Kapitel).

Auffällig aber, und darauf soll hingewiesen werden, ist der extrem niedrige Apatitgehalt in den Proben vom Ruchberg und dem Ganey-Tobel. Ob im Vilan-Profil mit dem plötzlichen Einsatz des Apatits, dem ein erhöhter Apatitgehalt aller darunter liegender Proben folgt, die im Gelände nur schwer fassbare Grenze zur Eggberg-Serie überschritten wurde, kann nicht sicher entschieden werden. Nach Tafel I ist in der Eggberg-Serie ein relativ hoher und stark schwankender Apatitgehalt festzustellen und der Apatit-Kurvenverlauf liesse sich mit dem unteren Teil des Vilan-Profils zwanglos vergleichen.

Verfolgt man den Ruchberg-Sandsteinkomplex nun weiter gegen Süden, so entspricht der langsamen Zunahme der Metamorphose in dieser Richtung ein allmählicher Anstieg der Apatitgehalte in den Schwermineralspektren. Ihr Maximum erreichen die Apatitgehalte in den Proben von Crap bei Rona (Oberhalbstein). Tatsächlich wäre in diesem Bereich, auch nach den Untersuchungen, über die im nächsten Kapitel berichtet wird, die stärkste metamorphe Beanspruchung aller untersuchten Proben zu erwarten.

Man kann also auch bei der Verfolgung des Ruchberg-Sandsteinkomplexes vom Prättigau bis zum Piz Arblatsch die Verfälschung des detritischen Spektrums durch neugebildeten Apatit beobachten. Die Zunahme des Apatit erfolgt allmählich und in gleicher Richtung, in der auch der Metamorphosegrad der Gesteine zunimmt.

Der Apatitzunahme entsprechend nimmt der Gehalt an anderen Mineralen ab. Auffallend ist der Wechsel in der Vorherrschaft der Turmalinfarben. Überwogen bisher braune Farbtöne, so merkt man nun einen Wechsel zu überwiegend grün gefärbten Turmalinen. Es erscheinen nicht nur die durch Neubildung zustande gekommenen Zuwachssäume grün, sondern auch die detritischen Kerne, womit zusammen mit dem gehäuftem Auftreten rosa gefärbter Zirkone (vgl. auch ZIEGLER 1956, S. 41) vielleicht eine kleine Eigenheit des Schwermineralspektrums des Arblatsch-Sandsteins erkennbar ist.

Zusammenfassend liesse sich sagen, dass die Schwermineralanalyse in den Schiefer- und Flyschserien des bearbeiteten Gebiets keine Möglichkeit der Schichthorizontierung darstellt. Dazu unterscheiden sich die Spektren der einzelnen Serien zu wenig. Sie stellen immer die mehr oder weniger gleiche Turmalin–Zirkon–Apatit–Rutil-Kombination dar. Nur einige Proben der tieferen Ruchberg/Oberäpli-Serie und der Eggberg-Serie im Prättigau – oder anders ausgedrückt im Bereich der Kreide/Tertiär-Grenze – weisen geringe Granatbeimengungen auf. Dazu kommt noch, dass durch Mineralneubildungen, vor allem die des Apatits, die detritischen Spektren weitgehend verfälscht werden.

## V. Die Untersuchung der tonig-mergeligen Gesteine

### 1. Zweck der Untersuchung

Auf Grund der beobachteten Veränderungen an den detritischen Strukturen der Sandsteine und der Ergebnisse der Schwermineralanalysen, sowie auf Grund des gesamten Habitus der untersuchten Serien musste auf eine stattgefundene metamorphe Beanspruchung der zur Bearbeitung vorliegenden Gesteine geschlossen werden. Ihr graduelles Ausmass konnte aber anhand der Dünnschliffuntersuchungen der sandigen Sedimente allein nicht erkannt werden. Dazu schienen die vorgefundenen, grösstenteils sedimentär angelegten Mineralparagenesen (siehe die voranstehenden Ausführungen über den qualitativen und quantitativen Komponentenbestand der Sand- und Siltsteine, S. 15–21) ungeeignet. Es galt andere Methoden zu finden.

Auf Anraten von Dr. M. Frey (Mineralogisch-petrographisches Institut der Universität Bern) sollten an den tonig-mergeligen Gesteinen, die den Sandsteinen, sandigen Kalken und Kalken der Flysch- und Schiefererien stets zwischengelagert sind, röntgenographische Untersuchungen durchgeführt werden. Damit sollte erstens die Illit-Kristallinität bestimmt werden. Diese stellt nach KUBLER (1967) eine gute Möglichkeit dar, gerade im schwächstmetamorphen Bereich das graduelle Ausmass der Metamorphose zu erfassen. Zweitens sollte der Mineralbestand – und hier vor allem der Bestand an Phyllosilikaten – erfasst werden. Arbeiten von KOSOVSKAIA & SHUTOV (1958, 1963, 1965), DUNOYER DE SEGONZAC (1964, 1969), KUBLER (1967, 1968), ARTRU et al. (1969), KARPOVA (1969), FREY (1969a, 1970) u. a. zeigen, dass auch auf Grund der Mineralparagenese Rückschlüsse auf den Grad der Diagenese bzw. Metamorphose möglich sind.

Mit den erhaltenen Ergebnissen sollte erstens eine ungefähre Vorstellung über Grad und räumliche Verteilung der Metamorphose gewonnen werden. Zweitens sollte der Zeitpunkt des Auftretens der neugebildeten Schwerminerale (Apatit, Turmalin und möglicherweise Brookit) erfasst werden. Als letztes sollte schliesslich versucht werden, die an den Sandsteinen festgestellten strukturellen Veränderungen mit dem Metamorphosegrad der tonig-mergeligen Gesteine in Beziehung zu bringen, wozu vor allem die Ergebnisse von KOSOVSKAIA & SHUTOV (1958, 1965) anregen.

### 2. Auswahl der untersuchten Profile und Proben

Es wurden drei Profile ausgewählt, von denen jedes über grosse Höhendifferenzen und möglichst viele aufgeschlossene Serien hinaufführt und als oberstes Schichtglied den Ruchberg-Sandstein einschliesst. Mit letzterem Erfordernis war die Absicht verbunden, die Veränderungen eines lithologisch einigermaßen konstanten Horizontes von Norden nach Süden bezüglich seines Metamorphosegrades zu beobachten.

Das erste Profil wurde von Jenins auf den Ruchberg gelegt (Prättigau), das zweite von Almens auf den Piz Danis (Domleschg) und das dritte von Savognin auf den Piz Arblatsch (Oberhalbstein). Dazu kamen noch zwei Hilfsprofile: eines auf der Arosastrasse im Schanfigg und das zweite, das nur den Ruchberg-Sandsteinkomplex erfasste, von der Muttneralp zum Muttnerhorn (Schams).

Insgesamt wurden 125 Proben tonig-mergeliger Gesteine bearbeitet. Dazu kamen einige röntgenographische Untersuchungen der Tonfraktion von Sandsteinen, die zu Vergleichszwecken durchgeführt wurden. Es wurde darauf geachtet, möglichst  $\text{CaCO}_3$ -arme Gesteine zu entnehmen. Dadurch entfiel einerseits das Entkalken der Proben weitgehend, andererseits war damit auch ein höherer Gehalt an Phyllosilikaten zu erwarten.

### 3. Methodik

Die Röntgenanalysen wurden am Röntgendiffraktometer ( $\text{CuK}\alpha$ -Strahlung bei 40 kV und 22 mA) des Mineralogisch-petrographischen Instituts der Universität Bern durchgeführt. Die Aufnahmen erfolgten an orientierten Präparaten, deren Herstellung von FREY (1969a) beschrieben wurde. Es wurde von jeder Probe sowohl eine Gesamtaufnahme als auch eine Aufnahme der Fraktion  $< 2 \mu$  durchgeführt. Die Bestimmung der Illit-Kristallinität erfolgte an der Probe mit der Fraktion  $< 2 \mu$ , um den Einfluss eventuell vorhandener, gut kristallisierter detritischer Muskovite auszuschalten. Es wurde nach der Methode von KUBLER (1967) vorgegangen, wonach die «peak»-Breite des ersten Illit-Basisreflexes – gemessen in halber «peak»-Höhe – ein direktes Mass für den Grad der Metamorphose darstellt.

### 4. Untersuchungsergebnisse

#### a) Mineralgehalte

Die tonig-mergeligen Gesteine des gesamten untersuchten Bereichs zeichnen sich durch eine auffällig gleichbleibende Zusammensetzung aus. Die hauptsächlichen Minerale sind:

*Illit:* Mit diesem Namen wird ein Phyllosilikat mit einem ersten Basisreflex bei  $10 \text{ \AA}$  und einem zweiten bei  $5 \text{ \AA}$  bezeichnet, die sich weder nach Glykolbehandlung noch nach Erhitzen auf  $550^\circ \text{ C}$  verschoben. FREY (1970) zeigte, dass der Illit des unmetamorphen Bereichs mit dem Eintritt in die Anchizone verschwindet und dafür Phengit gefunden wird. Letzteren konnte er auf Grund vieler chemischer Analysen als solchen identifizieren. Da das hier vorliegende Material keinen chemischen Untersuchungen unterzogen wurde, soll der neutrale Name Illit beibehalten werden, obwohl man damit rechnen muss, dass es sich dabei auch um Phengit handeln könnte.

*Chlorit:* Der Chlorit hat seinen ersten Basisreflex zwischen  $14,5 \text{ \AA}$  und  $13,8 \text{ \AA}$ . Auf Grund der Tatsache, dass die Intensität der Reflexe 001, 003 und 005 wesentlich schwächer ist als die der 002- und 004-Reflexe, kann nach BRINDLEY (1961, S.261) auf einen erhöhten Fe-Gehalt der Chlorite geschlossen werden.

*Mixed-layer Paragonit/Phengit:* Das Mineral wurde erstmals von FREY (1969b) beschrieben. Es wurde nach den von FREY erstellten Daten identifiziert und ist besonders an einem deutlichen Basisreflex bei  $d = 3,25 \text{ \AA}$  kenntlich.

*Paragonit:* Der Paragonit zeigt bei höheren Gehalten (um 30% der Fraktion  $< 2 \mu$ ) einen eigenen «peak», der durch den ersten Basisreflex hervorgerufen wird und unmittelbar neben dem ersten Illit-Basisreflex, bei  $d = 9,60 \text{ \AA}$ , liegt. Bei kleineren Gehalten ist dieser Reflex nur als Schulter am ersten Basisreflex des Illits ausgebildet. Deutlich entwickelt ist stets der dritte Basisreflex bei  $d = 3,19 \text{ \AA}$ . Die quantitative Abschätzung wurde in Anlehnung an JOHNS et al. (1954) an seinem dritten Basisreflex vorgenommen ( $d = 3,19 \text{ \AA}$ ), indem dessen Höhe mit der Höhe des dritten Illit-Basisreflexes ins Verhältnis gesetzt wurde. Die Methode birgt den Fehler in sich, dass Feldspatgehalte die «peak»-Höhe des Basisreflexes verfälschen könnten. Die ermittelten Werte wären dann etwas höher als die tatsächlichen.



*Quarz:* Ist in allen Proben in unterschiedlichen Mengen enthalten.

*Feldspäte:* Das Vorhandensein von Feldspäten in kleinen Mengen ist nach Guinierfilm-Aufnahmen, die von Dr. M. Frey in freundlicher Weise angefertigt wurden, verschiedentlich als gesichert anzunehmen. Leider ist deren Identifizierung in den Röntgendiffraktometer-Aufnahmen, die alle an Texturpräparaten vorgenommen wurden, nicht eindeutig, zumal die stärksten Reflexe bei  $d = 3,24 \text{ \AA}$  (Kalifeldspat 002) und  $d = 3,18 \text{ \AA}$  (Albit 002; 004) jeweils mit Basisreflexen des Mixed-layers Paragonit/Phengit und des Paragonits zusammenfallen. Wie Paragonit- und Mixed-layer Paragonit/Phengit-freie Proben zeigten – es fehlten sowohl die charakteristische Schulter am ersten Illit-Basisreflex als auch die Basisreflexe der beiden Minerale zwischen  $d = 4,80 \text{ \AA}$  und  $d = 4,90 \text{ \AA}$ , so dass die bei  $d = 3,24 \text{ \AA}$  und  $d = 3,19 \text{ \AA}$  auftretenden Reflexe nur Feldspäten zugeordnet werden konnten – handelt es sich aber durchwegs um sehr geringe Gehalte. Das liess sich aus der geringen Intensität der «peaks» abschätzen. Es sei hier deutlich darauf hingewiesen, dass bei sehr schwacher Intensität dieser eben beschriebenen Reflexe nicht entschieden werden konnte, ob sie Feldspäten oder Phyllosilikaten zuzuschreiben sind, da es sich für beide Mineralgruppen um die Reflexe mit der stärksten Intensität handelt und weitere Reflexe in einem solchen Fall kaum noch auftreten.

*Gips:* Gips wurde in vereinzelt Proben gefunden und wurde an seinem ersten, deutlichen Reflex (020) bei  $d = 7,56 \text{ \AA}$  und einem zweiten (121), schwächeren bei  $d = 4,27 \text{ \AA}$  erkannt.

#### b) Die Mineralparagenesen und die Illit-Kristallinität

Die Untersuchung der Mineralparagenese wurde an der Fraktion  $< 2\mu$  vorgenommen. Da es sich aber zeigte, dass mit der Fraktion  $< 2\mu$  ein wesentlicher Teil des Chlorits nicht erfasst wird, wurde das Illit/Chlorit-Verhältnis der Gesamtprobe in den Fig. 15–17 separat aufgetragen. Bei der Messung der Illit-Kristallinität dürfen Proben mit Paragonitgehalten offensichtlich nur mit grosser Vorsicht verwendet werden (siehe Fig. 17). Durch die Anwesenheit des Paragonit verbreitert sich der 001-Reflex des Illit in seinem unteren Teil. Proben, die durch zu hohen Paragonitgehalt oder durch Veränderung des ersten Illit-Basisreflexes – die ebenfalls auf die Anwesenheit von Paragonit zurückzuführen ist – höhere Werte der Illit-Kristallinität vortäuschen, wurden in den Figuren mit leeren Kreisen dargestellt.

#### c) Die untersuchten Profile

##### Profil I: Jenins – Ruchberg (Prättigau)

Mit 1600 m Höhenunterschied stellt das Profil I (Fig. 15) das umfassendste Profil dar. Es wurden an ihm die meisten Proben (40) entnommen. Nach der Aufnahme NÄNNYS (1948) werden von der Pfävisgrat- bis zur Ruchberg-Serie alle Abschnitte erfasst. Dadurch, dass die Vilan-Schubmasse von der Prättigau-Schubmasse überfahren wurde, endet das Profil im Hangenden nicht mit Ruchberg-Sandstein, sondern es folgt darüber noch einmal Gyrenspitz- und Eggberg-Serie der tektonisch höheren Einheit. Diese höhere Einheit (Prättigau-Schubmasse) zeigt die schwächste metamorphe Beanspruchung, weniger als die stratigraphisch jüngere Ruchberg-Serie in der unterlagernden Vilan-Schubmasse (vgl. Fig. 15). Die Metamorphose hat hier also erst *nach* dem Überschiebungsvorgang gewirkt<sup>1</sup>.

Die Mineralparagenese der Tonfraktion zeigt im oberen Teil des Profils Illit, Chlorit und den Mixed-layer Paragonit/Phengit. Der Illit überwiegt mengenmässig deutlich. Diese Vormacht bleibt das ganze Profil über bestehen. Mit Ausnahme der Probe IT 255 sind die Proben des höheren Profil-

<sup>1</sup> Dies ist ein wichtiger Unterschied zu den Verhältnissen an der Glarner Hauptüberschiebung, wo nach den neuesten Untersuchungen von M. Frey und J. C. Hunziker (freundliche mündliche Mitteilung) der Verrucano über der Überschiebungsfläche epimetamorph ausgebildet ist (Index 3–4 nach KUBLER), der Flysch im Liegenden aber anchimetamorph (Index 5–6 nach KUBLER). Dieser Metamorphosesprung fällt mit der Überschiebungsfläche haarscharf zusammen.

# im Profil I: Jenins-Ruchberg (Prättigau)

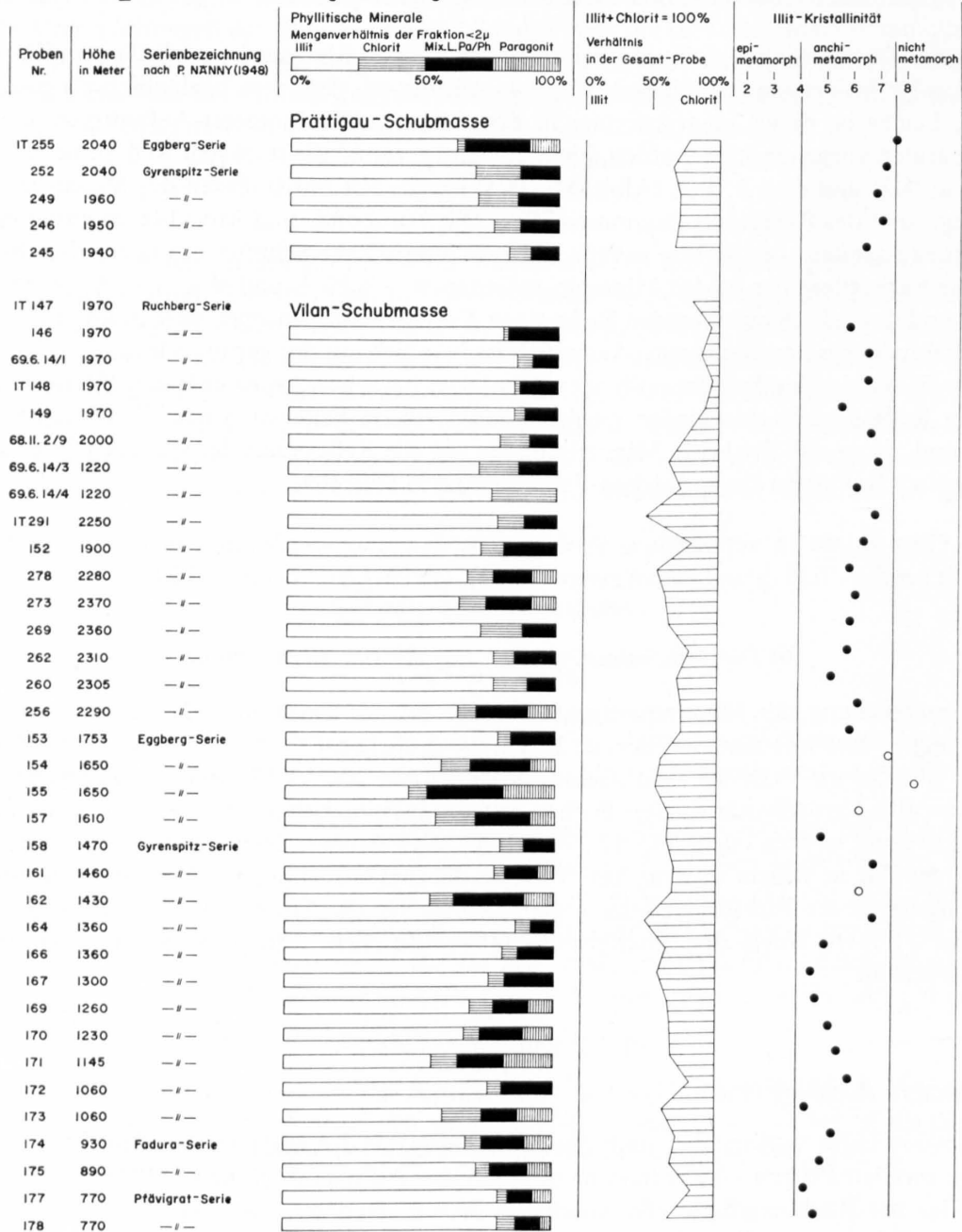
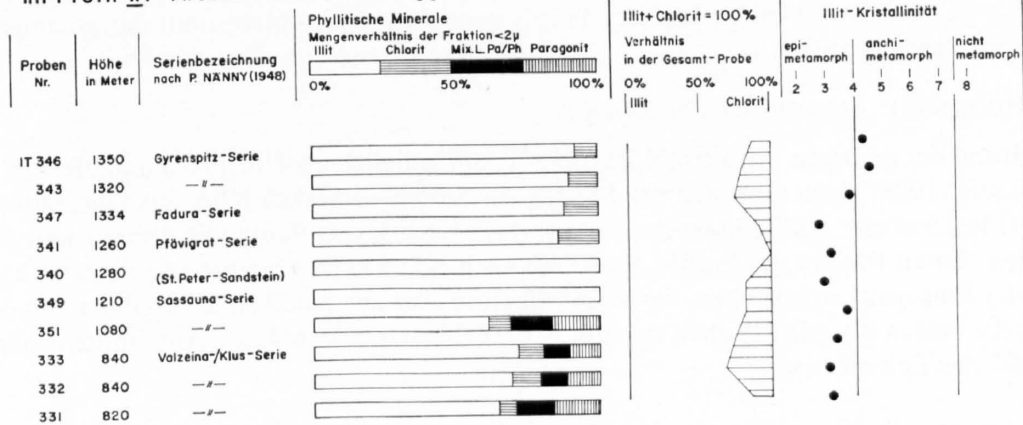


Fig. 15: Phyllosilikatgehalt und Illit-Kristallinität der tonig-mergeligen Gesteine im Prättigau.  
Mix.L.Pa/Ph = Mixed-layer Paragonit/ Phengit. o = Proben mit vorgetäuschten höheren Wert der Illit-Kristallinität (vgl. Text S. 27).

abschnittes paragonitfrei bzw. sind die Paragonitgehalte so gering, dass sie aus den oben erwähnten Gründen nicht sicher nachgewiesen werden konnten. Im weiteren Verlauf des Profils setzt der Paragonit zögernd ein und ist zusammen mit dem Mixed-layer Paragonit/Phengit in der Mehrzahl der Proben nachzuweisen. Die mengenmässige Verteilung ist unregelmässig, der Mixed-layer Paragonit/Phengit scheint über den Paragonit leicht vorzuherrschen. Das Illit/Chlorit-Verhältnis der Gesamtproben lässt keine bestimmte Tendenz erkennen, sondern scheint unabhängig von der Position der Probe im Profil innerhalb gewisser Grenzen zu schwanken. Die Illit-Kristallinität hingegen zeigt eine sehr deutliche Entwicklung von Werten um 7,5 mm in den obersten Proben des Profils, zu Werten

## im Profil II: Arosastrasse (Schanfigg)



## im Profil III: Almens (Domleschg) - Piz Danis - Lenzerheide

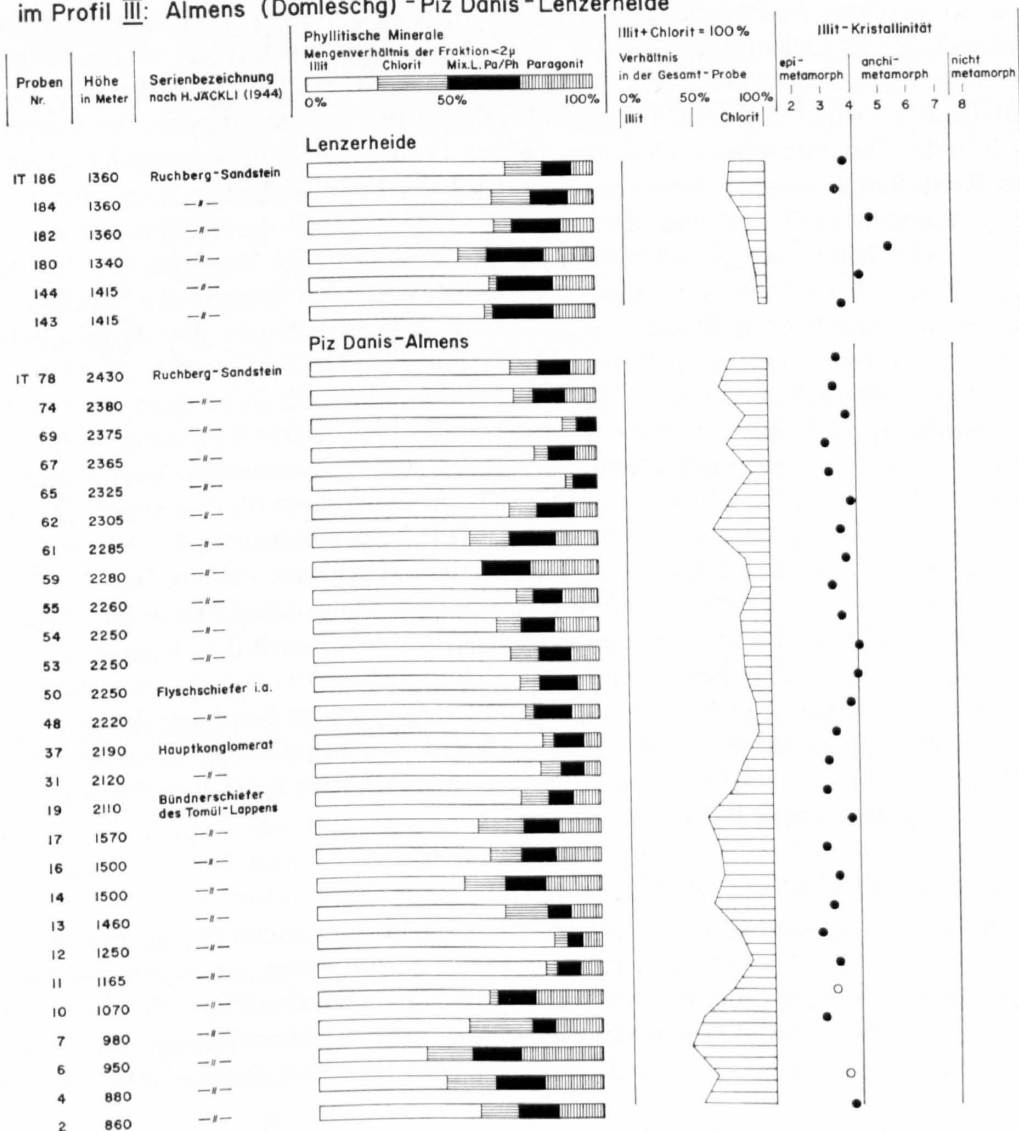


Fig. 16: Phyllosilikatgehalt und Illit-Kristallinität der tonig-mergeligen Gesteine im Gebiet Schanfigg-Domleschg-Lenzerheide.  
Mix.L.Pa/Ph = Mixed-layer Paragonit/Phengit. o = Proben mit vorgetäuschten höheren Wert der Illit-Kristallinität (vgl. Text S. 27).

nahe 4 mm in den untersten Proben. Entsprechend der Indizierung und Einteilung nach DUNOYER DE SEGONZAC et al. (1968) wird im Verlauf des Profils von oben nach unten somit der gesamte Bereich der Anchizone durchschritten.

Profil II (Hilfsprofil): *Arosastrasse (Schanfigg)*

Auf Grund der geringen Probenzahl ist dieses Profil lediglich als Hilfsprofil aufzufassen, obwohl es nach NÄNNY (1948) einen Grossteil der Prättigauer Serien – nämlich Klus- bis Gyrenspitz-Serie – beinhaltet (Fig. 16 oben). Auffällig ist das Fehlen des Mixed-layers Paragonit/Phengit und des Paragonits in den oberen Proben des Profils. Sie sollen nach NÄNNY der Gyrenspitz-, Fadura- und Pfävisgrat-Serie des Prättigaus entsprechen, wo diese Minerale aber anwesend sind. Nach der Illit-Kristallinität lägen die beiden obersten Proben noch in der Anchizone, alle anderen Abschnitte gehören aber ohne Zweifel der Epizone an.

Profil III: *Almens – Piz Danis (Domleschg) – Lenzerheide*

Dem Profil, das als zweites Hauptprofil angesehen wird und eine Höhendifferenz von 1570 m aufweist, wurden zuoberst die Proben aus dem Ruchberg-Sandstein der Lenzerheide eingegliedert, wie es den Gegebenheiten im Gelände entspricht (Fig. 16 unten). Die Proben zeigen bei deutlicher Illitvorbereitung eindeutige Paragonitgehalte sowie Gehalte des Mixed-layers Paragonit/Phengit, wobei ebenfalls das Mixed-layer-Mineral über den Paragonit überwiegt. Der Chloritgehalt der Tonfraktion ist gering. Auch in der Gesamtprobe ist er in den meisten Proben nur in unbedeutender Menge enthalten. Die Illit-Kristallinität zeigt ein Schwanken um den Wert 4 mm, wobei die Werte durch die relativ hohen Paragonitgehalte verfälscht sind. Es ist mit der Zugehörigkeit der Proben zum Grenzbereich Anchi-/Epizone oder bereits zur beginnenden Epizone zu rechnen. Im Vergleich mit dem Ruchberg selbst scheint man sich nach der Lithologie – vor allem nach den begleitenden feinkonglomeratischen Sandsteinen – im obersten Bereich der Ruchberg-Serie zu befinden. Die Proben entsprächen also etwa denen vom Ruchberg-Gipfel (Proben IT 146 – 68.11.2/9 in Profil I, Fig. 15). Man sieht, dass zusammen mit einer deutlich verbesserten Illit-Kristallinität Paragonit in Mengen bis über 15% auftritt, der am Ruchberg nicht nachgewiesen werden konnte. Im weiteren Verlauf des Profils, das mit grosser Wahrscheinlichkeit einer normalstratigraphischen Abfolge entsprechen dürfte, sieht man bei schwankenden Gehalten der verschiedenen Phyllosilikate ein stetiges Vorherrschen des Illits. Der Mixed-layer Paragonit/Phengit und Paragonit sind in allen Proben enthalten. Ein leichtes Überhandnehmen des Paragonits über den Mixed-layer gegen unten zu zeichnet sich ab. Im Illit/Chlorit-Verhältnis der Gesamtproben merkt man ebenfalls eine schwache Chloritzunahme gegen unten hin. Wie nach KUBLER (1968, S. 392) zu erwarten, zeigt die Illit-Kristallinität nach dem Eintritt in die Epizone keine zunehmende Verbesserung mehr, sondern pendelt zwischen 3 mm und 4 mm. Verglichen mit den tieferen Serien des Schanfigg (Profil II, Fig. 16), etwa ab Sassauna-Serie, mit denen die Bündnerschiefer des Tomül-Lappens im Profil III zu parallelisieren wären, scheint sowohl der Mixed-layer Paragonit/Phengit- und Paragonit-Gehalt der Fraktion  $< 2\mu$  als auch der Chlorit-Gehalt der Gesamtproben ganz leicht zugenommen zu haben.

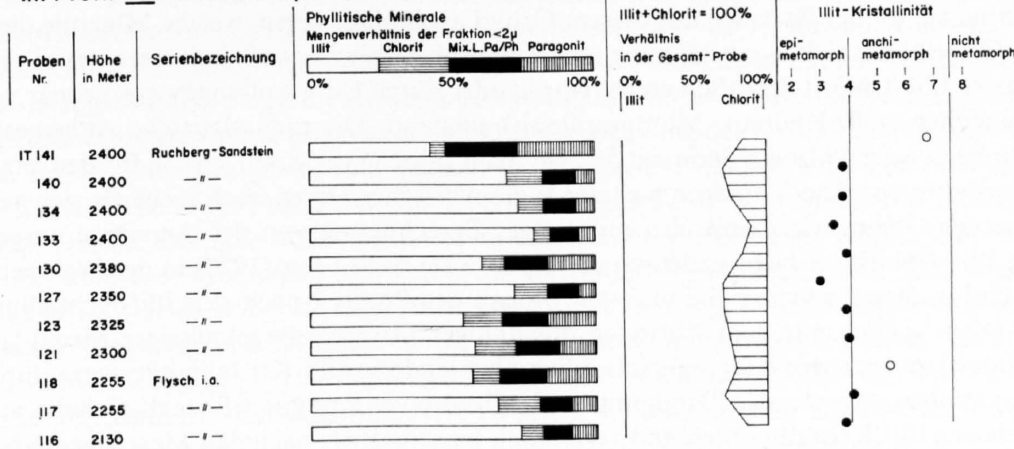
Profil IV: *Muttneralp–Muttnerhorn (Schams)*

Das Profil, das wiederum nur als Hilfsprofil aufzufassen ist, umfasst bei einer Höhendifferenz von nur 270 m lediglich Ruchberg-Sandstein und möglicherweise etwas unterlagernden Flysch, dem nach ZIEGLER (1956) am ehesten die Position der Eggberg-Serie zukäme (Fig. 17). Auffällig sind die relativ hohen Gehalte der Minerale Paragonit und Mixed-layer Paragonit/Phengit. Die Illit-Kristallinitäten zeigen mit Werten unter 4 mm eine Zugehörigkeit der Proben zur obersten Epizone an.

Profil V: *Savognin – Piz Arblatsch (Oberhalbstein)*

Es ist das südlichste untersuchte Profil. Die Höhendifferenz der beiden Profilendpunkte beträgt 1490 m. Neben hohen Chloritgehalten fällt das seltene Auftreten des Mixed-layers Paragonit/Phengit

#### im Profil IV: Muttneralp - Muttnerhorn (Schams)



#### im Profil V: Savognin - Piz Arblatsch (Oberhalbstein)

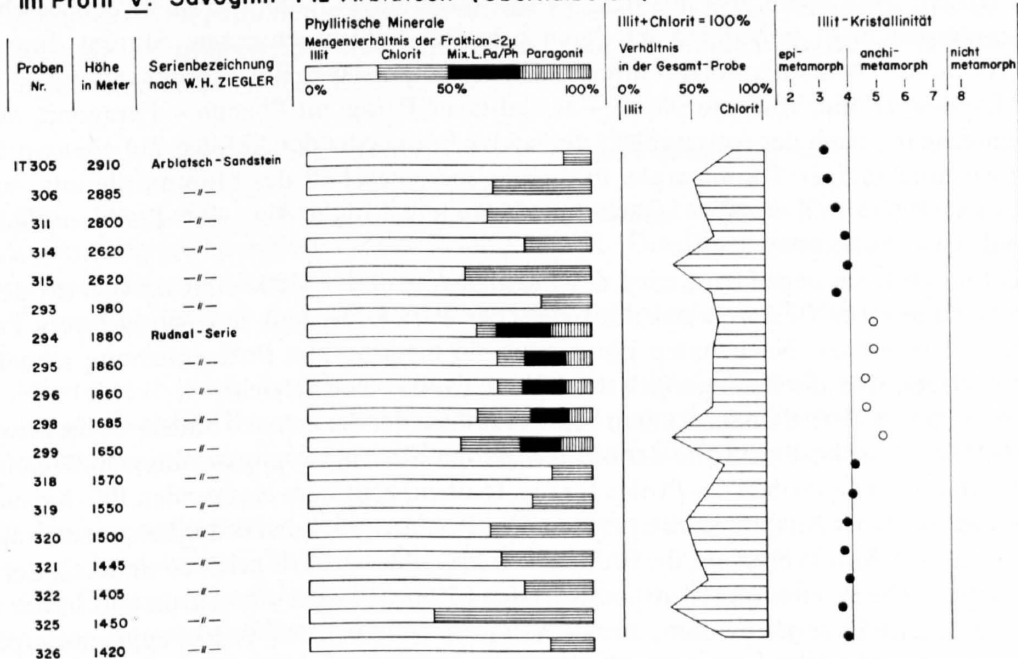


Fig. 17: Phyllosilikatgehalt und Illit-Kristallinität der tonig-mergeligen Gesteine im Gebiet Schams-Oberhalbstein. Mix.L.Pa/Ph = Mixed-layer Paragonit/Phengit. o = Proben mit vorgetäuschten höheren Wert der Illit-Kristallinität (vgl. Text S. 27).

und des Paragonits auf. In den hier untersuchten Proben scheinen die beiden Minerale vor allem den Arblatsch-Sandstein zu meiden und erst in der Rudnal-Serie aufzutreten. Für weitere Aussagen wurden hier leider zuwenig Proben entnommen. Die von DIETRICH (1969) veröffentlichten Daten über Illit-Kristallinität und Paragonitvorkommen weisen in dieselbe Richtung. Auch nach ihm sind die Proben der Arblatsch-Serie paragonitfrei.

Das Illit/Chlorit-Verhältnis der Gesamtproben weist einen deutlichen Chloritzuwachs – im Vergleich mit den Profilen weiter im Norden – auf. Die Illit-Kristallinität zeigt Werte zwischen 3 mm und 4 mm. Auch in diesem Profil ist die Epizone erreicht.

#### d) Rückschlüsse auf den Grad und die Verteilung der Metamorphose im untersuchten Gebiet

Auf Grund der vorgefundenen Illit-Kristallinitäten lässt sich nach KUBLER (1967) sagen, dass im gesamten Gebiet keine unmetamorphen Gesteine angetroffen wurden. Schon die Flyschbildungen in



den höchsten Lagen des Prättigaus zeigen mit Illit-Kristallinitätswerten  $< 7,5$  mm ihre Zugehörigkeit zur Anchizone an. Leider lässt sich aus diesem Grund auch nicht sagen, welche Minerale die hier untersuchten Gesteine enthielten, als sie noch unmetamorph waren. Vor allem interessiert die Frage, ob die Paragenese Illit-Chlorit detritisch ererbt wurde oder durch Umwandlungen aus primär vorhandenen Tonmineralen (z. B. Kaolinit, Montmorillonit) entstand. Die radiometrische Altersbestimmung einer Illitprobe aus der Valzeina-Serie mit 56 Millionen Jahren (vgl. S. 46) spricht für den letztgenannten Fall, darf aber vor dem Vorliegen weiterer radiometrischer Daten noch nicht als sicherer Beweis gewertet werden. Wenn wir damit also mit einiger Berechtigung von der Annahme ausgehen, die Paragenese Illit-Chlorit sei nicht detritisch ererbt, so wäre nach FREY (1970) in der beginnenden Anchizone – und in dieser scheinen die obersten Proben des Profils I nach den Illit-Kristallinitätsmessungen zu fallen – noch mit dem Auftreten quellfähiger Minerale (regelmässiger Mixed-layer Illit/Montmorillonit) zu rechnen. Sehr wahrscheinlich aber sind die Illit-Kristallinitätswerte durch die in den meisten Proben auftretenden Paragonit- und Mixed-layer Paragonit/Phengit-Gehalte verfälscht. Die tatsächlichen Illit-Kristallinitäten sind vermutlich besser, als sie nach den Messungen scheinen. Es spricht nach FREY (1970) auch das Auftreten des Mixed-layers Paragonit/Phengit und der in Profil I (Fig. 15) beobachtbare Einsatz des Paragonit dafür, dass der oberste Bereich der Anchizone bereits durchschritten ist. Man sollte also aus dem Fehlen quellfähiger Tonminerale in den beschriebenen Mineralparagenesen nicht unbedingt auf deren primäres Fehlen schliessen. Stimmt die von FREY (1970) angenommene Mineralabfolge: unregelmässiger Mixed-layer Illit/Montmorillonit  $\rightarrow$  1/1 regelmässiger Mixed-layer Illit/Montmorillonit  $\rightarrow$  Mixed-layer Paragonit/Phengit  $\rightarrow$  Paragonit, so könnte man eher umgekehrt, nach der Anwesenheit der beiden Endglieder der Abfolge, auf ein ursprüngliches Vorhandensein quellfähiger Tonminerale, in diesem speziellen Fall des Montmorillonits, schliessen. Nach -AN ZEN (1960a und b) wäre allerdings als weitere Möglichkeit eine Paragonitbildung aus Kaolinit und Albit ins Auge zu fassen.

Die tektonisch hoch liegenden Serien des Prättigaus befinden sich somit im Bereich der Anchizone, der nach FREY (1970) durch das Auftreten des Paragonits und des Mixed-layers Paragonit/Phengit charakterisiert ist. Nach unten hin nimmt die metamorphe Beanspruchung allmählich zu, und in den Tallagen sind die Bedingungen der Epizone annähernd erreicht.

Ein gleichsinniges Verhalten merkt man beim Verfolgen der Serien nach Süden, wobei die graduelle Zunahme der Metamorphose mit Hilfe der Illit-Kristallinitätsverbesserung nur bis zum Beginn der Epizone beobachtbar ist. Die Proben des Profils II (Fig. 16 oben) zeigen im Hangenden Illit-Kristallinitätswerte, die gerade noch der Anchizone entsprechen. Der Ruchberg-Sandstein der Lenzerheide fällt in den Grenzbereich der Anchi- zur Epizone, die Proben vom Piz Danis abwärts gehören eindeutig der Epizone an (Fig. 16 unten). Die Proben vom Muttnerhorn (Fig. 17 oben) liegen schon grossteils in der Epizone. Der Arblatsch-Sandstein zeigt ebenfalls, auch schon in seinen höchsten Teilen, epimetamorphe Beanspruchung (Fig. 17 unten).

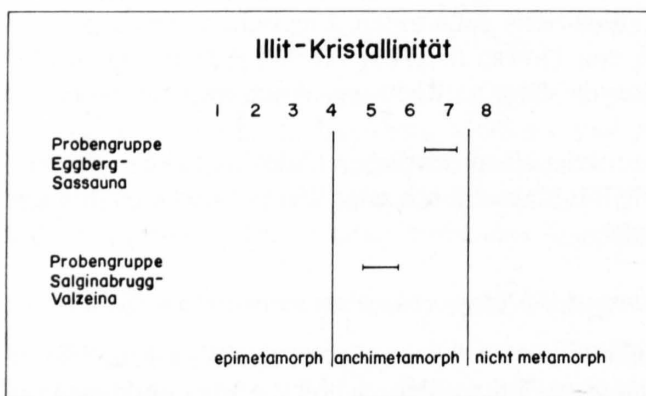


Fig. 18: Zunahme der Illit-Kristallinität durch den Einfluss der Überlagerung, in Vergleichsproben aus der Prättigau-Schubmasse.

Aus der Illit-Kristallinität geht in Profil I sehr deutlich der Einfluss der Überlagerung auf den Grad der Metamorphose hervor: Der Kristallinitätswert verbessert sich von 7,5 mm auf Werte nahe 4 mm im Verlauf des Profils. (Leider können diese Werte nur als relative Zahlen genommen werden, da der Betrag der Verfälschung, mit dem durch die Anwesenheit von Paragonit und Mixed-layer in der Mehrzahl der Proben gerechnet werden muss, unbekannt ist.) Die Verbesserung der Kristallinität erfolgt allmählich. Nach den Profilen NÄNNYS (1948) und eigenen Geländebeobachtungen kann zwischen der obersten und der untersten Probe des Profils auf eine Überlagerungsdifferenz von annähernd 2000 m geschlossen werden. Um die Gültigkeit des Resultates zu überprüfen, wurden zum Vergleich Proben aus der Prättigau-Schubmasse entnommen und deren Illit-Kristallinitätswerte gemessen. Das Ergebnis, dargestellt in Fig. 18, war dasselbe wie in Profil I: Die Proben (auf Fig. 15 nicht enthalten) vom Eggberg und Sassauna (Eggberg- und Sassauna-Serie) wiesen Kristallinitätswerte zwischen 7,3 und 6,4 mm auf. Die zweite Probengruppe, von der Salginabrug bzw. von einem Profil 1 km SW Valzeina (alles Valzeina-Serie), zeigte Illit-Kristallinitätswerte zwischen 4,8 und 5,6 mm. Die Überlagerungsdifferenz muss mit einem ähnlichen Wert wie in Profil I angesetzt werden. Leider war eine weitere Überprüfung dieses Ergebnisses in weiter südlich gelegenen Profilen nicht möglich, denn wie früher gezeigt wurde, gehören in allen weiter südlich gelegenen Profilen höchstens noch die obersten Proben in die Anchizone, und der Übergang in die Epizone erfolgt in den nach unten folgenden Proben rasch. Mit dem Eintritt in die Epizone ist aber eine weitere Zunahme der Metamorphose mit Hilfe der Illit-Kristallinität nicht mehr erfassbar (KUBLER 1968).

#### e) *Das Auftreten der neugebildeten Schwerminerale*

Beim Brookit ist eine Neubildung lediglich zu vermuten. Die brookitreichen Spektren treten innerhalb der Ruchberg/Oberälppli-Serie des Prättigaus auf. Die Illit-Kristallinitäten der begleitenden tonig-mergeligen Gesteine streuen um den Wert 6 mm.

Der Turmalin beginnt ebenfalls bei Illit-Kristallinitätswerten um 6 mm Zuwachssäume zu bilden.

Die Apatitneubildung konnte vereinzelt bereits bei Illit-Kristallinitätswerten zwischen 5 und 6 mm beobachtet werden. Die monomineralischen Apatitspektren der Schanfigg (Tafel I, rechts aussen) werden von tonig-mergeligen Gesteinen begleitet, deren Illit-Kristallinitätswerte unter 4 mm liegen.

Nach den hier vorliegenden Beobachtungen muss somit schon in der Anchizone mit Mineralneubildungen gerechnet werden, die die detritischen Schwermineralspektren weitgehend verfälschen können. Mit dem Erreichen der Epizone aber wird die Neubildung des Apatits so kräftig, dass bei geeigneter stofflicher Zusammensetzung des Ausgangsgesteins nahezu monomineralische Apatitspektren entstehen können. So erfährt der Ruchberg-Sandsteinkomplex eine Apatitzunahme in Richtung zunehmender Metamorphose. Die höchsten Gehalte stellt man in den Proben vom südlichsten bearbeiteten Aufschluss fest, der dazu noch Tal-Lage aufweist (Crap bei Rona). Nach den oben dargestellten Ergebnissen muss hier auch mit der stärksten metamorphen Beanspruchung des Ruchberg-Sandsteins (Arblatsch-Sandsteins) gerechnet werden.

## VI. Die Strukturen der Sandsteine und deren Veränderungen bei zunehmender Metamorphose

### 1. Einleitung

Den beiden russischen Autoren KOSSOVSKAIA & SHUTOV gelang es 1958 mit einfachen mikroskopischen Methoden, auf Grund struktureller Merkmale für Sandsteine vier Stadien im Bereich der Diagenese bis schwachen Metamorphose auszuscheiden. Dass die typischen Strukturen dieser vier

Stadien, die von den genannten Autoren in mesozoischen Sedimenten der sogenannten Verkhojansk-Geosynklinale (östlicher Teil der Sibirischen Plattform) festgestellt wurden, auch im alpinen Raum gefunden werden können, beweisen die Arbeiten von FREY (1969a, 1970). 1970 war FREY ausserdem in der Lage, die vier Stadien – «Initial epigenesis», «Deep epigenesis», «Early metagenesis» und «Late metagenesis», KOSOVSKAIA & SHUTOV (1958) – mit von ihm beobachteten Stabilitätsbereichen einiger wichtiger Minerale zu vergleichen. Darüber hinaus setzte er sie mit der von KUBLER (1967) aufgestellten Zonierung («unmetamorph», «anchimetamorph» und «epimetamorph») und den Mineralfazies nach WINKLER (1967) («Diagenese», «Laumontit–Prehnit–Quarz-Fazies», «Pumpellyit–Prehnit–Quarz-Fazies», «Quarz–Albit–Muskovit–Chlorit-Subfazies» und «Quarz–Albit–Epidot–Biotit-Subfazies») in Beziehung.

Nach dieser Gegenüberstellung entspricht das Stadium der «Initial epigenesis» der unmetamorphen Zone mit Illit-Kristallinitätswerten  $> 7,5$  mm nach KUBLER oder dem Bereich der Diagenese nach WINKLER; der «Deep epigenesis» und «Early metagenesis» entspricht die anchimetamorphe Zone mit Illit-Kristallinitätswerten zwischen 7,5 und 4 mm oder die Laumontit–Prehnit–Quarz-Fazies und Pumpellyit–Prehnit–Quarz-Fazies; die «Late metagenesis» schliesslich fällt in den Beginn der epimetamorphen Zone mit Illit-Kristallinitätswerten  $< 4$  mm oder könnte mit der Quarz–Albit–Muskovit–Chlorit-Subfazies verglichen werden.

Für die hier angestellte Untersuchung ist an dem von FREY durchgeführten Vergleich wichtig, dass die Sandsteinstruktur der «Initial epigenesis», die «Zone mit unverändertem tonigem Zement» von KOSOVSKAIA & SHUTOV (1958), im unmetamorphen Bereich zu erwarten ist. Die Strukturen von «Deep epigenesis» und «Early metagenesis», die «Zone mit verändertem tonigem Zement» und die «Zone der quarzitischer Struktur mit Chlorit- und Serizit-Zement», entsprechen dem anchimetamorphen Bereich, und schliesslich kann die Struktur der «Late metagenesis», die «Zone der stachelförmigen (spine-like) Struktur mit Muskovit- und Chlorit-Zement» etwa in den Beginn der Epizone gestellt werden.

Tatsächlich gelang es in dem in der vorliegenden Arbeit untersuchten Gebiet nicht, Sandsteine mit völlig unveränderten Strukturen und unveränderter Tonmatrix<sup>1</sup> vorzufinden. Die Strukturen der Sandsteine aus den im Prättigau zuoberst liegenden Serien zeigen allesamt eine Tonmatrix, die aus Chlorit–Hellglimmer und Quarz besteht. Ausserdem sind an den detritischen Komponenten feine Auszackungen feststellbar, die auf beginnende Anlösung und Reaktion mit der Tonmatrix schliessen lassen (Fig. 19 und 20).

Es wurde schon im vorigen Kapitel (S. 32) die Frage diskutiert, ob die Chlorit–Illit–Paragenese der tonig-mergeligen Gesteine detritisch ererbt wurde oder durch Umwandlungen aus Tonmineralien (Montmorillonit, Kaolinit) hervorgegangen ist. Dieselbe Frage stellt sich auch bei der Betrachtung der Tonmatrix der Sandsteine. Nach Röntgenaufnahmen lässt sich eindeutig eine Illit–Chlorit–Quarz–Paragenese der Fraktion  $< 2 \mu$  in der Tonmatrix der Sandsteine nachweisen.

Zusammen mit dem Auftreten von Paragonit und dem Mixed-layer Paragonit/Phengit, das in etwas stärker metamorph beanspruchten Stadien auch in der Tonmatrix der Sandsteine zu beobachten ist, spricht das häufige Auftreten von Quarz in der Tonmatrix, sowohl nach KOSOVSKAIA & SHUTOV (1958, S. 657 f.) als auch nach FREY (1970), für stattgefundene Umwandlungen von primären Tonmineralen in die Minerale Illit + Chlorit. Bei der von FREY (1970) in Erwägung gezogenen Umwandlung: Mixed-layer Illit/Montmorillonit = Al-reicher Chlorit + Phengit + Quarz +  $H_2O$  würde Quarz «frei» und würde, wie das in den hier vorliegenden Sandsteinen beobachtet werden kann, im freien Porenraum und somit in der umgewandelten Tonmatrix ausgeschieden.

Es sei hier noch angeführt, dass die Sandsteine, in denen solche Strukturen vorgefunden werden, stets noch alle ihre sedimentären Texturen zeigen. So sind Unterflächenmarken, Kreuz- und Parallelschichtung und ähnliches immer noch einwandfrei erkennbar. An diesen Gesteinen wurden auch die

<sup>1</sup> Der Ausdruck Tonmatrix soll dem von KOSOVSKAIA & SHUTOV verwendeten Begriff «toniger Zement» vorgezogen werden, da nach Meinung der Autoren als «Zement» nur bezeichnet werden sollte, was in einem primär bestehenden Hohlraum eines Sedimentes (vor allem Porenraum), aus den im Porenraum zirkulierenden Lösungen durch Fällung abgesetzt wird.



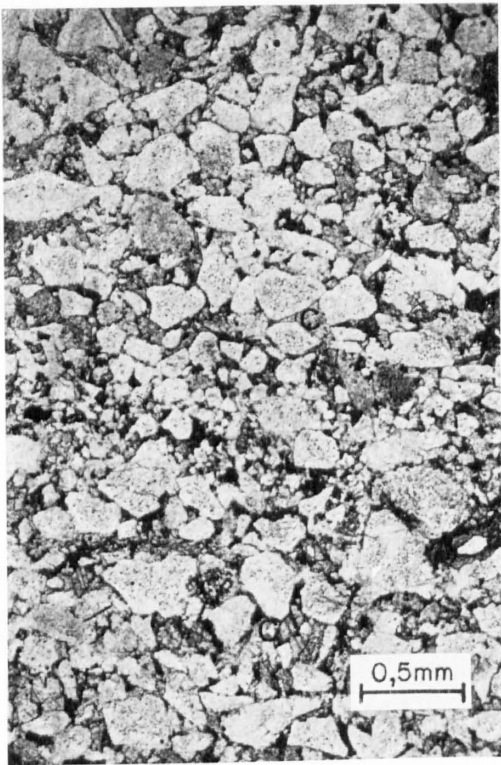


Fig. 19: Sandsteinstruktur der «Zone mit verändertem tonigem Zement». Der detritische Quarz (hell) wird von einer Tonmatrix umgeben (dunkel), die aus Quarz, Illit und Chlorit besteht. Stellenweise verdrängt Calcit (C) die Tonmatrix. Die Schichtung ist durch die feinkörnige Lage in der Mitte des Bildes erkennbar. Schliff 68.11.1/19 o Ruchberg/Oberälpli-Serie, Eggberg. Nicols parallel.

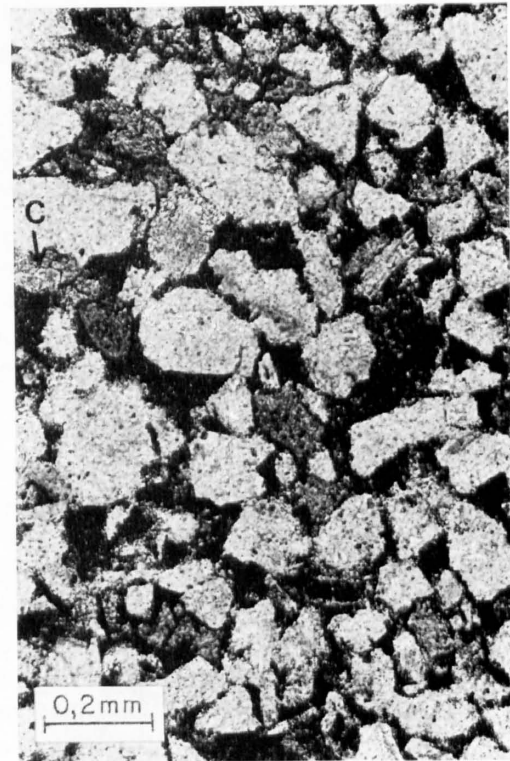


Fig. 20: Sandsteinstruktur aus der «Zone mit verändertem tonigem Zement». Die detritischen Quarze (hell) zeigen randlich feine Auszackung, die durch Anlösung hervorgerufen wird. Die beginnende Verschweissung der detritischen Körner (linke untere Bildecke) deutet auf Kompaktion und Drucklösung hin. Calcit (C) verdrängt stellenweise die Tonmatrix und den detritischen Quarz (linker Bildrand, obere Hälfte). Schliff 68.11.1/19 u Ruchberg/Oberälpli-Serie, Eggberg. Nicols parallel.

granulometrischen Untersuchungen (siehe Kapitel II) vorgenommen, da angenommen werden kann, dass die Veränderung der primären Korngrösse jedenfalls noch zu vernachlässigen ist.

Man erkennt in dieser eben beschriebenen Struktur unschwer die typische Struktur der von KOSOVSKAIA & SHUTOV aufgestellten «Zone mit verändertem tonigem Zement», die der Einfachheit halber im weiteren mit *Zone II* bezeichnet werden soll. Im untersuchten Gebiet ist ihre Verbreitung nur in den zuoberst liegenden Serien des nördlichen Prättigaus gegeben und wurde namentlich am Ruchberg, am Vilan, im Ganey-Tobel und am Eggberg beobachtet.

## 2. Rückschlüsse auf die Art der diagenetischen Vorgänge, bis zum Erreichen der Zone II (Beginn der Anchizone)

Bevor der weitere Fortgang der strukturellen Veränderungen in den Sandsteinen beschrieben werden soll, sei festgehalten, welche Veränderungen die Sandsteine bis zum Erreichen der «Zone mit verändertem tonigem Zement», ausser den strukturellen, noch erfassten. Es sind vor allem die nachfolgend beschriebenen drei Gruppen von Veränderungen möglich, nämlich authigene Mineralneubildung, Verdrängungen und Umwandlungen. Aus den Dünnschliffuntersuchungen der Sandsteine, die nach dem bisher Gesagten der Zone II zuzuzählen sind, geht hervor, dass vor und mit dem Erreichen der Zone II in den Sandsteinen sicher Vorgänge stattgefunden haben, die der Gruppe «authigene Mineralneubildung» und der Gruppe «Verdrängungen» zuzuschreiben sind, ferner vermutlich auch solche, die zur Gruppe «Umwandlungen» gehören.

### a) Gruppe A: Authigene Mineralneubildung

(Absatz von Mineralsubstanz aus Porenlösungen, in primären Hohlräumen des Sediments)

Die Sandsteine weisen alle einen hohen Verfestigungsgrad auf. In vielen Fällen ist dies auf eine karbonatische Zementausscheidung zurückzuführen, die fast zu 100% aus  $\text{CaCO}_3$  besteht. Über den Zeitpunkt des Beginns der  $\text{CaCO}_3$ -Zementierung kann nichts Sicheres gesagt werden; der vermutliche Ablauf der diagenetischen Vorgänge, worunter die stattgefundenen Vorgänge vor dem Erreichen der Zone II (Anchizone) verstanden werden sollen, sei später diskutiert.

Die Bildung von Anwachssäumen um Quarze wurde nur in einzelnen Fällen beobachtet. Häufiger sind Anwachssäume um Plagioklase (Albite), die vor allem in stark karbonatischen Sandsteinen und Sandkalken beobachtet wurden (Fig. 21 und 22).

### b) Gruppe B: Verdrängungen

(Auflösung eines Minerals und dessen Ersatz durch ein neues, das aus der Porenlösung ausgeschieden wird)

1. Verdrängung des Calcits durch Quarz: Nach dem Verlauf der Löslichkeitskurven des  $\text{CaCO}_3$  und des  $\text{SiO}_2$  aus *Correns* (1950) lässt sich schließen, dass  $\text{CaCO}_3$  im  $p_H$ -Bereich um 7 eine wesentlich höhere Löslichkeit besitzt als Quarz. Solche  $p_H$ -Bedingungen dürften zusammen mit Temperaturen, die eine Anwesenheit von  $\text{CO}_2$  in gelöster Form in den Porenwässern noch ermöglichen, während der Diagenese noch verwirklicht sein. Unter den gleichen Bedingungen kann  $\text{SiO}_2$  bestimmt ausfallen. Der Vorgang ist an Foraminiferenschalen eindeutig verwirklicht und beobachtbar: Die ursprüngliche  $\text{CaCO}_3$ -Substanz der Foraminiferenschale wird aufgelöst,



Fig. 21: Um ein getriebenes detritisches Plagioklaskorn (P) hat sich ein klarer Anwachssaum von Albit gebildet. Schliff 68.10.22/8, Fadura-Serie, Pfävi-N-Grat. Nicols parallel.



Fig. 22: Wie Fig. 21, am linken Rand des Plagioklaskorns (P) sieht man, wie der neugewachsene Albit von Calcit (C) verdrängt wird. Nicols gekreuzt.

an ihrer Stelle fällt Quarz aus der Porenlösung aus (Fig. 24). Diese Art der Verkieselung war schon ARNI (1933, S. 10) im Prättigau-Flysch aufgefallen und wurde von ihm beschrieben. Da die Verdrängung des Calcits durch den Quarz in ein und demselben Schliff an verschiedenen Foraminiferenschalen verschieden weit fortgeschritten ist und der den Calcit verdrängende Quarz häufig mit den Mineralen, die die Schale umgeben, verzahnt, scheint auch bewiesen, dass die Verdrängung an Ort und Stelle stattfand und die Fossilien nicht schon silifiziert ins Sediment gelangten (Fig. 23 und 24).

Eine gleiche Verdrängung findet nicht nur an Fossilischaen sondern auch an Karbonat-Gesteinsbruchstücken statt. Als Beispiel sei ein Bruchstück eines Calpionellenkalks angeführt, das vom Rand her in Quarz umgewandelt wird (Fig. 25).

Auffällig ist bei all diesen Verdrängungen, dass der neugebildete Quarz stets mosaikartiges Wachstum zeigt und die Auflösung des Calcits häufig nicht restlos geschieht. Das Ergebnis der Calcit-Verdrängung durch den Quarz sind oft «Pseudo-Gesteinsbruchstücke» eines mosaik- bis pflasterartigen Quarzaggregats (Fig. 26) oder mosaikartig verkieselte Foraminiferenschalen. Der ungelöste Calcit ist häufig in Form dispers verteilter Einschlüsse im Quarz erhalten. Bei der Verkieselung von Grossforaminiferenschalen, Echinodermenbruchstücken, Bryozoenresten oder ähnlichem sind Andeutungen von organischen Strukturen durch diese nahezu submikroskopischen Einschlüsse von Calcit im Quarzpflaster nicht selten erhalten.

2. Verdrängung der Feldspäte durch Calcit: Auch diese Verdrängung ist eindeutig in Sandsteinen der Zone II zu sehen. Vermutlich ist der Vorgang in einem späteren Stadium der Diagenese als die Verdrängung Calcit durch Quarz geschehen. Dazu ist nämlich eine Ausfällung von  $\text{CaCO}_3$

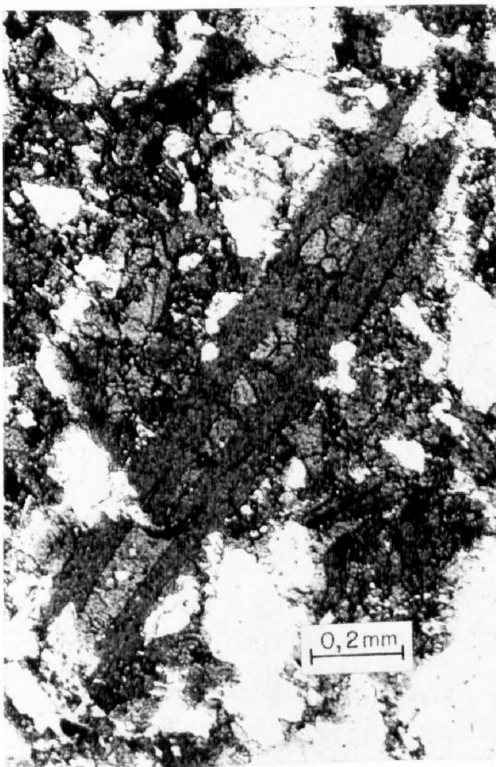


Fig. 23: Querschnitt durch *Assilina* sp. Die Schale besteht aus Calcit, nur an den beiden Enden erfolgte eine Verdrängung des Calcits durch Quarz (hell). Schliff 68.11.2/1, Ruchberg-Serie, Ruchberg. Nicols parallel.



Fig. 24: Querschnitt durch *Assilina* sp. Der Calcit der Schale wird von aussen her durch Quarz verdrängt. Nicht aufgelöste feine Calcit-Partikelchen im verdrängenden Quarz noch gut sichtbar. Der Quarz verzahnt mit den das Fossil umgebenden Mineralen. Schliff 68.11.2/1, Ruchberg-Serie, Ruchberg. Nicols parallel.

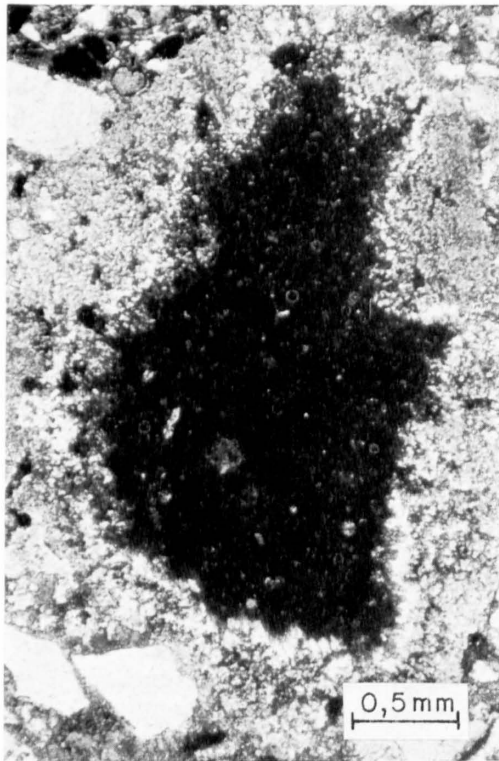


Fig.25: Calpionellenkalk wird von aussen durch Quarz verdrängt (heller Bereich um den dunklen unverdrängten Kern). Schliff 68.11.1/22, Eggeberg-Serie, Eggeberg. Nicols parallel.

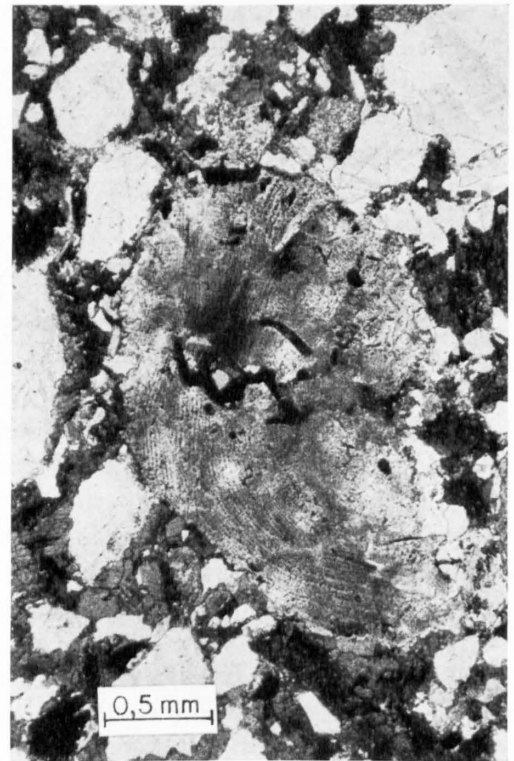


Fig.26: «Pseudo-Gesteinsbruchstück» aus einem Quarz-Pflaster bestehend, in dem die organische Struktur in Form von nahezu submikroskopischen unverdrängten Calcitresten erhalten geblieben ist. Schliff IT 150mu, Ruchberg-Serie, Ruchberg. Nicols parallel.

und eine erhöhte Silikatlöslichkeit erforderlich. Beides könnte eine Folge von Druck- und Temperaturzunahme sein. Die Verdrängung geht stets von Spalttrissen und Mineralbruchstellen aus, was zeigt, dass der Calcit vom Porenraum aus in den Feldspat einwächst, dessen Substanz gleichzeitig gelöst wird (Fig. 27 und 28).

3. Verdrängung vulkanischer Gesteinsbruchstücke und der Tonmatrix durch Calcit: Während die Verdrängung vulkanischer Gesteinsbruchstücke durch Calcit im Prinzip ähnlich ist wie die Verdrängung 2 und nur am Rande erwähnt sei, ist die Verdrängung der Tonmatrix ein Vorgang, dessen Ausmass bedeutend sein kann (Fig. 29). Auch sind seine Auswirkungen weittragend, da durch diese Verdrängung die betroffenen Gesteine grundlegend verändert werden können. Tatsächlich kann ein Calcit, der durch Verdrängung der Tonmatrix in den Intergranularraum (Porenraum) gelangte, von einem in einen primär leeren Porenraum abgesetzten Calcit-Zement häufig nicht unterschieden werden.
4. Verdrängung des Quarzes durch Calcit: Bis zum Erreichen der Zone II erlangt diese Verdrängung nur bescheidenes Ausmass. Sie beschränkt sich lediglich auf einen randlichen Angriff der detritischen Quarzkörner durch Calcit (Fig. 30). Erst mit weiter fortschreitender metamorpher Beanspruchung gewinnt sie an Bedeutung.

### c) Gruppe C: Umwandlungen

(Ein vorhandenes Mineral wird durch Ionenaustausch, Wasserabgabe oder -aufnahme, also jedenfalls durch Gitterumbau, in ein anderes umgewandelt)

Umwandlungen ergreifen gemäss der oben gegebenen Definition hauptsächlich Tonminerale und bringen aus diesen im Laufe der Diagenese und mit dem Übergang zur Anchizone Glimmer-Minerale



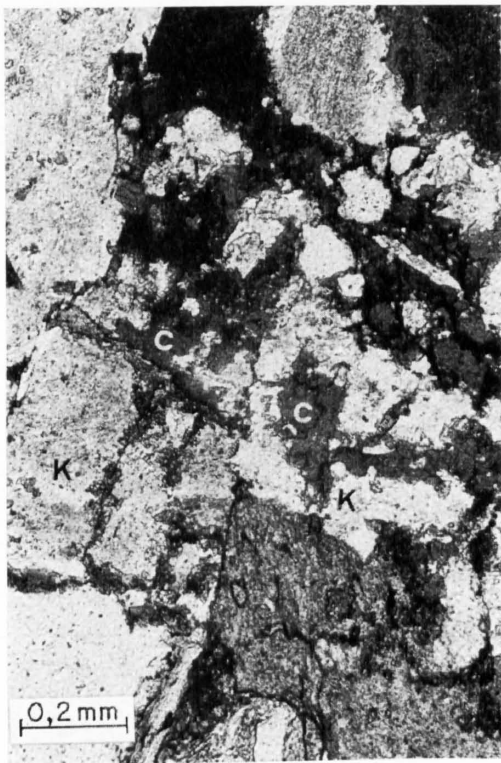


Fig. 27: Zwei albitisierte, detritische Kalifeldspäte (K) werden von Spaltrissen aus von Calcit (C) verdrängt. Schliff IT 250, Gyrenspitz-Serie, Badkamm (N Ruchberg). Nicols parallel.

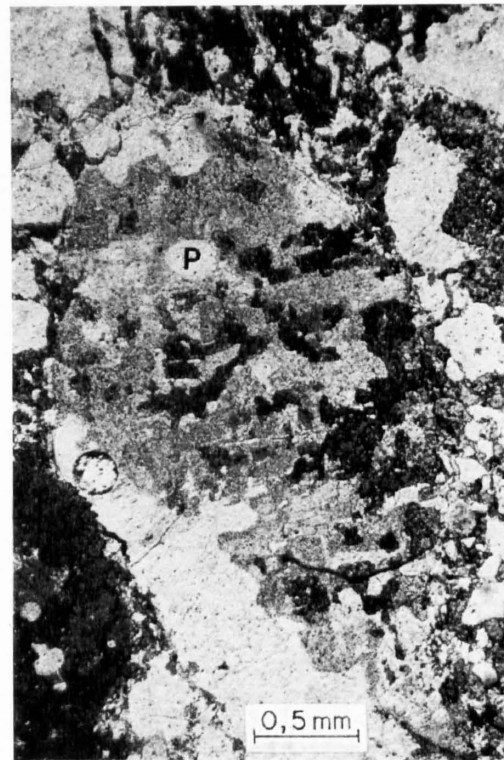


Fig. 28: Ein Plagioklas (P) wird von Spaltrissen aus von Calcit (dunkel) verdrängt. Schliff IT 151, Ruchberg-Serie, Ruchberg. Nicols parallel.

und Chlorite hervor (u. a. KOSOVSKAIA & SHUTOV 1958, DUNOYER DE SEGONZAC 1964, KUBLER 1967, FREY 1969a, 1970). Da die primäre Anwesenheit von Tonmineralen höchstens zu vermuten ist, kann nur nochmals betont werden, dass auch in den Sandsteinen der obersten Prättigauer Serien Kaolinit oder quellfähige Tonminerale nicht nachgewiesen werden konnten und die Fraktion  $< 2\mu$  nach Röntgenanalysen aus der stabilen Paragenese Quarz-Illit-Chlorit besteht.

### 3. Zeitlicher Ablauf der beschriebenen diagenetischen Vorgänge

Beim Versuch, die Vorgänge der Diagenese, also Vorgänge, die im unmetamorphen Bereich nach KUBLER (1967) stattfinden, zu rekonstruieren und ihren zeitlichen Ablauf einigermaßen zu erfassen, ist man – da unmetamorpher Prättigau-Flysch nicht zu finden ist – weitgehend auf Vergleiche mit anderen Ablagerungen angewiesen. In diesem Zusammenhang scheint es wichtig, dass ALLEMANN (1957, S. 25) Verkieselungen calcitischer Fossilshalen beschreibt und über analoge Beobachtungen von SCHAUB (1951) aus dem Schlierenflysch berichtet. In beiden Flyschkomplexen scheint die metamorphe Beanspruchung geringer zu sein als in den Flyschserien des Prättigaus, ja vermutlich kann man in diesen von ALLEMANN und SCHAUB bearbeiteten Komplexen lediglich diagenetische Beanspruchung feststellen. Aus geochemischen Überlegungen und Dünnschliffbeobachtungen hält MEISL (1970) die Quarzauthigenese im hessischen Buntsandstein für ein Ereignis, das in einem frühen Stadium der Diagenese stattfindet. Dass sich die Bedingungen der Calcitauflösung und Quarzfällung und der Quarzauflösung und Calcitfällung mehrmals in ein und demselben Gestein anscheinend umkehren können, zeigte WALKER (1962) in einer Arbeit über interessante Wechselbeziehungen zwischen Calcit und Quarz, in der er über wiederholte gegenseitige Verdrängungen dieser beiden Minerale berichtet.

Aus all dem kann man annehmen, dass die erste stattgefundene diagenetische Veränderung, die in den Sandsteinen der Zone II noch erhalten ist, die Verdrängung des Calcits durch Quarz sein dürfte. Im



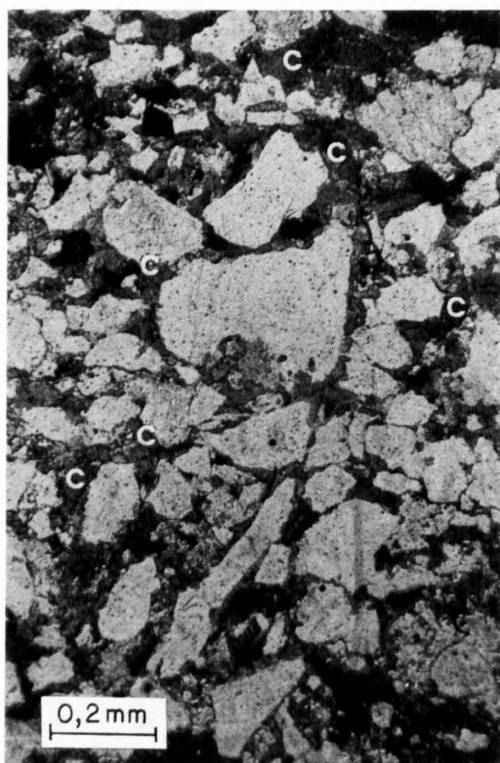


Fig. 29: Der Porenraum zwischen den detritischen Quarzen (hell) war ehemals zum Grossteil von Tonmatrix ausgefüllt, die während der Diagenese von Calcit (C) verdrängt wurde. Schliff 68.11.2/2, Ruchberg-Serie, Ruchberg. Nicols parallel.



Fig. 30: Vergrößerung des Mittelteils von Fig. 29. Tonmatrix (TM) wird von Calcit (hell) verdrängt. Gleichzeitig verdrängt der Calcit den Quarz. Nicols gekreuzt.

weiteren Verlauf der Diagenese scheinen sich vor allem durch Temperaturzunahme die Bedingungen umzukehren. Die Löslichkeit des  $\text{SiO}_2$  nimmt zu, die des  $\text{CaCO}_3$  ab. Der nächstfolgende Vorgang dürfte die Calcit-Zementierung der Sandsteine sein. Mit weiterer Zunahme der Silikatlöslichkeit scheinen die Verdrängungen silikatischer Komponenten und der Tonmatrix durch Calcit stattzufinden, der aus dem Intergranularraum in die entsprechenden Komponenten eindringt. Der Zeitpunkt der Albitauthigenese ist nicht klar, scheint aber vor das Stadium der Verdrängung silikatischer Komponenten durch Calcit zu fallen, da man gelegentlich die Verdrängung authigener Albitanwachssäume durch Calcit beobachten kann.

Über Mineralumwandlungen von Tonmineralen in Glimmer- und Chlorit-Mineralen kann nichts ausgesagt werden.

Zusammengefasst ist folgender Ablauf der diagenetischen Vorgänge wahrscheinlich:

- Verdrängung des Calcits durch  $\text{SiO}_2$
- (Albitauthigenese)
- Calcit-Zementierung der Sandsteine
- Verdrängung silikatischer Komponenten und der Tonmatrix durch Calcit
- (Verdrängung des Quarzes durch Calcit)

#### 4. Die Veränderung der Sandsteinstrukturen beim Durchschreiten der Anchizone

Mit zunehmender Verbesserung der Illit-Kristallinität der tonig-mergeligen Gesteine, die die Sandsteine begleiten, verändern sich auch die Strukturen der Sandsteine weiterhin. Im wesentlichen ist es zunächst eine Kornvergrößerung, ein Weiterwachstum der Tonmatrix, die nun aus der längere Zeit stabi-

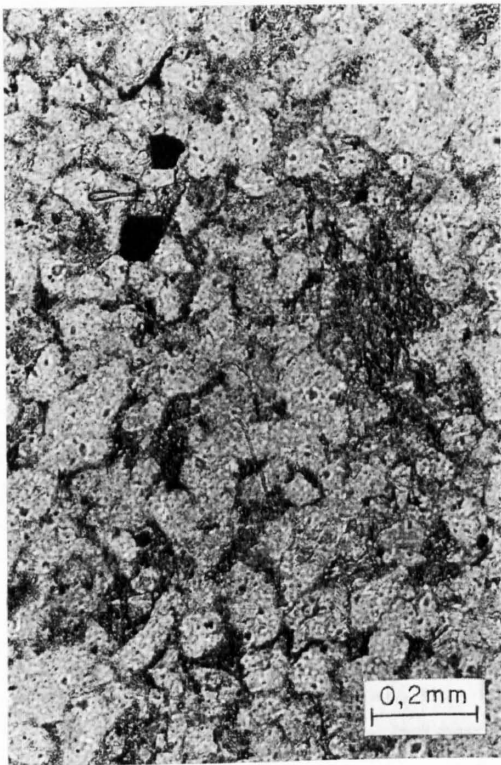


Fig. 31: Die aus Quarz, Illit und Chlorit bestehende veränderte Tonmatrix (dunkel) beginnt deutlich ihre Korngrößen durch Rekristallisation zu vergrößern (siehe besonders Mitte rechts). Schliff 68.10.21/8, Ruchberg/Oberälppli-Serie, Ganey-Tobel. Nicols parallel.

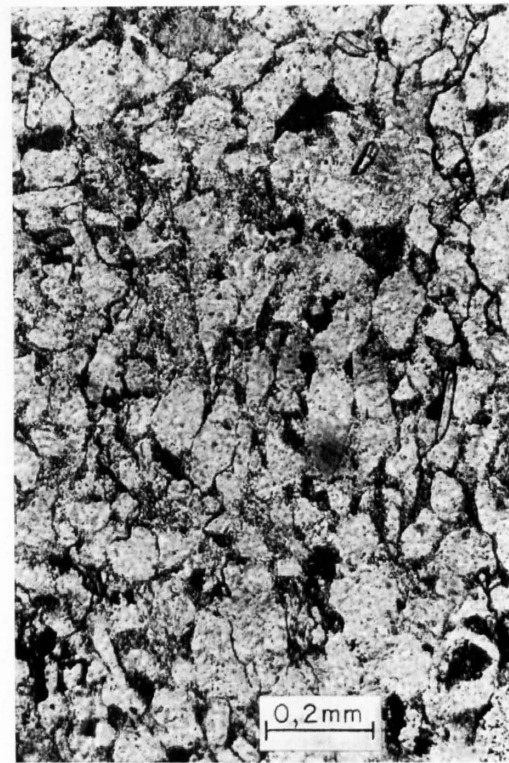


Fig. 32: Neben der Vergrößerung der Tonmatrix bemerkt man ein verstärktes Auszacken der Konturen an den detritischen Körnern (hell). Durch Drucklösung und Kompaktion verschweissen viele detritischen Körner miteinander. Schliff IT 292, Ruchberg-Serie, Vilan. Nicols parallel.

len Paragenese Quarz–Illit–Chlorit besteht (Fig. 31 und 32). Im weiteren Verlauf beginnen sich die Konturen der detritischen Komponenten aufzulösen und auszuzacken. Die Zone der quarzitischer Strukturen mit Chlorit- und Serizit-Zement im Sinne von KOSOVSKAIA & SHUTOV (1958) kann hier nicht als eigene typisch entwickelte Phase im Veränderungsablauf der Strukturen gefunden werden, sondern tritt nur gelegentlich als Übergangsstruktur vor dem Erreichen der «Zone mit den stachelförmigen Strukturen (Faserbärte) mit Muskovit- und Chlorit-Zement» auf (Fig. 33 und 34).

Die Ausbildung der stachelförmigen Strukturen, die etwa dem entsprechen, was von KOSOVSKAIA & SHUTOV in der «Zone der stachelförmigen Strukturen mit Muskovit- und Chlorit-Zement» zusammengefasst wurde, ist im untersuchten Gebiet häufig zu beobachten und im grossen und ganzen im Grenzbereich Anchi-/Epizone anzutreffen. Auffällig an den hier beobachteten Strukturen mit dem stachelförmigen Anwachsen dünner Phyllosilikat- und Quarz-Spässe an die detritischen Komponenten ist eine offensichtliche Abhängigkeit vom Einfluss des Drucks, der bei tektonischer Verformung auf Gesteinsserien einwirkt. Die neuwachsenden Stacheln sind stets parallel zur Schieferung ausgebildet, senkrecht dazu werden sie nie beobachtet (Fig. 35). Beim Studium der Strukturen gewinnt man den Eindruck, dass senkrecht zur Schieferung die silikatischen Komponenten der Drucklösung ausgesetzt sind, im Druckschatten zwischen den Körnern aber findet parallel zur Schieferung Blastese der Phyllosilikate und des Quarzes statt. Es resultiert daraus die sichtbare Auslängung der detritischen Gerölle, da auf der einen Seite Anlösung, auf der anderen Zuwachs erfolgt (Fig. 36).

Wenn solche Strukturen auch, wie oben schon gesagt wurde, am deutlichsten im Grenzbereich zwischen der Anchi- und der Epizone entwickelt sind, so werden ganz ähnliche Strukturen schon viel früher angetroffen, eingeschaltet in Gesteinen, in denen im allgemeinen die typische Struktur der Zone II entwickelt ist. Da das Zustandekommen der stachelförmigen Struktur (Faserbärte) mit dem



Fig.33: Die abgebildete Struktur gleicht in vielem der «quarzitartigen Struktur» von KOSOVSKAIA & SHUTOV. Deutlich sieht man die weit fortgeschrittene Auszackung der Konturen der detritischen Körner (hell) und ihr «quarzitartiges» Verzahnen (obere Bildhälfte). Schliff IT 139, Ruchberg-Sandstein, Muttnerhorn. Nicols parallel.

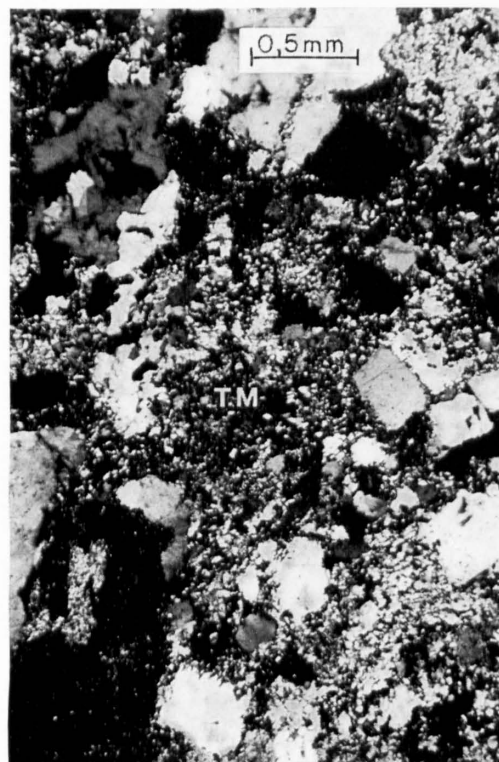


Fig.34: Bei gekreuzten Nicols sieht man, dass sich die Tonmatrix (TM) weiter vergrößert hat (Bildmitte). Es fand vor allem Quarz- und Chloritblastese statt. Schliff IT 139, Ruchberg-Sandstein, Muttnerhorn. Nicols gekreuzt.

gerichteten Druck sicher in Verbindung gebracht werden muss, stellen diese frühzeitig auftretenden Faserbart-Strukturen wahrscheinlich die Strukturen lokal stärker verfalteter oder jedenfalls tektonisch stärker beanspruchter Gesteinspartien dar (Fig. 37 und 38).

Bei fortschreitender Metamorphose und sehr wahrscheinlich durch das Hinzukommen einer zweiten (oder noch weiteren) Schieferungsrichtung gehen diese stachelförmigen Strukturen wieder verloren, wie Beispiele vom Arblatsch-Sandstein und aus tieferen Teilen des Ruchberg-Sandsteins vom Piz Danis zeigen. Werden die detritischen Körner in der Zone mit den stachelförmigen Strukturen durch Drucklösung und Einwachsen der stacheligen Quarz-Phyllosilikat-Aggregate auch weitgehend zerstört oder stark in ihrer Form verändert, so sind sie doch stets noch als detritische Komponenten von den Neubildungen im Intergranularraum, also der ehemaligen Tonmatrix, zu unterscheiden. In dem nun folgenden Stadium, das einstweilen noch nicht exakt definiert werden kann, ist die detritisch ererbte Struktur vollkommen verlorengegangen und alles zur Verfügung stehende Material weitgehend Um- und Neubildungen unterworfen.

Nach den hier gemachten Beobachtungen kommt es zu relativ gleichkörnigen Strukturen, die deutlich von Mineralblastese geprägt sind. Ehemals tonreiche Siltite zeigen grosse rundliche Hellglimmer-Chlorit-Aggregate, die entweder als direkte Neubildungen oder als Ergebnis einer Rekristallisation ehemaliger detritischer Glimmer anzusehen sind (Fig. 39). In quarzreichen Sandsteintypen resultieren quarzitisches Strukturen mit intensiver Quarzverzahnung. Detritischer Altbestand kann von rekristallisiertem Quarz aus der ehemaligen Tonmatrix nicht unterschieden werden (Fig. 40).

Weitgehend unklar bleibt der Einfluss, den höhere Karbonatgehalte (Calcit) der Sandsteine auf die Ausbildung der beschriebenen Strukturen ausüben. Zweifellos scheinen höhere Karbonatgehalte





Fig. 35: Stachelförmige Aggregate aus Quarz und Phyllosilikaten (→) wachsen parallel zur Schieferung im Druckschatten zwischen den detritischen Körnern (hell) an diese an. Senkrecht zur Schieferung findet an den detritischen Körnern offensichtlich Drucklösung statt. Schliff IT 337, St.-Peter-Sandstein, St. Peter. Nicols parallel.



Fig. 36: Durch Drucklösung senkrecht zur Schieferung und Anwachsen stacheliger Quarz-Phyllosilikat-Aggregate (Faserbärte) im Druckschatten parallel zur Schieferung kommt es zu einer «Auslängung» der detritischen Komponenten (hell). Schliff IT 176, Pfäviggrat-Serie bei Jenins. Nicols parallel.

den Ablauf der Strukturveränderungen zu verzögern. Beispielsweise zeigen karbonatreiche Sandsteine Anlösung und Auszackung detritischer silikatischer Komponenten erst später als karbonatarme. Möglicherweise wird durch die Anwesenheit des Karbonats, das ja zur Hauptsache zunächst als dichter Zement den Porenraum ausfüllt, die Zirkulation der Porenlösungen weitgehend gehemmt und damit die Reaktionen im Gestein stark behindert.

Andererseits wurde weiter oben schon die Verdrängung silikatischer Komponenten durch den Calcit beschrieben. Dieser Vorgang wird auch durch die ganze Anchizone hindurch in starkem Ausmass beobachtet, und karbonatreiche Sandsteine zeigen beim Erreichen der Zone mit stachelförmigen Strukturen, dass auch der Calcit in stacheligen, mit Quarz und Phyllosilikaten parallel verwachsenen Aggregaten in die detritischen Körner eindringt.

## 5. Die Verteilung der beschriebenen Strukturen im untersuchten Gebiet

Die Verteilung der verschiedenen Strukturen wurde nicht systematisch, sondern stichprobenartig untersucht. Dabei zeigte sich, dass die am wenigsten veränderten Strukturen in den Gebieten mit den höchsten Illit-Kristallinitätswerten gefunden werden. Es ist dort bei Werten zwischen 7,5 und 6 mm lediglich die Tonmatrix verändert, also sehr wahrscheinlich wurden ehemalige Tonminerale in die nun vorzufindende Quarz-Illit-Chlorit-Paragenese übergeführt. Wir treffen somit in diesem Bereich Strukturen an, wie sie von KOSOVSKAIA & SHUTOV als typisch für ihre «Zone mit veränderter toniger Matrix» erachtet wurden (unsere Zone II). Man findet derartige Strukturen in den zuoberst gelegenen Serien des nördlichen Prättigaus (Fig. 19 und 20).

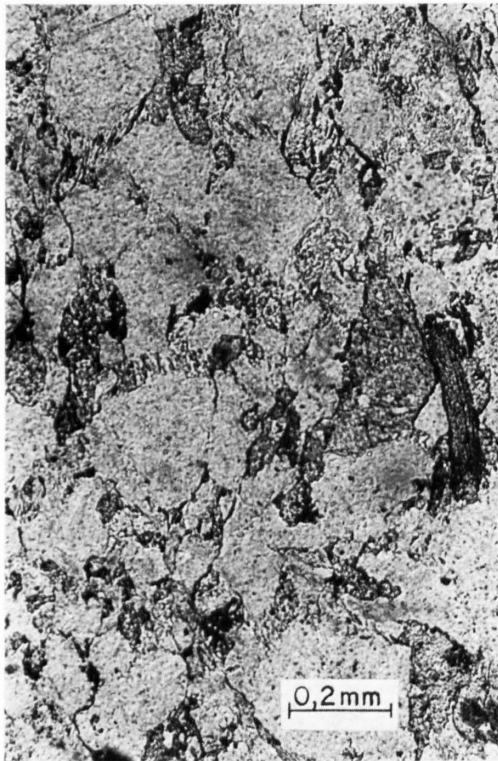


Fig. 37: Ausbildung feiner stachelartiger Quarz-Phyllosilikat-Aggregate innerhalb der Zone II, die auf lokale stärkere Beanspruchung des Gesteins durch tektonische Vorgänge zurückzuführen ist. Schliff IT 283, Ruchberg-Serie, Vilan. Nicols parallel.

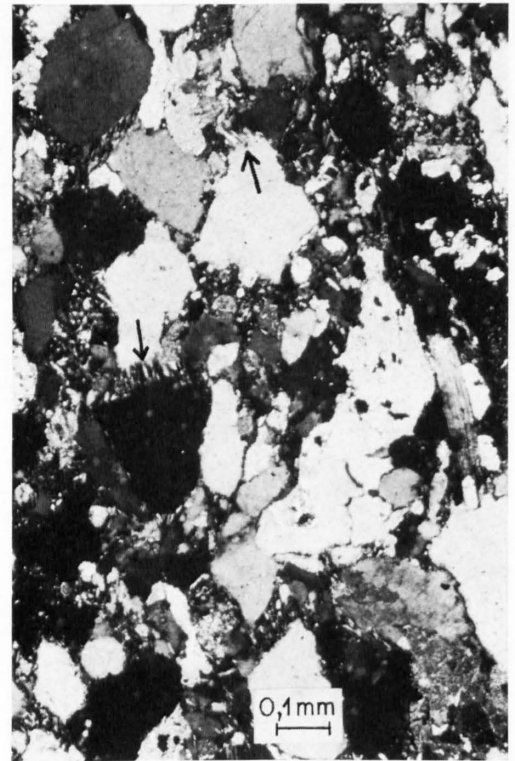


Fig. 38: Bei gekreuzten Nicols sieht man, dass Serizit (→) häufig an der Bildung der stachelförmigen Aggregate beteiligt ist. Schliff IT 283, Ruchberg-Serie, Vilan. Nicols gekreuzt.

Sowohl vertikal gegen unten als auch horizontal gegen Süden, also in beiden Richtungen der zunehmenden Metamorphose, die sich in der Verbesserung der Illit-Kristallinität ausdrückt (siehe Kapitel V), beginnen sich die Konturen der detritischen Körner aufzulösen, und die Tonmatrix erfährt eine allmähliche Kornvergrößerung, ohne dass man eine besonders charakteristische Struktur-Zone ausscheiden könnte (Fig. 31–34).

Bei Illit-Kristallinitätswerten um 5 mm beginnen sich stachelförmige Strukturen mit deutlicher Beeinflussung durch den gerichteten Druck auszubilden, die im Grenzbereich der Anchi- und Epizone, also bei Illit-Kristallinitätswerten um 4 mm, ihre ausgeprägteste Entwicklung zeigen (Fig. 35 und 36). Die auftretenden Strukturen entsprechen den Strukturen der «Zone mit stachelförmigen Strukturen mit Muskovit- und Chlorit-Zement» nach KOSOVSKAIA & SHUTOV. Stachelförmige Sandsteinstrukturen wurden im bearbeiteten Gebiet am unteren Endpunkt des Profils I (siehe Kapitel V), in der Umgebung von Jenins (Prättigau), in der dort nach NÄNNY (1948) anstehenden Pfävisgrat-Serie gefunden. Ferner kommen die gleichen Strukturen im St.-Peter-Sandstein (Äquivalent der Pfävisgrat-Serie) im Schanfigg vor, dann im Ruchberg-Sandstein der Lenzerheide und im tieferen Teil des Ruchberg-Sandsteins des Muttnerhorns (Schams).

Wird der Grenzbereich der Anchi-/Epizone überschritten, so gehen die stachelförmigen Strukturen verloren. Es treten weitgehend gleichkörnige, durch Mineralblastese gekennzeichnete mosaikartige Strukturen auf, in denen die primären sedimentären Strukturen nur noch in Einzelfällen erkannt werden können (Fig. 39 und 40). Als Beispiele seien Sandsteine vom Piz Arblatsch, von der Westflanke des Piz Danis und aus den Safier Quarziten unter dem Hauptkonglomerat der südlichen Lenzerheide, unweit des Ortes Vaz, angeführt.



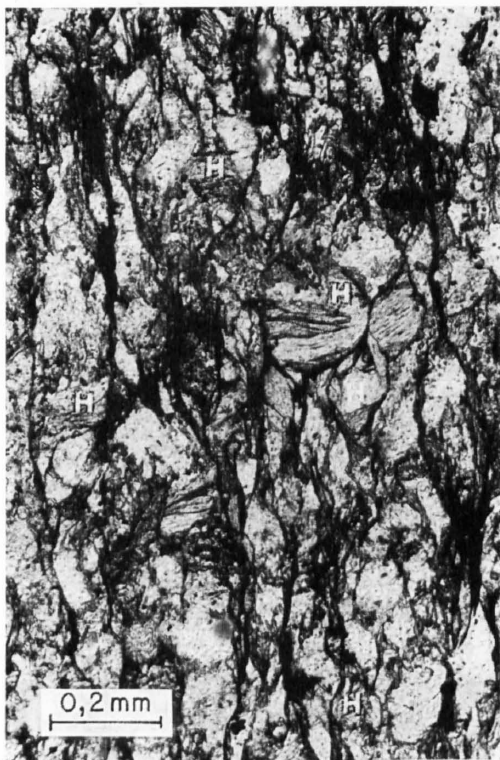


Fig. 39: Grosse rundliche Hellglimmer-Chlorit-Aggregate (H) weisen auf Mineralblastese hin. Ehemalige tonige Lage eines feinkörnigen Sandsteins. Schliff 57c, Ruchberg-Sandstein, Piz Danis. Nicols parallel.

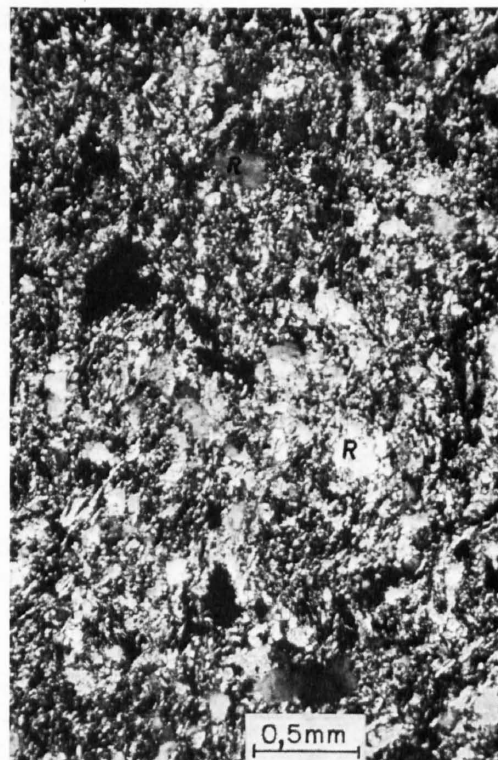


Fig. 40: Quarzitische Strukturen mit intensiver Quarzverzahnung. Der detritische Komponentenbestand kann nur mehr in einzelnen Relikten (R) vermutet werden. Schliff IT 304, Arblatsch-Sandstein, Piz Arblatsch. Nicols gekreuzt.

Zusammengefasst könnte man die beobachteten Strukturen etwa in folgender Weise den auftretenden Illit-Kristallinitäten gegenüberstellen:

*Strukturzonen der Sandsteine*

- Zone II
- Übergangsstrukturen
- Stachelförmige Strukturen
- Gleichkörnige, mosaikartige Strukturen mit deutlicher Mineralblastese

*Illit-Kristallinität (in mm)*

7,5–6  
5–4  
4

## VII. Die radiometrischen Altersbestimmungen nach der Kalium/Argon- und Rubidium/Strontium-Methode in der Valzeina-Serie

Bereits in der Einleitung haben wir für die ausserordentlich erfreuliche Bereitschaft von Frau Prof. Dr. E. Jäger, Leiterin des geochronologischen Laboratoriums am Mineralogisch-petrographischen Institut Bern, gedankt, durch ihren Mitarbeiter Herrn Dr. J. C. Hunziker uns in wesentlichen Belangen wissenschaftlich zu unterstützen. Verständlicherweise interessierten uns in erster Linie radiometrische Altersbestimmungen in den tieferen Serien des Prättigaus, deren Alter durch Leitfossilien nicht belegt werden kann. Untersucht wurden Proben aus der Valzeina-Serie, und zwar vom vorzüglichen Aufschluss am östlichen Brückenkopf der Salginabrigg (P. 873), die sich auf halbem Weg der Strasse von Schiers nach Schuders mit über 80 m Höhe über das Salgina-Tobel schwingt. Die Schichtfolge der Valzeina-

Serie, für deren Altersdeutung NÄNNY (1948, S. 59) mit allem Vorbehalt den lithostratigraphischen Vergleich mit den südhelvetischen Drusberg-Schiefern mitsamt dem vermergelten Unteren Schrätkalk (beides in die Stufe des Barrémien gehörend) anstellt, setzt sich hier aus einer Wechsellagerung zusammen, die zur Hälfte aus Grobsand-Feinsand-Siltstein-Lagen (stets mit detritischen Hellglimmern, z. T. mit gradierten Lagen und mit Grabgängen, die an den Schichtunterseiten sichtbar sind), zu etwa 45% aus dünnen Mergel-Lagen, die sich im Übergang zu kalkigen Serizitphylliten befinden (mit Fukoiden), und zu etwa 5% aus sekundär gebildeten Calcit/Quarz-Sekretionen besteht.

Die Schichtfolge ist von Kleinfalten mit Krümmungsradien vom Dezimeter-Meter-Bereich durchsetzt, die auf zwei Faltungsphasen hinweisen: Die jüngeren Faltenachsen ( $B_2$ ) fallen ziemlich regelmässig im Mittel mit  $5^\circ$  gegen E ein, haben eine zugehörige Schieferung ( $s_2$ ) und verbiegen die älteren Faltenachsen ( $B_1$ ) stricklavaartig. Zu  $B_1$  gehört ebenfalls eine Schieferung ( $s_1$ ), welche die Schichtflächen (ss) meistens in spitzem Winkel (oft ca.  $10^\circ$ ) schneidet. Dieselben beiden Faltungs- und Schieferungsphasen findet man auch im Gebiet Oberälppli-Ruchberg. Demgegenüber zeigen die tiefer gelegenen Aufschlüsse im Talboden des Prättigaus, z. B. 3 km SE Schiers und talaufwärts gegen Fideris-Au, drei Faltungs- und Schieferungsphasen, die Herr Prof. G. Voll an gemeinsamen Exkursionstagen kleintektonisch untersuchte.

Vom Gestein dieses Aufschlusses an der Salginabrigg wurden folgende Minerale angereichert und nach der K/Ar- und Rb/Sr-Methode ihr radiometrisches Alter bestimmt (Zerfallskonstanten für  $Rb^{87}$ :  $1,47 \times 10^{-11}$  Jahre $^{-1}$ , für  $K^{40}$ :  $5,305 \times 10^{-10}$  Jahre $^{-1}$ ):

	K/Ar	Rb/Sr
<i>Detritischer Hellglimmer</i> aus feinsandigen und Mergel-Lagen (Probe KAW 688) .....	255 $\pm$ 13 Mill. J.	
aus Grobsandlage (Probe KAW 687) .....	260 $\pm$ 13 Mill. J.	270 $\pm$ 15 Mill. J.
<i>Chlorit</i> , von Sagenitgewebe durchsetzt, enthält 2% K, wahrscheinlich (nach Habitus im Mikroskop) aus Biotit entstanden. Aus feinsandigen und Mergel-Lagen (Probe KAW 688) .....	226 $\pm$ 12 Mill. J.	
<i>Illit</i> (aus obigen Proben KAW 687 und 688) .....	56 $\pm$ 3 Mill. J.	

Damit erweisen sich die Hellglimmer und der Chlorit<sup>1</sup> als Detritus variskisch gebildeter Gesteine, und es muss festgehalten werden, dass die späteren, wohl alpidischen Vorgänge, die zur Anchimetamorphose der untersuchten Gesteine führten (vgl. Fig. 18), das radiometrische Alter nicht wesentlich beeinflusst haben. Beim Illit stellt sich die Frage, ob er sich im untersten Eocaen gebildet hat (56 Mill. J.) oder ob es sich um ein Mischalter handelt, d. h. ob sich in dieser Alterszahl ein höheres Bildungsalter verbirgt, das durch eine postuntereocaene alpine Metamorphosierungsphase verjüngt wird (z. B. durch die penninische Hauptphase, die nach geologischer Feldevidenz zwischen mittlerem Eocaen und unterem Oligocaen liegen muss [TRÜMPY et al. 1969, p. 363] und die wahrscheinlich übereinstimmt mit dem penninischen Metamorphosealter, das durch HUNZIKER [1970, p. 156] und JÄGER [1970, p. 170] mit  $38 \pm 2$  Mill. J. bzw. 36–38 Mill. J., also an der Grenze Eocaen/Oligocaen, bestimmt worden ist). Auf Grund einer einzigen Altersbestimmung des Illits aus der Valzeina-Serie kann diese wichtige Frage sicher nicht definitiv beantwortet werden; wir wollen deshalb in einer neuen Arbeitsphase überprüfen, ob weitere Altersbestimmungen dazu führen, die im Gelände gewonnene Evidenz zu unterstützen, wonach im untersten Eocaen (56 Mill. J.) oder einiges vorher in der oberen Kreide eine tektonische Bewegungsphase stattgefunden habe, die durch leichte Druck- und Temperaturerhöhung zur anchimetamorphen Neubildung des Illits führte<sup>2</sup>. Wir meinen mit dieser Bewegungsphase die von LEUPOLD (1933), STAUB (1934, 1937, 1958) und NÄNNY (1946, 1948) postulierte Phase, die zur Transgression der jüngsten Flyschanteile des Prättigaus vom extern-penni-

<sup>1</sup> Einige von Frau Prof. Jäger neuestens untersuchte Chlorite aus Bernina-Graniten machen eine spät- bzw. postvariskische Vergrünungsphase bei 230 Mill. J. wahrscheinlich (mündliche, noch nicht publizierte Mitteilung).

<sup>2</sup> In diesem Zusammenhang möchten wir an dieser Stelle auf mündliche Diskussionen mit den Herren Dr. M. Frey und Dr. J. Hunziker hinweisen, die sich gegenwärtig mit einer Studie über die Illit-Alter im Raum zwischen Walensee und Lukmanier befassen. Diese in Arbeit befindlichen Untersuchungen machen es wahrscheinlich, dass es sich beim Illit aus der Valzeina-Serie um ein Mischalter handelt.

nischen Prättigauer Flyschtrogl bis zum internen Oberhalbsteiner Flyschtrogl geführt hat. Als Modellvorstellung, die durch weitere radiometrische Altersbestimmungen zu überprüfen sein wird, sei der Gedanke geäußert, dass die Bewegungen im Untergrund, die zur genannten suprapenninischen Flyschtransgression führten, in Zusammenhang stehen könnten mit dem Rubidium/Strontium-Alter des Phengits aus dem Maloja-Gneiss der Margna-Decke, das neuerdings mit ca. 70 Millionen Jahren bestimmt wurde (JÄGER 1969 und neuere Daten). Frau Prof. Jäger schreibt zu diesem Alter, es könne vielleicht eine frühpenninische Metamorphosierungsphase markieren<sup>1</sup>.

Deutlich sei hier festgestellt, dass sich im Gegensatz zu diesem transgressiven jungen Flysch die älteren Anteile der Prättigauer Schieferabfolge (sicher von der Pfävisgrat-Serie an abwärts) im Gelände in die nordpenninische Misoxer Zone hinein, nicht aber ins Oberhalbstein verfolgen lassen.

## VIII. Geologische Schlussfolgerungen

Als Ausgangspunkt für diese Betrachtungen, bei denen unsere Untersuchungsergebnisse in einen größeren alpinegeologischen Rahmen gestellt sein sollen, nehmen wir die Resultate der *Schwermineralanalyse*, mit der sämtliche Serien des eigentlichen Prättigaus erfasst wurden. Ein Blick auf Tafel I zeigt, dass sich keine Serie von der andern und damit auch nicht das Jüngere vom Älteren signifikant unterscheidet. Das mittlere Schwermineralspektrum haben wir aus dem Durchschnitt von 69 Proben aus sämtlichen Serien des Prättigaus (Tafel I) und von 74 Proben aus dem Ruchberg-Sandsteinkomplex zwischen Prättigau und Piz Arblatsch (Tafel II) ermittelt. Beide Durchschnittswerte unterscheiden sich um weniger als 1%, sind also überraschend konform und zeigen 41% Turmalin, 37% Zirkon, 13% Apatit (hier lassen sich kräftige Schwankungen feststellen) sowie 7% TiO<sub>2</sub>-Gruppe. Granat tritt unter den Akzessorien nur vereinzelt auf und erreicht im Mittel 1,3%. Noch viel stärker tritt unter den Akzessorien der Chromspinell zurück.

Dieses Allgemeinresultat der Schwermineralanalyse stimmt überein mit den ersten derartigen Untersuchungen im penninischen Bündnerflysch, über die JÄCKLI (1946) in seiner vorbildlichen Arbeit schon vor 25 Jahren berichtet hat. Indessen kannte man damals die Schwermineralassoziationen der übrigen alpinen Flyschtröge noch viel zuwenig, um Vergleiche anstellen zu können.

Heute haben wir einige Anhaltspunkte, um das Global-Schwermineralspektrum des Prättigaus mit den übrigen alpinen Flyschablagerungen (z. B. in Abb. 2 von GASSER 1967) zu vergleichen; dabei kann nur mit dem Vaduzer Flysch und dem Niesenflysch einige Verwandtschaft, aber keine direkte Übereinstimmung festgestellt werden (der Vaduzer Flysch führt mehr Zirkon und mehr Apatit, der Niesenflysch mit über 50% wesentlich mehr Apatit). Schon PREY (1968) sowie OBERHAUSER (1968) haben auf Grund der von Frau G. Woletz durchgeführten Schwermineraluntersuchungen in ihren wichtigen, den Flysch der Ostalpen betreffenden Arbeiten darauf hingewiesen, dass der Prättigauer Flysch zusammen mit dem Vaduzer und Triesner Flysch eine Gruppe bildet. Sie konnten ferner zeigen, dass sich der Vorarlberger Flysch durch seinen höheren Granatgehalt von dieser Gruppe unterscheidet. Der nordpenninische Flyschtrogl, in welchem nach ALLEMANN (1957) Vorarlberger, Vaduzer und Triesner Flysch zusammengefasst werden, muss also nach der detritischen Sedimentzufuhr in einzelne Bekken untergliedert werden.

Beim Verfolgen der einzelnen Serien des Prättigaus gegen Süden konnten wir die Zunahme der Metamorphose von der Anchi- in die Epizone in einer Reihe von Einzelheiten studieren. In den tieferen Serien fanden wir instruktive Beispiele, wie durch epizonale Mineralneubildung das primäre Schwermineralspektrum bis zur Unkenntlichkeit überprägt wird. Demgegenüber zeigt der alttertiäre Ruchberg-Sandsteinkomplex, als stratigraphisch Jüngstes des gesamten nordpenninischen Flyschtrogl, als

---

<sup>1</sup> Einer mündlichen Mitteilung von Frau Prof. E. Jäger verdanken wir den Hinweis auf allerneueste Rubidium/Strontium- und Kalium/Argon-Alter aus dem Fedoz- und Fex-Tal, die bei ca. 65 Millionen Jahren liegen (Grenze Kreide/Tertiär: ca. 66 Mill. J.).



in seiner Fortsetzung gegen Süden nur geringe, bis in die Einzelheiten überblickbare Veränderungen durch die zunehmende Metamorphose.

Dieser *Ruchberg-Sandsteinkomplex* wurde zwischen dem Prättigau und dem Piz Arblatsch sedimentologisch studiert. Nach Komponentenbestand, Schwermineralführung und Fossilgehalt handelt es sich überall um ein und dasselbe Sediment. In den bisherigen Arbeiten wurde eine sehr ähnliche Auffassung von LEUPOLD (1933), STAUB (1934, 1937, 1958) und NÄNNY (1946, 1948) vertreten. Sie kommt am besten in Fig. 27 von STAUB (1958) zur Darstellung, die den Titel trägt: «Der bündnerische Flyschtrogl zwischen Prättigau-Nordschwelle und unterostalpinen Front und sein Hinweggreifen über den vor-obersenonen Deckenbau der penninischen Zone.» In diesem Profilschnitt vom Prättigau über Tiefencastel ins Oberhalbstein trifft sich die Ruchberg-Schüttung aus N mit der Arblatsch-Schüttung aus S im Zentrum des untereocaenen Flyschtroges, der diskordant über die vor-obersenon dislozierten Elemente der Misoxer Zone und des Margna- und Schamser Mesozoikums hinweggreift. Diese paläogeographische Vorstellung wird ferner auch von ZIEGLER (1956) vertreten. Dieser Autor stellt zwischen der Ruchberg- und der Arblatsch-Schüttung gewisse lithologische Unterschiede fest (vgl. ZIEGLER 1956, Tab. 1, S. 69), die wir durch unsere Neuuntersuchung zur Hauptsache auf die Metamorphose zurückführen konnten. Für uns bildet die ausserordentliche Einheitlichkeit der Sandsteine des Ruchberg-Sandsteinkomplexes die grosse Überraschung, die einer Erklärung bedarf. Wir können uns nicht vorstellen, dass der mindestens 100 km (evtl. bis 300 km) breite Ruchberg-Flyschtrogl mit seinen paläotektonisch sehr unterschiedlich gelegenen Randsäumen im Norden und im Süden durch Erosion seiner Nord- bzw. seiner Südschwelle mit so identischem Sandmaterial beliefert worden sein soll. Aus der Korngrössenabnahme scheint uns für den Arblatsch-Sandstein (nach ZIEGLER 1956) die Schüttung aus südlicher Richtung belegt zu sein; anders verhält es sich mit dem Ruchberg-Sandstein der südlichen Lenzerheide, der die gleiche Korngrösse aufweist wie am Ruchberg, obwohl er primär mindestens 50 km weiter südlich zur Ablagerung gelangte.

Wir möchten deshalb ein Konzept zur Diskussion stellen, bei dem wir von der Vorstellung ausgehen, das Sandmaterial des Ruchberg-Sandsteinkomplexes stamme von einer grossenteils bis aufs Kristallin denudierten Schwelle ohne mesozoische Ophiolithe und sei primär einmal im wesentlichen troglparallel verfrachtet worden; dabei können troglparallele Meeresströmungen wie auch troglparallele Trübestrome für die Verfrachtung gesorgt haben. Die sandliefernde Schwelle kann im Westen gelegen haben als gotthardmassivische und nordpenninische Deckenschwelle, die im Bereich des Tessins eventuell ziemlich weit gegen Süden in den suprapenninischen alttertiären Flyschtrogl vorgesprungen wäre. Trübestrome, die nicht troglparallel verliefen, sondern von den saumnahen Bereitschaftsräumen im N und im S gegen das Troglzentrum abfuhr, können eventuell ebenfalls eine Rolle gespielt haben, wie man dies aus der Korngrössenabnahme vom Piz Arblatsch gegen N schliessen kann, doch halten wir es für wahrscheinlich, dass diese Bereitschaftsräume im N und im S von der gleichen Quelle (die wir uns im W bzw. NW vorstellen) beliefert wurden. Die erwähnte Korngrössenabnahme vom Piz Arblatsch gegen N könnte indessen auch durch einen im Prinzip troglparallelen Trübestrom erklärt werden, der, von W oder NW herkommend, einen Bogen im Gegenuhrzeigersinn beschrieben hätte. Beim vorläufigen Stand unserer Kenntnisse können wir ein derartiges Konzept leider noch nicht durch Messungen über die Richtungen der Strömungsmarken belegen, und zwar deshalb, weil wir die gemessenen Richtungen infolge der komplexen Tektonik an den meisten Orten nicht abwickeln können. Schon die Kleinfalten zeigen z. B. im Gebiet der Lenzerheide zwei schief aufeinander-treffende Faltenachsen-Richtungen, also zwei Faltungsphasen, und wie sich diesen Phasen die Grossfalten und die internen Überschiebungsflächen zuordnen, wissen wir erst von wenigen Stellen.

Jedenfalls gibt der Nachweis der Identität des Ruchberg-Sandsteinkomplexes vom Prättigau über die Lenzerheide und das Muttnerhorn bis zum Piz Arblatsch Anlass, die *Transgression* dieses jungen Flyschanteils über einen in einer ersten gebirgsbildenden Phase zusammengeschobenen Unterbau als sehr wahrscheinlich anzusehen, viel wahrscheinlicher jedenfalls, als es in der Aussage von TRÜMPY (1969, S. 363) enthalten ist: «mais ce fait est loin d'être vérifié». Damit im Zusammenhang ergibt sich auch ein Hinweis auf die in derselben Arbeit TRÜMPYS enthaltene Fig. 1 «Esquisse tectonique des Grisons», die den «Flysch pennique moyen et supérieur» des Oberhalbsteins längs einer gestrichelt ge-

zeichneten Grenzlinie, die von Solis um das Stätzerhorn herum nach Parpan–Churwalden verläuft, vom «Flysch des nappes penniques inférieurs» abtrennt. Nimmt man die erwähnte Transgression des jüngsten Flyschanteils als gegeben an – und daran kann nach unseren Untersuchungsergebnissen nicht gezweifelt werden –, so sollte er vom Prättigau bis zum Piz Arblatsch dieselbe Signatur tragen.

Auch das Kalium/Argon-Alter des Illits aus der Valzeina-Serie (vgl. S.46) hat uns grosse Freude bereitet, steht es doch nicht im Widerspruch mit der Annahme einer *Bewegungsphase*, die vor die jungen (untereocaenen) Flyschablagerungen fällt. Diese Bewegungsphase, die wir uns als Ursache der eben besprochenen Transgression vorstellen, muss allerdings durchaus nicht so abgelaufen sein, wie sie in der oben erwähnten Fig.27 von STAUB (1958) dargestellt wurde: STAUB zeichnet unter dem frisch sedimentierten, d.h. tektonisch noch ungestört daliegenden Ruchberg–Arblatsch-Sandsteinkomplex – durch Winkeldiskordanz getrennt – einen ersten, schon recht kräftigen N-vergenten Deckenbau. Weder das Ausmass noch die N-Vergenz der Deckenbewegungen der ersten penninischen Bewegungsphase ist einstweilen nachgewiesen. Es genügt, bei dieser Phase nur im südlichen Teil unter dem Ruchberg–Arblatsch-Sandsteintrog Bewegungen anzunehmen, d.h. nur unter dem Anteil des Arblatsch-Sandsteins, oder anders ausgedrückt nur in jenen mittel- und südpenninischen tektonischen Räumen, die heute im Hangenden der Misoxer Zone liegen. Unter dem heutigen nordpenninischen Raum des Prättigaus haben damals wahrscheinlich noch keine wesentlichen Bewegungen stattgefunden, so dass hier die Serien vom Ruchberg-Sandstein abwärts bis in die Unterkreide keine primären Diskordanzen aufweisen und in die Misoxer Zone nach Süden ziehen. Ferner hat LAUBSCHER (1970) auf mögliche Vergenzumkehr kretazischer Gebirgsbildung aufmerksam gemacht, die zwar «noch arg im dunkeln» liege, die jedoch bei kinematisch-deckengeometrischen Betrachtungen über Problematika im penninisch-unterostalpinen Grenzbereich berücksichtigt werden sollte (LAUBSCHER 1970, S.592). Eine Vergenzumkehr in frühen alpinen Phasen hat ja schon seit langem AMSTUTZ postuliert, neuestens in seinen Publikationen 1971 *a* und *b*. Die Rekonstruktionsversuche für die ältere penninische Bewegungsphase müssen heute, solange das Problem der Einwurzelung der Schamser Decken, das TRÜMPY et al. (1969) vorbildlich aufgezeigt haben, noch nicht eindeutig gelöst ist, in erster Linie zwei verschiedene Modellvorstellungen berücksichtigen:

Entweder sind damals (in der hier besprochenen älteren Bewegungsphase) die Schamser Decken aus dem Raum im Hangenden des Margna-Kristallins über die Averser Bündnerschiefer nach Norden hinweg in ihre heutige Position abgeglitten («*solution supra*» von TRÜMPY 1969 oder erste penninische Phase mit *Nordvergenz*), oder dann stammen die Schamser Decken aus einem tief- bis mittelpenninischen Raum («*solution infra*» von TRÜMPY 1969) und wären damals nach Süden verfrachtet worden (*Südvergenz* der ersten penninischen Phase), und zwar bis in eine Position, die südlich des späteren Südrands des Ruchberg–Arblatsch-Troges gelegen hätte. Damit wären wir wiederum im Raum etwa über dem Kristallin der Margna-Decke, der als Ausgangsposition dienen kann, aus der in einer späteren Phase, die an der Wende Eocaen/Oligocaen liegt, das Sulzfluh–Falknis-Deckenpaar mitsamt der überlagernden Aroser Schuppenzone (= Elemente der Platta-Decke) über den Oberhalbstein–Prättigauer Flyschtrogl gegen die Alpenaussenseite geglitten wäre.

Was nun das Alter der kinematisch noch arg im dunkeln liegenden ersten Bewegungsphase anbelangt, so ist sie sicher älter als die penninische Hauptphase, die mit  $38 \pm 2$  Millionen Jahren an der Wende Eocaen/Oligocaen, also nach Ablagerung des Ruchberg-Sandsteinkomplexes, abgelaufen ist. Die hier besprochene ältere Phase muss zeitlich vor die Ablagerung des Ruchberg-Sandsteinkomplexes gesetzt werden. Die Frage bleibt nur noch so weit offen, ob sie direkt vor der Ablagerung des Ruchberg-Sandsteinkomplexes im untersten Tertiär gespielt hat oder einiges zuvor in der oberen Kreide. In Berücksichtigung der Resultate von ZIEGLER (1957) würde nämlich einige Geländeevidenz dafür sprechen, dass sie vor der Ablagerung der ins Maestrichtien fallenden Eggberg-Serie stattgefunden hat. Denn als ihr stratigraphisches Äquivalent mit gleicher lithologischer Ausbildung betrachtet ZIEGLER die Rudnal-Serie des Oberhalbsteins, im Liegenden des Arblatsch-Sandsteins. Es könnte sich also um eine frühalpine Phase handeln, mit der die Bildung des Phengits im Maloja-Gneiss der Margna-Decke (ca.70 Mill.J.) in Zusammenhang steht (vgl. S.47) oder die neuestens entdeckten Alter aus dem Fedoz- und Fex-Tal mit ca. 65 Millionen Jahren.



Am Schluss dieser Betrachtungen über die frühpenninische Bewegungsphase sei nochmals mit Nachdruck betont, dass die tieferen Serien des Prättigaus, jene also, die vor dieser Bewegungsphase abgelagert worden sind, demgegenüber nicht ins Oberhalbstein, sondern in den Tomül-Flysch der Misoxer Zone ziehen (vgl. Fig. 1).

Auf Grund der Schwermineralführung schliesslich sei darauf hingewiesen, dass die ophiolithführenden Elemente der Platta-Decke mitsamt der Aroser Schuppenzone zum Zeitpunkt der Schüttung des Ruchberg-Sandsteinkomplexes, also im unteren Tertiär, nirgends im Einzugs- und Erosionsbereich des suprapenninischen Flyschtrogs Prättigau-Oberhalbstein gestanden sind.

## Zusammenfassung

Die 4 km mächtige, penninische Schiefer- (Praeflysch-) und Flyschabfolge des Prättigaus, deren Stratigraphie und Tektonik von NÄNNY (1948) vorbildlich bearbeitet worden ist, wurde mit modernen Methoden der Sedimentologie untersucht. Die Schwermineralführung zeigt für sämtliche Schichtglieder ein wenig differenziertes Zirkon-Turmalin-Apatit-Rutil-Spektrum und unterscheidet sich damit deutlich von andern Flyschtrögen der Alpen. Die einzelnen Serien wurden vom Prättigau aus gegen Süden, vom Stirngebiet der Decken gegen ihre Wurzeln hin, verfolgt, und die damit Hand in Hand gehende Zunahme der Metamorphose (ganzer anchimetamorpher Bereich mit anschliessender Epizone) konnte durch Reihenuntersuchungen über die Illit-Kristallinität und über den Bestand an Phyllosilikaten an tonig-mergeligen Gesteinen belegt werden. Die in der gleichen Richtung untersuchten Schwermineralspektren zeigten in der Epizone Veränderungen bis zu monomineralischen Apatit- oder Turmalin-Assoziationen.

Die ersten im Prättigau vorgenommenen radiometrischen Altersbestimmungen betrafen detritische Hellglimmer und Chlorit, die sich als Abkömmlinge der variskischen Gebirgsbildung erwiesen (226–270 Mill.J.). Ferner wurde Illit aus der anchimetamorphen Zone nach der Kalium/Argon-Methode untersucht und ergab eine Zahl von 56 Millionen Jahren, die wir indessen vor dem Vorliegen weiterer diesbezüglicher Untersuchungen noch nicht als Bildungsalter anzusprechen wagen (es könnte sich um ein Mischalter handeln).

Das stratigraphisch jüngste Schichtglied des Prättigaus, der paleocaen-eocaene Ruchberg-Sandsteinkomplex (Oberälpli- und Ruchberg-Serie), wurde vom Ruchberg im Prättigau bis zum Piz Arblatsch im Oberhalbstein, über eine primär mindestens 100 km (oder vielleicht auch das Dreifache) betragende Distanz quer zum penninischen Flyschtrog, studiert. Die granulometrischen Analysen dieses Sandsteinkomplexes zeigten alle Merkmale, die man von echten Flyschsedimenten kennt. Die Untersuchungen über den qualitativen und quantitativen Komponentenbestand führten zum Schluss, dass es sich vom Ruchberg bis zum Piz Arblatsch um den identischen Flyschsandstein handelt. Das Dünnschliffstudium seiner Strukturen zeigt die komplexen, aber überblickbaren Vorgänge von authigenen Mineralneubildungen, von Verdrängungen und von Umwandlungen, die bei der Diagenese und beim Durchlaufen der anchimetamorphen Zone bis zur beginnenden Epizone diesen Sandstein betroffen haben.

Die Identität des Ruchberg-Sandsteins vom Prättigau bis zum Piz Arblatsch im Oberhalbstein bildet ein wichtiges neues Argument für die schon seit Jahrzehnten postulierte, neuerdings eher in Frage gestellte Annahme einer suprapenninischen Flyschtransgression von oberkretazischem, evtl. aber auch nur paleocaen/untersteocaenem Alter; damit ist das transgressive Übergreifen des nordpenninischen jüngsten Flyschs gegen Süden zu bis über den mittel-/südpenninischen Oberhalbsteiner Flyschtrog gemeint.

## Résumé

La série pennique des schistes (préflysch) et du flysch du Prättigau, d'une épaisseur d'au moins 4 km, bien connue des points de vue stratigraphiques et tectoniques depuis la thèse de NÄNNY (1948), a été étudiée au moyen de méthodes modernes de sédimentologie. L'analyse des minéraux lourds de toutes les formations de cette épaisse série n'a pas fait apparaître de différenciation significative; de la base au sommet, l'association zircon-tourmaline-apatite-rutile reste la même. Cette association fait que le préflysch et flysch du Prättigau se différencient nettement des autres flyschs alpins (voir GASSER 1967). Nous avons suivi les différentes formations du Prättigau vers le sud, du front des nappes vers leurs racines, analysant l'accroissement successif du métamorphisme alpin (domaine entier de la zone anchimétamorphique et de la partie de la zone épimétamorphique qui lui fait suite) par deux méthodes: l'analyse de la cristallinité de l'illite et celle de la teneur en phyllosilicates des schistes marno-argileux. Les associations de minéraux lourds, étudiées dans la direction du métamorphisme croissant, nous ont montré des changements aboutissant, dans la zone épimétamorphique, à des spectres monominéraux d'apatite ou de tourmaline.

Nous avons profité des premières déterminations radiométriques d'âge effectuées dans le Prättigau, déterminations qui ont été faites sur des muscovites et chlorites détritiques; leur formation date de l'orogénèse hercynienne (226–270 millions d'années). De plus l'illite anchimétamorphique, analysée selon le méthode Potassium/Argon, a donné le chiffre de 56 millions d'années, chiffre qui, en l'absence d'études plus poussées dans ce domaine, ne peut encore être avancé comme âge de la genèse.

Les deux plus jeunes formations du Prättigau sont celles du Ruchberg (Eocène inf.) et de l'Oberälpli (Paléocène) et forment le complexe des grès du Ruchberg. Nous avons étudié ce complexe de la région du Ruchberg dans le Prättigau jusqu'au Piz Arblatsch dans l'Oberhalbstein, soit transversalement au géosynclinal du flysch pennique, sur une largeur primaire d'au moins 100 km (éventuellement même 300 km). L'analyse granulométrique de ce complexe de grès nous a montré les caractères particuliers et typiques des séries de flysch. Les déterminations qualitatives et quantitatives des éléments constitutifs nous ont conduits à la conclusion que le grès du Piz Arblatsch est le même que le grès du Ruchberg. L'étude de ses structures à l'aide de nombreuses coupes minces a permis d'identifier, bien qu'ils fussent assez complexes, les processus de nouvelles minéralisations authigènes, de transformations qui ont affecté ce grès lors de sa diagenèse et de ses différents stades d'évolution dans les zones d'anchi- et d'épimétamorphisme.

Le fait que le grès du Ruchberg est identique du Prättigau jusqu'au Piz Arblatsch dans l'Oberhalbstein est un argument important en faveur de l'hypothèse bien connue – mais récemment mise en doute – selon laquelle la partie la plus jeune des flyschs du Prättigau est transgressive sur différents domaines tectoniques. Avant la phase pennique principale, d'âge Eocène moyen/Oligocène inf. a dû exister une phase pennique antérieure (Paléocène inf. ou Crétacé sup.) après laquelle s'est formé le vaste bassin de flysch suprapennique renfermant les plus jeunes sédiments transgressifs, y compris le complexe des grès du Ruchberg.

## Summary

A modern sedimentological study has been made of the 4-km-thick penninic schist («Praeflysch») and flysch sequence of the Prättigau, using the excellent tectonic and stratigraphic work of NÄNNY (1948) as a basis. Heavy mineral analysis of all the series has revealed a poorly differentiated tourmaline–zircon–apatite–rutile spectrum which is readily distinguishable from spectra of other flysch units of the Alps. The individual series have been traced from the front parts of the nappes in the Prättigau, southwards towards their roots. Increase of metamorphism in this direction (complete anchizone and

early epizone) is demonstrated from a study of the illite-crystallinity and the phyllosilicate content of argillaceous marly rocks. The heavy mineral content changes to monomineralic apatite or tourmaline spectra due to early epizonal metamorphism.

Radiometric age determinations have been made for the first time in the Prättigau, using muscovite and chlorite which prove to be derivatives of the Variscan orogeny (226–270 million years). An illite from the anchimetamorphic zone gave a date of 56 million years using the potassium–argon method but more work is required before this can be regarded as a formation age (it may be a mixed age).

The youngest member of the Prättigau sequence, the Paleocene–Eocene Ruchberg-Sandstein complex (Oberälppli–Ruchberg-Series), was studied from the Prättigau as far as Piz Arblatsch in the Oberhalbstein. This represents a depositional distance of at least 100 km (possibly up to 300 km) perpendicular to the strike of the penninic flysch trough. Granulometric analysis of this sandstone complex shows that it has all the features of true flysch sediments. As a result of qualitative and quantitative studies of its composition it is concluded that there is a single flysch sandstone extending from the Ruchberg to the Piz Arblatsch. The effects of anchimetamorphism and early epimetamorphism of this sandstone are complicated but authigenic mineral formation, replacement and mineral transformation have been investigated in thin sections.

It has long been postulated that there was a suprapenninic flysch transgression during Upper Cretaceous or Paleocene–Basal Eocene times. Although this idea has been contested recently it is considered here that the continuity of the Ruchberg-Sandstein from the Prättigau to the Piz Arblatsch in the Oberhalbstein supports the earlier suggestion. It is concluded, therefore, that the youngest north penninic flysch transgression extended southwards as far as the middle–south penninic flysch trough of the Oberhalbstein.

## Literaturverzeichnis

- ALLEMANN, F. (1957): *Geologie des Fürstentums Liechtenstein (südwestlicher Teil), unter besonderer Berücksichtigung des Flysch-problems.* – Jb. hist. Ver. Liechtenstein 56 (1956).
- AMSTUTZ, A. (1971a): *Formation des Alpes dans le segment Ossola–Tessin.* – Eclogae geol. Helv. 64/1, S. 149–150.
- (1971b): *Carte tectonique de l'Ossola aux Grisons.* – Arch. Sci. Genève 24/1, S. 1–5.
- ARNI, P. (1926): *Geologische Forschungen im mittleren Rätikon.* – Diss. Univ. Zürich.
- (1933): *Foraminiferen des Senons und Untereocäns im Prätigauflysch.* – Beitr. geol. Karte Schweiz, N. F. 65.
- ARTRU, P., DUNOYER DE SEGONZAC, G., COMBAZ, A. & GIRAUD, A. (1969): *Variations d'origine sédimentaire et évolution diagénétique des caractères palynologiques et géochimiques des Terres Noires jurassiques en direction de l'arc alpin (France, Sud-Est).* – Bull. Centre Rech. Pau – SNPA 3/2, S. 357–376.
- BLANKENBURG, H. J. & JAGUSCH, K. H. (1964): *Mögliche Fehler bei Schwermineraluntersuchungen.* – Z. angew. Geol. 10/2, S. 640–650.
- BOLLI, H. M. & NABHOLZ, W. K. (1959): *Bündnerschiefer, ähnliche fossilarme Serien und ihr Gehalt an Mikrofossilien.* – Eclogae geol. Helv. 52/1, S. 237–270.
- BOUMA, A. H. (1962): *Sedimentology of some Flysch Deposits.* – Elsevier Publ. Comp., Amsterdam/New York.
- BRINDLEY, G. W. (1961): *Chlorite Minerals*; in G. BROWN: *The X-ray identification and crystal structures of clay minerals* (p. 242–296). – Mineral. Soc. London.
- CHAYES, F. (1949): *A simple point counter for thin-section analysis.* – Amer. Mineralogist 34, S. 1–11.
- CORRENS, C. W. (1950): *Zur Geochemie der Diagenese.* – Geochim. et cosmochim. Acta 1, S. 49–54.
- DAPPLES, E. C. (1971): *Physical Classification of Carbonate Cement in Quartzose Sandstones.* – J. sediment. Petrol. 41/1, S. 196–204.
- DIETRICH, V. (1969): *Die Ophiolithe des Oberhalbsteins (Graubünden) und das Ophiolithmaterial der ostschweizerischen Molasseablagerungen, ein petrographischer Vergleich.* – Diss. ETH Zürich. Lang & Cie AG, Bern.

- DUNOYER DE SEGONZAC, G. (1964): *Les argiles du Crétacé supérieur dans le bassin de Douala (Cameroun): problèmes de diagenèse.* – Bull. Serv. Carte géol. Alsace-Lorr. 17/4, S. 287–310.
- (1969): *Les minéraux argileux dans la diagenèse. Passage au métamorphisme.* – Mém. Serv. Carte géol. Alsace-Lorr. 29.
- DUNOYER DE SEGONZAC, G., FERRERO, J. & KUBLER, B. (1968): *Sur la cristallinité de l'illite dans la diagenèse et l'anchimétamorphisme.* – Sedimentology 10/2, S. 137–145.
- FAUPL, P., GRÜN, W., LAUER, G., MAURER, R., PAPP, A., SCHNABEL, W. & STURM, M. (1970): *Zur Typisierung der Sievieringer Schichten im Flysch des Wienerwaldes.* – Jb. geol. Bundesanst. Wien 113/1, S. 73–158.
- FLÜCK, W. (1972): *Die Flysche der praealpinen Decken im Simmental und Saanenland: Geologie, insbesondere Sedimentologie.* – Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F. 146 (im Druck).
- FOLK, R.L. (1966): *A review of grain-size parameters.* – Sedimentology 6/2, S. 73–93.
- FREY, M. (1969a): *Die Metamorphose des Keupers vom Tafeljura bis zum Lukmanier-Gebiet.* – Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F. 137.
- (1969b): *A Mixed-Layer Paragonite/Phengite of Low-Grade Metamorphic Origin.* – Contr. Mineral. and Petrol. 24, S. 63–65.
- (1970): *The step from diagenesis to metamorphism in pelitic rocks during Alpine orogenesis.* – Sedimentology 15/3–4, S. 261–279.
- FÜCHTBAUER, H. (1959): *Zur Nomenklatur der Sedimentgesteine.* – Erdöl und Kohle (Hamburg) 12, S. 605–613.
- FÜCHTBAUER, H. & MÜLLER, G. (1970): *Sediment-Petrologie. Teil II: Sedimente und Sedimentgesteine.* – Verl. Schweizerbart, Stuttgart.
- GASSER, U. (1967): *Erste Resultate über die Verteilung von Schwermineralien in verschiedenen Flyschkomplexen der Schweiz.* – Geol. Rdsch. 56/1, S. 300–308.
- GLASER, T. (1926): *Zur Geologie und Talgeschichte der Lenzerheide.* – Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F. 49/7.
- GRIFFITHS, J.C. (1951): *Size and sorting in sediments (Abstract).* – Bull. geol. Soc. Amer. 62/12, S. 1551.
- HUNZIKER, J.C. (1970): *Polymetamorphism in the Monte Rosa, Western Alps.* – Eclogae geol. Helv. 63/1, S. 151–161.
- INMAN, D.L. (1949): *Sorting of Sediments in the Light of Fluid Mechanics.* – J. sediment. Petrol. 19/2, S. 51–70.
- JÄCKLI, H. (1941): *Geologische Untersuchungen im nördlichen Westschams (Graubünden).* – Eclogae geol. Helv. 34/1, S. 17–105.
- (1944): *Zur Geologie der Stätzerhornkette.* – Eclogae geol. Helv. 37/1, S. 1–30.
- (1946): *Paläogeographische Studien im tiefpenninischen Flysch des Domleschg und Schams.* – Eclogae geol. Helv. 39/2, S. 109–115.
- (1959): *Strukturelemente penninischer Deckengebiete in ihren gegenseitigen räumlichen und zeitlichen Beziehungen.* – Eclogae geol. Helv. 52/2, S. 563–576.
- JÄGER, E. (1969): *Quarry in Maloja, Maloja-Gneiss, Margna-nappe.* – Coll. Geochronology of Phanerozoic Orogenic Belts, Switzerland. Field-Trip.
- (1970): *Rb–Sr Systems in Different Degrees of Metamorphism.* – Eclogae geol. Helv. 63/1, S. 163–172.
- JÄGER, E., NIGGLI, E. & WENK, E. (1967): *Rb–Sr Altersbestimmungen an Glimmern der Zentralalpen.* – Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F. 134.
- JOHNS, W.D., GRIM, R.E. & BRADLEY, W.F. (1954): *Quantitative estimations of clay minerals by diffraction methods.* – J. sediment. Petrol. 24/4, S. 242–251.
- KARPOVA, G.V. (1969): *Clay mineral post-sedimentary ranks in terrigenous rocks.* – Sedimentology 13/1–2, S. 5–20.
- KOSSOVSKAIA, A.G. & SHUTOV, V.D. (1958): *Zonality in the structure of terrigene deposits in platform and geosynclinal regions.* – Eclogae geol. Helv. 51/3, S. 656–666.
- (1963): *The correlation of zones of regional epigenesis and metagenesis in terrigenous and volcanic rocks.* – Dokl. Acad. Sci. USSR, Earth Sci. Sect. 139, S. 732–736.
- (1965): *Facies of regional epi- and metagenesis.* – Int. geol. Review 7/7, S. 1157–1167.
- (1970): *Main aspects of the epigenesis problem.* – Sedimentology 15/1–2, S. 11–40.
- KRUYSE, H.A.C. (1967): *Geologie der Schamser Decken zwischen Avers und Oberhalbstein (Graubünden).* – Eclogae geol. Helv. 60/1, S. 157–235.
- KUBLER, B. (1967): *La cristallinité de l'illite et les zones tout à fait supérieures du métamorphisme.* – Coll. Neuchâtel 18–21 avril 1966 «Etages Tectoniques».
- (1968): *Evaluation quantitative du métamorphisme par la cristallinité de l'illite.* – Bull. Centre Rech. Pau – SNPA 2/2, S. 385–397.
- KUENEN, PH. H. & MIGLIORINI, C.I. (1950): *Turbidity currents as a cause of graded bedding.* – J. Geol. 58/2, S. 91–127.
- KUKAL, Z. (1971): *Geology of Recent Sediments.* – Acad. Press, London & New York, Prague 1971.
- LAUBSCHER, H.P. (1970): *Bewegung und Wärme in der alpinen Orogenese.* – Schweiz. mineral.-petrogr. Mitt. 50/3, S. 565–596.
- LEMCKE, K., VON ENGELHARDT, W. & FÜCHTBAUER, H. (1953): *Geologische und sedimentpetrographische Untersuchungen im Westteil der ungefalteten Molasse des süddeutschen Alpenvorlandes.* – Beih. geol. Jb. 11.
- LEUPOLD, W. (1933): *Neue mikropaläontologische Daten zur Altersfrage der alpinen Flyschbildungen.* – Eclogae geol. Helv. 26/2, S. 295–320.
- (1942): *Neue Beobachtungen zur Gliederung der Flyschbildungen der Alpen zwischen Reuss und Rhein.* – Eclogae geol. Helv. 35/2, S. 247–291.
- LOMBARD, AUG. (1971): *La nappe du Niesen et son flysch.* – Mat. Carte géol. Suisse, n.s. 141.



- MATTER, A. (1964): *Sedimentologische Untersuchungen im östlichen Napfgebiet*. – *Eclogae geol. Helv.* 57/2, S.315–428.
- MEISL, S. (1970): *Petrologische Studien im Grenzbereich Diagenese–Metamorphose*. – *Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.* 57, S.1–93.
- MÜLLER, G. (1964): *Sediment-Petrologie. Teil I: Methoden der Sediment-Untersuchung*. – Verl. Schweizerbart, Stuttgart.
- MÜNZNER, H. & SCHNEIDERHÖHN, P. (1953): *Das Sehnenschnittverfahren*. – *Heidelb. Beitr. Mineral. u. Petrogr.* 3, S.456–471.
- NABHOLZ, W. (1945): *Geologie der Bündnerschiefergebirge zwischen Rheinwald, Valser- und Safiental*. – *Eclogae geol. Helv.* 38/1, S.1–119.
- (1951): *Beziehungen zwischen Fazies und Zeit*. – *Eclogae geol. Helv.* 44/1, S.131–158.
- NABHOLZ, W.K. & VOLL, G. (1963): *Bau und Bewegung im gotthardmassivischen Mesozoikum bei Ilanz (Graubünden)*. – *Eclogae geol. Helv.* 56/2, S.755–808.
- NÄNNY, P. (1946): *Neuere Untersuchungen im Prätigauflysch*. – *Eclogae geol. Helv.* 39/2, S.115–132.
- (1948): *Zur Geologie der Prätigauschiefer zwischen Rhätikon und Plessur*. – *Diss. Univ. Zürich*. Fretz AG, Zürich.
- NIEDERMAYR, G. (1966): *Beiträge zur Sedimentpetrographie des Wienerwald-Flysches*. – *Verh. geol. Bundesanst. Wien* 1/2, S.106–141.
- OBERHAUSER, R. (1964): *Zur Frage des vollständigen Zuschubes des Tauernfensters während der Kreidezeit*. – *Verh. geol. Bundesanst. Wien* 1964/1, S.47–52.
- (1965): *Zur Geologie der West–Ostalpen-Grenzzone in Vorarlberg und im Prätigau unter besonderer Berücksichtigung der tektonischen Lagebeziehungen*. – *Verh. geol. Bundesanst. Wien, Sonderh. G*, S.184–190.
- (1968): *Beiträge zur Kenntnis der Tektonik und der Paläogeographie während der Oberkreide und dem Paläogen im Ostalpenraum*. – *Jb. geol. Bundesanst. Wien* 111/2, S.115–145.
- OTT, E. (1925): *Geologie der westlichen Bergünertöcke (Piz Michèl und Piz Toissa, Graubünden)*. – *Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F.* 49/5.
- PREY, S. (1968): *Probleme im Flysch der Ostalpen*. – *Jb. geol. Bundesanst. Wien* 111/2, S.147–174.
- RAUMER, J.F. VON (1971): *Das Mont-Blanc-Massiv – Altkristallin im Bereich schwacher alpiner Metamorphose*. – *Schweiz. mineral-petrogr. Mitt.* 51/1, S.193–225.
- SCHAUB, H. (1951): *Stratigraphie und Paläontologie des Schlierenflysches, mit besonderer Berücksichtigung der paleocaenen und untereocaenen Nummuliten und Assilinen*. – *Schweiz. paläont. Abh.* 68.
- SCHMID, F. (1965): *Zur Geologie der Umgebung von Tiefencastel (Kanton Graubünden)*. – *Diss. Univ. Zürich*.
- SCHUHMACHER, G. (1927): *Geologische Studien im Domleschg (Graubünden)*. – *Jb. phil. Fak. II Univ. Bern* 7, S.197–175.
- SESTINI, G. (1970a): *Sedimentation of the late geosynclinal stage*. – *Sediment. Geol.* 4/3–4, S.445–479.
- (1970b): *Flysch facies and turbidite sedimentology*. – *Sediment. Geol.* 4/3–4, S.559–597.
- SIMONS, D.B., RICHARDSON, E.V. & NORDIN, C.F. (1965): *Sedimentary Structures Generated by Flow in Alluvial Channels*. – *Soc. econ. Paleont. and Mineral., spec. Publ.* 12, S.34–52.
- STAUB, R. (1934): *Grundzüge und Probleme alpiner Morphologie*. – *Denkschr. schweiz. natf. Ges.* 69/1.
- (1937): *Gedanken zum Bau der Westalpen zwischen Bernina und Mittelmeer (1. Teil)*. – *Vjschr. natf. Ges. Zürich* 82/3–4, S.197–336.
- (1942): *Gedanken zum Bau der Westalpen zwischen Bernina und Mittelmeer (2. Teil)*. – *Vjschr. natf. Ges. Zürich* 87/1–2, S.1–138.
- (1958): *Klippendecke und Zentralalpenbau*. – *Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F.* 103.
- STREIFF, V. (1939): *Geologische Untersuchungen im Otschams (Graubünden)*. – *Diss. Univ. Zürich*.
- (1962): *Zur östlichen Beheimatung der Klippendecken*. – *Eclogae geol. Helv.* 55/1, S.77–134.
- THUM, I. (1970): *Neuere Daten zur Geologie des Unterengadiner Fensters (unter besonderer Berücksichtigung der Schwermineralanalysen)*. – *Mitt. geol. Ges. Wien* 62 (1969), S.55–77.
- TRASK, P.D. (1932): *Origin and Environment of Source Sediments of Petroleum*. – *Gulf Publ. Co., Huston/Texas*.
- TRÜMPY, D. (1916): *Geologische Untersuchungen im westlichen Rhätikon*. – *Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F.* 46/2.
- TRÜMPY, R. (1960): *Paleotectonic evolution of the Central and Western Alps*. – *Bull. geol. Soc. Amer.* 71/6, S.843–908.
- (1965): *Zur geosynklinalen Vorgeschichte der Schweizer Alpen*. – *Umschau* 1965/18, S.573–577.
- TRÜMPY, R. et coll. (1969): *Aperçu général sur la géologie des Grisons*. – *C.R. Séances Soc. géol. France* 1969/9, S.330–364, 391–396.
- VOLL, G. (1969): *Klastische Mineralien aus den Sedimentserien der Schottischen Highlands und ihr Schicksal bei aufsteigender Regional- und Kontaktmetamorphose*. – *Habil.-Schr., Berlin*.
- WALGER, E. (1961): *Die Korngrößenverteilung von Einzellagen sandiger Sedimente und ihre genetische Bedeutung*. – *Geol. Rdsch.* 51/2, S.494–507.
- WALKER, R.G. (1967): *Turbidite Sedimentary Structures and Their Relationship to Proximal and Distal Depositional Environments*. – *J. sediment. Petrol.* 37/1, S.25–43.
- WALKER, T.R. (1962): *Reversible nature of chert–carbonate replacement in sedimentary rocks*. – *Bull. geol. Soc. Amer.* 73/2, S.237–241.
- WIESENER, H. (1967): *Zur Petrologie der ostalpinen Flyschzone*. – *Geol. Rdsch.* 56/1, S.227–241.
- WINKLER, H.G.F. (1967): *Die Genese der metamorphen Gesteine*. – *Springer-Verl., Berlin*.



- WOLETZ, G. (1963): *Charakteristische Abfolgen der Schwermineralgehalte in Kreide- und Alttertiär-Schichten der nördlichen Ostalpen*. – Jb. geol. Bundesanst. Wien 106, S. 89–119.
- (1967): *Schwermineralvergesellschaftungen aus ostalpinen Sedimentationsbecken der Kreidezeit*. – Geol. Rdsch. 56/1, S. 308–320.
- (1970): *Zur Differenzierung der Kalkalpinen Unterkreide mit Hilfe der Schwermineralanalysen*. – Verh. geol. Bundesanst. Wien 1970/5, S. A 80–81.
- ZEN, E. -AN (1960a): *Petrology of Lower Paleozoic Rocks from the Slate Belt of Western Vermont*. – Int. geol. Congr. Copenhagen, Rept. 21<sup>st</sup> Sess. Norden 13, S. 362–371.
- (1960b): *Metamorphism of Lower Paleozoic rocks in the vicinity of the Taconic range in West-central Vermont*. – Amer. Mineralogist 45, S. 129–175.
- ZIEGLER, W.H. (1956): *Geologische Studien in den Flyschgebieten des Oberhalbsteins (Graubünden)*. – Eclogae geol. Helv. 49/1, S. 1–78.

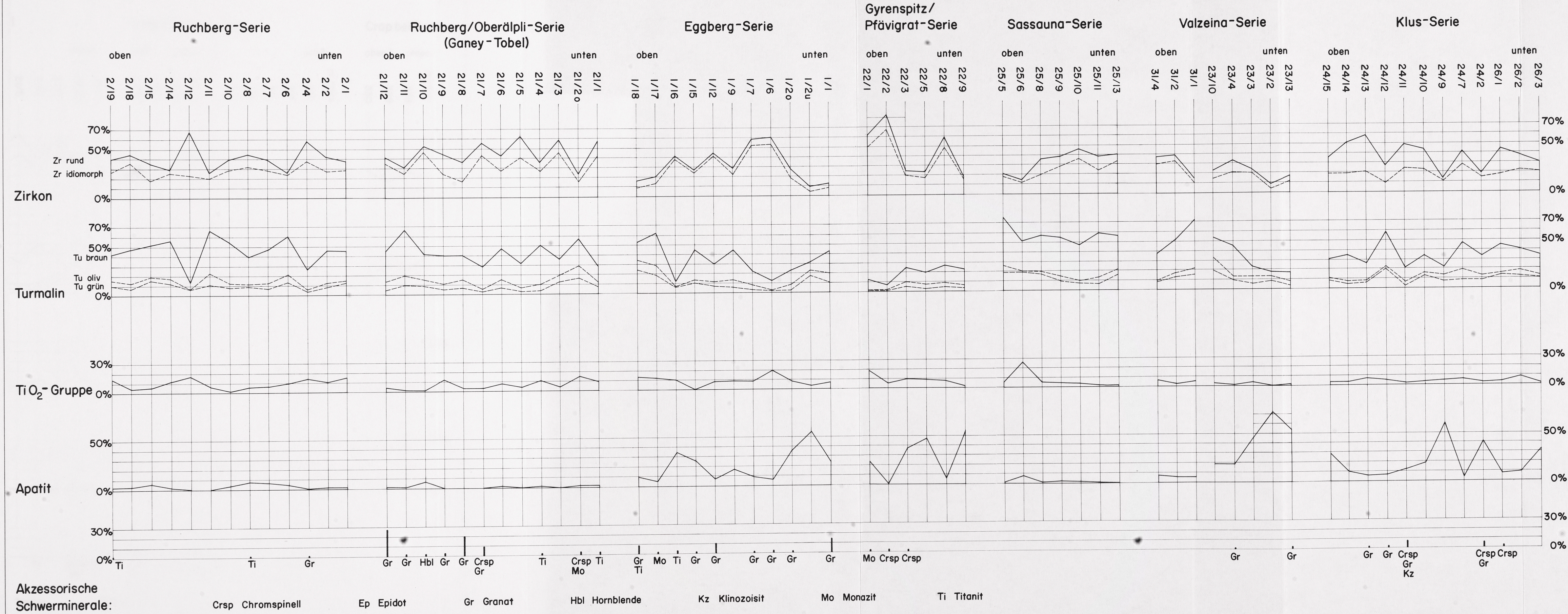
## Kartenverzeichnis

(\* siehe die im vorstehenden Literaturverzeichnis angegebene Publikation)

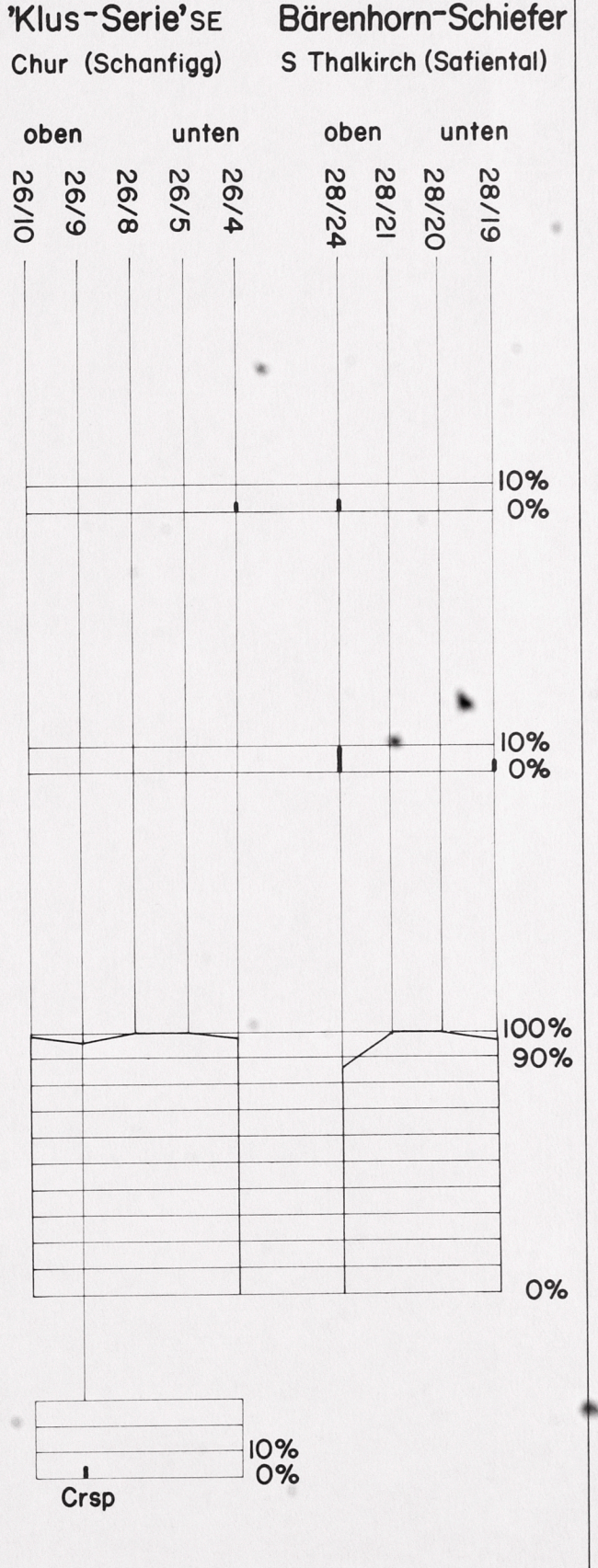
- \*BOLLI, H.M. & NABHOLZ, W.K. (1959): Figur 1.
- \*DIETRICH, V. (1969): Abb. 2.
- FREI, F. & OTT, E. (1926): *Geologische Karte von Mittelbünden*, 1:25000. Spez.-Karte 94E. – Schweiz. geol. Komm.
- GEOLOGISCHE GENERALKARTE DER SCHWEIZ, 1:200000. Blatt 4: *St. Gallen–Chur* (1959), Blatt 8: *Engadin* (1964). – Schweiz. geol. Komm.
- \*JÄCKLI, H. (1944): Figur 1.
- (1951): *Tektonische Karte der Gebirge zwischen Thusis und Mesocco*. – PTT-Postführer San Bernardino.
- (1952): *Tektonische Karte der Gebirge zwischen Chur und Silvaplana*. – PTT-Postführer Lenzerheide–Julier.
- \*KRUYSSE, H.A.C. (1967): Tafel I.
- \*NÄNNY, P. (1948): Tafel II.
- \*SCHMID, F. (1965): Tafel II.
- STAUB, R. (1926): *Geologische Karte des Avers*, 1:50000. Spez.-Karte 97. – Schweiz. geol. Komm.
- \*– (1958): Tafel I.
- \*STREIFF, V. (1962): Tafel IV.
- STREIFF, V., JÄCKLI, H. & NEHER, J. (1971): *Geol. Atlas der Schweiz*, 1:25000. Blatt Nr. 56: *Andeer*. – Schweiz. geol. Komm.
- TRÜMPY, D. (1916): *Geologische Karte des Falknis*, 1:25000. Spez.-Karte 79. – Schweiz. geol. Komm.
- \*TRÜMPY, R. et coll. (1969): Figur 1.
- WILHELM, O. (1929): *Geologische Karte der Landschaft Schams*, 1:50000. Spez.-Karte 114A. – Schweiz. geol. Komm.
- \*ZIEGLER, W.H. (1956): Tafel I.



Verteilung der Schwerminerale in den Serien des Prättigaus



tiefere Serien im SW





Verteilung der Schwerminerale im Ruchberg-Sandsteinkomplex des Prättigaus, der Lenzerheide und des Oberhalbsteins

