

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, 158. Lieferung

Wilfried Winkler

Fribourg

**Stratigraphie, Sedimentologie und
Sedimentpetrographie des Schlieren-Flysches
(Zentralschweiz)**

Mit 45 Textfiguren, 6 Tabellen und 11 Phototafeln

1983

Druck Stämpfli + Cie AG, Bern

München
Institut für Geologie und Bergbau
Lehrstuhl für Geologie
Prof. Dr. G. H. R. ...

Berlin
Geologisches Institut der Humboldt-Universität
Lehrstuhl für Geologie
Prof. Dr. G. H. R. ...

München, im ...

Dr. ...

Geologische Karte der ...
1:50,000
(1:50,000)

Gedruckt mit Subventionen der Stiftung Dr. Joachim de Giacomi der
SNG, der Guber Steinbruch AG Alpach, der Polizeidirektion des
Kantons Bern (SEVA-Reingewinne) und der Erziehungsdirektion des
Kantons Obwalden.

Vorwort der Geologischen Kommission

Der vorliegende Beitragsband enthält die Untersuchungsergebnisse, die Herr Dr. Wilfried Winkler im Rahmen einer Dissertation am Geologischen Institut der Universität Fribourg in über vierjähriger Tätigkeit ausgeführt hat. Seine Neubearbeitung des Schlieren-Flysches basiert auf den früheren Untersuchungen von H. SCHAUB (1951 u. a.), der seinerzeit diesen Flyschkomplex im Detail beschrieben hat und der vor allem mit Hilfe seiner Nummuliten-Stratigraphie eine biostratigraphische Gliederung verwirklichen konnte.

Die in jüngster Zeit durchgeführten Untersuchungen durch Herrn Winkler brachten wichtige neue Erkenntnisse: Die biostratigraphische Gliederung des Schlieren-Flysches konnte insbesondere durch Datierungen mit kalkigem Nannoplankton ergänzt werden, und ausserdem liessen sich mit umfassenden sedimentologischen und sedimentpetrographischen Methoden Resultate erzielen, die wesentliche Rückschlüsse auf die ehemaligen Ablagerungsverhältnisse (Faziesräume) und Liefergebiete des Gesteinsmaterials erlauben.

Herr Prof. H. Schaub (Basel) stellte sich freundlicherweise zur Verfügung, die Begutachtung des Manuskriptes zu übernehmen, wofür ihm die Geologische Kommission ihren besten Dank ausspricht. Anlässlich der Sitzung vom 13. März 1982 hat die Kommission beschlossen, die vorliegende Arbeit von Herrn Winkler in der Serie der «Beiträge» herauszugeben. Im Anschluss waren vom Autor noch gewisse Modifikationen an Text und Illustrationen vorzunehmen.

Nachdem die Druckvorbereitungen nun abgeschlossen sind, möchte die Geologische Kommission sowohl der «Stiftung Dr. Joachim de Giacomini» der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft als auch dem Autor selbst für ihre finanziellen Beiträge an die Druckkosten verbindlichst danken.

Für den Inhalt des Textes und der Illustrationen ist der Autor allein verantwortlich. Die Belegsammlung zur Dissertation befindet sich im Geologischen Institut der Universität Fribourg.

Basel, im Sommer 1983

Für die Schweizerische Geologische Kommission

Der Präsident:

Prof. Dr. W. Nabholz

Vorwort des Verfassers

Die vorliegende Arbeit wurde auf Anregung von Herrn Prof. C. Caron im Rahmen des Nationalfonds-Projektes «Analyse des bassins des flyschs préalpins» Nr. 2.783-0.77 in Angriff genommen. Sie wurde von den Herren Prof. C. Caron, Prof. A. Matter, PD Dr. P. Homewood und Dr. J. van Stuijvenberg betreut. Ihnen sowie Frau PD Dr. M. Caron, Herrn Dr. R. Plancherel und Herrn Dr. R. Morel danke ich für das rege Interesse, die vielen Anregungen und die manchmal auch harten sachlichen Diskussionen im Laufe der Arbeit.

Herr Prof. H. Schaub (Basel) hat auf anerkennenswerte Weise eine Reihe von Ergänzungen zur definitiven Fassung des Manuskripts beigesteuert, und Herrn Dr. H. Fischer (Basel) danke ich für die redaktionelle Betreuung zur Drucklegung.

Der Autor bedankt sich gleichfalls bei:

- Herrn Dr. A. Bayer für viele den Wildflysch betreffende Diskussionen,
- Frau Dr. M. Caron für die Beratung bei der Bestimmung der agglutinierten Mikrofossilien und die Bestimmung von Kreideformen in Dünnschliffen,
- Herrn Dr. G. Galetti für die Betreuung am Röntgendiffraktometer,
- Herrn Dr. J. P. Ivaldi (Nice) für die Ausführung und Interpretation der Thermolumineszenz,
- Herrn Dr. L. Le Ribault (Talence) für die Kontrolle und Diskussion der exoskopischen Interpretationen,
- Herrn Prof. M. Maggetti für die Beratung bei der Bestimmung der kristallinen Gerölle und viele andere Unterstützungen,
- Herrn Dr. H. Maurer (Bern) für die Beratung bei der Bestimmung der Schwerminerale,
- Herrn Dr. J. Mullis für die Ausführung und Interpretation der Mikrothermometrie,
- Frau Dr. K. Perch-Nielsen (Zürich) für die Vertiefung meiner Kenntnisse über das kalkige Nannoplankton und die Kontrolle von Bestimmungen,
- den Herren A. Jornet, Dr. W. Nungässer und Dr. R. Oberhänsli (Bern) für viele nicht detailliert aufgeführte Hilfeleistungen,
- den Herren T. Ackermann, S. Anatrà, J. M. Fasel, J. P. Clément und J. C. Hofstetter für diverse Laborarbeiten.

Besonderer Dank gilt auch Frau F. Mauroux für die Reinschrift des Manuskripts, Frau Y. Marbacher für die chemische Analyse, Herrn G. Papaux für die Reinzeichnung der Figuren und Herrn D. Cuennet für das Anfertigen der zahlreichen Dünnschliffe.

Inhaltsverzeichnis

	Seite		Seite
Vorwort der Geologischen Kommission	3	5.3 Sedimentologische Profile und Beschreibungen	29
Vorwort des Verfassers	4	5.3.1 Unterer Basaler Schlieren-Flysch	31
Verzeichnis der Textfiguren, Tabellen und Phototafeln	7	5.3.2 Oberer Basaler Schlieren-Flysch	33
1. Einleitung		5.3.3 Untere Tonstein-Schichten	34
1.1 Arbeitsweise und Ziel der Arbeit	9	5.3.4 Guber-Sandstein	35
1.2 Geographischer und geologischer Überblick ...	9	5.3.5 Obere Tonstein-Schichten	35
1.3 Historischer Abriss der Erforschung des Schlieren-Flysches	11	5.3.6 Schoni-Sandstein	39
		5.3.7 Oberer Schlieren-Sandstein	41
2. Biostratigraphie des kalkigen Nannoplanktons		5.4 Paläoströmungen	43
2.1 Allgemeines	12	5.5 Spezielle Probleme	52
2.2 Nannoplankton-Zonierung und Zonengrenzen .	13	5.5.1 Turbiditische Kalkmikrite	52
2.3 Zur Biostratigraphie und Chronostratigraphie im Normalprofil der Grossen Schliere (SCHAUB 1951)	14	5.5.2 Produkte submariner Sediment-Umarbeitungen («Contourites») und Ölquarzite ..	53
		5.5.3 Syndimentäre Deformationen in den Oberen Tonstein-Schichten	54
3. Lithostratigraphie des Schlieren-Flysches		5.5.4 Lebensspuren	54
3.1 Allgemeines zur Lithostratigraphie des Schlieren- und Gurnigel-Flysches	17	5.5.5 Exoskopie der Quarzkörner	54
3.2 Übersicht und Revision der Lithostratigraphie .	17	6. Sedimentpetrographie	
3.2.1 Basaler Schlieren-Flysch	17	6.1 Allgemeines	56
3.2.1.1 Unterer Basaler Schlieren-Flysch .	17	6.2 Schwermineralien	57
3.2.1.2 Oberer Basaler Schlieren-Flysch .	18	6.3 Tonmineralien	60
3.2.2 Untere Tonstein-Schichten	18	6.4 Petrographie von groben Komponenten	63
3.2.3 Guber-Sandstein	19	6.5 Modalanalyse der Sandsteine	66
3.2.4 Obere Tonstein-Schichten, p.p. «Mergelzone» (SCHAUB 1951)	19	6.6 Thermolumineszenz der Quarze	70
3.2.5 Schoni-Sandstein	20	6.7 Mikrothermometrische Messungen an Quarzkörnern	73
3.2.5.1 Unterer Schoni-Sandstein, p.p. «Mergelzone» (SCHAUB 1951)	20	6.8 Mineralogische Untersuchungen an Bentoniten	74
3.2.5.2 Oberer Schoni-Sandstein	20	6.9 Vergleiche einiger petrographischer Resultate aus dem Gurnigel-Flysch und in der nordöstlichen Fortsetzung des Schlieren-Flysches ...	77
3.2.6 Oberer Schlieren-Sandstein	20	6.10 Alter und Fazies des Schlieren-Flysches in der Wildflysch-Unterlage	79
3.3 Schlussbemerkungen zur Lithostratigraphie ...	20	7. Synthese und Interpretationen	
4. Tektonische Beschreibung der Hauptmasse des Schlieren-Flysches	21	7.1 Paläobathymetrie und Überlegungen zum nicht erhaltenen Substrat des Schlieren-Flysches ...	80
5. Sedimentologie		7.2 Vergleichende Diskussion der petrographischen Parameter und Definition der Liefergebiete	82
5.1 Allgemeines zur Turbidit-Sedimentation	25	7.3 Zur Signifikanz der modalen Analysen der Sandsteine des Schlieren-Flysches	85
5.2 Untersuchungen von hemipelagischen und turbiditischen Peliten	26	7.4 Sedimentpetrographisch-sedimentologische Interpretation des Schlieren-Flysches	86
5.2.1 Methode	26	7.5 Der Schlieren-Flysch, ein Beispiel von dynamischer sedimentärer Entwicklung an einer Plattengrenze (vergleichende Argumente für eine Sedimentation in einem Tiefsee graben)	89
5.2.2 Resultate und Diskussion	27		

	Seite
7.6 Eine Hypothese zum Vorkommen von «jüngere-rem» Schlieren-Flysch in der Wildflysch-Unterlage	92
7.7 Versuch einer paläogeographischen Einordnung des Schlieren-Flysches	92
8. Schlussbetrachtungen und Ausblick	94

	Seite
Zusammenfassung	96
Résumé	97
Summary	98
Literaturverzeichnis	99

Verzeichnis der Textfiguren, Tabellen und Phototafeln

	Textfiguren	Seite
Fig. 1	Tektonische Übersichtskarte mit der Lage des Arbeitsgebietes	10
Fig. 2	Schematische Karte der Hauptmasse des Schlieren-Flysches	22/23
Fig. 3	Schematische tektonische Profile	24
Fig. 4	Zur Unterscheidung von hemipelagischen und turbiditischen Peliten	28
Fig. 5	Legende zu den sedimentologischen Profilen	30
Fig. 6	Profil I, Unterer Basaler Schlieren-Flysch (Fig. 6 a = Detail Profil I)	32
Fig. 7	Profil II, Unterer Basaler Schlieren-Flysch (Fig. 7 a = Detail Profil II)	32
Fig. 8	Profil III (schematisch), Unterer Basaler Schlieren-Flysch	32
Fig. 9	Profil IV, Oberer Basaler Schlieren-Flysch	33
Fig. 10	Profil V, Oberer Basaler Schlieren-Flysch	33
Fig. 11	Profil VI, Oberer Basaler Schlieren-Flysch	33
Fig. 12	Profil VII, Oberer Basaler Schlieren-Flysch (Fig. 12 a = Detail Profil VII)	33
Fig. 13	Profil VIII, Untere Tonstein-Schichten (Fig. 13 a = Detail Profil VIII)	34
Fig. 14	Profil IX, Guber-Sandstein	36
Fig. 15	Profil X, Guber-Sandstein	36
Fig. 16	Profil XI, Guber-Sandstein (Fig. 16 a = Detail Profil XI)	37
Fig. 17	Profil XII, Guber-Sandstein	38
Fig. 18	Profil XIII, Guber-Sandstein	38
Fig. 19	Profil XIV, Guber-Sandstein	39
Fig. 20	Ansicht des unteren Guber-Steinbruches von Osten, mit sedimentologischen Interpretationen	40
Fig. 21	Ansicht des oberen Guber-Steinbruches von NE, mit sedimentologischen Interpretationen	41
Fig. 22	Profil XV, Obere Tonstein-Schichten und Unterer Schoni-Sandstein (Fig. 22 a = Detail Profil XV)	42
Fig. 23	Profil XVI, Obere Tonstein-Schichten (Fig. 23 a = Details A, B, C und D Profil XVI)	43
Fig. 24	Profil XVII, Unterer und Oberer Schoni-Sandstein (Fig. 24 a = Details A und B Profil XVII)	44/45
Fig. 25	Profil XVIII (schematisch), Unterer und Oberer Schoni-Sandstein	46
Fig. 26	Profil XIX, Obere Tonstein-Schichten und Schoni-Sandstein	47
Fig. 27	Profil XX, Oberer Schoni-Sandstein (Fig. 27 a = Detail Profil XX)	48
Fig. 28	Profil XXI, Oberer Schoni-Sandstein	48
Fig. 29	Profil XXII, Oberer Schlieren-Sandstein (Fig. 29 a = Detail Profil XXII)	49
Fig. 30	Profil XXIII, Oberer Schlieren-Sandstein	50
Fig. 31	Profil XXIV, Oberer Schlieren-Sandstein (Fig. 31 a = Detail Profil XXIV)	51
Fig. 32	Strömungsrichtungen und -lineationen nach Formationen und Faziesbereiche	52
Fig. 33	Schematische Darstellungen synsedimentärer Deformationen in den Oberen Tonstein-Schichten	55
Fig. 34	Schwerminerale und andere in der schweren Fraktion beobachtete Mineralien	59
Fig. 35	Diffraktogramme zweier Pelite sowie einer gelben und weissen Bentonit-Schicht	60
Fig. 36	Tonminerale und Illit-Kristallinitäten	62
Fig. 37	Fazies der Konglomerat-Gerölle nach Formationen	65
Fig. 38	Modale Zusammensetzung der Sandsteine	68
Fig. 39	Konzentrationsdreiecke zur modalen Zusammensetzung der Sandsteine	69
Fig. 40	Parameter der Thermolumineszenz	72
Fig. 41	Mineralogische Untersuchungen an Bentoniten	76
Fig. 42	Vergleichende Darstellung von Schwermineralien, Kornanalysen und Tonmineralien	84
Fig. 43	Schematisches Profil des Schlieren-Flysches und die sedimentologischen Interpretationen	87
Fig. 44	Ansicht des Aufschlusses von Schoni-Sandstein in der Abrissnische oberhalb Sörenberg mit sedimentologischen Interpretationen	88
Fig. 45	Blockdiagramm eines hypothetischen Beckens des Schlieren-Flysches und die tektonisch-sedimentäre Entwicklung in der Zeit	91

Tabellen

Tab. 1	Stratigraphie des Schlieren-Flysches	15
Tab. 2	Verzeichnis der nicht in sedimentologischen Profilen genommenen Proben	57
Tab. 3	Modale Zusammensetzung der Sandsteine: Verhältniszahlen verschiedener Korn-Parameter	70
Tab. 4	Parameter der Thermolumineszenz-Proben nach Formationen	71
Tab. 5	Mikrothermometrische Werte einiger grober Quarzkörner	74
Tab. 6	Chemismus der Bentonit-Schicht Wi 672	77

Taf. I	Alberese-Kalk und Exoskopie von Quarz	106
Taf. II-IV	Exoskopie von Quarz	107-109
Taf. V	«Contourit» und Ölquarzit	110
Taf. VI-VII	Beispiele von Konglomerat-Geröllen	111/112
Taf. VIII-X	Beispiele zur Modalanalyse der Sandsteine und Diagenese	113-115
Taf. X-XI	Bentonite	115/116

1. Einleitung

1.1 Arbeitsweise und Ziel der Arbeit

Der Schlieren-Flysch bildet einen Teil der langgezogenen Flysch-Decke, die von den französischen Voirons bis zum Gurnigel am Thuner See die Front der Präalpen markiert und sich gegen NE auf helvetischem Untergrund über die Innerschweiz bis ins Wägital fortsetzt. Die Hauptmasse des Schlieren-Flysches liegt SW des Vierwaldstätter Sees.

Es wurden für die vorliegende Arbeit folgende methodische und interpretative Schwerpunkte gewählt:

- a) Aufschluss- und Profildatierung mit dem kalkigen Nannoplankton
- b) Aufnahme sedimentologischer Profile
- c) Revision der bestehenden Lithostratigraphie
- d) Petrographie der Gerölle, Sandsteine und Pelite
- e) Interpretation der grossen tektonischen Strukturen
- f) Interpretation der sedimentären Entwicklung unter Berücksichtigung der petrographischen Resultate
- g) Vergleiche mit dem Gurnigel-Flysch und einzelnen Vorkommen von Schlieren-Flysch in der Wildflysch-Unterlage
- h) Versuch einer paläogeographischen Einordnung des Schlieren-Flysches

Die Feldaufnahmen erstreckten sich über die Sommermonate 1977 bis 1979. Vergleichende Begehungen wurden vor allem im Sommer 1980 vorgenommen. Die meisten Laboruntersuchungen erfolgten am Geologischen Institut der Universität Freiburg. Für die Diffraktometrie der Tone konnte ich das Gerät am Mineralogisch-Petrographischen Institut der Universität Freiburg verwenden. Die Thermolumineszenz der Quarzproben wurde von Dr. J. P. Ivaldi, Centre de Recherche de Géologie Méditerranéenne, Université de Nice, gemessen, und Dr. J. Mullis vom Mineralogisch-Petrographischen Institut, Universität Freiburg, steuerte mikrothermometrische Messungen an Quarzkörnern bei.

1.2 Geographischer und geologischer Überblick

Die Hauptmasse des Schlieren-Flysches in der Innerschweiz wird durch das Tal der Sarner Aa im Osten, das Glaubenbüelental im Süden, die Kleine Emme und Waldemme im Westen und Südwesten, die Grosse Entlen im Nordwesten und die Chli Schlieren im Norden begrenzt und bildet somit einen SW-NE orientierten, ovalen Komplex zwischen Sörenberg und Alpnach (vgl. Fig. 1).

Topographische Karten:

1:100000: Blatt 37 Brünigpass

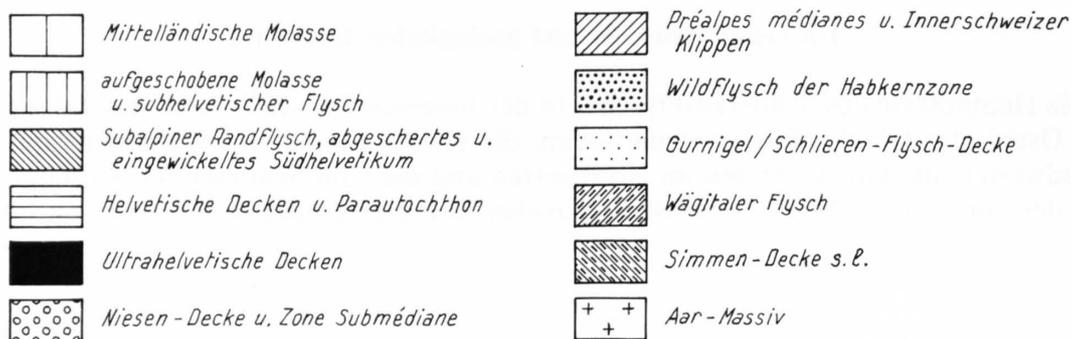
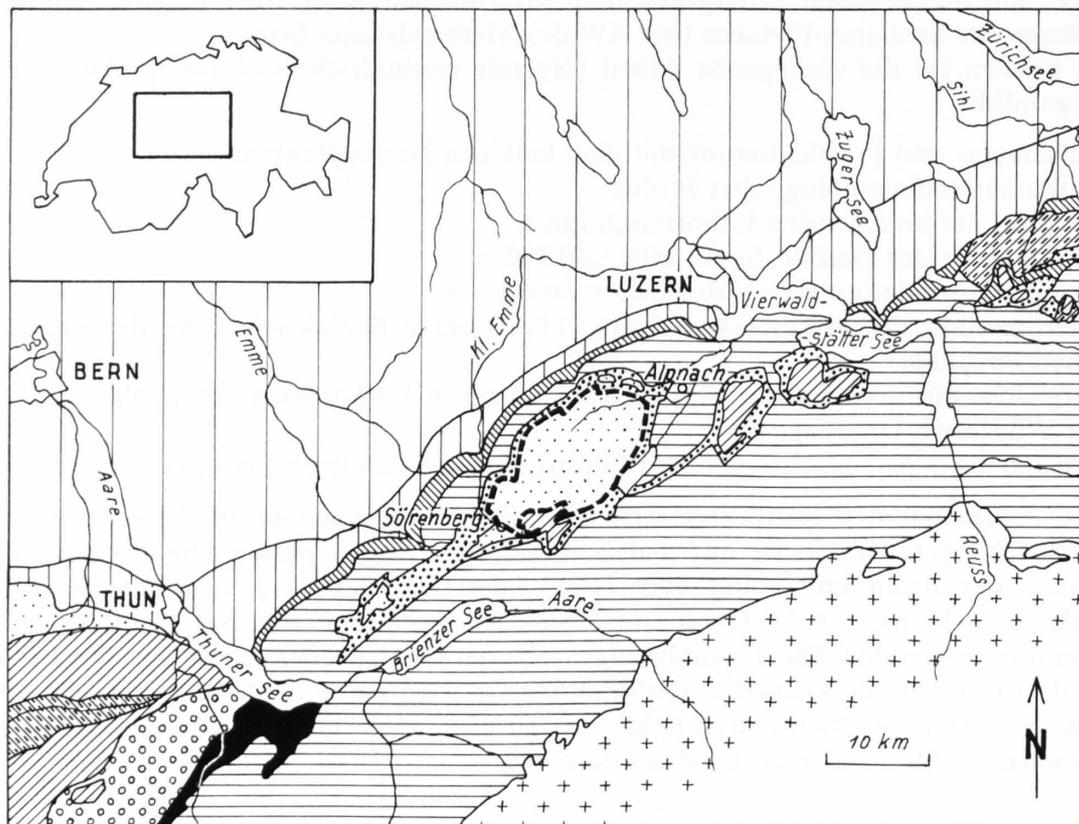
1:50000: Blatt 244 Escholzmatt, Blatt 245 Stans

1:25000: Blatt 1169 Schüpfheim, Blatt 1170 Alpnach, Blatt 1189 Sörenberg, Blatt 1190 Melchtal

Für Untersuchungen ausserhalb der Hauptmasse des Schlieren-Flysches wurden folgende Karten 1:25000 verwendet: Blatt 1208 Beatenberg, Blatt 1188 Eggiwil, Blatt 1171 Beckenried, Blatt 1152 Ibergereg, Blatt 1206 Guggisberg.

Alle im Text angegebenen Koordinaten sind Kartenblättern im Massstab 1:25000 entnommen.

Die geologische Situation ist in Fig. 1 dargestellt. Die heute als südpeninisch betrachtete Schlieren-Flysch-Decke und ihre Wildflysch-Unterlage¹ liegen zwischen der vorgeschobenen helvetischen Randkette im NE und der helvetischen Drusberg-Decke im SE. Im Süden der Schlieren-Flysch-Decke liegen noch die mittelpenninischen Giswiler Klippen mit Wildflysch. Ihre unmittelbare südwestliche Fortsetzung findet die Schlieren-Flysch-Decke in kleineren Klippen über Wildflysch, zwischen Sörenberg und Thuner See («Habkern-Mulde») und gegen NE in der Unterlage weiterer Innerschweizer Klippen.



Hauptmasse des Schlieren-Flysches u. Arbeitsgebiet der vorliegenden Arbeit

Fig. 1: Tektonische Übersichtskarte mit der Lage des Arbeitsgebietes (vereinfacht nach SPICHER 1980).

¹ Wildflysch wird im Sinne von KAUFMANN (1886) als beschreibender Feldbefund verwendet und enthält auch – wie in dieser Arbeit gezeigt werden soll – von der Hauptmasse und deren deformierter Basis (VONDERSCHMITT & SCHAUB 1944) abgetrennte Schollen von Schlieren-Flysch.

Die gebräuchlichen Ausdrücke «Habkern-Mulde» und «Schlieren-Mulde» sind im Sinne von Füllungen struktureller Depressionen zu interpretieren (für ein geologisches Profil siehe auch MATTER, HOMEWOOD et al. 1980, S.266).

Geologische Karten:

Als wichtigste geologische Karten sind zu nennen: KAUFMANN et al. (1887), SCHIDER (1913), BUXTORF et al. (1916), MOLLET (1921).

Weitere Karten und Skizzen für nicht zur Hauptmasse gehörige Vorkommen von Schlieren-Flysch finden sich in GIGON (1952), GEIGER (1956), MOHLER (1966) und HANTKE und Mitarb. (1967).

1.3 Historischer Abriss der Erforschung des Schlieren-Flysches

Die Erforschung des Schlieren-Flysches ist verständlicherweise eng mit der des Gurnigel-Flysches und der «Habkern-Zone» verknüpft. Es sollen hier vor allem einige stratigraphische, paläogeographische und sedimentologische Aspekte gestreift werden. Viele Details können im «Lexique stratigraphique international» unter den Kapiteln «Schlierenflysch» von HERB & LEUPOLD (1966) und «Nummuliten- und Flyschbildungen» von LEUPOLD (1966) nachgesehen werden.

STUDER (1853) berichtete als erster von der durchgehenden Flyschzone vom Voirons-Gebiet bis in die Innerschweiz und dem damit verbundenen Auftreten von roten Graniten. Er bemerkte dazu, dass diese Flyschzone im Kanton Obwalden (Schlieren-Flysch) das letztmal in grosser Bedeutung auftritt.

Die ersten detaillierten Arbeiten im Schlieren-Flysch wurden von KAUFMANN (1886) unternommen. Er folgte der in der damaligen Zeit verbreiteten Meinung einer normal stratigraphischen Abfolge von priabonen helvetischen Serien zum Wildflysch der «Habkern-Zone» und zum «oligozänen» Schlieren-Flysch. Der transgressive Charakter des Schlieren-Flysches schien für KAUFMANN durch die Anwesenheit von «Wellenfurchen» und Kohleschmitzen erwiesen.

SARASIN (1892, 1894) untersuchte eingehend die kristallinen Gerölle und exotischen Blöcke im Gurnigel/Schlieren-Flysch und in der «Habkern-Zone», um ihre Herkunft zu rekonstruieren.

Die These des allochthonen Ursprungs der Präalpen (SCHARDT 1893), Untersuchungen von BUXTORF (1908), BECK (1912) und BOUSSAC (1912), die oberkretazische bis mitteleozäne Alter des Wildflysches von Habkern ergaben, sowie die Parallelisierung der Leimern-Kalke im Wildflysch mit den Couches rouges der Präalpen (SCHARDT) führten zur Abtrennung des Komplexes Habkern/Schlieren-Flysch vom Helvetikum als höheres tektonisches Stockwerk.

In diesem Sinne unterteilten SCHIDER (1913) und MOLLET (1921) den Habkern/Schlieren-Flysch in Wildflysch, «Schlierenmergel» (Basaler Schlieren-Flysch der heutigen Nomenklatur) und «Schlierensandstein» (heute Guber-Sandstein bis Oberer Schlieren-Sandstein).

Die für lange Zeit anerkannte paläogeographische Zuteilung ins Ultrahelvetikum erfuhren Habkern- und Schlieren-Flysch durch HEIM (1920).

VONDERSCHMITT (1923) fasste die Abteilungen «Schlierenmergel» und «Schlierensandstein» zum gemeinsamen Begriff «Schlierensandsteinzone» zusammen. Er leitete aufgrund von Funden des *N. partschi*, den er fälschlicherweise mit *N. gallensis* verglich (siehe SCHAUB 1951), ein mittel- bis obereozänes Alter des Schlieren-Flysches ab.

Durch die Begründung der geosynklinalen sedimentären Zyklen durch BERTRAND (1897) und weitere Verfeinerungen von ARBENZ (1919) und anderen angeregt, deutete TERCIER (1928) die Sedimentation des Gurnigel-Flysches in einer orogenen Vortiefe und schrieb die chaotische Lagerung des Wildflysches orogenen Phasen zu.

LEUPOLD (1943) gab, in Verwendung unveröffentlichter Arbeiten von SCHAUB, ein untereoänes Alter für den jüngsten Teil des Schlieren-Flysches an. Gestützt auf ein obereozänes Alter des darunterliegenden Wildflysches, trennte er deshalb die beiden als verschiedene tektonische Einheiten ab.

VONDERSCHMITT & SCHAUB (1944) und SCHAUB (1951) erkannten die durchgehende Sedimentation des Schlieren-Flysches vom oberen Maastrichtien bis unteren Eozän. SCHAUB (1951) erstellte eine allgemeingültige Lithostratigraphie und Nummuliten-Stratigraphie für den Schlieren-Flysch. Er nannte den sedimentären Charakter des Flysches kleinzyklisch, in Anlehnung an CADISCH (1934).

Mit der turbiditischen Erklärung der gradierten «kleinzyklischen» Sandsteine durch KUENEN & MIGLIORINI (1950) und CAROZZI (1952) wurden der Flyschforschung im allgemeinen und auf sedimentologischem Gebiet neue Impulse gegeben: CROWELL (1955) und HSÜ (1960) massen Strömungsrichtungen im Gurnigel- und Schlieren-Flysch. BROUWER (1965) stellte anhand der kieselig agglutinierten Foraminiferen-Fauna paläobathymetrische Überlegungen an, und HUBERT (1967) erarbeitete erste systematische petrographische Daten. SCHÜPBACH & MOREL (1974) versuchten erstmals den Gurnigel/Schlieren-Flysch in ein Tiefseefächer-Modell einzuordnen.

HAY & SCHAUB (1960) und HAY & MOHLER (in SCHAUB 1965) hatten das Vorkommen von Nannofossilien in den Peliten des Schlieren-Flysches nachgewiesen und erste Zonierungen erstellt. HEKEL (1968*b*), KAPELLOS (1973) und VAN STUIJVENBERG (1973) führten die Idee der biostratigraphischen Auswertung des Nannoplanktons im Gurnigel-Flysch weiter. Dank der von SCHAUB (1965), KAPELLOS (1973) und KAPELLOS & SCHAUB (1975) durchgeführten Korrelationen von Nummuliten- und Nannoplankton-Zonen und anderen Zonierungen erhielt diese Flyschserie die Bedeutung eines Standardprofils für den Zeitraum vom oberen Maastrichtien (vgl. Diskussion im Abschnitt 2.3) bis unteren Eozän.

TERCIER (1925), SCHAUB (in FRÖHLICHER et al. 1951), CARON (1972, 1976), KAPELLOS (1973) und HOMEWOOD (1974) brachten seriöse Zweifel an der ultrahelvetischen Herkunft des Gurnigel-Flysches an. Der kürzlich erbrachte Nachweis von Gurnigel-Flysch über den Préalpes médianes (CARON et al. 1981) lässt den Schluss zu, dass der Gurnigel-Flysch – und mit ihm der Schlieren-Flysch – aus einem Bereich südlich des Mittelpenninikums stammen muss. Diese Ansicht scheint sich nun durchzusetzen (TRÜMPY 1980, SPICHER 1980).

Die neuesten biostratigraphischen, petrographischen und sedimentologischen Untersuchungen im Gurnigel-Flysch wurden von VAN STUIJVENBERG (1979) und MOREL (1980) veröffentlicht. Der Autor der vorliegenden Arbeit hat in kleinen Beiträgen erste Resultate und Interpretationen aus dem Schlieren-Flysch vorgestellt (WINKLER 1980, 1981, und in MATTER et al. 1980).

2. Biostratigraphie des kalkigen Nannoplanktons

2.1 Allgemeines

Das kalkige Nannoplankton ist seit Mitte des letzten Jahrhunderts bekannt. Seine eminente Bedeutung für Datierungen, vor allem in kretazischen und tertiären Sedimenten, wird aber erst seit Mitte dieses Jahrhunderts ausgenützt, als erste Zonierungen erstellt wurden (für einen Überblick siehe GARTNER 1977).

HAY & SCHAUB (1960) signalisierten die Anwesenheit von Discoasteriden in den Peliten des Schlieren-Flysches, und HAY & MOHLER (in SCHAUB 1965) konnten im Schoni-Sandstein und Oberen Schlieren-Sandstein Zonen unterscheiden. Obwohl die Pelite der tieferen lithostratigraphischen Einheiten karbonatarm sind, konnte bald nach Aufnahme meiner Arbeiten festgestellt werden, dass bei intensiver Probennahme eine Datierung mit Nannofossilien in diesem kritischen Teil ebenfalls möglich sein würde. Das bestätigte mir auch Frau Dr. Perch-Nielsen (Zürich) aufgrund ihrer eigenen Probennahmen. Die Zonierungen von MARTINI (1971) für Paläozän und Eozän und SISSINGH (1977) für das Maastrichtien haben sich im Gurnigel- und Schlieren-Flysch bereits bewährt: VAN STUIJVENBERG (1973), VAN STUIJVENBERG et al. (1976), WEIDMANN et al. (1976), WINKLER (1977), VAN STUIJVENBERG (1979), MOREL (1980). In VAN STUIJVENBERG et al. (1979) konnte der Autor der vorliegenden Arbeit Datierungen im oberen Maastrichtien und Danien des Schlieren-Flysches beibringen und die Korrelierung mit der Dinoflagellaten-Zonierung von JAN DU CHÊNE (1977) diskutieren (siehe Abschnitt 2.3).

Die Altersbestimmungen im Schlieren-Flysch mussten in karbonathaltigen turbiditischen Peliten (d. h. in mit mehr oder weniger Verzögerung resedimentiertem Material) vorgenommen werden. Diese Tatsache gab Anlass zu folgenden Überlegungen und Massnahmen:

1. Es sollte möglichst nur mit dem ersten Auftreten von zonenbestimmenden Arten gearbeitet werden (was sich mit Ausnahme der NP13 durchführen liess).
2. Das Nannoplankton ist nicht immer gut erhalten (vor allem im Paläozän), und es mussten unter hohem Zeitaufwand die jeweils jüngsten Formen gesucht werden (vgl. beispielsweise S. 16).
3. Die so bestimmten Alter sind als Minimalalter im Sinne der Numerierung der Nannoplankton-Zonen von 1 bis 25 zu betrachten, da nicht auszuschliessen ist, dass die zonenbestimmende Form der nächsten Zone nicht doch anwesend gewesen ist.
4. Bei Unsicherheit oder schlechtem Erhaltungszustand des Materials sollten Zonengruppen angegeben werden.

2.2 Nannoplankton-Zonierung und Zonengrenzen (Tab. 1)

25–26 *Arkhangelskiella cymbiformis*–*Nephrolithus frequens*-Zonen

In den meisten Fällen konnte eine Assoziation von *A. cymbiformis*, *Micula staurophora*, *Watznaueria barnesae* und *Praediscosphaera cretacea*, begleitet von *Eiffelithus* sp., *Cribrosphaerella* sp., *Microrhabdulus* sp. und *Tetalithus* sp. beobachtet werden, was ein allgemeines Alter von oberem Maastrichtien induziert. In einigen Proben konnte jedoch mit *Lithraphidites quadratus* die Subzone 25c und zusammen mit *Micula murus* die Zonen 25c–26 bestimmt werden. *N. frequens*, die Leitform für die Zone 26, konnte bis jetzt nicht gefunden werden.

NP1–4 *Markalius inversus*–*Cruciplacolithus tenuis*–*Chiasmolithus danicus*- und *Ellipsolithus macellus*-Zonen

Die starke Anwesenheit von aufgearbeiteten kretazischen Formen und der häufig schlechte Erhaltungszustand des Nannoplanktons haben die Bestimmungen erschwert. In einem Aufschluss konnte *Biantholithus sparsus* als Indikator von NP1 gefunden werden. Die Unterscheidung von NP3 und NP4 war einige Male durch das Auffinden von *E. macellus* möglich. Sonst waren *Cr. tenuis* und *C. danicus* die Arten, die wenigstens eine Unterteilung des Danien in NP1–2 bzw. NP2–4 erlaubten. *Thoracosphaera* spp. war häufig anzutreffen.

NP5–8 *Fasciculithus tympaniformis*–*Heliolithus kleinPELLI*–*Discoaster gemmeus*–*Heliolithus riedeli*-Zonen

Das erste Auftreten des relativ lösungsbeständigen *F. tympaniformis* war das Merkmal für die untere Grenze der NP5; *H. kleinPELLI* war in den wenigen Proben, die als NP6 bestimmt werden konnten, immer häufig vertreten. Die Zone NP7 mit *D. mohleri* konnte jedoch nie aus-
geschieden werden; NP8 wieder konnte mit *H. riedeli* mit Sicherheit erkannt werden. In NP8 war die paleozäne Nannoplankton-Assoziation reich und voll entwickelt erhalten.

NP9 *Discoaster multiradiatus*-Zone

Das normalerweise häufige Auftreten von *D. multiradiatus* war das sichere Anzeichen für den Eintritt in die NP9. Er wurde von der üblichen paleozänen Assoziation begleitet.

NP10–11 *Tribrachiatulus contortus*–*Discoaster binodosus*-Zonen

Diese Zonen werden durch die Entwicklungsreihe *Tribrachiatulus bramletti* → *T. contortus* → *T. orthostylus* charakterisiert (HEKEL 1968a). Aus Gründen der möglichen Aufarbeitung wurde die Untergrenze von NP11 mit dem ersten Auftreten von *T. orthostylus* gezogen (nicht mit dem alleinigen Auftreten, wie es bei MARTINI 1971 definiert ist). Überdies fiel in diesen Zonen wieder die starke Präsenz aufgearbeiteter oberkretazischer Formen auf.

NP12–13 *Tribrachiatulus orthostylus*–*Discoaster lodoensis*-Zonen

Der Eintritt in die NP12 wurde durch das normalerweise häufige Auftreten von *D. lodoensis*, begleitet von vielen *T. orthostylus*, bestimmt. Die typischen eozänen, weniger leitenden Nannofossilien waren gleichermassen stark entwickelt. NP13 konnte, auch wenn es sich um turbiditische Pelite handelte, durch das Fehlen von *T. orthostylus* erkannt werden.

NP14 *Discoaster sublodoensis*-Zone

Die untere Grenze dieser Zone wurde durch das sparsame Auftreten von *D. sublodoensis* bestimmt. *T. orthostylus* wurde in wenigen Proben gefunden. Die Obergrenze wäre durch das Auftreten des Leitfossils der NP15 *Nannotetrina fulgens* bestimmt gewesen. Diese Zone konnte in der Hauptmasse des Schlieren-Flysches nicht nachgewiesen werden.

Vorkommen von möglicherweise jüngerem Schlieren-Flysch konnten in Schollen im Wildflysch bestimmt werden. Die Begründung dieser Alter wird hier nicht diskutiert, sie wurden jedoch speziell von Frau Dr. Perch-Nielsen, Zürich, überprüft (siehe Abschnitt 6.10).

Die Vorbehalte von DAVAUD & GUÉX (1978) gegenüber der NP13 scheinen im Schlieren-Flysch nicht zuzutreffen. Hier liegen eine klar definierte NP12 vor mit Koexistenz von *D. lodoensis* und *T. orthostylus* sowie eine NP13 mit *D. lodoensis* alleine (15 Proben). Die Untergrenze von NP14 ist durch das Auftreten von *D. sublodoensis* gegeben, der in 3 von 11 Proben von einzelnen aufgearbeiteten *T. orthostylus* begleitet wird.

2.3 Zur Biostratigraphie und Chronostratigraphie im Normalprofil der Grossen Schliere (SCHAUB 1951)

SCHAUB (1951, 1965) und KAPELLOS & SCHAUB (1975) haben die Grenze Maastrichtien/Danien im Normalprofil der Grossen Schliere im Bereich der Einmündung des Steingrabens bei etwa 840 m oder bei 100 m Mächtigkeit des Normalprofils angenommen. In einem Exkursionsbericht (SCHAUB & HANTKE, in FUNK et al. 1972) wurde darauf hingewiesen, dass KAPELLOS diese Grenze auch mit Nannoplankton nachgewiesen habe.

Die Nannoplankton-Datierungen im Danien des Schlieren-Flysches sind jedoch erschwert durch die starke Präsenz von aufgearbeiteten (?) Maastricht-Formen und durch die spärliche Anwesenheit von Danien-Leitformen (siehe VAN STUIJVENBERG et al. 1979). Die Ursachen dieses

Phänomens sind noch nicht bekannt (PERCH-NIELSEN 1982), doch müssen Nannoplankton-Datierungen in diesem Abschnitt mit besonderer Ausdauer vorgenommen werden.

Im fraglichen Maastrichtien-Abschnitt des Normalprofils der Grossen Schliere und in anderen Profilen im Hangenden und Liegenden konnten für die vorliegende Arbeit bereits Danien-Alter nachgewiesen werden: Die Einmündung des oben genannten Steingrabens, wo die Grenze liegen soll, befindet sich im Bereich zwischen den beiden Profilen VI und VII (Fig. 11 und 12), in denen aufgrund von *Neochiastozygus modestus*, *Princea martinii* und *Ericsonia cava* bzw. *Chiasmolithus danicus* und *Ellipsolithus* cf. *macellus* NP3 bzw. NP3–4 nachgewiesen werden konnte. Für das tiefer gelegene Profil V (Fig. 10) am Anfang des Normalprofils muss wegen der Anwesenheit von *Chiasmolithus danicus* und von *Biantholithus sparsus* ebenfalls ein Danien-Alter angenommen werden. In einem weiteren Profil (IV, Fig. 7) bei Kote 800 (den Steg über die Grosse Schliere gibt es nicht mehr), wo die Schichten verfaltet, jedoch noch einigermaßen im Verband mit den konkordanten Schichten des Normalprofils stehen, konnte mit *Zygodiscus sigmoides*, *Ericsonia cava*, *Biantholithus sparsus* und *Cruciplacolithus tenuis* sicher Danien, möglicherweise NP1–2, bestimmt werden.

Geht man die Grosse Schliere weiter hinunter bis 600 m ü. M., trifft man auf vereinzelte Aufschlüsse von stark deformiertem Basalem Schlieren-Flysch, die leider nicht datiert werden konnten. Ab 600 m ü. M. und tiefer, in der Nähe von Schoried, steht jedoch in mehreren Aufschlüssen oberes Maastrichtien an (siehe z. B. Profil I, Fig. 5).

Dieser Nachweis von Danien im untersten Teil des Normalprofils der Grossen Schliere erhält indirekt Unterstützung durch die von JAN DU CHÊNE (1977) im gleichen Abschnitt ausgeschiedene cf. *Danea mutabilis*-Assoziation, die offensichtlich nicht einfach mit dem Maastricht-Alter von SCHAUB zu vereinbaren war.

Als weiteres Argument könnte die Lithologie im vermeintlichen Maastrichtien des Normalprofils herangezogen werden, die mit ihrer Karbonat-Armut in den turbiditischen Peliten nicht mit den karbonatreichen Peliten in Aufschlüssen von sicherem oberem Maastrichtien zu vergleichen ist (siehe Abschnitte 3.2.1 und 5.5.1).

Es scheint damit ausreichend belegt, dass das «Maastricht-Alter» im Normalprofil der Grossen Schliere von SCHAUB (1951) aufgrund von aufgearbeiteten *Siderolithes* sp., *Orbitoides* sp. und *Globotruncana stuarti* angenommen wurde. Details der Nannoplankton-Datierungen von KAPELLOS sind nicht bekannt, weil sie nicht publiziert sind.

In Tabelle 1 wird das für die vorliegende Arbeit bestimmte Nannoplankton mit den Nummuliten-Zonen im Normalprofil der Grossen Schliere nach SCHAUB (1965) zum Vergleich gebracht. Es wird daraus ersichtlich, dass die Zone des *Nummulites laxus* mit der NP11 *Discoaster binodosus* nach MARTINI (1971) zusammenfällt. Dies bestätigt die bereits von SCHAUB (1965) und KAPELLOS & SCHAUB (1975) vorgenommene Korrelation.

Über die Grenzziehung Paleozän/Eozän (Thanétien/Ilerdien in Tab. 1) gehen die Meinungen auseinander. Für die vorliegende Arbeit wurde der Empfehlung des «Colloque sur l'Ilerdien» (Bull. Soc. géol. France [7], 17/2, 1975), das Ilerdien an die Basis des Eozäns zu stellen, entsprochen. Dies hatte wieder zur Folge, dass diese Grenze provisorisch nach MARTINI (1971) mit Nannoplankton-Zonengrenzen zwischen NP9 (*D. multiradiatus*) und NP10 (*T. contortus*) gezogen wurde. Die Grenze Ilerdien/Cuisien ist nach SCHAUB (1965) mit dem Einsetzen der Zone des *N. planatus* angenommen worden. Nach den Nannoplankton-Zonierungen von KAPELLOS (1973) und VAN STUIJVENBERG (1979) im Gurnigel-Flysch, welche die Grenze Cuisien/Lutétien im Bereich der Grenze NP14 (*D. subladoensis*) und NP15 (*C. alatus* = *N. fulgens*) gelegt haben, erreicht der Schlieren-Flysch in seiner Hauptmasse kein mitteleozänes Alter.

3. Lithostratigraphie des Schlieren-Flysches

3.1 Allgemeines zur Lithostratigraphie des Schlieren- und Gurnigel-Flysches

SCHAUB erstellte 1951 die bereits klassisch gewordene Lithostratigraphie des Schlieren-Flysches, die auch altersmässig gut eingestuft wurde (Tab. 1): Basaler Schlieren-Flysch (Maastrichtien–Danien), Unterer Schlieren-Sandstein oder Guber-Sandstein (Thanétien), «Mergelzone» und Mittlerer Schlieren-Sandstein oder Schoni-Sandstein (Ilerdien–Cuisien) und Oberer Schlieren-Sandstein (Cuisien).

Der Gurnigel-Flysch konnte in den letzten Jahren ebenfalls lithostratigraphisch gegliedert werden, wobei die Einheiten noch informellen Charakter besitzen (WEIDMANN et al. 1976, VAN STUIJVENBERG 1979, MOREL 1980). VAN STUIJVENBERG (1979) erwähnte mögliche Korrelationen der Lithostratigraphie des Gurnigel-Flysches.

Da durch die vorliegende Arbeit neben den altersmässigen Abgrenzungen mit Nannoplankton vor allem petrographische und sedimentologische Angaben beigesteuert werden können, ist es notwendig, die bestehende Lithostratigraphie zu ergänzen (siehe Tab. 1). Dies trifft vor allem auf die Übergänge vom Guber-Sandstein zum Schoni-Sandstein bzw. vom Basalen Schlieren-Flysch zum Guber-Sandstein zu.

3.2 Übersicht und Revision der Lithostratigraphie

Das Typusprofil des Schlieren-Flysches liegt im Tal der Grossen Schliere (SCHAUB 1951). Seine Unterlage besteht aus Wildflysch, und im Basalen Schlieren-Flysch macht sich mit der Annäherung zum liegenden Wildflysch eine zunehmende Tektonisierung bemerkbar. VON-DERSCHMITT & SCHAUB (1944) haben deshalb diesen gefalteten und zerrissenen Teil richtigerweise dem Schlieren-Flysch zugewiesen.

3.2.1 Basaler Schlieren-Flysch

Nach Lithologie und Alter kann der Basale Schlieren-Flysch in Unteren Basalen Schlieren-Flysch (ob. Maastrichtien) und Oberen Basalen Schlieren-Flysch (Danien) unterteilt werden.

3.2.1.1 Unterer Basaler Schlieren-Flysch

Aufschlüsse: Nur in isolierten, tektonisierten Aufschlüssen anzutreffen; einigermaßen längere Profilstücke sind in der Grossen Schliere (siehe Profil I, Fig. 6), im Rotbach (Profil III, Fig. 8), im Turnschwandgraben (Profil II, Fig. 7), bei Leimern (629.640/174.450) und im Lom bach (632.650/174.675) zu beobachten; die letzteren zwei sind in Wildflysch eingebettet.

Lithologie: Zumeist dünnbankige fein- bis mittelsandige Turbidite (5–30 cm) mit kalkreichen turbiditischen Peliten und relativ seltenen hemipelagischen Tonen; der Pelitanteil kann bei starkem Karbonatgehalt massiv ausgebildet sein, was bräunliche bis beige «Alberese»- oder «Hellstätt»-Kalke ergibt (siehe 5.5.1). Im weiteren beobachtet man grobe polymikte Konglomerate, die in Sandsteine und dann bläulich anwitternde kalkige Silte übergehen; diese Zyklen können auch nur teilweise ausgebildet auftreten (siehe 5.3.1 und 6.9).

Mächtigkeit: unbestimmbar.

Alter: Oberes Maastrichtien (Zonen 25 und 26 von SISSINGH 1977), z. T. kann aber das Alter nur pauschal als Campanien–Maastrichtien angegeben werden.

3.2.1.2 Oberer Basaler Schlieren-Flysch

Aufschlüsse: Im Tal der Grossen Schliere von Kote 800 bis etwa 40 m Sedimentmächtigkeit unter dem Fallhörnli-Wasserfall (Profile IV bis VII, Fig. 9–12); weitere Aufschlüsse in der Schladrüfi (659.200/199.560), im Seebenbach (647.520/192.010), im Felsabbriss am Wiri/Bohlberg (633.560/177.440) und im Rotbach (651.940/196.880).

Lithologie: Im unteren Teil (NP1–2) sehr dünnbankige (5–20 cm), feinkörnige, dunkle, turbiditische Sandsteine, annähernd im Verhältnis 1:1 mit meist kalkfreien, dunkelgrauen, turbiditischen Peliten wechsellagernd, sowie dünne, schmutziggrüne, hemipelagische Tone; im oberen Teil (NP3–4) dünn- bis mittelbankige (10–50 cm), fein- bis mittelkörnige Sandsteine (manchmal in geringmächtigen positiven «thinning upward»- oder negativen «thickening upward»-Zyklen angeordnet), alternierend mit grauen, kalkarmen, turbiditischen Peliten und hemipelagischen Tonen; wenige Ölquarzite; im Aufschluss Seebenbach (NP2–4) konnte eine grobe Sandsteinbank von annähernd 3 m und eine Mürbsandsteinbank (weiche Sandsteine, bestehend aus mittelsandiger und siltiger Matrix, die zumeist Sand-, Mergel- und Tonlinsen oder auch verbogene Sandsteinbänke enthalten) gefunden werden.

Mächtigkeit: 200 m und mehr.

Alter: Der Übergang Maastrichtien/Danien ist nicht aufgeschlossen, doch scheinen die oben beschriebenen Lithologien nur im Danien (NP1–4) aufzutreten.

3.2.2 Untere Tonstein-Schichten

Aufschlüsse: Im Normalprofil der Grossen Schliere, im Hangenden des Basalen Schlieren-Flysches ungefähr 40 m Sedimentmächtigkeit vor dem Fallhörnli-Wasserfall (Profil VIII, Fig. 13); im Seebenbach unter dem Wasserfall (647.680/192.040) und etwas unterhalb davon stark tektonisiert, teilweise durch Bachschutt verdeckt; am Fuss des Feuersteins oberhalb des Änggenlauenenseeli (647.660/194.020).

Lithologie: Grosse Schliere: Passagen dünnbankiger (3–20 cm), feinkörniger, turbiditischer Sandsteine, z. T. ohne turbiditische Silte direkt in siltige, grüne, hemipelagische Tone eingebettet, die in Wechsellagerung mit mittel- bis dickbankigen (20–300 cm), manchmal erosiven mittel- bis grobkörnigen Sandsteinen, ungradierten Mürbsandsteinen, Slumps und häufigen Ölquarziten stehen. Änggenlauenenseeli: Vorwiegend schmutziggrüne, hemipelagische Silte und Tone, alternierend mit feinkörnigen, turbiditischen Sandsteinen (10–30 cm) mit dünnen oder fehlenden grauen, turbiditischen Silten sowie Ölquarzite und eine gelbe Tonschicht (Bentonit).

Mächtigkeit: 40 m und mehr.

Alter: Der Aufschluss in der Grossen Schliere konnte nur indirekt durch Datierung des Liegenden und Hangenden an der Grenze Danien/Thanétien (NP4/NP5) angesiedelt werden, während am Änggenlauenenseeli nach vielen Probennahmen mit NP6 bereits tieferes Thanétien bestimmt werden konnte.

Bemerkungen: Die Aufschlussverhältnisse in diesem Abschnitt sind nicht ideal, vor allem konnte im Bereich des Feuersteins der Übergang zum Basalen Schlieren-Flysch nicht studiert

werden. Die Abtrennung dieser zum Basalen Schlieren-Flysch deutlich verschiedenen Lithologie scheint wegen der Ähnlichkeit mit den Oberen Tonstein-Schichten gerechtfertigt zu sein und besitzt wie diese möglicherweise auch eine diachrone Obergrenze.

3.2.3 Guber-Sandstein

Aufschlüsse: Er bildet Grate und steile Felsabstürze und wird wegen seiner grossen Härte als Baustein abgebaut: Guber-Steinbruch (Profil XII, Fig. 17) und Gumi-Steinbruch (660.280/193.620), der derzeit nicht ausgebeutet wird. Andere Aufschlüsse: Hurd nördlich des Fallhörnli (Profil IX, Fig. 14; Fig. 20 und 21), Strasse zur Alp Schoni (Profil X, Fig. 15), Ober Änggenlauenen (Profil XI, Fig. 16), Wasserfall im Seebenbach (647.620/192.040), Felsabriss bei Unter Lauenberg (Profil XIII, Fig. 18) und Grosse Schliere oberhalb des Fallhörnli (Profil XIV, Fig. 19).

Lithologie: Dominanz von hellen dickbankigen (50–500 cm), mittel- bis grobkörnigen, meist kalkig zementierten, turbiditischen Sandsteinen; häufig verschweisste Bankung (Amalgamierung) und in positiven oder negativen Zyklen angeordnet; untergeordnet finden sich dünn- bis mittelbankige (10–50 cm) Sandsteine und dunkelgraue bis schwarze Siltsteine; grüne hemipelagische Schichten sind selten.

Mächtigkeit: 150–250 m.

Alter: Untergrenze möglicherweise diachron (Basis Thanétien bis tieferes Thanétien); die Obergrenze liegt im Bereich des Überganges NP9 zu NP10 (Thanétien/Ilerdien).

3.2.4 Obere Tonstein-Schichten, p. p. «Mergelzone» (SCHAUB 1951)

Aufschlüsse: Diese Formation schliesst sich häufig als morphologische Depression an den Guber-Sandstein an. Aufschluss Chistenwald oberhalb des Guber-Steinbruchs (Profil XV, Fig. 22): Der fragliche Aufschluss (z. T. unter Vegetation) befindet sich unterhalb des Fahrweges, der über den Guber-Steinbruch führt. Die Schichten am Rand des Fahrweges selbst sind bereits dem Unteren Schoni-Sandstein zuzuteilen. Am Westhang des Fürsteins entspricht dieser Abschnitt der von SCHAUB (1951, S. 51) mit «M» bezeichneten Zone. Sie bildet ein breites, wenig erosionsbeständiges Band, das von Hohmad über Fürstein zum Chli Fürstein verfolgt werden kann (Profil XVI, Fig. 23). Weitere Aufschlüsse: Abrissnische bei Unt. Lauenberg (645.480/198.320), Südkante der Abrissnische von Sörenberg (746.840/186.780), Sattelstock (648.620/191.100) und Fulendossen (658.060/199.440).

Lithologie: Charakteristisch sind häufig grüne und rote hemipelagische Silt- und Tonsteine, die auch ohne graue turbiditische Pelite direkt an fein- bis mittelkörnige, turbiditische Sandsteine (3–20 cm) anschliessen, sowie braune, gelbe und weisse Tonlagen (0,5–5 cm); grobsandige und konglomeratische Bänke sind an der Basis und im obersten Teil dieser Formation anzutreffen.

Mächtigkeit: ca. 15–20 m.

Alter: Speziell in diesem karbonatarmen Abschnitt waren die Datierungen nur durch dichte Probennahmen möglich. Im Aufschluss Chistenwald und Sörenberg im Süden der Hauptmasse des Schlieren-Flysches wurde für die Formation im Hangenden, den Unteren Schoni-Sandstein, NP10 bestimmt; die Oberen Tonstein-Schichten sollten demnach in (NP9 bis) NP10 liegen. Im Norden, am Fürstein, konnte an der Basis NP10 und am Übergang zum hangenden Schoni-Sandstein obere NP11 datiert werden. Es kann deshalb angenommen werden, dass die Oberen Tonstein-Schichten eine heterochrone Obergrenze aufweisen, die von Süden gegen Norden von NP10 zu NP11 ansteigt.

3.2.5 Schoni-Sandstein

3.2.5.1 Unterer Schoni-Sandstein, p. p. «Mergelzone» (SCHAUB 1951)

Aufschlüsse: Chistenwald (Profil XV, Fig. 22, ab 6 m); Grosse Schliere von 970 m bis 1000 m ü. M. (Profil XVII, Fig. 24); Abrissnische von Sörenberg (Profil XVIII, Fig. 25, bis ca. 60 m); im Bereich des Fürsteins ist diese Lithologie nicht und am Schlierengrat (Profil XIX, Fig. 26) nur teilweise ausgebildet.

Lithologie: Dünn- bis mittelbankige (20–100 cm), turbiditische Sandsteine mit z. T. mächtigen grauen, turbiditischen Silten und Tonen (bis 3 m); gegen oben vermehrt dickbankige, grobkörnige, z. T. erosive, synsedimentär verrutschte und amalgamierte Bänke; häufig dickere grüne, hemipelagische Silt- und Tonstein-Intervalle; weisse und gelbe Tonlagen.

Mächtigkeit: 0–ca. 70 m.

Alter: Unteres Ilerdien (NP10–NP11).

3.2.5.2 Oberer Schoni-Sandstein

Aufschlüsse: Abrissnische von Sörenberg (Profil XVIII, Fig. 25), Grosse Schliere von 1000–1100 m ü. M. (Profile XX und XXI, Fig. 27/28), Schlierengrat und Grat von Hohmad bis Chli Fürstein, Rufi (659.020/192.780) – wie der Guber-Sandstein ein auffälliges morphologisches Element.

Lithologie: Zumeist helle, mittel- bis grobsandige, teilweise konglomeratische, 1–5 m mächtige Sandsteine (an der Basis der Bänke oft unregelmässig verteilte grobe Gerölle), zumeist in positiven Zyklen, z. T. erosiv, häufig synsedimentär verrutschte Schichtpakete und Mürbsandsteine; wechselgelagert mit dünnbankigen turbiditischen Sandsteinen und Siltsteinen (karbonatreich) sowie Passagen reich an grünen hemipelagischen Tonsteinen mit gelben Ton-schichten (= Lithologie der Oberen Tonstein-Schichten).

Mächtigkeit: 350–450 m.

Alter: Ilerdien–unteres Cuisien (NP11–NP12).

3.2.6 Oberer Schlieren-Sandstein

Aufschlüsse: Grosse Schliere zwischen ca. 1100 m ü. M. und Hinteregg (Profile XXII und XXIII, Fig. 29/30), Blattligraben (Profil XXIV, Fig. 31), Rickhubel (649.520/193.960).

Lithologie: Vor allem im unteren Teil dünnbankige, feinkörnige, turbiditische Sandsteine und mächtige (bis 5 m), graue Silte; darin eingeschaltet 5–30 m mächtige, z. T. positive Zyklen heller mittel- bis grobkörniger, turbiditischer Sandsteine, Mürbsandsteine, häufig Rutschpakete; grüne hemipelagische Tone sind selten.

Mächtigkeit: 500 m und mehr.

Alter: Cuisien (NP13–14); NP14 konnte jedoch nur in kleinen isolierten Aufschlüssen bestimmt werden.

3.3 Schlussbemerkungen zur Lithostratigraphie

(vgl. Tab. I)

Die hier vorgestellte Unterteilung unterscheidet sich von der Lithostratigraphie von SCHAUB (1951) in drei Punkten:

- a) Es wurden ein Unterer Basaler Schlieren-Flysch (oberes Maastrichtien) und ein Oberer Basaler Schlieren-Flysch (Danien) ausgeschieden.
- b) Zwischen den Basalen Schlieren-Flysch und den Guber-Sandstein wurden die Unteren Tonstein-Schichten eingefügt.
- c) Die Oberen Tonstein-Schichten ersetzen den «unteren Teil des Schoni-Sandsteins» (SCHAUB 1951, S.21 und 32), die «Mergelzone» bzw. den «mergelreichen Abschnitt» (SCHAUB 1951, 1965), wo er von Ton- und Siltsteinen dominiert wird. Als Unterer Schoni-Sandstein wird der von Mergel- und Sandstein dominierte «untere Teil des Schoni-Sandsteins» bezeichnet (SCHAUB 1951, S.21, 32 und 33).

Die lithostratigraphische Unterteilung wird mit sedimentologischen und sedimentpetrographischen Argumenten ergänzt (siehe Kapitel 5, 6 und 7). Die Lithologien des allenfalls mittel- und obereozänen Schlieren-Flysches aus dem Wildflysch werden gesondert im Abschnitt 6.10 besprochen.

4. Tektonische Beschreibung der Hauptmasse des Schlieren-Flysches

Bis heute erschienen noch keine detaillierten tektonischen Untersuchungen oder Karten der Hauptmasse des Schlieren-Flysches. KAUFMANN (1886) berichtete über einige Strukturen und zeigt sie in tektonischen Profilen, z.B. die Mulde im Tal der Grossen Schliere. SCHIDER (1913) und vor allem MOLLET (1921) zeichneten einige Profile, die in den Schlieren-Flysch reichen. Das Wissen um die Bedeutung der kleinzyklischen gradierten Schichtung und die lithostratigraphische Unterteilung des Schlieren-Flysches ermöglichten es SCHAUB (1951), den Muldenbau im Bereich der Grossen Schliere durch den Verlauf der Basis des Guber-Sandsteins nachzuzeichnen. Kartenskizzen mit dem Schlieren-Flysch wurden in FRÖHLICHER et al. (1951) und in ECKERT et al. (1965) publiziert, doch die genauere Gliederung der Hauptmasse des Schlieren-Flysches fehlte weiterhin.

Für die vorliegende Arbeit ist ein allgemeiner tektonischer Überblick notwendig, um die grösseren zur sedimentologischen Interpretation geeigneten Profile räumlich in die Hauptmasse des Schlieren-Flysches einzuordnen. Die Figur 2 gibt deshalb eine vereinfachte Situationskarte der datierten Aufschlüsse und die tektonische Interpretation der wichtigsten Strukturen wieder.

Die Hauptmasse des Schlieren-Flysches wird an ihrem SE-Rand durch eine grosse SW-NE streichende Transversal-Dislokation Lungerer See-Luzern (C.Schindler, unveröff. Vortrag 1979) von der helvetischen Drusberg-Decke abgeschnitten; im N und NE ist sie auf die helvetische Randkette aufgeschoben. Im Westen wird sie durch das Zusammenspiel einer fast N-S streichenden Transversal-Dislokation, die gleichfalls die Randkette und die Subalpine Molasse durchschlägt, und einer NW-SE streichenden Bruchzone im Tal der Waldemme zwischen Sörenberg und Fontanen von der «Habkern-Mulde» abgeschnitten. Diese letztere Bruchzone hat die NW-SE streichende dextrale Zerklüftung am Nünalpstock bewirkt, die das Abrutschen der Felsmassen über Sörenberg ermöglichte.

Folgende vier grosse Strukturen, die sich auch morphologisch klar im Gelände abzeichnen, können innerhalb der Hauptmasse unterschieden werden (siehe Fig.2 und 3).

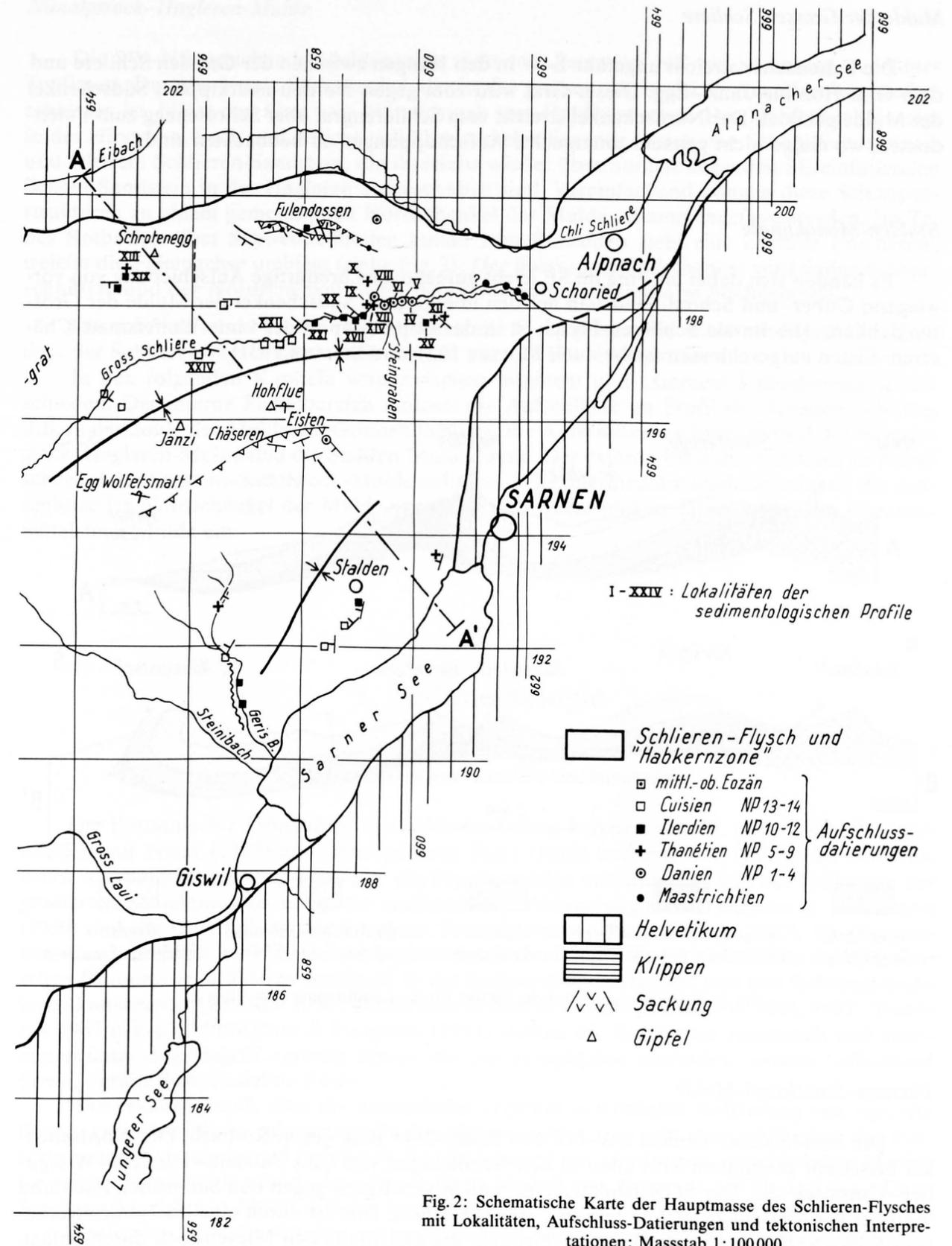
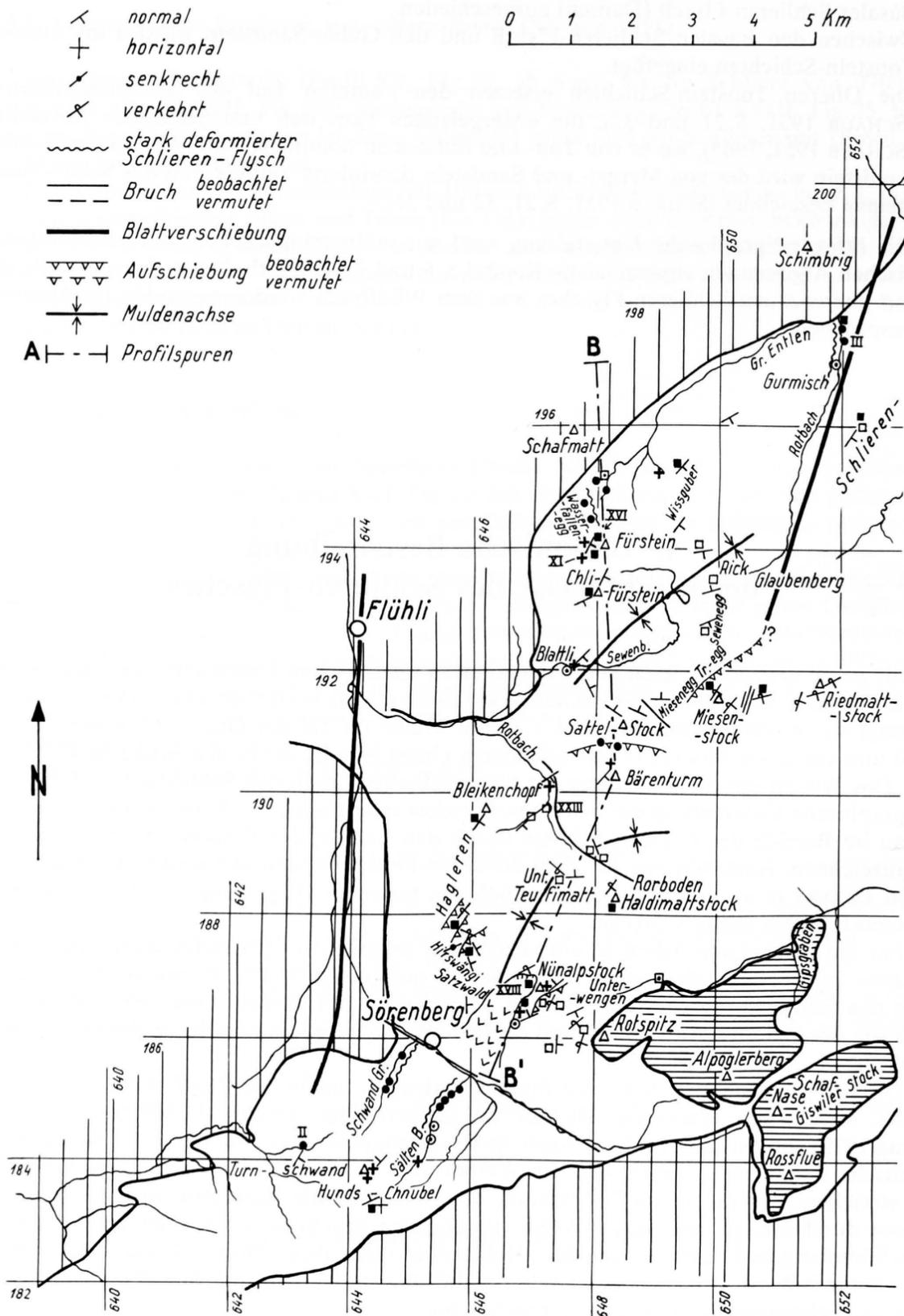


Fig. 2: Schematische Karte der Hauptmasse des Schlieren-Flysches mit Lokalitäten, Aufschluss-Datierungen und tektonischen Interpretationen; Massstab 1:100000.

Mulde der Grossen Schliere

Die Faltenachse streicht ungefähr E-W in den Hängen zwischen der Grossen Schliere und dem Grat Hohflue-Jänzi-Egg. Dieser Grat wird vom gegen Norden überkippten Südschenkel der Mulde gebildet. Der Nordschenkel streicht vom Schlierengrat über Schrotenegg zum Fulendossen, wo einige nicht genauer untersuchte Aufschuppungen zu beobachten sind.

Stalden-Monoklinale

Es handelt sich dabei um eine im SE leicht aufgebogene brettartige Aufschiebung von vorwiegend Guber- und Schoni-Sandstein auf den überkippten Südschenkel der Mulde der Grossen Schliere. Der Basale Schlieren-Flysch ist in der Depression in der Linie Wolfetsmatt-Chäseren-Eisten aufgeschlossen (siehe auch MOLLET 1921 und SCHAUB 1951).

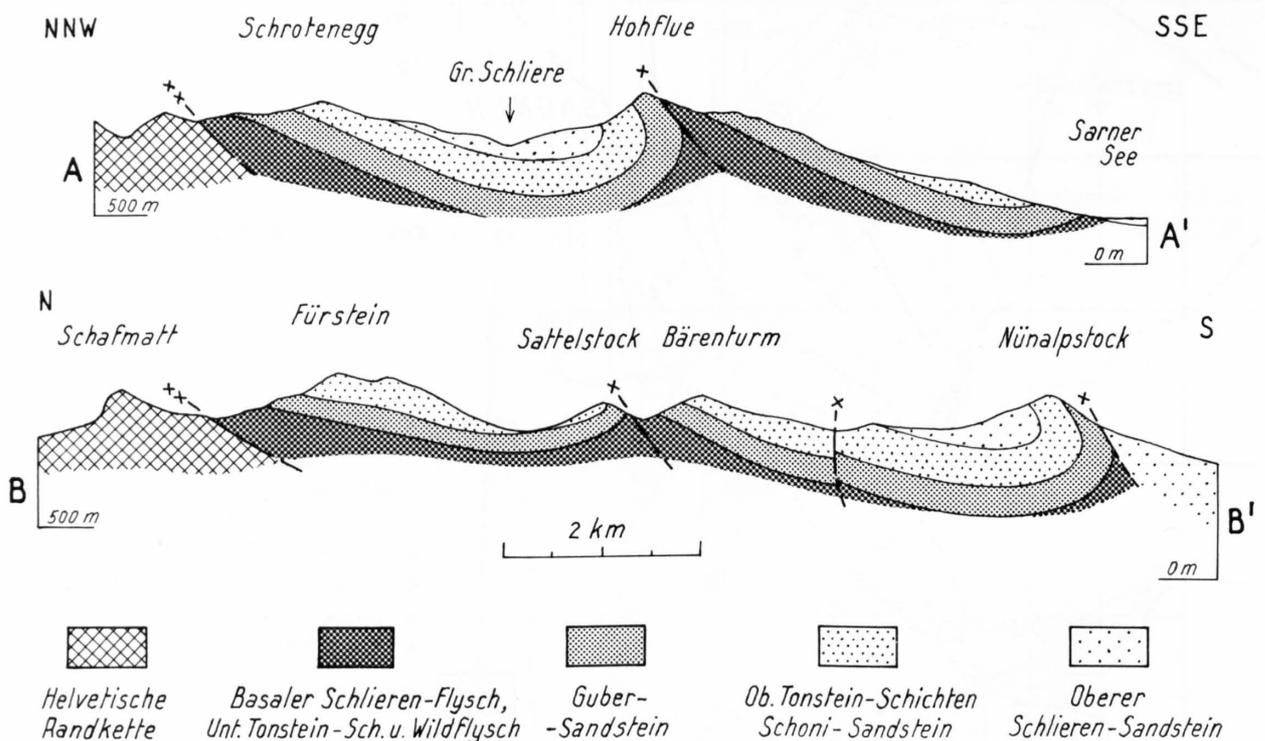


Fig. 3: Schematische tektonische Profile; für die Lokalisierung siehe Figur 2.

Fürstein-Sattelstock-Mulde

Die Muldenachse streicht SW-NE von Blattli über Rick gegen Rotbach. Der Nordschenkel beisst mit generellem SE-Fallen in den Nordhängen von Chli Fürstein-Fürstein-Wissguber-Gurmisch aus. Der Südschenkel steigt südlich von Blattli gegen den Sattelstock hoch und wird bei der Miesenegg steil gestellt und stark zerschert. Dies ist durch eine im Tal des Rotbaches SSW-NNE streichende Blattverschiebung, die gleichfalls den Miesenstock durchschlägt, verursacht worden. Die weniger kompetenten Schichten des Oberen Schlieren-Sandsteins sind im Bereich Seewenegg und Trogenegg verfaultet und verschuppt.

Die SW–NE streichende Muldenachse zieht vom Satzwald, NE von Sörenberg, zur Unter Teufimatt. Der überkippte Südschenkel, der in der grossen Abrissnische von Sörenberg abgeschlossen ist, bildet den Grat vom Nünalpstock zum Haldimattstock. Der Nordschenkel steigt in der Hirschwängi hoch und schiebt sich über verkehrt liegende Serien von Schoni-Sandstein (?) und Oberem Schlieren-Sandstein, die ihrerseits wieder über normal liegenden SE-einfallenden Schoni-Sandstein in der Hagleren aufgeschoben sind. Vereinfachend können diese Schuppenstrukturen zu einem gemeinsamen Nordschenkel der Mulde zusammengefasst werden. Im Tal des Rotbaches über Schwendeliboden hinauf zum Rorboden zieht eine dextrale Bruchzone, welche die Faltenachse umbiegt (siehe Fig. 2): Der überkippte Südschenkel wird dadurch abgeschnitten, und der Nordschenkel ist im Bereich Sattelpass–Bärenturm hochgepresst.

Die schematischen Profile (Fig. 3) durch die Hauptmasse des Schlieren-Flysches zeigen, dass der Schlieren-Flysch in einer Breite von etwa 10 bis 15 km erhalten ist.

In den folgenden Kapiteln wird zwischen internem und externem Faziesbereich unterschieden. Der interne Faziesbereich umfasst die Aufschlüsse im Profil der Grossen Schliere, d. h. in der Sohle der Mulde der Grossen Schliere, die Aufschlüsse im Südschenkel der Nünalpstock–Hagleren-Mulde und die Stalden-Monoklinale. Der externe Faziesbereich wird im Nordschenkel der Fürstein–Sattelstock-Mulde definiert. Eine intermediäre Stellung nehmen die Aufschlüsse im Nordschenkel der Mulde der Grossen Schliere und im Südschenkel der Fürstein–Sattelstock-Mulde ein.

5. Sedimentologie

5.1 Allgemeines zur Turbidit-Sedimentation

Die Kenntnis der Trübströme nimmt ihren Anfang bereits Ende 19. und Anfang 20. Jahrhundert mit FOREL (1885) und unter anderen DALY (1936) und JOHNSON (1938), der den Ausdruck «turbidity current» prägte. Für die Flyschgeologie entscheidend war die Erklärung der gradierten Schichtung als Folge der turbiditischen Ablagerung durch KUENEN & MIGLIORINI (1950) und die Unterteilung der einzelnen Turbiditsequenz durch BOUMA (1962). Im allgemeinen waren die Jahre bis 1970 auf das experimentelle und feldgeologische Studium der hydraulischen Phänomene und deren Ausdruck in der Sedimentbeschaffenheit und den Sedimentstrukturen konzentriert (KUENEN 1950; DZULYNSKI & WALTON 1965; MIDDLETON 1966, 1967; STAUFFER 1967 u. v. a.). MIDDLETON & HAMPTON (1973) stellten die Ergebnisse zusammen und vereinigten unter dem Begriff «gravity flows» die vier Haupttypen «turbidity current», «fluidized flow», «grain flow», «debris flow».

Man erkannte auch, dass die wiederholte, regional beschränkte Anhäufung von «gravity flows» zur Ausbildung submariner Fächer führen sollte, und seit etwa 1970 sind die Forschungsarbeiten vorwiegend auf diesen Aspekt konzentriert, der in zwei verschiedenen Modellen seinen Niederschlag fand: das «Supra Fan»-Modell von NORMARK (1970) und das «Deep Sea Fan»-Modell von MUTTI & RICCI LUCCHI (1972).

Die beiden Modelle wurden auf verschiedene Weise erarbeitet: (1) durch Studium der Morphologie der Sedimente rezenter submariner Schüttungsfächer (NORMARK) und (2) durch Studium fossiler Turbiditfächer in Aufschlüssen (MUTTI & RICCI LUCCHI). Wegen der verschie-

denen Grundlagen der beiden Modelle sind sie nicht leicht vereinbar (JOHNS & MUTTI 1981). Der Versuch von WALKER (1978), die beiden Modelle in einem zu kombinieren, ist nicht unumstritten (NILSEN 1980). MUTTI (1979) versuchte den «Supra Fan» als Teil eines «low efficient»-Schüttungssystems und die «Outer Fan»-Loben seines Modells als Teil eines «highly efficient»-Schüttungssystems mit «by pass»-Zone zu erklären.

Die divergierenden Ansichten und Unsicherheiten kommen deutlich in den Diskussionen von NILSEN (1980), WALKER (1980) und NORMARK (1980) zum Ausdruck. Vor allem NORMARK (1980) warnt vor einer Generalisierung der Modelle und einer pauschalen Interpretation aufgrund isolierter Aufschlüsse.

Die Entwicklungsgeschichte von submarinen Fächern über längere geologische Zeit kann von verschiedenen Faktoren abhängen: (1) von der Natur und Menge des geschütteten Sediments (bestimmt durch Meeresspiegel-/Klimaschwankungen oder tektonische Veränderungen im Liefergebiet); (2) von der Morphologie des Beckens und möglichen Veränderungen durch Tektonik oder katastrophales Eingleiten grosser Sedimentmassen; (3) von der Anzahl der Liefergebiete, die wechselweise oder gleichzeitig aktiv sein können.

Die Arbeit in alpinen Flyschen wird darüber hinaus durch weitere Faktoren erschwert: (1) die Flysche liegen häufig in Decken- oder Deckenfragmenten vor, (2) die ursprüngliche paläogeographische Lage der Becken ist nicht immer klar und (3) die Liefergebiete müssen nicht erhalten sein.

5.2 Untersuchungen von hemipelagischen und turbiditischen Peliten

BROUWER (1965) konnte erstmals im Schlieren- und Gurnigel-Flysch in grauen turbiditischen und grünen hemipelagischen Peliten unter anderem kieselige agglutinierte Foraminiferen studieren, unterschied jedoch nicht zwischen hemipelagischen und turbiditischen Peliten. Er folgerte, dass diese «Rhabdamminen»-Fauna eine Sedimentation unter der CCD (Carbonate Compensation Depth) anzeige (siehe Diskussion in Abschnitt 7.1). Die Annahme von HUBERT (1967), dass die hemipelagischen Pelite im Schlieren-Flysch Karbonat führen, kann in der Folge zum Grossteil widerlegt werden.

In HESSE (1975) ist eine ausführliche Übersicht von Unterscheidungskriterien von turbiditischen und nicht-turbiditischen Peliten aufgeführt, die noch durch das mögliche verschiedene Gefüge der Tonpartikel ergänzt werden könnte (O'BRIEN et al. 1980).

Nachdem VAN STUIJVENBERG (1979) und MOREL (1980) in einer grossen Anzahl Proben die Unterscheidung von hemipelagischen und turbiditischen Peliten im Gurnigel-Flysch aufgrund der «Rhabdamminen»-Fauna und des Karbonatgehaltes nachgewiesen haben, war es angebracht, nach BROUWER (1965) diese Arbeit auch im Schlieren-Flysch weiterzuführen: Es sollten dadurch die feldgeologischen Befunde überprüft und vor allem die Anwesenheit hemipelagisch reicher Sequenzen nachgewiesen werden.

5.2.1 Methode

Die Aufbereitung der Proben erfolgte im üblichen Schlammverfahren – unter Zuhilfenahme von Desogen (Ciba-Geigy). Von den einzelnen getrockneten Siebfraktionen wurden anschliessend mit dem Drehrohr-Probenteiler kleine Mengen abgetrennt. Dabei war zu beachten, bioturbirte Proben möglichst zu eliminieren. Unter dem Binokular wurden dann alle Formen bestimmt, gezählt und in Gruppen zusammengefasst (vgl. Fig. 4), die folgende Arten enthielten:

Ia *Astrorhiza* / *Rhabdammina*:

Astrorhiza sp. 1, *Astrorhiza* sp. 2, *Rhabdammina* sp., *Rh. cylindrica*, *Rh. linearis*.

- Ib *Bathysiphon / Dendrophyra / Hyperammina:*
Bathysiphon sp., *Dendrophyra* sp., *D. latissima*, *D. robusta*, *Hyperammina* sp., *H. grzybowskii*, *H. subnodiformis*.
- II *Ammodiscus / Glomospira / Glomospirella:*
Ammodiscus sp., *A. glabratus*, *A. latissimus*, *A. tenuissimus*, *Glomospira* sp., *G. charoides*, *G. gordialis*, *G. irregularis*, *G. serpens*, *Glomospirella gaultina*, *G. gorayskii*.
- III *Reophax / Kalamopsis / Saccammina / Hormosina / Rzehakina:*
 Reophaciidae, *Reophax* sp., *R. scalaria*, *R. splendidus*, *Kalamopsis* sp., *K. grzybowskii*, *Psammosphaera* sp., *P. laevigata*, *Saccammina* sp., *S. placenta*, *H. ovulum*, *Nodellum* sp., *Rzehakina* sp., *R. epigona*, *R. fissistomata*.
- IV *Trochamminoides / Recurvoidea / Haplophragmoides:*
Trochamminoides sp., *T. contortus*, *T. coronatus*, *T. elegans*, *T. folius*, *T. irregularis*, *T. proteus*, *Trochammina* sp., *T. quadriloba*, *T. globigeriniformis*, *Recurvoidea* sp., *R. contortus*, *R. deflexiformis*, *R. imperfectus*, *R. trochamminiformis*, *Thalmanrecurvoidea* sp., *Haplophragmoides* sp., *H. bulloides*, *H. dessucatus*, *H. cf. kirki*, *H. walteri*, *H. suborbicularis*.
- V *Spiroplectammina:*
Spiroplectammina sp., *Sp. spectabilis*, *Sp. dentata*.
- VIa Kalkige benthonische Formen:
Textularia spp., *Verneuilina* sp., *Gaudryina* sp., *Nodosaria* sp., *Dentalina* sp., *Fissurina* spp., Bolivinitidae, Uvigerinidae, *Valvulneria* sp., *Heterohelix* sp., *Cibicides* sp., Caucasiidae.
- VIb Kalkige planktonische Formen:
Globigerina spp., *Globorotalia* spp.

5.2.2 Resultate und Diskussion (siehe Fig.4)

Es können im Schlieren-Flysch folgende Unterscheidungskriterien mit ihrer Wertung erstellt werden:

Die *Variabilität* der kieseligen Fauna ist in hemipelagischen Peliten deutlich höher (23 % der möglichen Spezies) als in turbiditischen Peliten (6 %). Im oberen Teil der Serie können hemipelagische Pelite vereinzelt dickschalige Kalkschaler führen; gutes Unterscheidungsmerkmal.

Farbe: Nach der Übersicht (Fig.4) ist keine klare Unterscheidung möglich; es muss jedoch hinzugefügt werden, dass hier unter den turbiditischen Peliten bezüglich Farbe eine eher pessimistische Auswahl getroffen wurde. In vielen Fällen ist die Unterscheidung «grau» für turbiditische und «grün» für hemipelagische Pelite zutreffend, sie ist jedoch mit Vorsicht anzuwenden; mittleres Unterscheidungsmerkmal.

Quarz: Es zeigt sich ein deutlicher Trend der turbiditischen Pelite zu Quarzgehalten in den größeren Fraktionen; gutes Unterscheidungsmerkmal.

Glaukonit: Gleicher Trend wie beim Quarz, jedoch zu den feineren Fraktionen verschoben; gutes Unterscheidungsmerkmal.

Karbonatgehalt: Im allgemeinen enthalten hemipelagische Pelite kein oder sehr wenig Karbonat. Turbiditische Pelite führen häufiger Karbonat als es in Figur 4 zum Ausdruck kommt. In dünnen Schichten von turbiditischen Peliten kann das Karbonat in Form von kalkigen Organismen vielleicht durch postsedimentäre Lösung verloren gegangen sein. In mächtigen turbiditischen Peliten kann hingegen aufgrund der Gradierung, die eine Abnahme des größeren organischen Detritus bewirkt, der Karbonatgehalt gegen oben abnehmen: z. B. die Proben Wi557 bis 562 und 552 bis 556 in Profil XXII (Fig.29); in Wi557 bis 562 nimmt der Karbonatgehalt von 33 % auf 23 % ab; in Wi552 bis 555 nimmt er von 22 % auf 17 % ab, im darauffolgenden hemipelagischen Pelit beträgt er 3 %; mittleres Unterscheidungsmerkmal.

FORM.	Proben Wi	Foraminiferen - Gruppen	n	(N'/N) agg!	Farbe nach "GSA Rock-Color Chart"	Quarz	Glauko- nit	% CaC ₃
OB SCHL.- -SANDST.	293		25	0,18	greenish gray	f	f	4
	287		58	0,20	greenish gray	f	f	4
	175		57	0,18	greenish gray	f	-	1
SCHONI- -SANDSTEIN	125		144	0,23	dusky yellow green	f	f	2
	822		17	0,08	grayish olive	f	f	6
	103		100	0,26	dark greenish gray	f m	f	5
	827		57	0,20	grayish olive	f	f	2
	830		26	0,06	L. grayish olive	f	f	5
OBFERE TONST.-SCH.	867b		28	0,14	grayish olive	f m	f	0
	675		38	0,12	grayish red	f m	f	0
	866		39	0,15	grayish olive green	f m	f	0
	864a		35	0,14	grayish olive	f	f	0
	731		144	0,26	light olive	-	-	1
	67		41	0,26	dark greenish gray	f m g	f m	1
GUBER-SANDSTEIN	537		46	0,18	green black	f	f	1
	855		69	0,29	grayish olive	f m	f	0
	852		104	0,32	dusky yellow green	f	f	0
	851		75	0,25	grayish olive	f	f	0
	850		117	0,40	olive gray	f m	f	0
	795		150	0,31	olive gray	f	f	0
	871		139	0,34	grayish olive	f m	f	0
UNTERE TONSTEIN - SCHICHTEN	870		33	0,12	olive black	f	f	0
	869		86	0,32	greenish black	m	f	0
	62		170	0,42	dark greenish gray	f	f	1
	59		106	0,32	dark greenish gray	f	f	0
	868		105	0,38	dark greenish gray	f m	f	0
	865		143	0,42	olive black	f	f	2
	46		107	0,34	olive gray	f m	f	0
	45		60	0,26	olive gray	f m	f	3
BASALER SCHL.-F. Danien	14		76	0,23	dark greenish gray	f	f	1
	211		46	0,15	dark greenish gray	f	f	1
	209		48	0,28	dark greenish gray	f	f	0
	Maas		45	0,17	dusky yellow green	f	f	2

turbiditische Pelite (Auswahl)	259		11	0,05	dark greenish gray	f m g	f m	3
	821		19	0,06	dark greenish gray	f m g	f m	2
	820		21	0,02	dark greenish gray	f m g	f m g	37
	825		40	0,18	grayish olive	f m g	f	2
	678		62	0,03	olive gray	f m g	f m	26
	196		6	0,02	dark greenish gray	f m g	f m	0
	194		13	0,09	dark greenish gray	f m g	f m	0
	26		8	0,09	greenish gray	f m	f m	13
	867a		4	0,05	dark gray	f m	f m	0
	19		24	0,18	olive black	f m g	f m	0

- Ia *Astrorhiza / Rhabdammina*
 Ib *Bathysiphon / Dendrophyra / Hyperammina*
 II *Ammadiscus / Glomospira / Glomospirella*
 III *Reophax / Kalamopsis / Saccamina / Hormosina / Rzehakina*

- IV *Trochamminoides / Recurvoides / Haplophragmoides*
 V *Spiroplectammina*
 VIIa *kalkige benthonische Formen*
 VIIb *kalkige planktonische Formen*

- Siebfractionen:
 F 63 - 125 μ
 m 125 - 250 μ
 g 250 - 500 μ
 n = Σ kieselige u. kalkige Arten
 N' = Σ bestimmte kieselige Arten
 N = Σ mögliche kieselige Arten

Fig. 4: Zur Unterscheidung von hemipelagischen und turbiditischen Peliten nach der Fauna und deren Variabilität, Farbe, Quarz-, Glaukonit- und Kalkgehalt (hemipelagische Pelite oben).

Andere Merkmale: Sowohl hemipelagische als auch turbiditische Pelite enthalten Radiolarien und Fischzähne. Echinodermen- und Inoceramen-Bruchstücke treten eher in turbiditischen Peliten auf.

Zusammenfassend kann festgestellt werden, dass nach den obigen Kriterien, die im Feld notwendigen Unterscheidungen nach Farbe und Karbonatgehalt nicht immer ausreichend sind.

Die Verteilung der kieseligen Foraminiferen-Gruppen zeigt in den hemipelagischen Peliten einen leichten Trend zur Gruppe Ib «*Bathysiphon / Dendrophyra / Hyperammina*» auf Kosten von Ia «*Astrorhiza / Rhabdammina*» im Schoni-Sandstein und Oberen Schlieren-Sandstein.

5.3 Sedimentologische Profile und Beschreibungen

MUTTI & RICCI LUCCHI (1972, 1975) und MUTTI (1979) erstellten eine Klassifikation der turbiditischen Fazies s.l., die eine Beschreibung in kurzer Form erlaubt (siehe Kolonne III in den sedimentologischen Profilen).

Im folgenden wird erläutert, wie diese Fazies-Typen in der vorliegenden Arbeit interpretiert werden:

Fazies A: Mittel- bis dickbankige Schichten mit siltig/sandiger Matrix, die größere Komponenten von intrabasinalen Sandstein- und Pelit-Paketen (z.T. verfaltet) oder kleinere Sandsteinfragmente und Pelit-Klaste enthalten. Wegen der Verformung und Rundung der groben Komponenten kann angenommen werden, dass sie zur Zeit des Transportes noch nicht lithifiziert waren. Sie sind häufig bankparallel angeordnet. Kristalline und sedimentäre Gerölle sind selten. Diese Bänke sind nur schwach zementiert (→ Mürbsandstein). In einzelnen Fällen sind die Basis und/oder der obere Teil besser sortiert und massiv ausgebildet, was auf Turbulenz während des Fließens an den Grenzflächen dieser als «debris flow» interpretierten Lagen hinweist. Die Bezeichnung «Mürbsandstein» wurde wegen der Ähnlichkeit dieser Schlieren-Flysch-Fazies mit den in ostalpinen Flyschen beschriebenen Sandsteinen dieser Art gewählt. Sie konnte vom Autor direkt mit den Mürbsandsteinen in den Sieveringer Schichten (siehe z.B. PLÖCHINGER & PREY 1974) verglichen werden.

Fazies B₁: Mittel- bis dickbankige, meist grobkörnige, schlecht sortierte, im oberen Teil schwach gradierte Lagen; die Sedimentstrukturen sind sehr vielfältig: «dish structures» oder konvex nach oben gebogene Parallel-Laminierungen, grobe Parallel-Laminierung, Schlieren von größeren Körnern, Ballstrukturen; parallel oder wirr verteilte Pelit-Klaste, Sandgänge, im obersten Teil manchmal Strömungsrippeln; keine Strömungsmarken, häufig Belastungsmarken.

Fazies B₂: Matrixfreie, dünnbankige, diskontinuierliche bis linsige konglomeratische Lagen mit paralleler und schräger Schichtung.

Fazies C₁: Mittel- bis dickbankige, mittel- bis grobkörnige, «coarse-tail»-gradierte (MIDDLETON 1967), pelitarme Turbidit-Lagen; keine sedimentären Strukturen ausser schwache Strömungsrippeln im obersten Teil, häufig Belastungsmarken und Schleifmarken, selten Strömungswülste.

Fazies C₂: Der klassische Bouma-Zyklus; es können jedoch die feinkörnigen Intervalle fehlen, so dass nur T_{a-c} oder T_{a-b} ausgebildet sind. Diese Sandsteine sind dünn- bis mittelbankig und führen häufig Strömungswülste auf der Bankunterseite.

Fazies D: Dünn- bis mittelbankige, feinkörnige Turbidite. Das massive gradierte Intervall fehlt, und mit abnehmendem Sand-Anteil (d.h. T_b , T_c) nimmt der Pelit-Anteil T_e proportional zu. Das Verhältnis der Mächtigkeit von Sandstein zu Pelit in solchen unvollständigen Bouma-Zyklen bestimmt die Unterteilung in folgende Subfazies: $D_1 = \text{Sandstein} > \text{Pelit}$, $D_2 = \text{Sand}$

I. LITHOLOGIE

	Bentonit		sandiger Siltstein		"bruit de fond" (Sandstein < 10 cm und Pelite)
	roter Tonstein		Sandstein		Rutschfaltung von Sandstein, Silt und Tonstein
	grüner Tonstein		konglomeratischer Sandstein		Profilteil nicht aufgeschlossen
	grüner Siltstein		Konglomerat		Profil im gleichen Aufschluss jedoch anderweitig fortgesetzt
	turbiditischer Kalk		Mürbsandstein		tektonischer Kontakt
	stark karbonathaltiger Siltstein		intrabasale Pelit/Sandstein-Klaste		
	Siltstein		Profilende innerhalb der Bank		

II. STRUKTUREN, KORNERGRÖSSEN, BIOTURBATIONEN, ALTER u.s.w.

	konvolute Schichtung		"dish structures"		Strömungswulst
	linsige Rippelschichtung		aufgebogene Parallelschichtung		Stossmarke
	Rippelschichtung		Ballenstruktur		Fächermarke
	wellige Schichtung		Sandgang		Strömungskamm
	Parallelschichtung		parallel gelagerte Pelitklaste		Rippelmarke
	massiv ohne Struktur		wirr gelagerte Pelitklaste		Rillenmarke
	Schrägschichtung		umgearbeitete Sedimentoberfläche		Quastenmarke
	Dünenschichtung		Flammenstruktur		Strömungsstreifung
	grobe, wellige Schichtung		schlierige Struktur		Belastungsmarke
	grobe Parallelschichtung				seitlich auskeilende Bank
$\varnothing > 1$ Konglomerat			Kohleschmitzen		verschweisste Bankung (Amalgamation)
-1-0 sehr grober Sandstein			roter Tonstein im "bruit de fond"		seitliches Aufsplittern von Bänken
0-1 grober Sandstein			Bentonit im "bruit de fond"		
1-2 mittlerer Sandstein			"Ölquarzit"		
2-3 feiner Sandstein			Rutschfaltung mit Bewegungssinn		
< 4 Silt- und Tonstein			Nannoplanktonzone		
			Probnummer		
					Bioturbation allgemein
					Wühlgefüge
					Chondriten
					Zoophycos
					Helminthoiden
					schlecht aufgeschlossen oder schwer zugänglich
					tektonisierter Profilteil

III. FAZIESTYPEN NACH MUTTI & RICCI LUCCHI (1972, 1975, 1979)

ausserhalb der Profilkolonnen :

	positiver Zyklus		negativer Zyklus		Füllung von erosiver Rinne
--	------------------	--	------------------	--	----------------------------

Fig. 5: Legende zu den sedimentologischen Profilen.

stein \simeq Pelit, $D_3 =$ Sandstein $<$ Pelit. Im Schoni- und Oberen Schlieren-Sandstein kann die D_3 -Fazies jedoch bis zu 5 m Mächtigkeit erreichen. Die D -Fazies weist an den Bankunterseiten häufig Strömungswülste auf.

Fazies F: Postsedimentäre Rutschung oder Rutschfaltungen.

Fazies G: Hemipelagische, autochthone Ton- und Siltsteinlagen; Intervall e^p nach WEIDMANN (1967); grünlich-grau, oliv-grün und rot.

Andere Fazies-Typen, die im Schlieren-Flysch beobachtet werden konnten, sind folgende:

Fazies R (siehe Abschnitt 5.5.2; «R» steht für «reworking»):

1. Dünne (1–3 cm) Lagen mit gewellten oder ebenen Begrenzungen bei Rippel- oder Parallelschichtung, z. T. linsig. Die sehr feinen Sand- und Siltsteine sind im Gegensatz zu den üblichen Turbiditen sehr gut sortiert und karbonatfrei und in hemipelagische Silte und Tone eingebettet. Sie sind aufgrund ihrer Textur mit der turbiditischen Fazies *E* (MUTTI & RICCI LUCCHI 1972, 1975) nicht zu vergleichen.
2. Die oberen Grenzflächen sandiger Intervalle von Turbiditen, die durch Meeresströmungen umgearbeitet wurden (z. T. in Strömungsrippeln) und direkt von hemipelagischen Peliten überdeckt sind.

Fazies V (siehe Abschnitt 6.8; «V» für «volcanics»): Gelbe, weisse und braune (?) Tonlagen, 0,5–3 cm dick, mikroskopisch und manchmal makroskopisch parallel laminiert; Übergänge zu hemipelagischen Schichten fließend.

Zur sequentiellen Analyse der Turbidit-Fazies im Aufschlussbereich und im Grossbereich steht in der Literatur eine grosse Zahl von Beispielen zur Verfügung, die für die Interpretationen verwendet wurden: NORMARK (1970, 1974), MUTTI & RICCI LUCCHI (1972, 1974, 1975), NELSON et al. (1978), RICCI LUCCHI (1975), MUTTI (1977, 1979), WALKER (1978), u. v. a.

In den folgenden Abschnitten werden kurze sedimentologische Beschreibungen und Angaben zu den mittleren Strömungsrichtungen für die einzelnen lithostratigraphischen Einheiten gegeben. Diese werden jeweils von einer sedimentologischen Interpretation gefolgt. Die Strömungsrichtungen werden nochmals im Abschnitt 5.4 und Figur 32 zusammengefasst. Da die endgültige sedimentologische Interpretation mit den petrographischen Ergebnissen abgestimmt werden soll, wird sie später in Abschnitt 7.4 gegeben.

5.3.1 Unterer Basaler Schlieren-Flysch

Wegen der starken Tektonisierung können möglicherweise nur unvollständige Partien dieser Serie beobachtet werden.

Die Profile I und II (Fig. 6 und 7) stehen für mehrere andere Aufschlüsse: Die feinturbiditischen Fazies D_1 – D_3 und manchmal C_2 sind azyklisch oder selten in geringmächtigen Zyklen aneinandergereiht. Die T_e -Intervalle sind karbonathaltig (siehe auch Abschnitt 5.5.1) und die hemipelagischen Tonsteine (Fazies *G*) können passagenweise zurücktreten.

Die Fazies im schematischen Profil III (Fig. 8) stellt einen vollständigen Bouma-Zyklus mit «debris flow»-Intervall an der Basis dar, der in Aufschlüssen von Maastrichtien-Alter mehr oder weniger komplett ausgebildet gefunden werden kann; auch die von SCHAUB (1951) bezeichneten isolierten Konglomerate im Rotbach (1230–1240 m) mit nussgrossen Komponenten gehören dazu. Weitere Fundorte gibt es im Schwandgraben (644.660/185.420), Lombach (632.650/174.675) und beim Mösli (GEIGER 1956, 677.950/200.600), wo eine mehrfache Repetition dieser Sedimentart aufgeschlossen ist. Im Gurnigel-Flysch ist diese Fazies z. B. aus dem Seligraben-Wildflysch bekannt (VAN STUIJVENBERG 1979).

5.3.2 Oberer Basaler Schlieren-Flysch

Die Beobachtungen stützen sich vor allem auf das Profil der Grossen Schliere (Profile IV bis VII in Fig. 9–12), sind jedoch in anderen Aufschlüssen bestätigt worden.

Vom Liegenden ins Hangende dieser Serie ist eine allgemeine Zunahme der Bankmächtigkeiten der Fazies *D* und im oberen Danien ein verstärktes Auftreten von *D*₁ und *C*₂ in geringmächtigen positiven und negativen Zyklen festzustellen, wie es auch in den Figuren 9–12 zum Ausdruck kommt. Die Fazies *G* ist regelmässig, aber nicht in dicken Intervallen anzutreffen.

Die Strömungsrichtungen sind in zwei Hauptrichtungen geteilt, wobei eine Population nach NE, die andere nach SW weist.

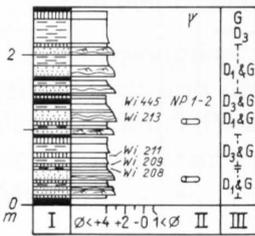


Fig. 9: Profil IV, Oberer Basaler Schlieren-Flysch; Grosse Schliere 800 m (659.900/198.160). Legende siehe Fig. 5.

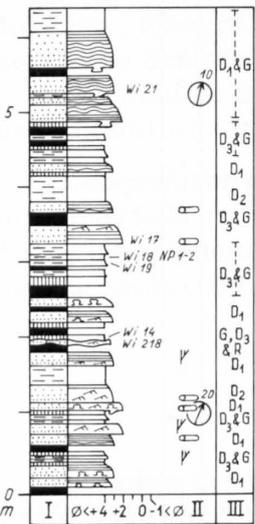


Fig. 10: Profil V, Oberer Basaler Schlieren-Flysch; Grosse Schliere 825 m (659.640/198.220). Legende siehe Fig. 5.

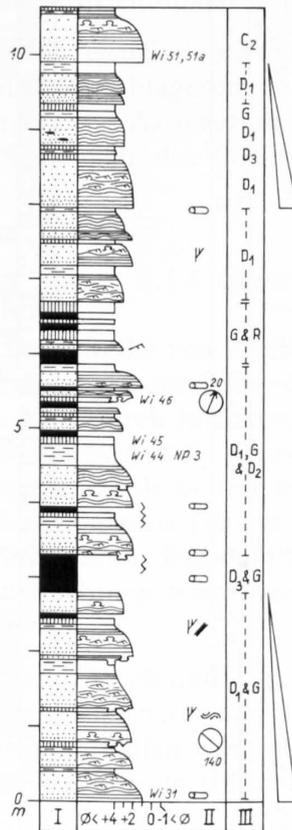


Fig. 11: Profil VI, Oberer Basaler Schlieren-Flysch; Grosse Schliere 840 m (659.540/198.200). Legende siehe Fig. 5.

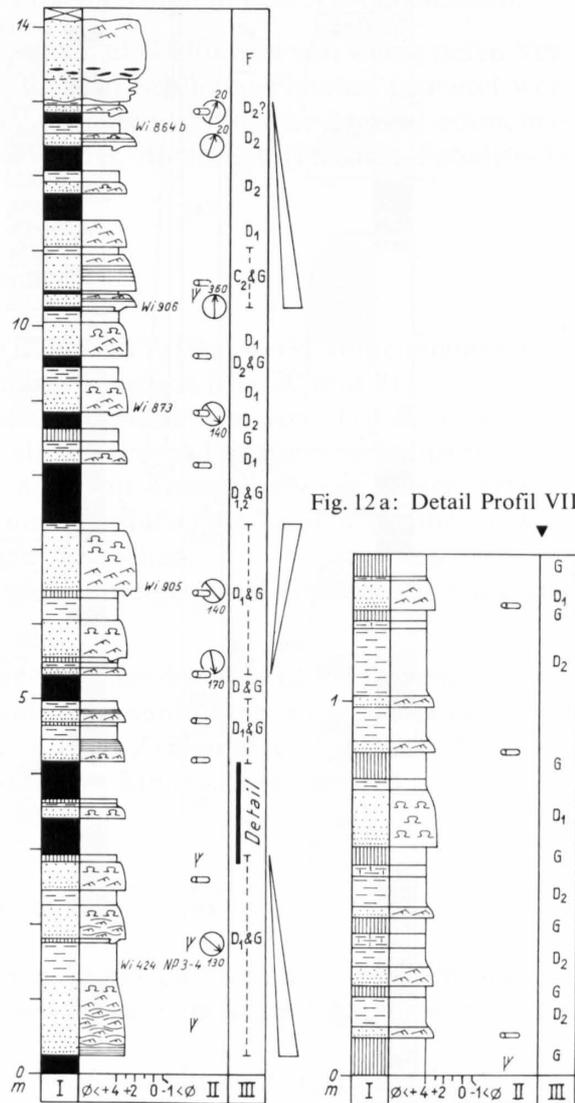


Fig. 12: Profil VII, Oberer Basaler Schlieren-Flysch; Grosse Schliere 850 m (659.500/198.160). Legende siehe Fig. 5.

Interpretation: Das obere Danien des Basalen Schlieren-Flysches stellt ein progradierendes System von geringmächtigen Schüttungsfächern (Loben) oder Kompensationszyklen (JOHNS & MUTTI 1981) über einen randlichen Teil eines Fächersystems dar.

Es können drei Fazies-Assoziationen unterschieden werden:

1. Dünnbankige Sandsteine der Fazies *D*, die häufig direkt von relativ mächtigen dicken Schichten von hemipelagischen Tonen oder Silten gefolgt werden; ferner ist öfters die Einlagerung von «Contouriten» (Fazies *R*) festzustellen.
2. Eine dünnbankige Fazies-Assoziation von D_1 – D_3 und *G*.
3. Mächtigere Sandsteine, z. T. in positiven Zyklen angeordnet, in Fazies C_2 , *D* und *G*.

Diese drei Assoziationen sind mit häufigen Rutschfalten und Ölquarziten wechselgelagert. Die unter 1 ausgeschiedene Fazies scheint im Fürstein-Bereich (externen Faziesbereich) zu dominieren und ist mit Ölquarziten, einer verrutschten Konglomeratbank und einer Bentonit-Lage vergesellschaftet.

Die beobachteten Transportrichtungen weisen ausschliesslich in den NE-Quadranten.

Interpretation: Die Fazies-Assoziation 3 und 2 können als Füllungen von wenig tiefen Verteilerrinnen und deren randliche Ablagerungen des Basalen Schlieren-Flysches gedeutet werden. Die unter Punkt 1 angeführte Assoziation weist auf eine turbiditische Mangelsedimentation hin, die im externen Bereich des Schlieren-Flysches dominiert (Fürstein–Sattelstock-Mulde).

5.3.4 Guber-Sandstein

Diese Serie wurde in einer Reihe von Profilen (IX bis XIV, Fig. 14–19) aufgenommen und durch Interpretationen «à distance» im Guber-Steinbruch ergänzt (Fig. 20 und 21).

Der Guber-Sandstein wird durch hochkonzentrierte Schüttungen vom Typ B_1 , C_1 und C_2 dominiert, die mit Passagen aus Fazies C_2 , *D* und *G* alternieren und häufiger in positiven als in negativen Zyklen angeordnet sind. Als weitere Merkmale sind Amalgamationen, andere erosive Kontakte, Rinnenboden-Konglomerate (Fazies B_2) und im Aufschlussbereich sichtbares Auskeilen von Schichten zu beobachten; Rutschfaltungen sind selten.

Die mittlere Schüttungsrichtung weist nach Osten, untergeordnet finden sich nördliche und nordöstliche Richtungen.

Interpretation (siehe auch Fig. 20 und 21): Der Guber-Sandstein wird als System von wenig tiefen (5–20 m), erosiv-sedimentären, mäandrierenden Rinnenfüllungen und deren randliche Fazies interpretiert. In mehreren Fällen kann über negativen Zyklen eine Fazies von Wallsedimenten beobachtet werden, was auf ein Umschwenken der Rinnenachse hinweist.

5.3.5 Obere Tonstein-Schichten

Beispiele dieser Formation sind im Profil XV (Fig. 22, ungefähr die unteren 10 m) und im Profil XVI (Fig. 23), das aus der Mitte der Oberen Tonstein-Schichten am Fürstein stammt, gegeben.

Sie setzt fast übergangslos im Hangenden des Guber-Sandsteins mit relativ mächtigen grünen und roten Sedimenten der Fazies *G* und *R*, in Wechsellagerung mit z. T. pelitloser turbiditischer Fazies *D* und C_2 , ein. Darüber hinaus sind zahlreiche vulkanische Aschenlagen (Fazies *V*) und einzelne Rutschfaltungen (Fazies *F*) zu beobachten. Der Übergang zu den Fazies-Assoziationen des Schoni-Sandsteins ist im Bereich der Grossen Schliere und von Sörenberg (interner Faziesbereich) fließend, am Fürstein (externer Faziesbereich) erfolgt dies abrupt. Der Übergang am Schlierengrat und Sattelpass scheint eine Zwischenstellung einzunehmen.

Die gemittelten Strömungsrichtungen geben Transporte nach ENE an, streuen jedoch zwischen SE und NW.

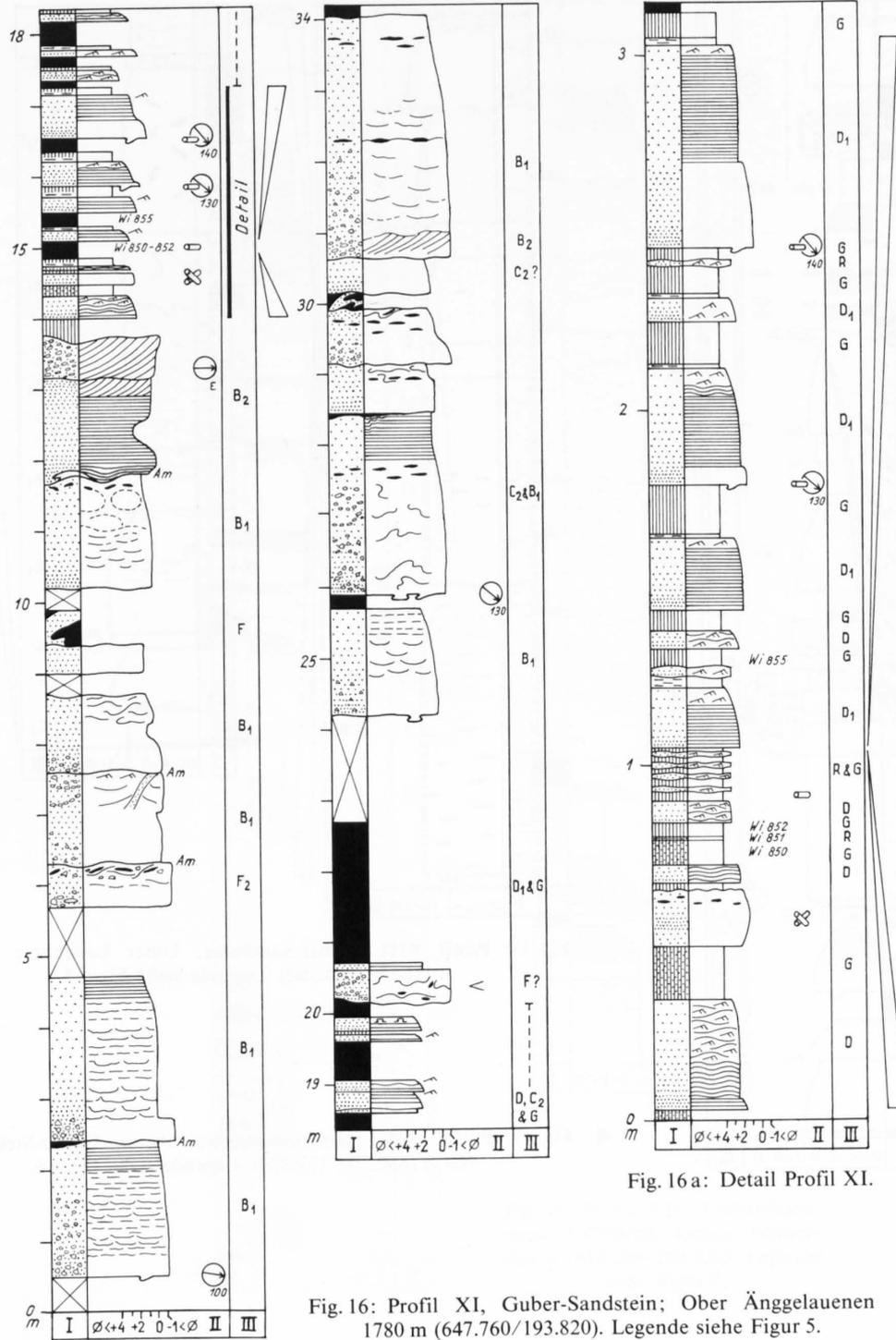


Fig. 16 a: Detail Profil XI.

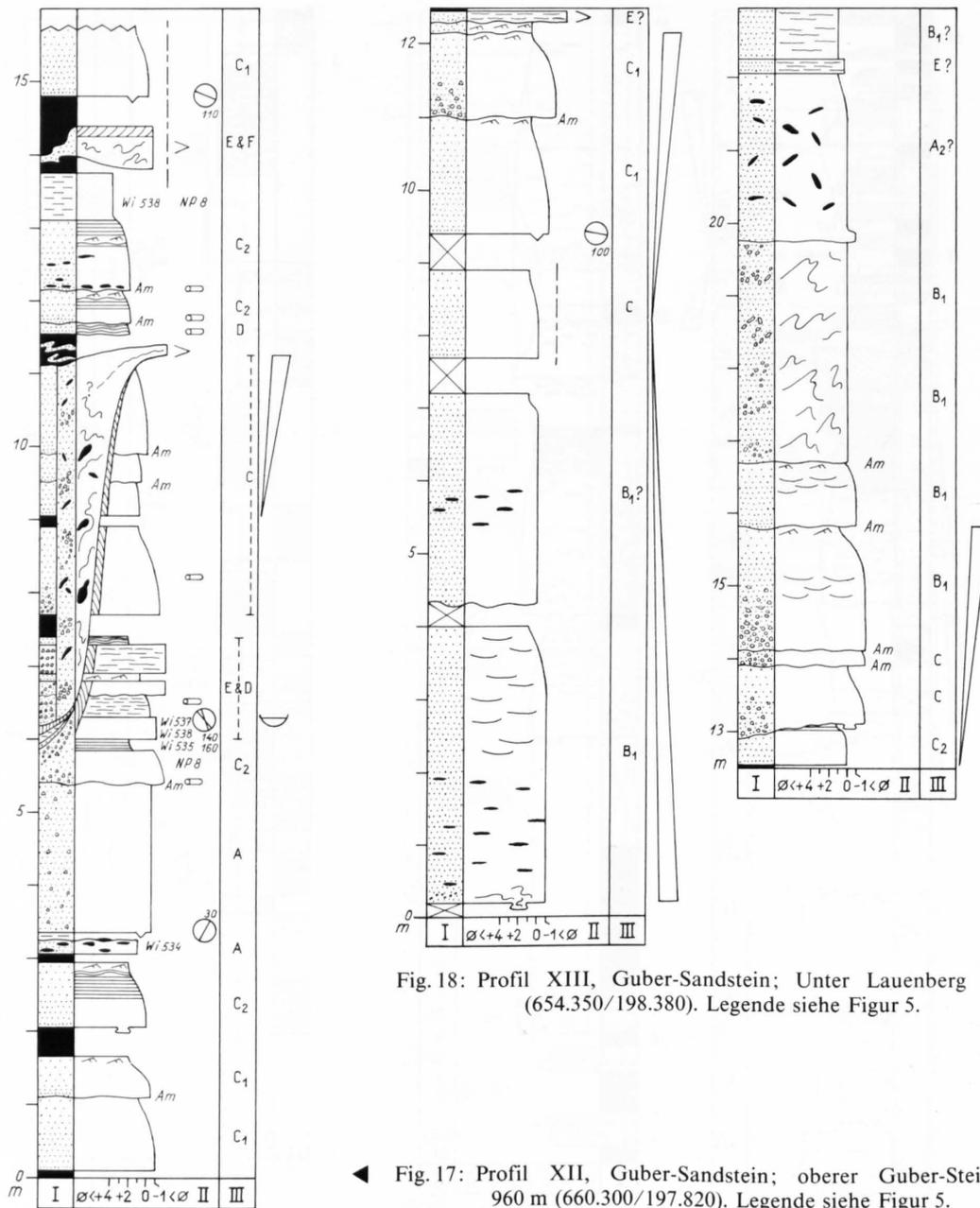


Fig. 18: Profil XIII, Guber-Sandstein; Unter Lauenberg 1520 m (654.350/198.380). Legende siehe Figur 5.

◀ Fig. 17: Profil XII, Guber-Sandstein; oberer Guber-Steinbruch 960 m (660.300/197.820). Legende siehe Figur 5.

Interpretation: Die Oberen Tonstein-Schichten stellen eine hemipelagisch reiche Serie turbiditischer Mangersedimente der abyssalen Ebene dar, die Lagen von synsedimentären Vulkaniten und Anzeichen von untermeerischen Strömungen aufweist. Die gegen den externen Faziesbereich (Schlierengrat und Fürstein) zeitlich verschobene Obergrenze scheint der Ausdruck einer gegen Norden ansteigenden Morphologie des Beckens zu sein, was auch durch die unterschiedlichen Übergänge zum Schoni-Sandstein unterstrichen wird.

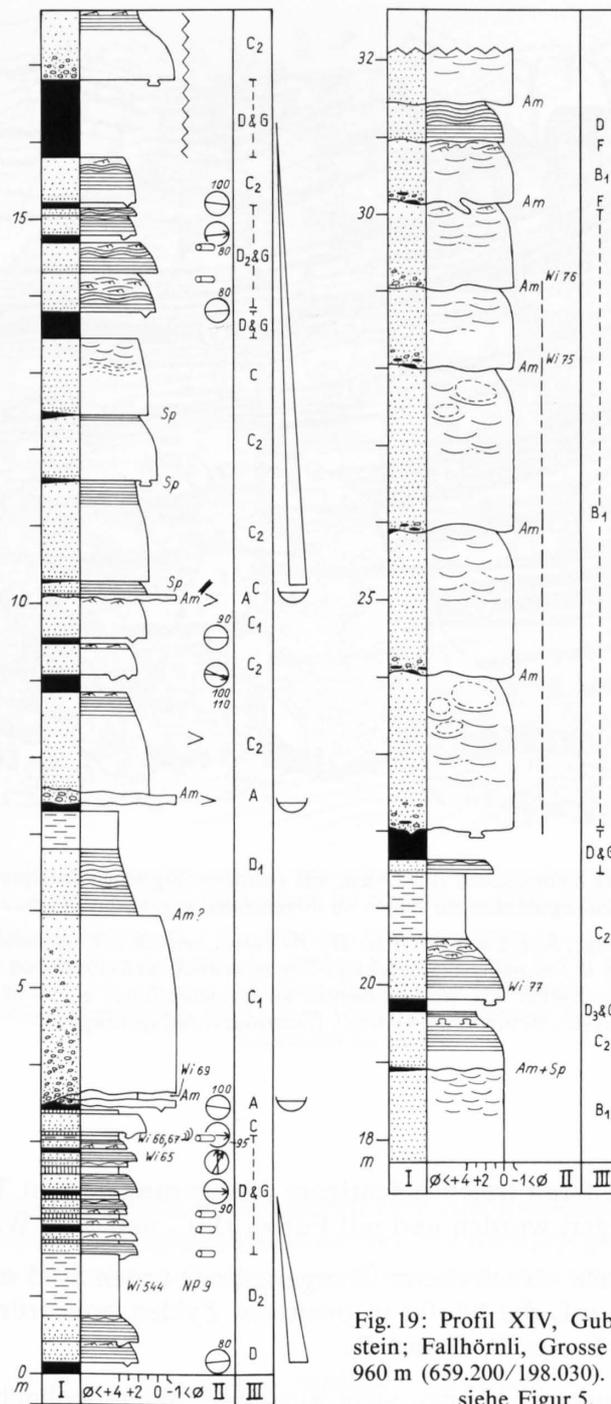


Fig. 19: Profil XIV, Guber-Sandstein; Fallhörnl, Grosse Schliere 960 m (659.200/198.030). Legende siehe Figur 5.

5.3.6 Schoni-Sandstein

Diese Serie ist in den sedimentologischen Profilen XV (Fig. 22, ungefähr von 10 m aufwärts) und XVII bis XXI (Fig. 24–28) dargestellt.

Im Anschluss an die hemipelagisch reichen Oberen Tonstein-Schichten ist folgende Entwicklung zu beobachten:

1. *Unterer Schoni-Sandstein* (im internen Faziesbereich): Vermehrt pelitreiche Sedimente der Fazies D_3 sowie D_2 , D_1 und C_2 , die in geringmächtigen negativen und positiven Zyklen auf-

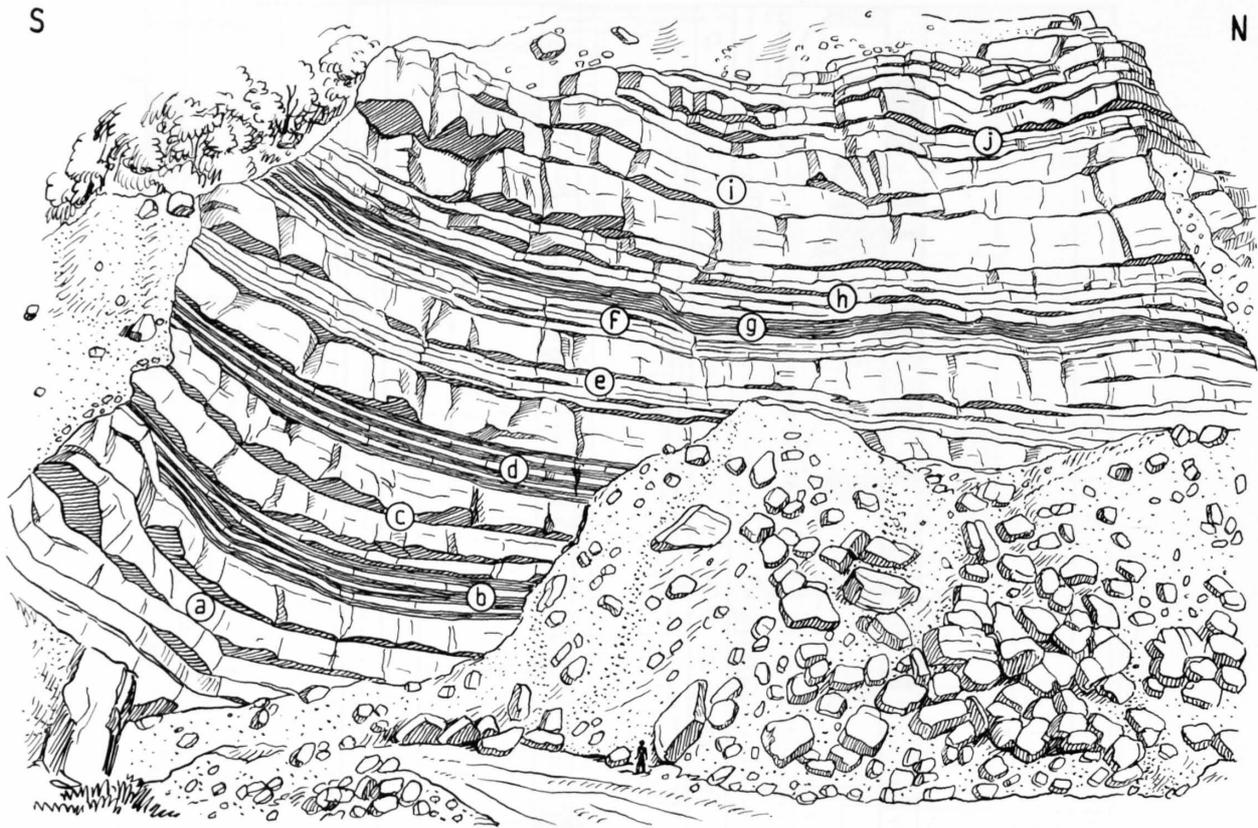


Fig. 20: Ansicht des unteren Guber-Steinbruches von Osten, mit sedimentologischen Interpretationen (Abbaustand 1979). Die Strömungsrichtungen zeigen im allgemeinen gegen den Beschauer.

a = negativer Zyklus (Rinnenfüllung); *b, d, g* = pelitreiche D_2/D_3 -Fazies, seitlich z. T. auskeilend (Wallsedimente und Zwischenrinnen-Ablagerungen *d*); *e, f, h, j* = pelitarme Sandstein-Fazies, seitlich auskeilend und/oder amalgamiert (randliche Rinnenfüllungen); *b-c* = negativer Zyklus von Wallsedimenten zu Rinnenfüllung; *g-j* = negativer/positiver Zyklus von Wall-, Rinnenrand-Rinnen-, Rinnenrand-Ablagerungen.

treten können. Im weiteren treten mächtigere Ablagerungen vom Typ C_1 und B_1 auf, die z. T. in Zyklen abgelagert wurden und mit Fazies D , C_2 und G in Wechsellagerung stehen.

2. *Oberer Schoni-Sandstein*: Nach dieser Übergangszone treten 5–15 m mächtige Bündel von Fazies B_1 , C_1 und C_2 auf, die häufig in positiven Zyklen angeordnet sind. Sie stehen in Wechsellagerung mit Fazies D , G und B_1 .

Im ganzen Schoni-Sandstein können viele Rutschfaltungen beobachtet werden sowie kürzere und längere Passagen mit der Fazies-Assoziation der Oberen Tonstein-Schichten (z. B. Profil XVIII bei 205–211 m, Profil XIX bei 40–45 m und Profil XVII, Detail *A* und *B*).

Die unter Punkt 1 beschriebene Fazies-Assoziation ist im externen Bereich (Fürstein) nicht und am Schlierengrat nur teilweise ausgebildet.

Die Strömungsrichtungen zeigen generell Transporte nach NE und E an.

Interpretation: Über den reliefbildenden Oberen Tonstein-Schichten folgt im internen Faziesbereich als Unterer Schoni-Sandstein eine progradierende, dünnbankige Serie von Schüttungsfächern und Verteilerrinnen mit NE gerichteten Transporten im Bereich Sörenberg (siehe Profil XVIII, Fig. 25) und ostwärts gerichteten Schüttungen im Bereich der Grossen Schliere (Profil XV, Fig. 22), die den externen Faziesbereich nicht erreicht hat. Darüber legt sich im gan-

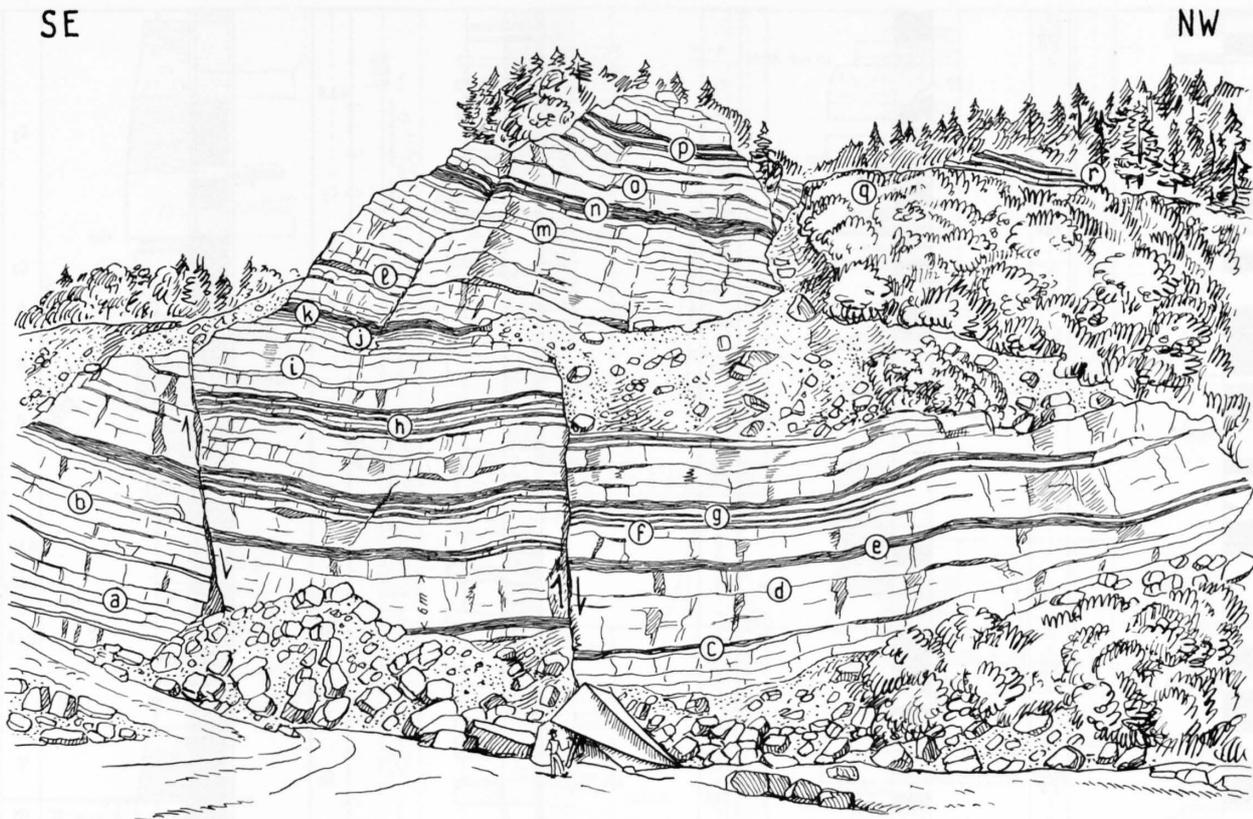


Fig. 21: Ansicht des oberen Guber-Steinbruches von NE, mit sedimentologischen Interpretationen (Abbaustand 1979). Die Strömungsrichtungen weisen im allgemeinen gegen Osten.

a, b, l, m = negative Zyklen (Rinnenfüllungen), z.T. gefolgt von Wallsedimenten (*n*); *c-e* = sedimentologisches Profil XII; *c* = Fazies D_3 und B_2 (Rinnenboden-Konglomerat); *d* = erosive Rinnenfüllung; *e, n* = z.T. diskontinuierliche und rutschgefaltete Fazies D_3 (Wallsedimente); *f-g, i-k, o-p* = positive Zyklen (Rinnenfüllungen, Rinnenrand- und Wallsedimente); *q* = Fazies turbiditischer Mangelsedimentation der Oberen Tonstein-Schichten; *r* = progradierende Fazies des Unteren Schoni-Sandsteins.

zen Schlieren-Flysch als Oberer Schoni-Sandstein eine dominierende massive Fazies von Rinnenfüllungen, Wall- und Zwischenrinnen-Sedimenten mit ostwärts gerichteten Transporten. Sie folgt somit im externen Faziesbereich (Fürstein) direkt über den Oberen Tonstein-Schichten.

5.3.7 Oberer Schlieren-Sandstein

Der Übergang vom Schoni-Sandstein ist nicht aufgeschlossen, doch scheint er graduell zu verlaufen. In den Profilen XXII, XXIII und XXIV (Fig. 29–31) sind einige Beispiele dieser Fazies gezeichnet.

Die Fazies-Assoziation besteht aus häufig positiven, 10–30 m mächtigen Bündeln von Fazies B_1 , C_1 , C_2 und D , die mit Fazies A_2 (Mürbsandsteine) und Passagen mit vornehmlich Fazies D_3 , G und untergeordnet D_1 – D_2 und C_2 alternieren. Rutschfaltungen sind sehr verbreitet.

Die Strömungsrichtungen geben einen mittleren Transport nach Osten an, untergeordnet sind nördliche und nordöstliche Richtungen zu beobachten. Es konnten auch zweimal Schleifmarken an der massiven Basis von Mürbsandsteinen (siehe 5.3) mit S–N- und SW–NE-Linearitäten eingemessen werden.

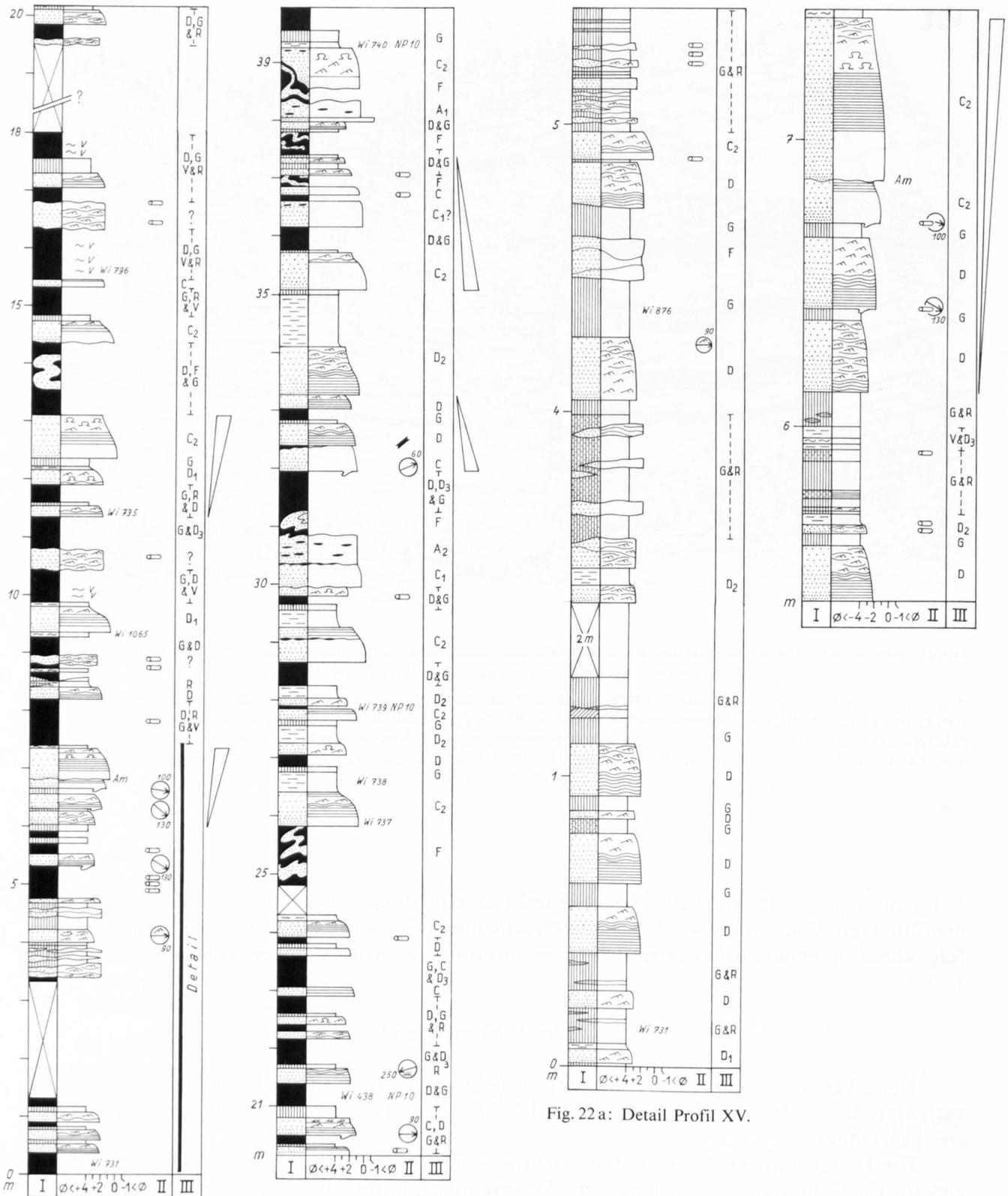
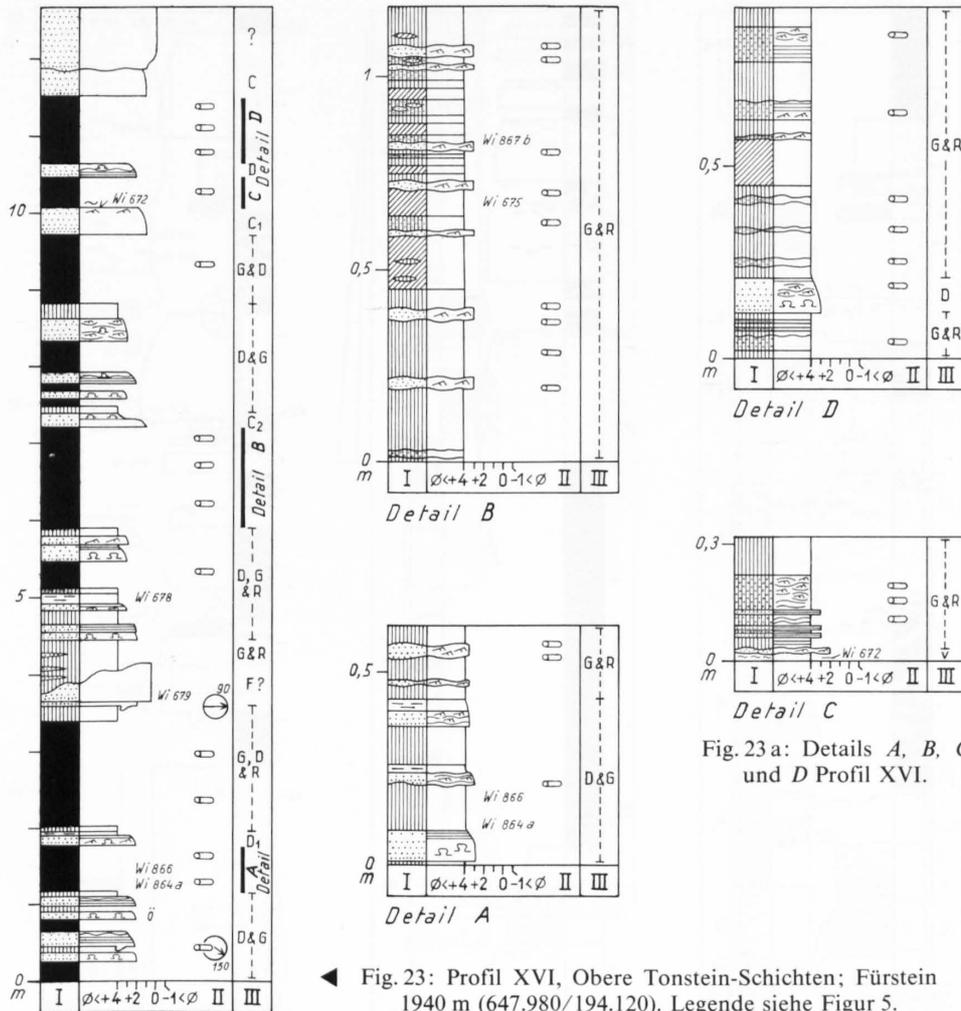


Fig. 22 a: Detail Profil XV.

Fig. 22: Profil XV, Obere Tonstein-Schichten und Unterer Schoni-Sandstein; Chistenwald 1030 m (660.180/197.740).
Legende siehe Figur 5.



◀ Fig. 23: Profil XVI, Obere Tonstein-Schichten; Fürstein 1940 m (647.980/194.120). Legende siehe Figur 5.

Interpretation: Die positiven Zyklen können als wenig erosive, flache bis tiefere, W-E orientierte Rinnenfüllungen gedeutet werden, zumal sie in mehreren Fällen im obersten Teil schöne Rinnenrand-Fazies aufweisen. Die weitverbreiteten pelitreichen Sequenzen können zu einem kleineren Teil dazugehörige Wallsedimente darstellen; der grössere Teil jedoch kann zusammen mit den Mürbsandsteinen als Ablagerung des unteren Kontinentalabhanges mit nördlich bis nordöstlich gerichteten Schüttungen interpretiert werden.

5.4 Paläoströmungen

Zum Einmessen der Sohlmarken mussten die Schichten in horizontale Lage umgeklappt werden. Weitere Korrekturen wurden nicht durchgeführt, da nur ein geringes axiales Gefälle der zylindrischen Falten zu beobachten war und die damit erreichten Korrekturen im Bereich der individuellen Messfehler und der möglichen lokalen Variationen gelegen wären. In Figur 32 wurden die Messungen in der Annahme zusammengefasst, dass die Strömungslinierungen (Rillenmarken, Quastenmarken) keinen den richtungsweisenden Sohlmarken (Strömungswülste, Stossmarken, Fächermarken und Strömungskämme) entgegengesetzten Transport anzeigen.

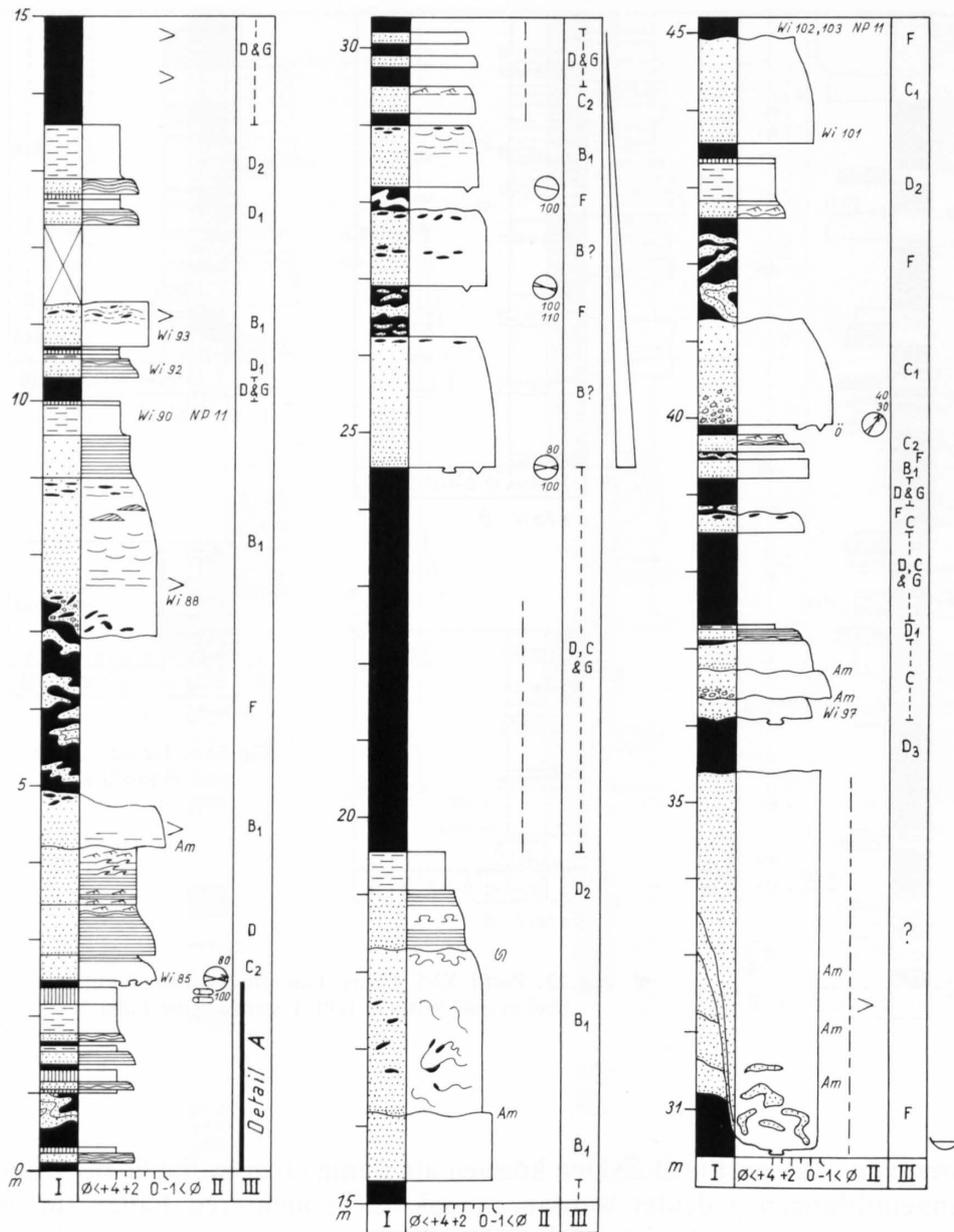


Fig. 24: Profil XVII, Unterer und Oberer Schoni-Sandstein; Grosse Schliere 1000 m (658.920/197.840).
 Legende siehe Figur 5.

Die Strömungen im Oberen Basalen Schlieren-Flysch sowie in den Unteren und Oberen Tonstein-Schichten zeigen dominante Richtungen nach NE. Der obere Basale Schlieren-Flysch weist im progradierenden Anteil (oberes Danien) auch SE-Richtungen auf (siehe dazu Abschnitt 7.2). Die ermittelten Transportrichtungen im Unteren Schlieren-Flysch sind wegen der starken Tektonisierung nicht signifikant, stehen aber auch nicht in krassem Widerspruch zu den übrigen Messungen im Basalen Schlieren-Flysch. Im Guber-Sandstein, Schoni-Sandstein und Oberen Schlieren-Sandstein nehmen östlich gerichtete Strömungen überhand. Die Konvergenz der Mittelwerte vom externen und internen Faziesbereich könnte auf eine beidseitige Begrenzung des Beckens hinweisen.

Die Strömungsrichtungen im internen Faziesbereich des Schoni-Sandsteins zeigen eine klare bipolare Verteilung (siehe dazu z. B. die Entwicklung der Sohlmarken im Unteren und

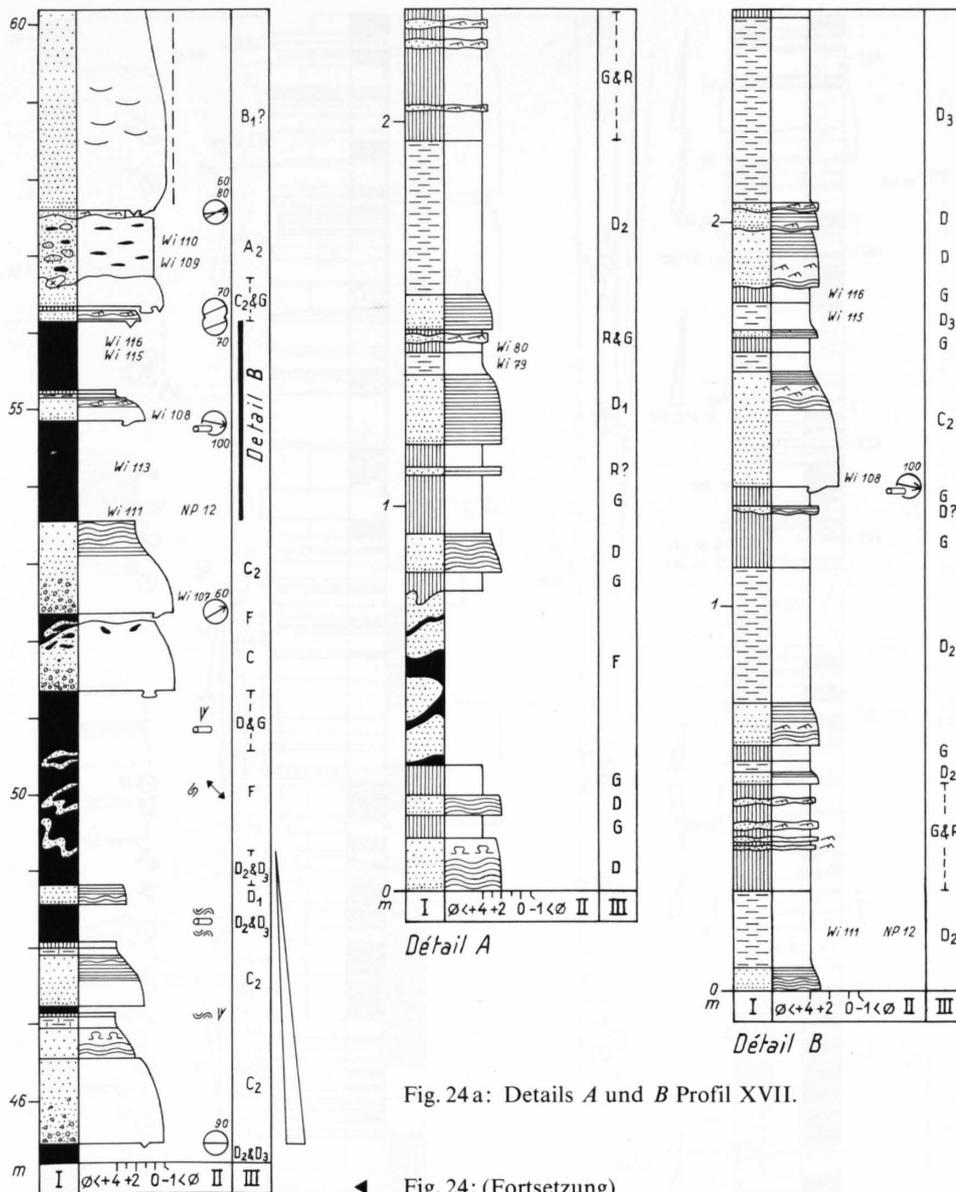


Fig. 24 a: Details A und B Profil XVII.

◀ Fig. 24: (Fortsetzung)

Oberen Schoni-Sandstein im Profil XVIII, Fig. 25), die auch in den anderen Formationen mehr oder weniger deutlich ausgebildet ist.

Die in dieser Arbeit ermittelten Transportrichtungen sind ähnlich denen von Hsü (1960), der die Divergenz der Werte von Strömungswülsten und Rillenmarken besonders im Profil der Grossen Schliere konstatierte und auf verschiedene Stadien ein- und derselben Turbidit-Sedimentation zurückführte. Es konnte hier jedoch festgestellt werden, dass die hochkonzentrierten Fazies A_2 , B_1 , C_1 und z. T. auch C_2 , wie sie im Guber-Sandstein, Oberen Schoni-Sandstein und im Oberen Schlieren-Sandstein vorkommen, wegen der geringen oder fehlenden Turbulenz und der hohen Energie des Fliessens vorwiegend Rillenmarken führen. Die Fazies C_2 und D des Basalen Schlieren-Flysches, der Tonstein-Schichten und des Unteren Schoni-Sandsteins weisen wegen der Ablagerung aus turbulenten Wolken häufiger Strömungswülste auf. Somit ist diese

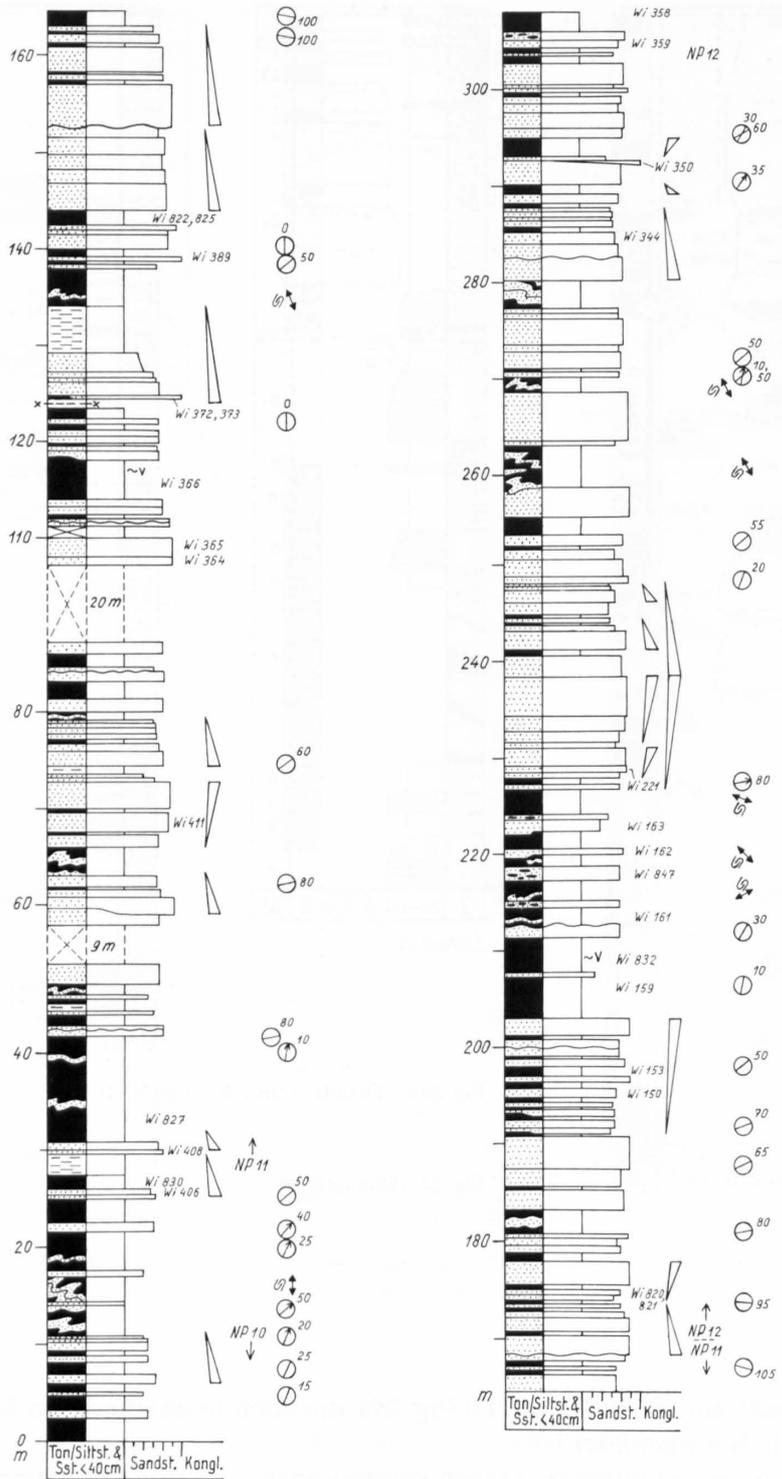


Fig. 25: Profil XVIII (schematisch), Unterer und Oberer Schoni-Sandstein; Abrissnische oberhalb Sörenberg 1760 m (646.860/186.840). Legende siehe Figur 5.

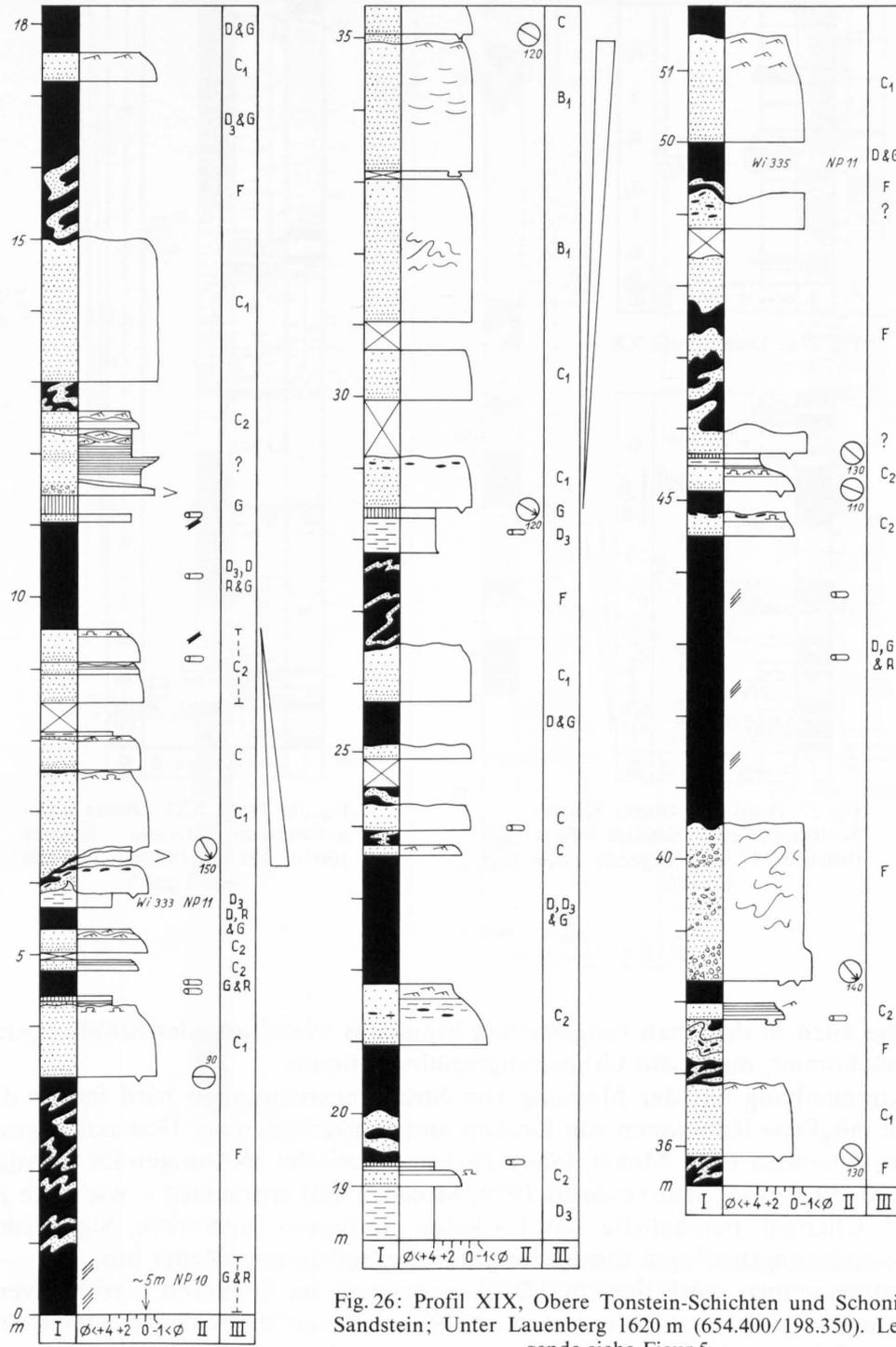


Fig. 26: Profil XIX, Obere Tonstein-Schichten und Schoni-Sandstein; Unter Lauenberg 1620 m (654.400/198.350). Legende siehe Figur 5.

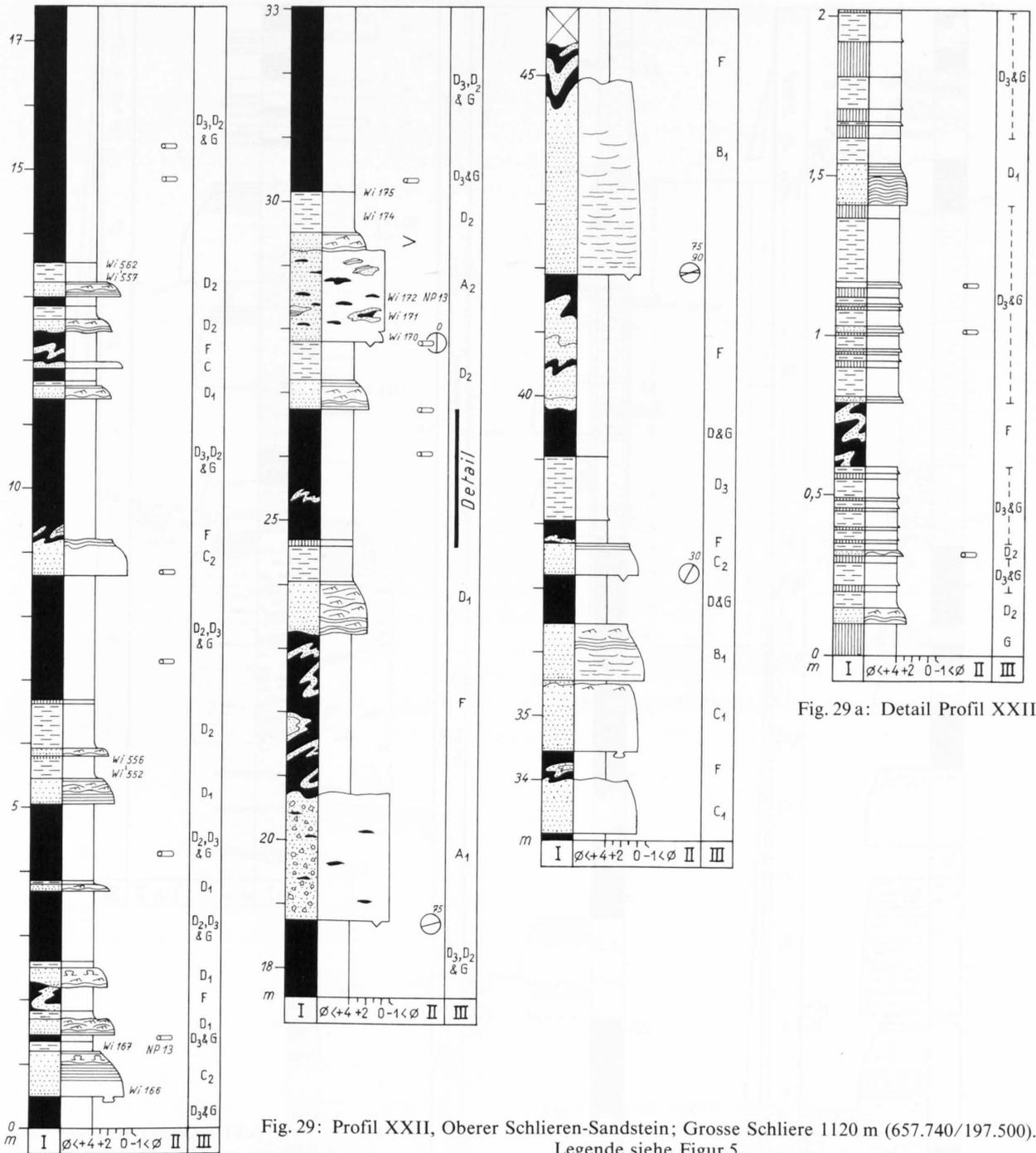


Fig. 29 a: Detail Profil XXII.

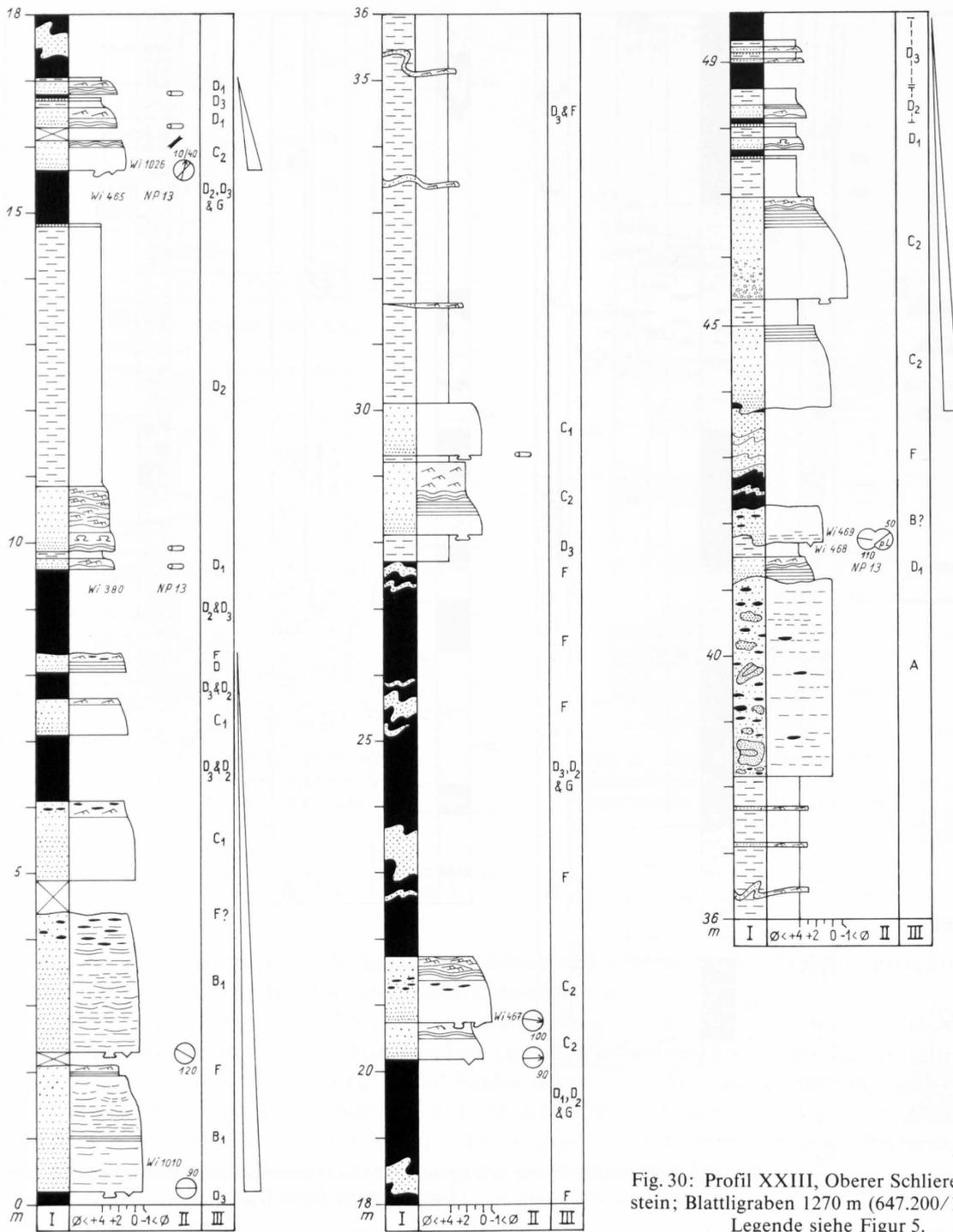


Fig. 30: Profil XXIII, Oberer Schlieren-Sandstein; Blattligraben 1270 m (647.200/189.740).
Legende siehe Figur 5.

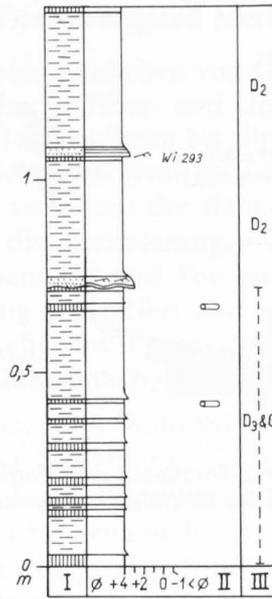
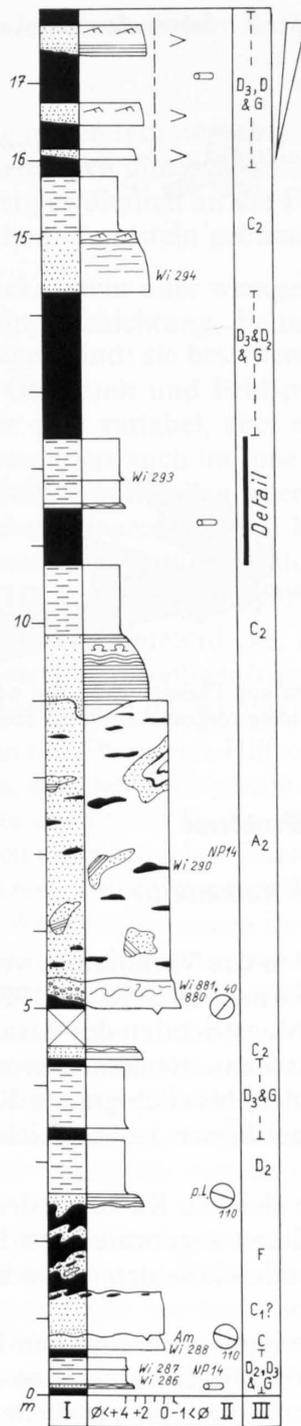


Fig. 31 a: Detail Profil XXIV.

Fig. 31: Profil XXIV, Oberer Schlieren-Sandstein; Grosse Schlier 1230 m (656.140/197.220). Legende siehe Figur 5.

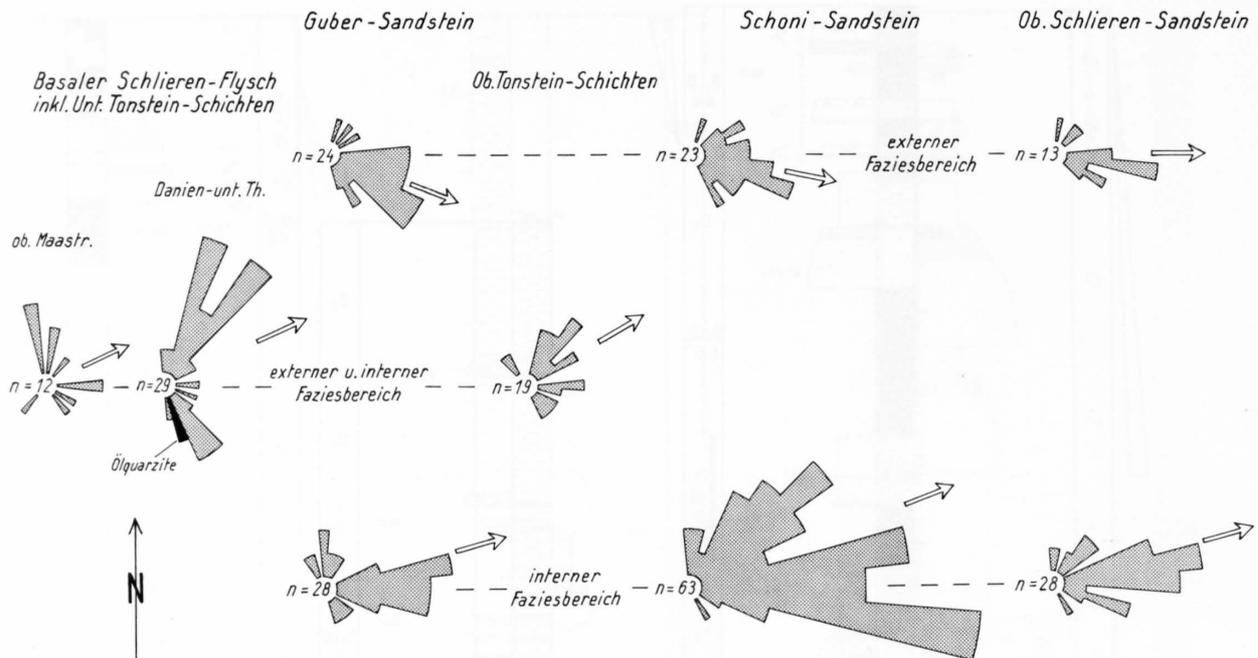


Fig. 32: Strömungsrichtungen und -lineationen nach Formationen und Faziesbereiche (wo weniger Messungen zur Verfügung standen oder ein Faziesbereich überwog, wurde keine Trennung vorgenommen); die Pfeile zeigen die Mittelwerte an.

5.5 Spezielle Probleme

5.5.1 Turbiditische Kalkmikrite

KAUFMANN (1886) beschrieb in mehreren Fällen das Vorkommen von hellen fukoidenführenden Kalken im Wildflysch, die er *Alberese-Kalke* nannte. SCHAUB (1959) konnte nachweisen, dass sie ein wichtiges lithologisches Merkmal des Maastrichtien des Basalen Schlieren-Flysches darstellen und dass sie aus sandigen «kleinzyklischen» Bänken hervorgehen. Die Alberese-Kalke sind nach Alter und Lithologie mit den hellen, bläulich-grauen Kalken der «zone schisteuse d'Hellstätt» von TERCIER (1928) im Gurnigel-Flysch zu vergleichen (siehe dazu HEKEL 1968b und VAN STUIJVENBERG 1979).

Im Laufe dieser Arbeit konnten mehrmals die gleichen Kalke wiedergefunden werden und mit dem Nannoplankton ebenfalls dem Maastrichtien zugeordnet werden (siehe z. B. Profil I und II, Fig. 6 und 7). Im Bereich des Schlieren-Flysches kommen neben hellen, «hellstätt-ähnlichen» Kalken beige bis bräunliche Variationen vor.

Die Alberese-Kalke gehen häufig aus feinsandigen, turbiditischen Bänken hervor, wie es am Beispiel eines bräunlichen Kalkes (Profil I, Wi 596) gezeigt werden kann: Über dem feinsandigen, konvolut und rippelgeschichteten Intervall folgt eine parallellaminierte Wechsellagerung von Silt und Kalkmikrit, die in massiven Kalkmikrit übergeht. Der Gehalt und die Korngrösse von Quarz, Feldspat, organischen kalkigen Bruchstücken, Foraminiferen und Glimmerplättchen nehmen gegen oben ab; im massiven kalkmikritischen Teil ist die Parallel-Laminierung durch feine Glimmerplättchen unterstrichen.

Die bräunliche Färbung einiger dieser Kalke kann auf höheren Tongehalt zurückgeführt werden. Im Bouma-Zyklus nehmen diese Kalke im allgemeinen die Intervalle T_{d-e} ein. Unter dem Raster-Elektronenmikroskop zeigten frische Bruchflächen der Alberese-Kalke eine grosse Menge von Nannoplankton (Taf. I). Diese Kalke sind demnach eine Folge hoher organischer Kalkproduktion im äusseren Schelfbereich oder am Kontinentalabhang während des Maastrichtien.

5.5.2 Produkte submariner Sediment-Umarbeitungen («Contourites») und Ölquarzite

Die Lithologie, die in den sedimentologischen Profilen mit Fazies *R* bezeichnet wird, weist Anzeichen von Umarbeitungen durch submarine Strömungen oder Ablagerungen aus nepheloiden Wolken auf. Sie ist gewöhnlich an die Fazies-Assoziation der Tonstein-Schichten und deren Äquivalente im Schoni-Sandstein gebunden. Die wichtigsten Merkmale sind:

1. Dünne, 1–3 cm dicke, mehr oder weniger linsige Bänkchen von Ölquarzit-Aspekt mit Parallel- und/oder Rippelschichtung, die mit scharfer Ober- und Untergrenze in hemipelagische Pelite eingelagert sind; sie bestehen aus feinsandigem bis siltigem, sehr gut sortiertem Quarz, Glimmer, Glaukonit und Feldspat; Schwerminerale (vor allem in Wi81, Taf. V) und opake Körner sind variabel, aber stark vertreten; die Bänkchen zeigen ausgeprägte Bioturbationen (besonders auch im Inneren), die Laminierungen sind durch diskontinuierliche Lagen von Schwermineralen oder feinem Silt und Ton nachgezeichnet; sie führen keine karbonatischen Fragmente, sind kieselig zementiert und enthalten nur in wenigen kleinen Porenräumen eisenhaltigen Calcit (siehe Profil V bei 2 m, ferner die Profile VIII, XI, XV, XVI, XVII). Hsü (1964) beschrieb eine ähnliche Fazies in der Ventura-Serie.
2. Einige millimeter- bis zentimeterdicke, linsige, stark bioturbirte Lagen von hemipelagischen Silten mit paralleler/welliger/rippeliger Schichtung, die in feinere hemipelagische Sedimente eingelagert sind; die Kontakte sind eher fließend (siehe Profile XV und XVI).
3. Es konnte in mehreren Fällen mit Hilfe der in 5.2 behandelten Unterscheidungsmerkmale festgestellt werden, dass hemipelagische Sedimente in den Tonstein-Schichten direkt turbiditische Sandsteine der Fazies *D*, die sonst im allgemeinen pelitische Intervalle führt, bedecken. Das Fehlen der pelitischen Intervalle könnte zwei Gründe haben: Die Ablagerung aus der turbiditischen, pelitführenden Wolke ist durch submarine Strömungen verhindert worden, oder die Wolke wäre wegen ihres höheren spezifischen Gewichts und des Gefälles, gegen die Beckenachse abgetrieben worden (z. B. im Unteren Schoni-Sandstein – dem internen Äquivalent der Oberen Tonstein-Schichten – sind häufig sehr pelitreiche Turbidite anzutreffen).
4. In wenigen Fällen konnte die Umarbeitung an der Oberfläche von sandigen Turbiditen beobachtet werden, die sich in feiner dünner Rippelschichtung äussert; einmal konnte durch die Rippelorientierung eine Umarbeitung in entgegengesetzter Richtung des allgemeinen Sedimenttransports festgestellt werden (siehe Profil XV).

Die unter Punkt 1 und 2 beschriebenen Phänomene können nach den Kriterien von STOW & LOVELL (1979), die auch eine ausführliche Bibliographie angeben, als Folgen tiefmeerischer Sediment-Umarbeitung gedeutet werden.

Vor allem die Oberen Tonstein-Schichten mit mächtigen, grünen und roten hemipelagischen Peliten, und vulkanischen Aschenlagen zeigen in mehreren Punkten Affinitäten mit abyssalen Sedimenten, wie sie z. B. von HOLLISTER et al. (1974) im Westpazifik beschrieben wurden, in denen Umarbeitungsphänomene weitverbreitet sind.

Dunkle, stark quarzführende, mehr oder weniger grünliche, im Bruch speckig glänzende Sandsteine werden seit VONDERSCHMITT & SCHAUB (1944) «Ölquarzite» genannt. Auch der unter Punkt 1 dieses Abschnittes beschriebene Sandstein kann in diese Kategorie gestellt werden.

Mit Ölquarzit seien hier aber die ebenfalls an die Fazies der Tonstein-Schichten gebundenen, turbiditisch sedimentierten Quarzsandsteine bezeichnet. Sie zeigen oft Konvolut-Rippel- und Parallelschichtung und können mit $T_{(b)c-e}$ als *D*-Fazies bezeichnet werden (siehe Profil VIII und Wi867a in 5.2 für T_e). Es sind gradierte, gut sortierte, kieselig zementierte Sandsteine aus vorwiegend Quarz, Glaukonit, Glimmer, Feldspat und Schwermineralen; gegen oben nimmt die feinsiltige Lamination zu. Porenräume sind mit eisenhaltigem Calcit-Zement gefüllt; karbo-

natische Schalenbruchstücke fehlen im allgemeinen. Auch der gute Sortierungsgrad unterscheidet die Ölquarzite deutlich von den übrigen turbiditischen Sedimenten (siehe Taf. V).

Ihre Genese könnte vielleicht mit den unter Punkt 1 beschriebenen «Contouriten» von ähnlicher Textur in Verbindung gebracht werden, zeigen jedoch turbiditischen Charakter. Wenn angenommen wird, dass randlich im Becken des Schlieren-Flysches grössere «Contourit»-Massen angehäuft wurden, wie es aus rezenten und fossilen Beispielen bekannt ist (STOW & LOVELL 1979), könnten die Ölquarzite als intrabasinal eingeschüttete Turbidite interpretiert werden. Die beobachteten Sohlmarken, die Strömungsrichtungen nach SSE angeben, würden diese Theorie zusätzlich unterstützen (siehe Fig. 32).

5.5.3 *Synsedimentäre Deformationen in den Oberen Tonstein-Schichten*

Dank der guten Aufschlussverhältnisse am Fürstein-Westhang konnten Deformationen in dieser dünnbankigen Fazies festgestellt werden, die nicht auf spätere Tektonik zurückzuführen sind. Die Verformung der Sedimente erfolgte in semi-konsolidiertem Zustand und weist keine Calcitspiegel auf.

In Figur 33 sind einige dieser Phänomene schematisch gezeichnet: *c*, *d*, *e* = druckbedingtes Stauchen und Auspressen von einzelnen Schichten (in *e* konnte die ursprüngliche Schicht nicht zurückgefunden werden); *b* = schichtparallele Deformation mit Boudinage-Effekt; *a* zeigt Gleitebenen, an denen die Schichten versetzt wurden – das dadurch verursachte Relief wurde zuoberst von dickerbankigen Turbiditen ausgeglichen.

Solche Deformationen könnten durch vertikalen Überlagerungsdruck erklärt werden, sind jedoch bis jetzt nicht in ähnlichen Positionen (d.h. am abrupten Übergang von dünnbankigen zu massiven Sedimenten) beobachtet worden. Ausserdem fallen Sand-Dykes und Aufschiebungen mit Regelmässigkeit ungefähr gegen Süden ein. Es ist deshalb möglicherweise ein Zusammenwirken von Überlagerungsdruck und tektonischen Bewegungen im Becken anzunehmen (siehe dazu Abschnitte 7.4 und 7.5).

5.5.4 *Lebensspuren*

Für die vorliegende Arbeit wurde die Verbreitung der Ichnofossilien nicht speziell untersucht. Es wurden lediglich «röhrenförmige» Bioturbationen im allgemeinen und einzelne höher organisierte Spuren (Zoophycos, Helminthoiden und Chondriten) festgehalten (siehe sedimentologische Profile und Fig. 5).

In einer kürzlich fertiggestellten Arbeit von CRIMES et al. (1981) wird das Auftreten der Ichnofossilien im Gurnigel- und Schlieren-Flysch in Funktion des Ablagerungsmilieus auf einem hypothetischen submarinen Schüttungssystem erklärt: Sogenannte «shallow water»-Formen (*Arenicolites*, *Skolithos* etc.) sind vorwiegend im «inner/middle fan»-Bereich in Rinnenfüllungen zu finden; der Zwischenrinnen-Bereich und «outer fan/fan fringe»-Bereich ist durch kompliziertere und für ein tiefmarines Milieu (z. B. *Paleodictyon*) bekannte Formen charakterisiert. Eine Reihe von Spuren wie *Scolicia*, *Gordia*, *Chondrites* etc. werden als faziesunabhängig interpretiert.

5.5.5 *Exoskopie der Quarzkörner*

Die Exoskopie ist das Studium der Oberflächen von detritischen Körnern zur Rekonstruktion der vererbten und der im Laufe des Transportes zum endgültigen Ablagerungsraum durchgemachten Entwicklung. Quarzkörner sind wegen ihrer grossen Resistenz und des häufigen

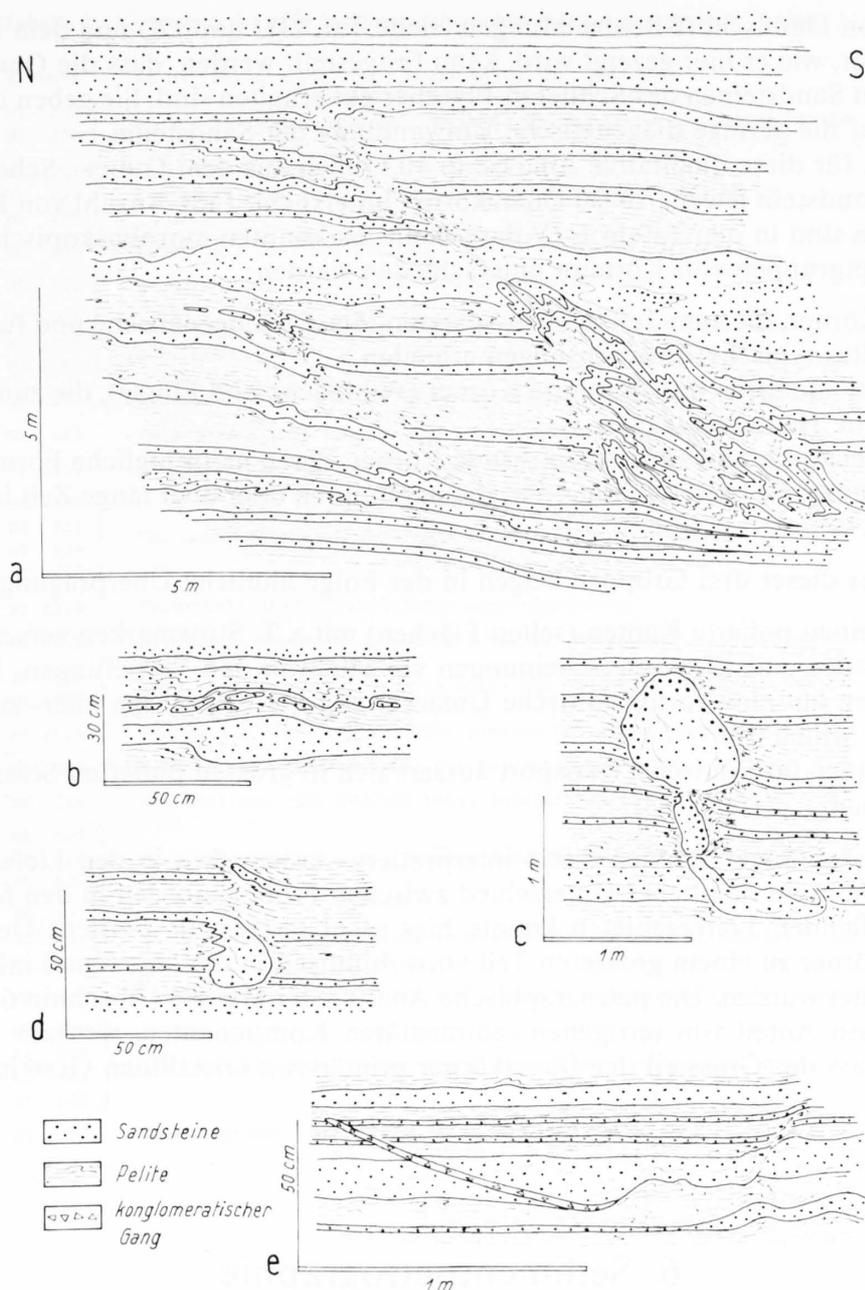


Fig. 33: Schematische Darstellungen synsedimentärer Deformationen in den Oberen Tonstein-Schichten am Westhang des Fürsteins (weitere Erklärungen im Text).

Vorkommens das geeignete Objekt. Die Milieus, welche die Quarzkörner nach dem Herauslösen aus dem Muttergestein durchlaufen, äussern sich in verschiedenen mechanischen Beanspruchungen (diverse Stossmarken, Polierung, usw.) und chemischer Lösung bzw. Aufwachsung, je nach Sättigungsgrad des Transport- oder Porenraum-Mediums bei zeitweiliger Ruhestellung. Das Studium dieser Phänomene erfolgt, nach der Auslese morphologischer Korngruppen mit dem Binokular, unter dem Raster-Elektronenmikroskop bei geeigneter Vergrößerung (siehe dazu die ausführlichen Beschreibungen und Phototafeln von LE RIBAULT 1977 und die darin zitierte Literatur).

Anhand von Dünnschliff-Beobachtungen (siehe Taf. VIII und IX) und dem Erhaltungszustand der Körner, wie er hier gezeigt wird, kann festgestellt werden, dass die Quarze vor allem in matrixreichen Sandsteinen des Schlieren-Flysches gut erhalten sind. Sie geben damit auch einen Hinweis auf die geringe diagenetische Umwandlung der Sandsteine.

Es wurden für diese qualitative Analyse in 10 Proben aus dem Guber-, Schoni- und Oberen Schlieren-Sandstein jeweils 20–30 Quarzkörner untersucht. Eine Anzahl von Beispielen mit Interpretationen sind in den Tafeln I–IV dargestellt. Es konnten morphoskopisch und exoskopisch drei Hauptgruppen von Körnern unterschieden werden:

1. Äolische Körner, die zum Teil in einer späteren Phase pedogenetische und für den Aufenthalt in Deltas typische Aufwachsungen erhielten.
2. Kontinental aquatisch transportierte Körner (Wildbäche und Flüsse), die zum grossen Teil deltatypische Häutchen trugen.
3. Stark neogenetisch und anders verkrustete Körner, deren ursprüngliche Form nicht eruiert werden konnte; sie stellen Körner dar, die in Sümpfen oder über lange Zeit in Deltas gelegen haben.

Alle Körner dieser drei Gruppen zeigen in der Folge ähnliche Überprägungen:

- Im allgemeinen polierte Kanten (selten Flächen) mit z. T. Stossmarken verschiedenen Abreibungsgrades und Lösungserscheinungen vor allem in den Vertiefungen. Diese Phänomene weisen auf eine vorturbiditische Umarbeitung der Körner ins inter- zumeist jedoch infratidale Milieu hin.
- Der endgültige turbiditische Transport äussert sich in grossen polierten Stossmarken oder Bruchflächen.

Diese Beobachtungen können dahin interpretiert werden, dass in den Liefergebieten des Schlieren-Flysches (ein deutlicher Unterschied zwischen Proben aus den in den folgenden Kapiteln festzustellenden Liefergebieten konnte hier nicht festgestellt werden) Deltas vorlagen und dass die Körner zu einem grösseren Teil vorturbiditisch in den inter- und infratidalen Bereich umgearbeitet wurden. Die petrographische Analyse der Gerölle (Abschnitt 6.4) zeitigte einen sehr geringen Anteil von terrigenen sedimentären Komponenten, weshalb angenommen werden kann, dass der Grossteil der Quarzkörner primär von kristallinen Gesteinen stammt.

6. Sedimentpetrographie

6.1 Allgemeines

Die vorliegenden Untersuchungen dienen der Erfassung verschiedener sedimentpetrographischer Aspekte des Schlieren-Flysches. Mit den erarbeiteten Parametern sollte die sedimentologische Interpretation überprüft und eine genauere Charakterisierung der Liefergebiete ausgearbeitet werden.

Die Mehrzahl der Proben wurde im Normalprofil der Grossen Schliere genommen, anderweitig gesammelte Proben wurden altersmässig und/oder nach der Lithologie eingereiht (für Proben, die nicht in sedimentologischen Profilen aufgeführt sind, siehe Tab.2).

Die Aufbereitung der Proben erfolgte nach den am Geologischen Institut Freiburg gängigen Methoden und wird nur kurz besprochen (viele Hinweise und ausführliche Literaturangaben sind in CARVER 1971 zu finden).

Tabelle 2: *Verzeichnis der nicht in sedimentologischen Profilen genommenen Proben*

Wi 1056	Le Dä (561 650/156 160); MOREL 1980; unt. Lutetien
Wi 253 } Wi 256 }	Region Rossboden (654 700/196 200); Ob. Schlieren-Sandstein, NP 14
Wi 265 } Wi 257 } Wi 259 }	Rossboden (654 420/196 320); Ob. Schlieren-Sandstein, NP 14
Wi 856	Feuerstein (647 920/193 820); Schoni-Sandstein, NP 11-12
Wi 522	Hunds-Chnubel (644 480/183 300); Schoni-Sandstein
Wi 1021 } Wi 1020 } Wi 1019 }	Feuerstein (647 960/194 020); oberster Teil der Ob. Tonstein-Schichten, NP 11
Wi 703	Feuerstein (647 860/193 800); Ob. Tonstein-Schichten, NP 10-11
Wi 842	Fulendossen (658 060/199 440); Ob. Tonstein-Schichten, NP 10-11
Wi 1050	Oschoube (599 820/176 200); Van STUIJVENBERG 1979, NP 10-11 ?
Wi 435 } Wi 911 } Wi 539 } Wi 432 }	Ob. Gubersteinbruch (660 200/197 760); Guber-Sandstein
Wi 1024	Feuerstein (647 820/193 780); Guber-Sandstein
Wi 910	Basis unt. Gubersteinbruch (660 500/197 800); Guber-Sandstein
Wi 856 } Wi 795 }	Fuss Feuerstein (647 760/194 020); Unt. Tonstein-Schichten, NP 6
Wi 1025	Seebenbach (647 520/192 010); Basaler Schlieren-Flysch, NP 2-4
Wi 141	Rotbach (651 940/196 880); Basaler Schlieren-Flysch, NP 2-4
Wi 216	Gr. Schliere (659 880/198 180); Basaler Schlieren-Flysch, NP 1-2
Wi 622 } Wi 616 } Wi 620 }	Wiri (633 560/177 440); Basaler Schlieren-Flysch, NP 1
Wi 130 } Wi 132 } Wi 133 }	Rotbach (651 940/197 010); Basaler Schlieren-Flysch, Maastrichtien ?
Wi 669	Schwandgraben (644 500/185 000); Basaler Schlieren-Flysch, ob.Maastr.
Wi 645 } Wi 643 } Wi 642 } Wi 640 }	Leimern (629 640/174 450); Basaler Schlieren-Flysch, ob. Maastr.
Wi 650	Schwandgraben (644 750/185 760), Granitblock

6.2 Schwerminerale

Die zumeist mittelsandigen Proben wurden in verdünnter Essigsäure aufgelöst und die Schwermineral-Konzentrate aus der Fraktion 0,063–0,40 mm wurden in Piperin (MARTENS 1932) eingebettet, das wegen seiner starken Dispersion ausgezeichnete optische Eigenschaften besitzt. Die Sandsteine enthielten 0,02–0,4% durchsichtige und opake Schwerminerale. Von den Durchsichtigen wurden pro Probe ohne Granat 100 Stück bestimmt und gezählt (siehe MATTER 1964).

Folgende Hauptminerale konnten unterschieden werden:

Granat: Farblos bis rosa; Körner mit fazettierten Oberflächen (pers. Mitt. Dr. Maurer, Bern); in manchen Fällen nicht ideal isotrop.

Apatit: Zumeist gerundete bis leicht stengelige Körner, mit oder ohne wolkige opake Einschlüsse.

Turmalin: Prismatische bis gerundete Körner mit verschiedenen Eigenfarben; bei dunkelster pleochroitischer Stellung konnte nach Häufigkeit folgende Reihe festgestellt werden: braun > oliv blau, schwarz, grün.

Zirkon: Drei Typen wurden unterschieden: 1. idiomorphe, 2. zonare, 3. gerundete Körner, die auch z. T. mit Eisenoxyd verkrustet waren. Da nur in seltenen Fällen der klare Nachweis von Monazit erbracht werden konnte, wurde er zusammen mit dem Zirkon gezählt.

Rutil: Zumeist stengelige, mehr oder weniger angerundete rotbraune bis honiggelbe Körner.

Brookit: Fast ausschliesslich gerundete Körner, z. T. mit typischer lila Interferenz-Farbe, in anderen Fällen ist die Unterscheidung vom Anatas schwierig.

Anatas: Zwei Varietäten konnten unterschieden werden: 1. saubere gelbbraune Plättchen mit gut ausgebildeten Flächen; 2. gerundete Körner mit typischer stahlblauer Interferenz-Farbe.

Als akzessorische Schwermineralien (<2%) wurden Andalusit, Staurolith, Sphen, Hornblende, Spinell und Korund erkannt. Glaukonit war fast in allen Proben anzutreffen, authigener Albit und Fischzähne wurden vor allem im Basalen Schlieren-Flysch beobachtet.

Diskussion der Resultate

Die Korngrössen-Abhängigkeit der Schwermineralien in Turbiditen (VON RAD 1972) kann durch den breiten Korngrössen-Bereich (0,063–0,4 mm) und die homogene Probennahme (in einigen Abschnitten des Schlieren-Flysches sind jedoch nur feinere Sandsteine vorhanden) möglichst in Grenzen gehalten werden. Der Einfluss von «interstratal solution» kann nur schwer abgeschätzt werden. Messungen der offenen Porosität nach DIN-Norm 51056 (1959) an 15 Proben zeigten sehr geringe Porositäten (1–3%). Somit kann wenigstens nach der Zementierung der Sandsteine eine starke Zirkulation von Porenwässern ausgeschlossen werden.

Die ganze Serie des Schlieren-Flysches ist durch eine Granat–Apatit–Turmalin–Zirkon–Anatas-, Brookit-, Rutil-Assoziation mit stark variablen Gehalten von Apatit und Turmalin geprägt (Fig. 34). Der Guber-Sandstein, der Obere Schoni-Sandstein und z. T. der Obere Schlieren-Sandstein führen danach wenig Apatit, aber viel Turmalin. Die Gehalte von Zirkon und den Mineralien der TiO₂-Gruppe sind weniger variabel. Der Granat ist immer in unterschiedlichen Mengen vertreten (auch im Basalen Schlieren-Flysch, im Gegensatz zu WOLETZ 1967). Bei den akzessorischen Mineralien fällt auf, dass Andalusit nur im Basalen Schlieren-Flysch und Sphen in den Oberen Tonstein-Schichten bzw. im Schoni-Sandstein in Proben mit hohem Plagioklas-Gehalt auftritt (siehe 6.5).

Vor allem im Basalen Schlieren-Flysch konnten authigene Plagioklase (Albite) gefunden werden. Andere authigene Bildungen, ausser vielleicht die Umwandlung von Sphen in idiomorphen Anatas (DEER et al. 1978), scheinen nur eine untergeordnete Rolle gespielt zu haben. Glaukonit erscheint in grünen und bräunlichen Körnern und ist im Danien des Basalen Schlieren-Flysches häufiger.

Die Schwermineral-Assoziation besteht nach den obigen Ausführungen aus stabilen und ultrastabilen Körnern (PETTJOHN 1957, FÜCHTBAUER & MÜLLER 1970, DIETZ 1973), die von sauren und intermediären Intrusiva, hydrothermalen Gängen und Pegmatiten, metamorphen Gesteinen, aber auch von erodierten Sedimentgesteinen geliefert werden konnten (PETTJOHN 1975). FORCE (1980) betrachtet, im Gegensatz zur verbreiteten Meinung, hochmetamorphe Gesteine als Lieferanten von Rutil, und FOLK (1980) sieht in variablen Apatit-Gehalten die Erosion von vulkanischen Gesteinen.

Die Schwermineralien im Schlieren-Flysch geben somit noch keine deutlichen Hinweise auf Liefergebiete, zeigen jedoch im Apatit- und Turmalin-Gehalt deutlich Variationen auf, die im Vergleich mit anderen Methoden an Bedeutung gewinnen werden.

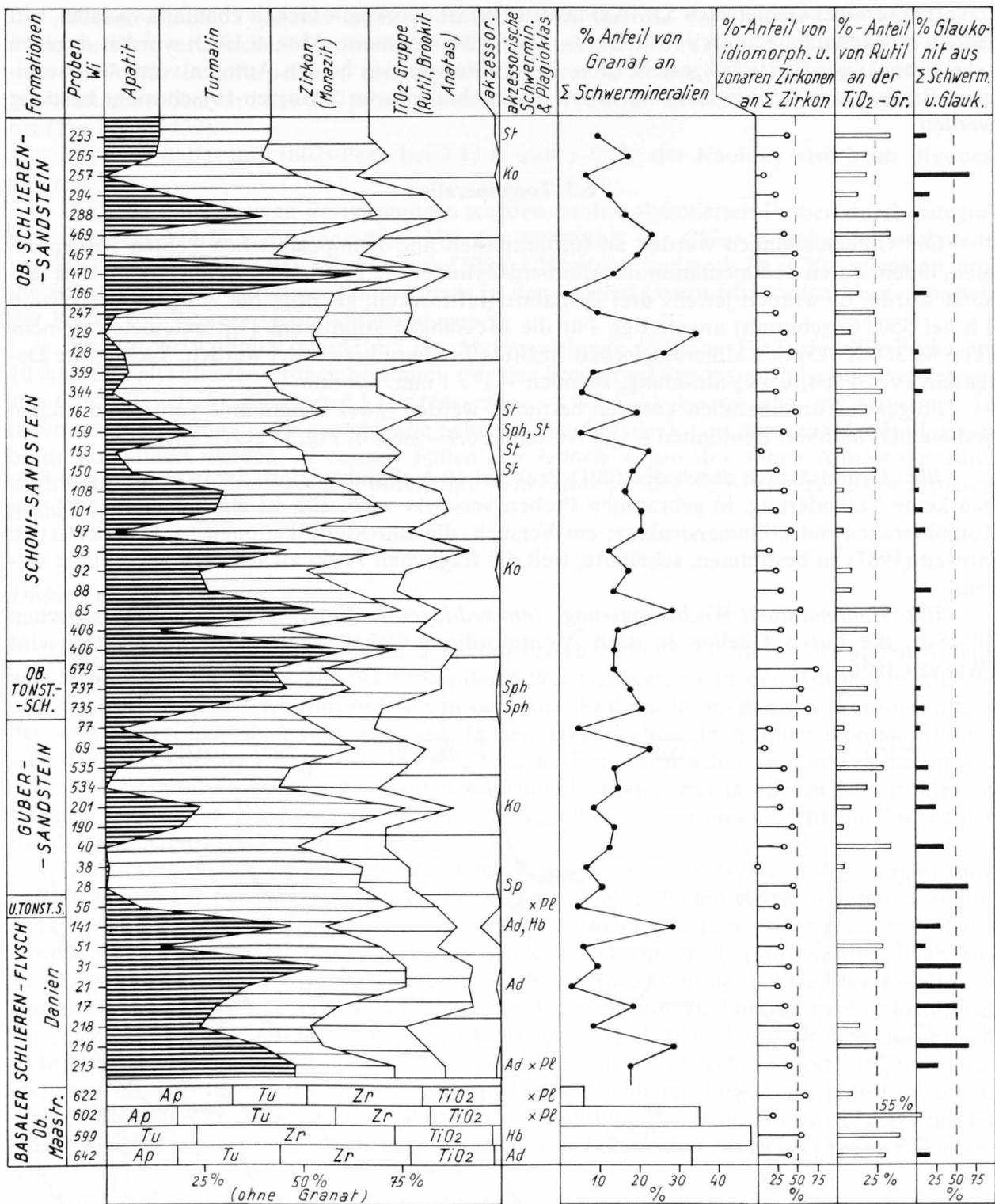


Fig. 34: Schwermineralien und andere in der schweren Fraktion beobachtete Mineralien; Proben aus der tektonisierten Unterlage und aus der «Habkern-Mulde» wurden in Stabdiagrammen dargestellt.

St = Staurolit, Ko = Korund, Sph = Sphen, Sp = Spinell, Ad = Andalusit, Hb = Hornblende; xPl = authigener Albit.

Im Gurnigel-Gebiet (VAN STUIJVENBERG 1979) ist der Apatit-Gehalt ebenfalls variabel, tritt jedoch mengenmässig zurück (Mittel $\bar{x} = 10\%$); im Niremont (MOREL 1980) wurden dagegen sehr hohe Apatit-Werte festgestellt ($\bar{x} = 66\%$). Die von den beiden Autoren vermutete authigene Bildung des Apatits kann nach den Beobachtungen im Schlieren-Flysch nicht bestätigt werden.

6.3 Tonmineralien

Die Untersuchungen wurden an turbiditischen und hemipelagischen Peliten vorgenommen, indem durch Sedimentation im Atterberg-Zylinder die Fraktion $< 2\mu$ abgetrennt und entkalkt wurde. Es wurden jeweils drei Präparate (lufttrocken, gesättigt mit Äthylen-Glykol und 1 h bei 550°C gebrannt) angefertigt. Für die Messungen konnte das Diffraktometer Siemens (Typ M.386-X-A3) des Mineralogischen Instituts Freiburg verwendet werden. Technische Daten: 35 kV, 24 mA, CuK_α -Strahlung, Blenden $-1^\circ / 1\text{ mm} / 0,1\text{ mm}$.

Folgende Tonmineralien konnten bestimmt werden (zwei Diagramme von turbiditischen Sedimenten und von Bentoniten – vgl. Abschnitt 6.9 – sind in Fig. 35 gezeichnet):

Illit: Grundsätzlich durch den (001)-Peak bei 10 \AA charakterisiert, der in glykolierten Proben keine Veränderung, in gebrannten Proben verstärkt wird; Illit ist ein Sammelbegriff von Tonmineralien mit Glimmerstruktur; ein Versuch, die Illit-Modifikationen nach MAXWELL & HOWER (1967) zu bestimmen, scheiterte, weil die fraglichen Peaks zu schwach ausgebildet waren.

Illit/Montmorillonit-Wechselagerung («mixed-layer»): Bildet eine Schulter zwischen $10\text{--}15\text{ \AA}$, die durch Quellen je nach Montmorillonit-Gehalt gegen 17 \AA verschoben wird (WEAVER 1956).

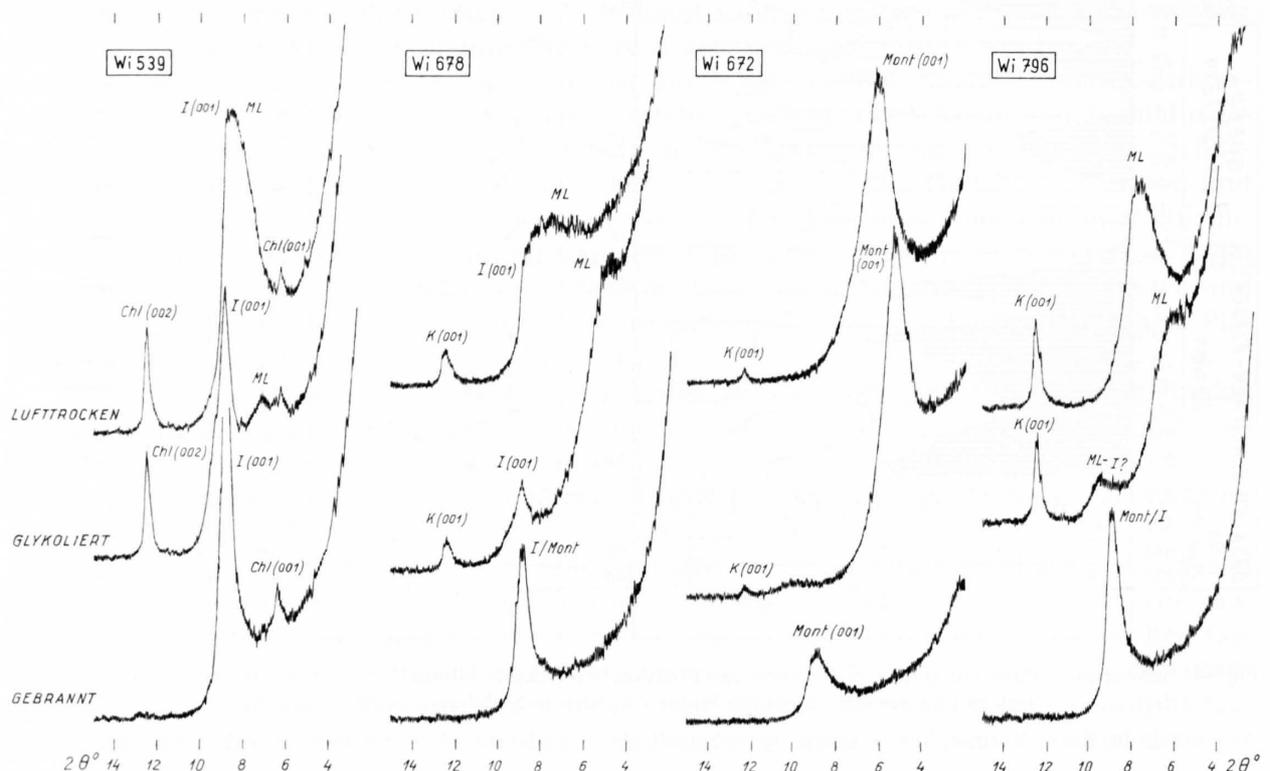


Fig. 35: Diffraktogramme zweier Pelite (Wi 539 und Wi 678) sowie einer gelben (Wi 672) und weissen Bentonit-Schicht (Wi 796).

I = Illit, *Mont* = Montmorillonit, *ML* = «mixed-layers» Illit/Montmorillonit, *K* = Kaolinit, *Chl* = Chlorit.

Montmorillonit: Typisches Quellen durch Glykol, das die Verschiebung des 15 Å (001)-Peaks zu 17 Å verursacht; beim Brennen geht der Peak auf ~9 Å (Fig. 35, Wi 672).

Fe-Chlorit: In lufttrockenen und glykolierten Proben ist der (002)-Peak am stärksten, in gebrannten Proben wird der (001)-Peak verstärkt, die Peaks höherer Ordnung verschwinden dabei (Fig. 35, Wi 539).

Kaolinit: (001)- und (002)-Peak bei 7,15 Å und 3,75 Å; der Kaolinit wird beim Brennen amorph.

Die semi-quantitativen Bestimmungen wurden an den glykolierten Proben durch Integration der Peak-Flächen vorgenommen. Für das Verhältnis der Chlorit- und Kaolinit-Anteile wurden die Peak-Höhen (002) Kaolinit und (004) Chlorit vor und nach $20 = 20^\circ$ gemessen, und die Schätzungen des Montmorillonit-Anteils in den «mixed layer»-Mineralien wurden mittels der Kurve von WEAVER (1956) vorgenommen.

Die Illit-Kristallinität wurde mit der Halbwertsbreite (KÜBLER 1967) des Illit-Peaks bei 10 Å in den glykolierten Proben bestimmt. Für das Freiburger Gerät sind folgende Zonengrenzen (in Millimetern) gültig: >4,1 Diagenesezone, 4,1–2,3 Anchizone und <2,3 Epizone. In mehreren Fällen musste der ansteigende Schenkel des Illit-Peaks zur Messung der Halbwertsbreite konstruiert werden, in einigen Fällen war jedoch wegen des hohen Anteils der Illit/Montmorillonit-Wechselagerung überhaupt kein ansteigender Illit-Peak zu rekonstruieren (siehe Fig. 36).

Diskussion der Resultate

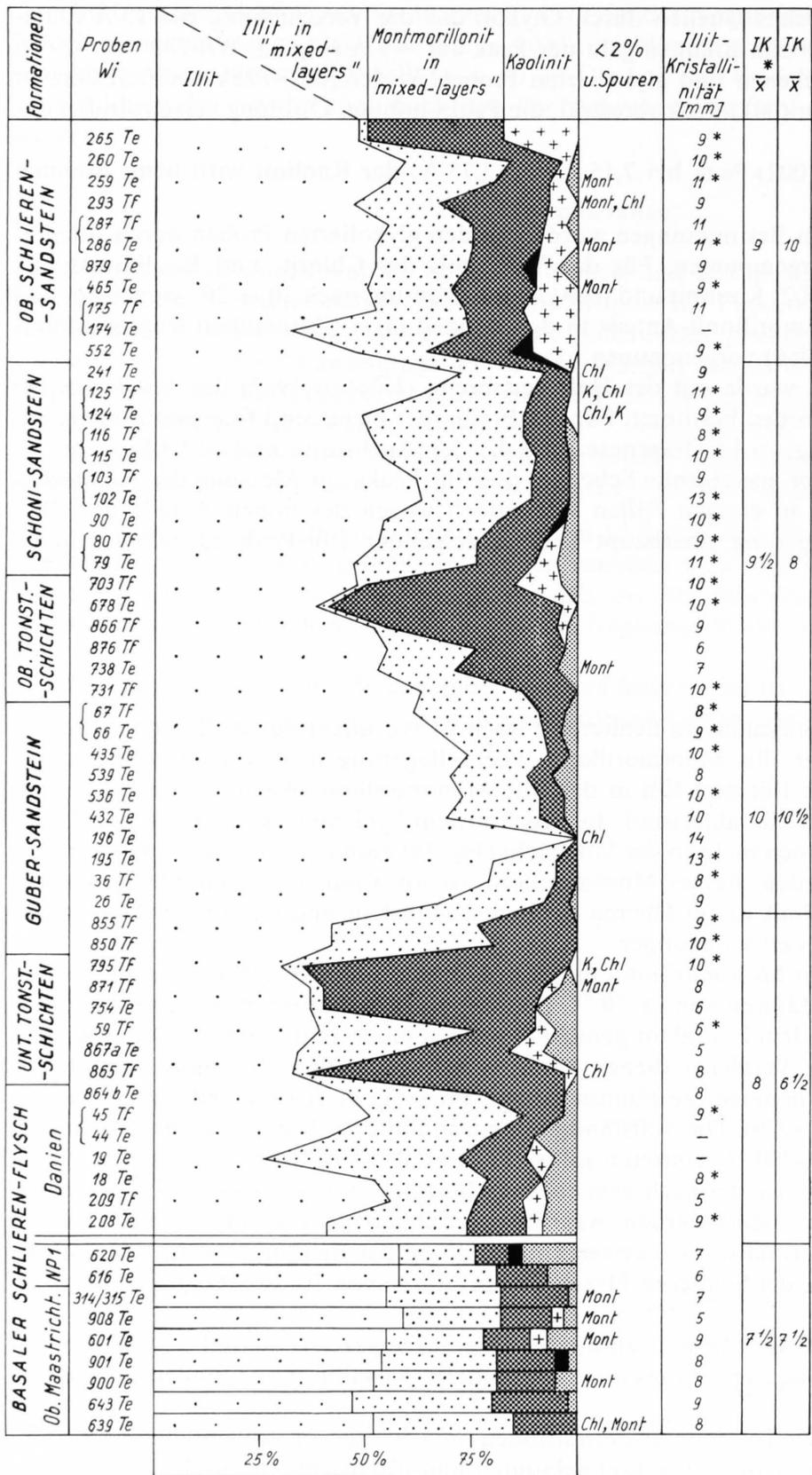
Das Profil der Tonmineralien im Schlieren-Flysch ist vor allem durch die hohen Anteile von Montmorillonit in der Illit/Montmorillonit-Wechselagerung in den Tonstein-Schichten und die Vorherrschaft von Illit und Illit in der Illit/Montmorillonit-Wechselagerung im Guber- und Schoni-Sandstein charakterisiert. In den Tonstein-Schichten treten montmorillonitische Bentonite auf, die jedoch nicht in der Übersicht (Fig. 36) enthalten sind und später im Abschnitt 6.8 besprochen werden. Reiner Montmorillonit ist sonst nur in Spuren oder in kleinen Mengen anzutreffen. Kaolinit ist im Oberen Schlieren-Sandstein und Chlorit im Danien des Basalen Schlieren-Flysches etwas häufiger.

Die Umwandlung von Montmorillonit zur Illit/Montmorillonit-Wechselagerung beginnt in Bohrlöchern bei Temperaturen von ca. 70°C (FREY et al. 1976, mit vielen weiteren Literaturangaben), wobei auch mit dem Zeitfaktor gerechnet werden muss. In der untereozänen Wilcox-Group, die als geeigneter Vergleich dienen kann, verschwindet der Montmorillonit ab $80\text{--}90^\circ\text{C}$, und bei $95\text{--}100^\circ\text{C}$ nehmen die Montmorillonit-Prozente in den «mixed layer»-Mineralien ab (BOLES & FRANKS 1979). Die vollständige Umwandlung zu Illit, die in Bohrloch-tiefen von 3000–5000 m und $140\text{--}200^\circ\text{C}$ eintreten sollte (FREY et al. 1976), wird im Schlieren-Flysch nicht erreicht. Zudem sollte wieder nach dem eozänen Beispiel (BOLES & FRANKS 1979) der Kalifeldspat bei $100\text{--}120^\circ\text{C}$ zerstört werden, was für den Schlieren-Flysch nur teilweise zutrifft (siehe Abschnitt 6.5). Aufgrund der teilweisen Umwandlung der Bentonite (siehe 6.8) und der obigen Überlegungen wäre der Schlieren-Flysch Temperaturen von $70\text{--}100^\circ\text{C}$ ausgesetzt gewesen.

Dies wird auch durch die Illit-Kristallinitäten (Fig. 36) angezeigt, die mit $\bar{x} = 10$ mm auf eine untere bis mittlere Diagenese hinweisen. Die mittlere Kristallinität ist jedoch im Basalen Schlieren-Flysch etwas besser.

Die Veränderungen der Tonmineral-Proportionen im Schlieren-Flysch sind demnach an lithologische und sedimentologische Wechsel gebunden und offensichtlich durch Überlagerung und Temperatur nur geringfügigen Modifikationen unterworfen worden.

Im allgemeinen entsprechen diese Ergebnisse auch den Untersuchungen von VAN STUIJVENBERG (1979) und MOREL (1980) im Gurnigel-Flysch. Die Anwesenheit von Montmorillonit



Montmorillonit
 Chlorit
 < 2%

*
 Messung der Halb-
 wertsbreite des
 Illit-Peaks nur durch
 Konstruktion des
 ansteigenden
 Peak-Schenkels
 möglich

IK \bar{x} *
 Mittel aus sämtlichen
 Messungen

IK \bar{x}
 Mittel aus Messungen,
 bei denen keine
 Konstruktion
 notwendig war

-
 kein ansteigender
 Schenkel des Illit-
 Peaks ausgebildet

Fig. 36: Tonminerale und Illit-Kristallinitäten; Proben aus der tektonisierten Unterlage und aus der «Habkern-Mulde» wurden in Stabdiagrammen dargestellt.

Mont = Montmorillonit, Chl = Chlorit, K = Kaolinit.

im Wechsellagerungsmineral Illit/Montmorillonit muss jedoch im Gegensatz zu VAN STUIJVENBERG (1979) zumindest in den Tonstein-Schichten durch Erosion von vulkanischen Serien und/oder durch synsedimentären Vulkanismus erklärt werden.

6.4 Petrographie von groben Komponenten

Es wurden konglomeratische Bänke und einzelne Gerölle untersucht, die aus weichen matrixreichen Konglomeraten isoliert oder von Bankunterseiten abgelöst werden konnten. Alle Bestimmungen erfolgten in auf Karbonate (DICKSON 1966) bzw. Feldspat (NORMAN 1974) gefärbten Dünnschliffen. Die verschiedenen Gerölle wurden in Gruppen zusammengefasst, die in Figur 37 nach ihrer stratigraphischen Verbreitung und Häufigkeit dargestellt sind. Die altersmässige Einordnung der sedimentären Gerölle in «Trias, Jura und Kreide» konnte in einigen Fällen mit Mikrofossilien belegt werden, in anderen Fällen beruht sie auf faziellen Überlegungen.

Die Proben stammen aus sedimentologischen Profilen oder von den in Tabelle 2 angegebenen Lokalitäten:

- Maastrichtien des Basalen Schlieren-Flysches: Wi 130, 132, 133, 669, 645, 312, 313.
- Untere Tonstein-Schichten: Wi 57, 720.
- Guber-Sandstein: Wi 200, 535, 75, 76.
- Obere Tonstein-Schichten und Äquivalente im Schoni-Sandstein: Wi 411, 107, 109, 366, 161, 163.
- Oberer Schoni-Sandstein: Wi 365, 372, 373, 113, 350, 358, 221, 522(?).
- Oberer Schlieren-Sandstein: Wi 172, 881.

Biomikrite («obere Kreide»)

- Foraminiferen-Mikrofazies mit *Globotruncana fornicata* PLUMMER (Sénonien)

Biomikrite («untere Kreide»)

- Foraminiferen-Pithonellen-Cadosinen-Stomeosphaeriden-Mikrofazies: *Hedbergella* sp. (Albien)
- Radiolarien-Globochaete-Filament-Saccocomen-Aptychen-Cadosinen-Mikrofazies
- Foraminiferen-Filament-Spongien-Echinodermen-Mikrofazies: wolkige organische Imprägnation (perforierte Foraminiferen weisen auf Barrémien/Albien bis Tertiär hin)
- Radiolarien-Calpionellen-Saccocomen-Globochaete-Filament-Mikrofazies: teilweise verkieselt (aufgrund der bestimmten Calpionellen-Arten sind Alter vom ob. Tithon bis Valanginien gegeben)
- Foraminiferen-Echinodermen-Spongien-Calcisphaeren-(Calpionellen?)-Mikrofazies: führt wenig Quarz, Glaukonit und Glimmer, teilweise verkieselt
- Foraminiferen-Globochaete-Radiolarien-Cadosinen-Saccocomen-Spongien-Crinoiden-(Calpionellen?)-Mikrofazies: viele Milioliden, Textularien und andere agglutinierte Foraminiferen, wenig Quarz (ob. Jura-Kreide)

Biomikrite/Sparite und Arenite («Jura»)

- Biosparit mit Echinodermen-Textularien-Lamellibranchien-Algen-Mikrofazies: wenig Quarz und Plagioklas; im Maastrichtien des Basalen Schlieren-Flysches jedoch mit intraformationellen Bruchstücken, die Protoglobigerinen führen.
- Biomikrit mit Radiolarien-Protoglobigerinen-Cadosinen-Filament-Mikrofazies (ob. Bajocien-ob. Oxfordien)
- Quarz-Calcarenit mit Echinodermen-Detritus und Foraminiferen: teilweise verkieselt; Matrix und eisenhaltiger Calcit-Zement teilweise verkieselt; Glaukonit, kein oder wenig Feldspat, wenig Glimmer; Schwermineralien: Rutil, Zirkon, Turmalin
- Biosparit mit Echinodermen-Lumachellen-Mikrofazies: teilweise verkieselt und dolomitisiert
- Biomikrit mit Spongien-Mikrofazies: zu etwa 20% verkieselt
- Biomikrit mit Spongien-Echinodermen-(Cadosinen?)-Mikrofazies: Mikrit zu 50% verkieselt, parallele Textur, organische Imprägnation

Dolomikrite und Dolosparite

- Pel-Oosparit dolomitisiert: etwas Quarz und Oolith-Intraklaste
- Dolomikrit
- Dolosparit: feinkristallin

Marmore

- Marmor: grobkristallin
- Plagioklasmarmor

Hornsteine verschiedener Ausbildungen

- Hornsteine mit Calcit- und Dolomit-Rhomboedern
- Hornsteine mit Radiolarien (= Radiolarite): siehe Tafel VI
- Chalzedon
- Hornsteine mit Phantomen von Radiolarien, Foraminiferen und Spongien, primärem Quarz und Schwermineralien in einem Fall

Verschiedene Sedimentkomponenten: Biomikrite mit Inoceramen-Bruchstücken, Echinodermen-Brekzie, Algenknolle

Andesitische Tuffe (siehe Taf. VI und VII)

- Andesitischer Schweisstoff: axiolithische Strukturen von rekrystallisierten vulkanischen Scherben
- Quarzführender andesitischer Schweisstoff mit Xenolithen
- Quarzführender andesitischer Tuff mit Fließstruktur und Apatit

Basische Effusiva

- Plagioklas-Basaltmelaphyr (siehe Taf. VII)
- Plagioklasporphyr

«Spilite und Keratophyre»

- Spilit: Albit-Chloritgestein (siehe Taf. VII), in einem Fall mit Pyroxen
- Keratophyr: intersertaler Chlorit in der Grundmasse, Plagioklas- und Chlorit-Einsprenglinge und Spinell

Granitporphyre

- Alkalirhyolit: im Handstück rot
- Granitporphyr: seriales Gefüge, leicht sphärolithisch
- Sphärolithischer Granitporphyr

Granophyre

Dacite/Tonalitporphyrite

- Dacit
- Tonalitporphyr: im Handstück grün; Grundmasse von intersertal bis rekrystallisiert

Granite/Grandodiorite

- Alkaligranit: rosa im Handstück
- Kalkalkaligranit
- Granodiorit: leicht rosa bis grünlich im Handstück

Tonalite/Diorite

- Tonalit (Quarzdiorit): je nach Chloritisierung grau bis grün im Handstück
- Diorit

Gneise

- Granatgneis mit Biotit, Muskovit, Chlorit, Plagioklas (siehe Taf. VI)
- Muskovit-Chloritgneis (leukokrater Orthogneis)
- Turmalingneis mit Biotit, Muskovit

Phyllite

- Chlorit-Quarzschiefer

Quarzite

(Schwach) metamorphe Kluste: Quarz-Hellglimmer-Metasediment mit akzessorischem Feldspat und Biotit (siehe Taf. VIII)

Die Übersicht zeigt, dass zur Sedimentation des Schlieren-Flysches eine «mesozoische» Schichtreihe, ferner intrusive und effusive Komplexe sowie mehr oder weniger metamorphe Serien beigetragen haben (Fig. 37).

Innerhalb der Gruppe der sedimentären Gerölle fallen einige kleine Tendenzen auf (z. B. die stratigraphische Verteilung der Dolomikrite und Dolosparite und das Auftreten der Hornsteine). Im weiteren scheint die Variation der Mikrofazies der sedimentären Gerölle im Guber- und Oberen Schoni-Sandstein grösser zu sein.

Im Guber-Sandstein konnten keine intermediären vulkanischen Gerölle gefunden werden. Guber-, Schoni- und Oberer Schlieren-Sandstein führen vermehrt Granite, Granodiorite und Granitporphyre, während im Maastrichtien des Basalen Schlieren-Flysches in den Tonsteinschichten und deren Äquivalente im Schoni-Sandstein Tonalite, Diorite und Vulkanite stärker vertreten sind.

Bei den metamorphen Geröllen fallen die häufigen Phyllit-Komponenten im Maastrichtien des Basalen Schlieren-Flysches und die starke Präsenz von Quarzit-Geröllen in den Oberen Tonsteinschichten und deren Äquivalente im Schoni-Sandstein auf.

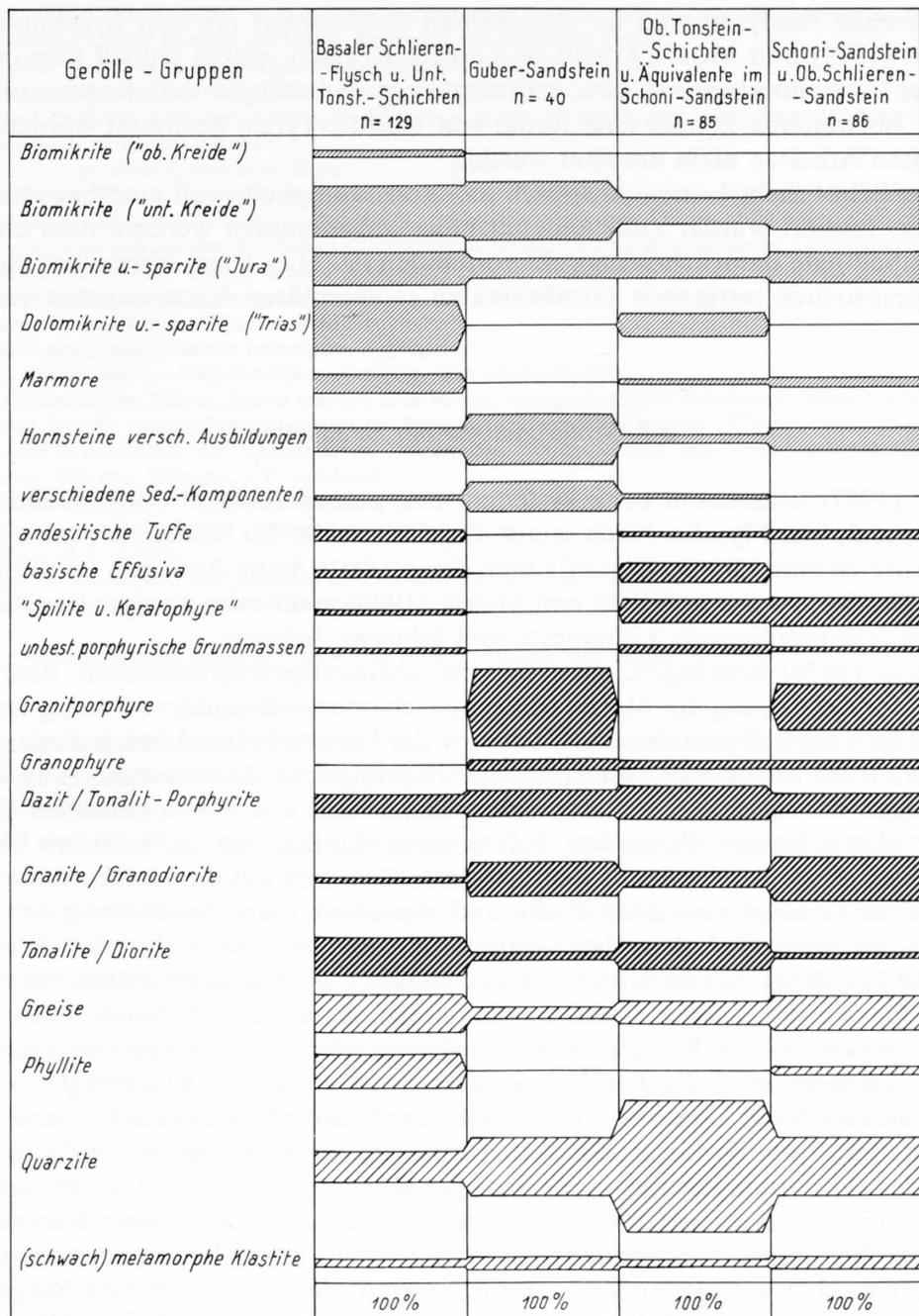


Fig. 37: Fazies der Konglomerat-Gerölle nach Formationen.

SCHAUB (1965) stellte fest, dass die sedimentären Komponenten ein mittleres Kreide-Alter nicht überschreiten. Dem kann mit einer Ausnahme zugestimmt werden: im oberen Maastrichtien des Basalen Schlieren-Flysches konnten zwei Gerölle mit Globotruncanen bestimmt werden. Diese Komponenten könnten jedoch von einer lokalen intrabasinalen ? Formation stammen.

Die granitischen Komponenten zeigen in vielen Belangen Ähnlichkeiten mit den von SARASIN (1892) beschriebenen. Die «roten Porphyre» aus der Berra dürften den Alkalirhyoliten, die roten Granite von Gurnigel, Berra und Habkern den Alkaligraniten und Kalkalkaligraniten dieser Arbeit entsprechen. Bei einzelnen «grünlichen und grauen Graniten» hat der Autor jedoch Bedenken, ob es sich um echte Granite handelte.

Diese Gerölle-Analysen sind im allgemeinen vergleichbar mit den Ergebnissen von VAN STUIJVENBERG (1979) und MOREL (1980) im Gurnigel-Flysch, wobei jedoch hier im Schlieren-Flysch wieder lithostratigraphisch bzw. sedimentologisch bedingte Variationen aufgezeigt werden können. Im weiteren konnte eine Reihe von Gerölle-Typen bestimmt werden, die in den oben genannten Arbeiten nicht erwähnt wurden.

Die Übersicht erhebt keinen Anspruch auf Vollständigkeit, weil eine begrenzte Zahl von Komponenten studiert wurde. Zum anderen muss angenommen werden, dass eine erosions- und transportbedingte natürliche Auswahl vorhanden ist. Dies kann, aber muss nicht das Fehlen von ausgesprochen terrigenen extrabasinalen sedimentären Komponenten verursacht haben.

6.5 Modalanalyse der Sandsteine

HUBERT (1967) unternahm erste systematische petrographische Untersuchungen in den Sandsteinen präalpiner Flysche. Nach seinen Ergebnissen ist der Schlieren-Flysch im Mittel als lithische Arkose zu bezeichnen (Klassifikation FOLK 1980). Seine Analysen im Gurnigel-Flysch wurden von VAN STUIJVENBERG (1979) und MOREL (1980) mehr oder weniger bestätigt und ergaben im Mittel feldspatführende Litharenite und lithische Arkosen.

DICKINSON (1970) bemängelt, dass bei der sedimentpetrographischen Beurteilung von Grauwacken der Entstehung der Matrix (diagenetisch oder sedimentär) zu wenig Beachtung geschenkt wird, da – nach allgemeiner Auffassung – der Mineralbestand durch diagenetische Vorgänge oft verändert wurde und somit auf die ursprüngliche Zusammensetzung keine Rückschlüsse gezogen werden können. Nach seiner Ansicht sollte in jedem einzelnen Falle die Bildungsart der Matrix festgestellt werden. Sofern diese nämlich rein *sedimentären* Ursprungs ist, wäre es möglich, durch Analysen der Kornbestände Hinweise auf die Liefergebiete zu erhalten. Dieses Vorgehen verlangt eine einheitliche und reproduzierbare Auszählung der Körner, die für das Basisdiagramm $Q-F-L$ in drei Gruppen einzuteilen sind (siehe auch WILLIAMS et al. 1954): (1) stabile Körner, (2) Feldspäte und (3) instabile feinkörnige Gesteinsbruchstücke. Für grobkörnige Gesteinsbruchstücke wird angenommen, dass sie sich durch Verwitterung und Transport in monominerale Einzelkörner aufsplintern (für eine anschauliche Darstellung vgl. ZUFFA 1980). Dadurch sind die Ergebnisse nicht mehr direkt ins Klassifikationsschema von FOLK (1980) einzuordnen. DICKINSON (1970) empfiehlt deshalb, Grauwacken und Arkosen als «subquartzous sandstones» mit adjektivischen Präzisionen nach CROOK (1960) zu bezeichnen. Der Zweck der Auszählungen liegt auch weniger in der reinen Klassifikation terrigener Gesteine selbst, sondern in ihrer Charakterisierung durch signifikante Korn-Parameter. Solche standardisierte Zählungen an Sandsteinen mit bekannten Liefergebieten oder aus plattentektonisch definierten Ablagerungsräumen – verglichen mit gleichen Daten von Sandstein-Serien, über die keine entsprechenden Informationen vorliegen – könnten zusätzliche Kriterien für deren Materialherkunft liefern.

Diese Idee wurde in einer Reihe von Arbeiten weitergeführt: GRAHAM et al. (1976), INGERSOLL (1978), DICKINSON et al. (1979), MOORE (1979), INGERSOLL & SUCZEK (1979), DICKINSON & VALLONI (1980), ZUFFA et al. (1980), VALLONI & MAYNARD (1981), GANDOLFI et al. (1981), u. a.

Untersuchungen in diesem Sinne scheinen in der Flysch-Forschung ein geeignetes Mittel darzustellen. Es wurden deshalb für die vorliegende Arbeit in einer Reihe von auf Karbonat (DICKSON 1966) und Feldspat (NORMAN 1974) gefärbten Dünnschliffen 300 Punkte mit dem «point counter» ausgezählt und nach der oben zitierten Literatur in folgende Gruppen eingeteilt (siehe zur Illustration die entsprechenden Phototafeln VIII–X):

- Q_m Monokristalliner Quarz: gerade und undulös auslöschende Quarze oder grobkörnige Aggregate.
 Q_p Polykristalliner Quarz: feinkörnige Quarz-Aggregate mit paralleler Textur.
 T_Q Tektonischer Quarz: feinkörnige Quarz-Aggregate mit paralleler Textur.
 C Hornstein: opaline bis chalzedonische Aggregate, die bei der Feldspatfärbung keinen Farbstoff annehmen.
 P Plagioklas: Zwillinge nach dem Albit- oder Karlsbad-Gesetz, häufig ist aber keine Verzwillingung sichtbar; Körner frisch wie auch korrodiert erhalten.
 K Orthoklas: oft perthitisch und korrodiert.
 T_{QM} Quarz/Glimmer-Tektonit: paralleltexturierte fein- bis mittelkörnige Aggregate von Quarz, Muskovit und/oder Biotit.
 M_p Polykristalliner Glimmer: feinkörnige Aggregate von Hellglimmer oder Chlorit ohne oder selten mit etwas Quarz.
 L_{vh} Hypabyssale und vulkanische Bruchstücke: feinkörnige, intersertale bis mikrolithische Grundmassen mit z. T. Feldspat-Platten: durch die Färbung kann die Art der Feldspäte festgestellt werden; wenn das Fadenkreuz auf einen Einsprengling fiel, wurde dieser auch gezählt.
 M Glimmerplättchen: Biotit, Chlorit und Muskovit.
 G Glaukonit: grüne und teilweise bräunliche Aggregate.
 Z Zement: sparitischer bis feinkristalliner eisenführender Calcit-Zement.
 $Matrix$: Tonige feinkristalline Matrix; hierzu wurden auch bei der Ablagerung nicht lithifizierte, siltige bis leicht sandige, intrabasinale Gerölle («mud flakes») gezählt (= Pseudomatrix nach DICKINSON 1970).
 O Organogene Bruchstücke von Foraminiferen, Inoceramen, Echinodermen, Algen, etc.; unterscheiden sich vom Zement durch ihre rote Färbung; z. T. verkieselt.
 L_{sed} Sedimentäre bis leicht metamorphe Bruchstücke:
 – Dolomitische, mikritische bis feinsparitische Bruchstücke.
 – Biomikrite und -sparite.
 – Sandige, calcarenitische Bruchstücke; im Zweifelsfalle zur Matrix gezählt.
 – «Schiefer»-Bruchstücke, die sich im Mineralgehalt, Textur und Härte deutlich von «mud flakes» unterscheiden liessen.
- Übrige*: Schwerminerale, Kohleschmitzen, organische Imprägnationen und Unbestimmbare.

Die Ergebnisse der Auszählungen sind in den Figuren 38 und 39 zusammengestellt. Die Sortierung der Sandsteine ist mittel bis gut, die Quarzkörner sind angerundet bis gut gerundet. Die Gesteine bestehen aus 40–50% organogenem Detritus, Zement bzw. Matrix, Glaukonit und übrigen, nicht detailliert aufgeführten Elementen. Der sparitische Zement ist eisenhaltig, und die Matrix ist zum Grossteil sedimentär (Protomatrix und Pseudomatrix nach DICKINSON 1970). Das Vorkommen von Matrix oder Zement hängt vom Schüttungsmechanismus ab. Die Feldspäte sind mehr oder weniger stark durch Calcit-Zement ersetzt (siehe Taf. X). Im Falle von Plagioklas bleibt der Calcit-Zement rot gefärbt und gibt so die ursprüngliche Kornform wieder. Beim Ersatz von Kalifeldspat nimmt der Calcit ebenfalls eine leichte Rotfärbung an.

Beide Feldspäte zeigen z. T. Albit-Wachstum innerhalb der Körner (vor allem in Kalifeldspat = Fleckenperthit) und randliche Anwachsungen. Der Quarz ist nur randlich durch Calcit ersetzt worden oder gar nicht korrodiert (siehe Abschnitt 5.5.5 und Taf. VIII–X). Die feinkörnigen Gesteinsbruchstücke haben nur geringfügige diagenetische Veränderungen erfahren.

Die diagenetischen Umwandlungen im Schlieren-Flysch halten sich demnach in Grenzen, so dass die Auszählungen den ursprünglichen Kornbestand erfassen sollten.

Das Konzentrationsdreieck $Q-F-L$ (Fig. 39) zeigt die kompositionelle Reife der Sandsteine [$Q = Q_m + Q_p + C$; $F = P + K$; $L = T_Q + T_{QM} + L_{sed} + L_{vh} + M_p$]. Sie haben einen mittleren Modus von $Q_{60} F_{26} L_{14}$. Sie sind nach DICKINSON (1970) als «lithofeldspatic subquartzous sandstones» oder in Anlehnung an die Nomenklatur von FÜCHTBAUER & MÜLLER (1970) als «feldspatführende bis feldspatreiche Sandsteine mit Gesteinsbruchstücken» zu bezeichnen. Die Trennung in plagioklasführende Sandsteine ($K < 2\%$) und plagioklas- und orthoklasführende Sandsteine ergibt im ersten Fall einen Modus von $Q_{56} F_{27} L_{17}$ und im zweiten Fall $Q_{64} F_{25} L_{11}$: Sie werden im weiteren *Population 1* und *Population 2* genannt. Im Konzentrationsdreieck Q_m-P-K nehmen die beiden Populationen verständlicherweise verschiedene Felder ein. Das Dreieck Q_m-F-L ($L_t = Q_p + C + T_{QM} + M_p + L_{vh} + L_{sed}$) bringt keine wesentlichen Veränderungen zum $Q-F-L$ -Diagramm.

Das Dreieck $QP-L_{vh}-L_{sm}$ ($QP = Q_p + T_Q + C$; L_{vh} ; $L_{sm} = L_{sed} + T_{QM} + M_p$) nach GRAHAM et al. (1976) zeigt die Tendenz der *Population 1* zu höheren Gehalten an intermediären vulkanischen und hypabyssalen Fragmenten. Im gleichen Diagramm fällt eine Gruppe von Proben auf, die sich vorwiegend durch höhere Prozente an Hornstein-Fragmenten auszeichnet.

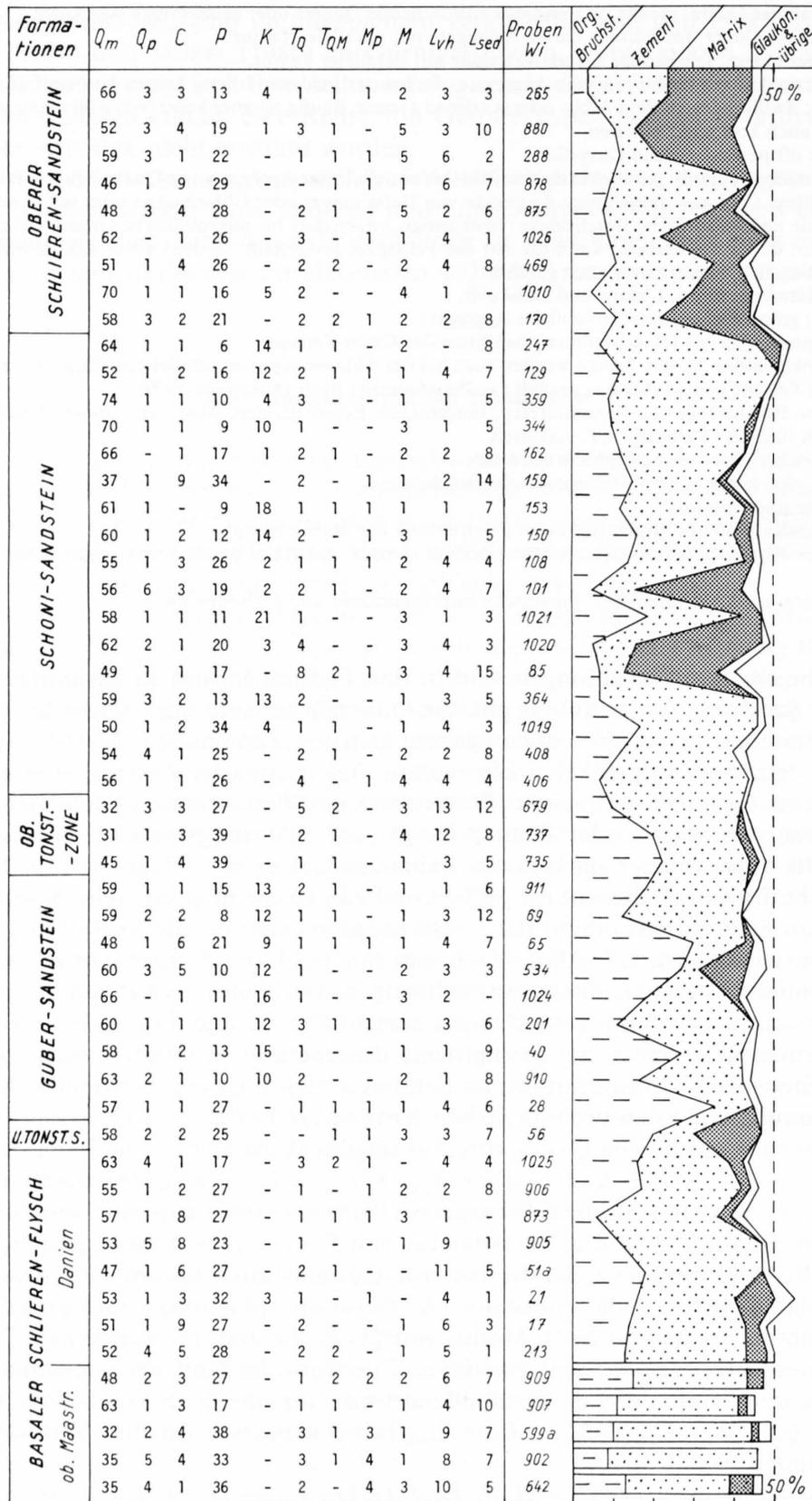


Fig. 38: Modale Zusammensetzung der Sandsteine; Proben aus der tektonisierten Unterlage oder aus der «Habkern-Mulde» sind in Stabdiagrammen dargestellt (die Abkürzungen sind im Text erklärt).

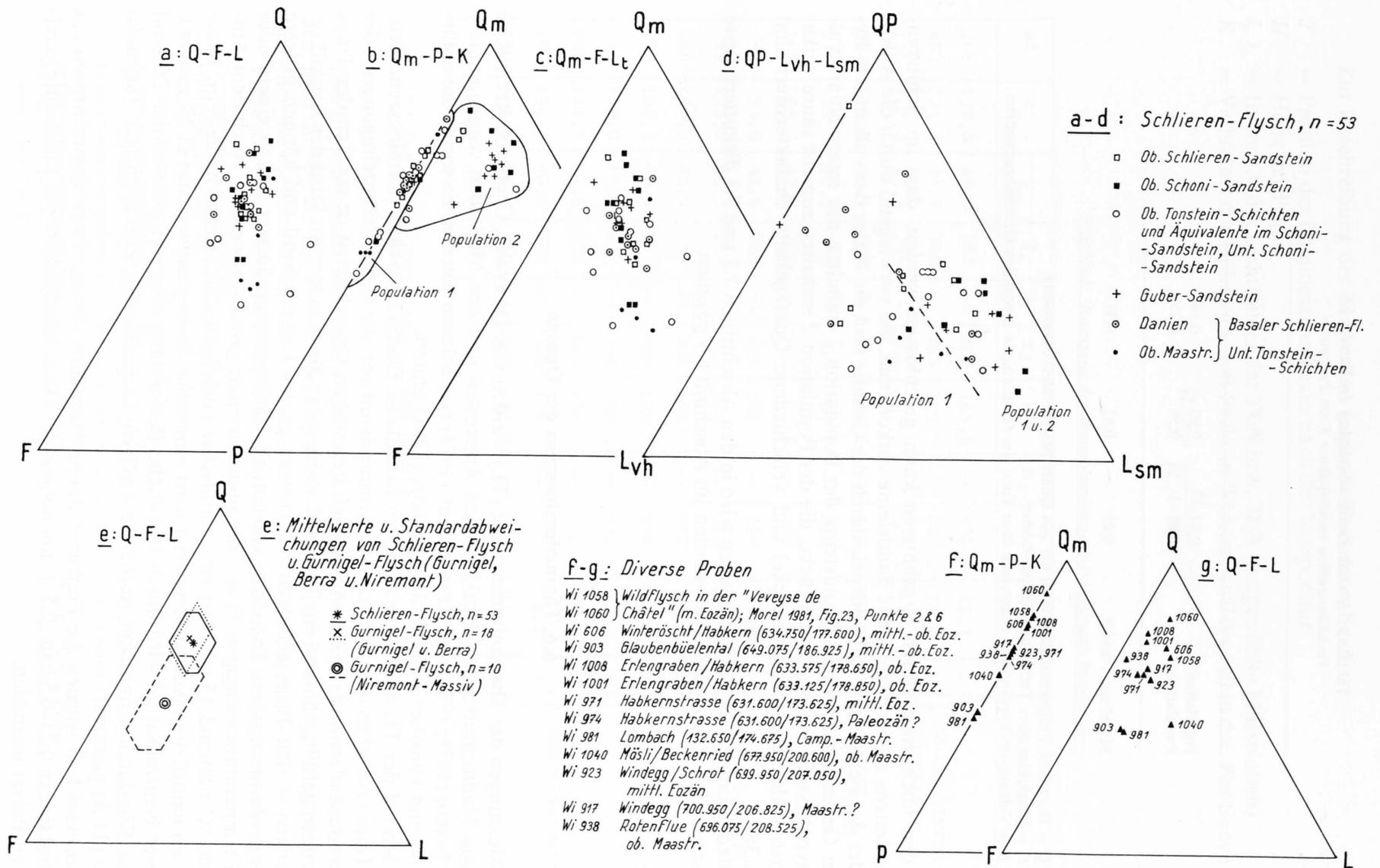


Fig. 39: Konzentrationsdreiecke zur modalen Zusammensetzung der Sandsteine im Schlieren-Flysch (a-d) im Vergleich mit dem Gurnigel-Flysch (e) sowie Sandsteinen aus dem Wildflysch und anderen mit dem Schlieren-Flysch korrelierten Formationen (f, g) (die Abkürzungen sind im Text erklärt).

Tabelle 3: *Modale Zusammensetzung der Sandsteine:
Verhältniszahlen verschiedener Korn-Parameter*

	<i>C/Q</i>	<i>P/F</i>	<i>V/L</i>
Population 1	0,07	0,99	0,34
Population 2	0,03	0,56	0,25
Mittel aus 1 und 2	0,05	0,82	0,31

C/Q = Hornstein-Fragmente über Total der aus Quarz bestehenden Fragmente.

P/F = Plagioklas über Total der Feldspat-Körner.

V/L = Vulkanisch/hypabyssale Fragmente über Total der feinkörnigen unstablen Gesteinbruchstücke.

Aus den oben angeführten Ergebnissen kann geschlossen werden, dass im Schlieren-Flysch mindestens zwei verschiedene Sandsteine vorkommen, die vorwiegend durch die Anwesenheit oder das Fehlen von Kalifeldspat, durch die Gehalte und die Natur der vulkanisch/hypabyssalen Gesteinsbruchstücke (Sandsteine der Population 1 enthalten nur intermediäre vulkanisch/hypabyssale Gesteinsbruchstücke, die der Population 2 enthalten zumeist saure vulkanisch/hypabyssale Gesteinsbruchstücke) und verschiedene Quarzgehalte charakterisiert sind (siehe Fig. 38).

Die Bedeutung dieser Beobachtungen wird in den Abschnitten 7.2 und 7.3 diskutiert. Erste Ergebnisse aus dem Gurnigel-Flysch werden im Abschnitt 6.9 gegeben.

6.6 Thermolumineszenz der Quarze

Die Messungen der Thermolumineszenz (TL) wurden von Dr. Ivaldi, Centre de Recherche de Géologie Méditerranéenne (Nice), mit den Apparaten und den Methoden vorgenommen, wie sie in IVALDI (1971, 1974) und KELLER et al. (1971) beschrieben wurden. Es wurde die natürliche (TLN) und künstliche Thermolumineszenz (TLA) eruiert.

Das Modell der TL sieht in Festkörpern zusätzliche Energie-Niveaux (Lumineszenz-Zentren und Traps) zwischen dem Valenz- und Leitungsband vor, die durch Verunreinigungen oder Baufehler entstanden sind. In einem natürlich bestrahlten Quarzkristall ist ein Teil der Traps mit Elektronen gefüllt, während ein Teil der Lumineszenz-Zentren leer ist. Wird der Kristall erhitzt, gelangen in den Traps gefangene Elektronen in das Leitungsband und können in leere Lumineszenz-Zentren gehen. Die dabei entstehende Lichtemission äussert sich in einem oder mehreren temperaturabhängigen Peaks, die photometrisch gemessen werden. Nach dem Aufheizen (500 °C während 15 min.) ist ein thermischer Gleichgewichtszustand hergestellt. Diese Messung am natürlichen Ausgangsmaterial wird *natürliche Thermolumineszenz* (TLN) genannt. Nach dieser Neutralisation wird durch künstliche Bestrahlung wieder ein instabiler Zustand geschaffen. Die durch neuerliches Aufheizen bewirkte Lichtemission wird *artifizielle Thermolumineszenz* (TLA) genannt.

In unserem Fall wurden die Präparate durch Auspicken von ca. 1 cm³ Quarzkörnern aus den Siebfraktionen 0,25–0,5 bzw. 0,5–1 mm hergestellt. Diese wurden kurz mit Flusssäure gereinigt und zu Pulver gemahlen.

Zur Beschreibung der TL werden folgende Parameter benützt:

T = Position der Lumineszenz-Peaks nach der Temperatur

H = Höhe der Peaks

i_n, i_a = Intensität des Lichtflusses der TLN bzw. TLA (freigewählte Masseinheit)

R = Verhältnis der Höhe von zwei Peaks in Werten von 0 bis 100 in den Positionen T_1 und T_3

$$R_{1-3} = \frac{H_1}{H_1 + H_3} \cdot 100$$

Tabelle 4: Parameter der Thermolumineszenz-Proben nach Formationen

Wi	i_n	i_a	T_1	T_2	T_3	H_1	H_2	H_3	R_{1-3}	**	Formation
265	139,0	40,6	267	--	362	145,5	--	496	22,7	2	Ob. Schlieren-Sandstein
469	121,4	37,8	269	--	365	109	--	489,5	18,2	1	
170	105,3	40,3	275	--	366	87	--	465,5	15,7	1	
247	110,1	40,3	275	--	367	106,5	--	439,5	19,5	2	Ob. Schoni-Sandstein
129	113,5	40,3	273	--	365	87	--	470	15,6	2	
108	109,2	42,3	275	--	366	95,5	--	448	17,6	1	Unt. Schoni-Sandstein
97	93,8	44,8	268	--	362	106	--	354	23,0	1	
85	125,5	40,3	263	--	362	198	--	361	35,4	1	
406	148,3	49,0	264	--	362	139	--	592	19,0	1	
679	162,3	40,2	275	--	366	191	--	574	25,0	1	Ob. Tonstein-Schichten
69	139,0	51,0	273	--	364	150	--	522	22,3	2	Guber-Sandstein
201	144,5	47,5	276	--	365	135	--	570	19,1	2	
190	156,0	40,6	268	--	365	174	--	561	23,7	2	
40	160,0	45,0	270	--	364	178,5	--	609	22,7	2	
51	105,3	47,0	277	--	365	76	--	470	13,9	1	Bas. SF. Danien

** Sandsteinpopulation (siehe Abschnitt 6.5)

Die Ergebnisse der Messungen sind in Tabelle 4 aufgeführt. Es muss jedoch betont werden, dass die Anzahl der Proben nicht ausreicht, um definitive Schlüsse zu ziehen; es handelt sich eher um die Diskussion erster TL-Resultate aus dem Schlieren-Flysch.

Folgende charakteristische Werte können aus der Tabelle 4 entnommen werden:

- Gesamtintensität der TLN: $93,8 < i_n < 162,3$
- Gesamtintensität der TLA: $37,8 < i_a < 51,0$
- Position der Niedrigtemperatur-Peaks der TLN: $263^\circ\text{C} < T_1 < 277^\circ\text{C}$ ($\bar{x} = 271^\circ\text{C}$)
- Position der Hochtemperatur-Peaks der TLN: $362^\circ\text{C} < T_3 < 367^\circ\text{C}$ ($\bar{x} = 364^\circ\text{C}$)
- Verhältnis der Intensitäten der beiden Peaks: $13,9 < R_{1-3} < 35,4$
- Die Variationen der TLN und TLA sind gering (Fig. 40a), und nach den zur Verfügung stehenden Proben zeigen die beiden Sandsteinpopulationen 1 und 2 in den Quarzkörnern keine signifikanten Unterschiede.
- Es wurden einige Aspekte geprüft, die die TL beeinflussen könnten:
 - a) Die Granulometrie des Ausgangsgesteins nimmt in erster Annäherung keinen Einfluss.
 - b) Das Verhältnis R_{1-3} in den Sandsteinen der Population 1 scheint leicht mit dem Apatit- bzw. Turmalin-Gehalt zu korrelieren (Fig. 40b, c).

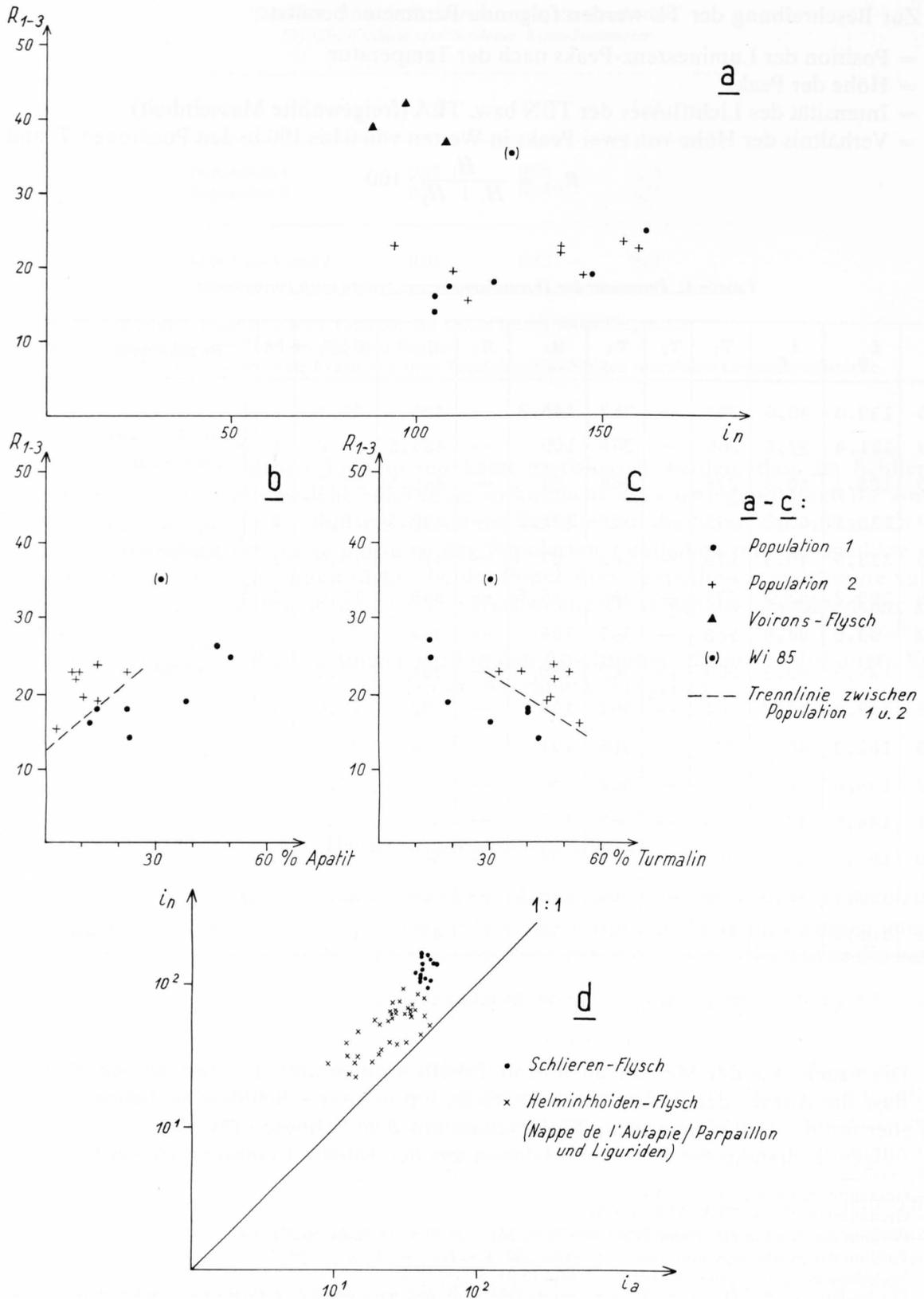


Fig. 40: Parameter der Thermolumineszenz (a) im Vergleich mit Apatit- bzw. Turmalingehalten (b, c) und mit anderen Flyschen (a, d), deren Werte von Dr. Ivaldi (Nizza) zur Verfügung gestellt wurden.

- c) Die Anwesenheit verschiedener Quarz-Typen könnte das Verhältnis R_{1-3} beeinflussen: Wi 51 und 170 enthielten eine homogene Population von Quarz und zeigen tiefe Werte für R_{1-3} . Wi 247 und 679 führten drei und vier verschiedene Quarz-Typen, in unterschiedlichen Proportionen und zeigten höhere R_{1-3} .
- Die Probe Wi 85 fällt in mehreren Belangen aus der Reihe.
- Die Gesamtintensität der TLN ist relativ hoch, die der TLA niedriger und sehr homogen (Fig. 40d) und unterscheidet sich damit von den Werten aus Helminthoiden-Flysch, die von Dr. Ivaldi zur Verfügung gestellt wurden.

Nach den Erfahrungen von Dr. Ivaldi weisen die hohen Intensitäten der TLN auf die Anwesenheit von Quarzen von SiO_2 -übersättigten Gesteinen mit felsitischer Textur hin (z. B. Mikrogranite und -granodiorite, quarzführende Mikrodiorite, Rhyodacite, etc.). Nach den Gerölle-Analysen (Abschnitt 6.4) sind Gesteine dieser Art in beiden Sandstein-Populationen anzutreffen. Dies könnte ein Grund sein, warum die Populationen nach der TL keine signifikanten Unterschiede aufweisen. Eine ausgleichende Überdeckung der TL-Werte der beiden Populationen durch Quarze von Gneisen, Quarziten und sedimentären Serien scheint wenig wahrscheinlich, da sie in der Regel niedrige Intensitäten der TLN aufweisen ($i_n < 100$) und einen sehr grossen Anteil an den Proben ausmachen müssten, um diesen Effekt zu erzielen.

Nach diesen Überlegungen müssen zumindest zwei Möglichkeiten in Betracht gezogen werden:

1. Der Schlieren-Flysch wurde von einer einzigen Liefergebiet-Provinz gespeist, in der unter anderem verschiedene co-magmatische Differentiate der Erosion ausgesetzt waren.
2. Es existieren zwei verschiedene Liefergebiete mit ähnlichen Charakteristika der TL, wobei die Sandsteine von einer Quelle (Population 1) stärkere Variationen aufweisen.

In Figur 40a sind TL-Werte für drei Proben von Dr. Ivaldi aus dem Gurnigel-Flysch im Voiron-Gebiet eingezeichnet. Sie wurden an der Strasse von Juffly nach Le Planet genommen: EP1 und EP2 an der Lokalität Nr. 8 (NP5-6, Thanétien) und EP3 an der Lokalität Nr. 11 (NP11, Ilerdien) nach der Aufschlusskarte in JAN DU CHÊNE et al. (1975). Die TL-Kurven zeigen einen ähnlichen Verlauf wie im Schlieren-Flysch, die Gesamtintensitäten sind jedoch relativ tief und das Verhältnis R_{1-3} liegt höher. Die Probe Wi 85 (NP11) im Schlieren-Flysch kommt ihnen am nächsten. Nach Dr. Ivaldi könnte es sich um Quarze von einem anderen Liefergebiet handeln.

6.7 Mikrothermometrische Messungen an Quarzkörnern

An 16 gröberen Quarzkörnern aus 11 Schwermineral-Proben wurden von Dr. Mullis, Mineralogisch-Petrographisches Institut der Universität Freiburg, mikrothermometrische Untersuchungen und deren Interpretationen vorgenommen. Da die Körner auf ca. 0,2 mm Dicke abgeschliffen und beidseitig poliert werden mussten, war eine Auswahl grösserer Körner nötig ($\varnothing \sim 2-4$ mm).

Die Methode der Mikrothermometrie besteht darin, dass unter dem Mikroskop mit Heiz- und Kühlaufsatz die Umwandlungstemperaturen von festen, flüssigen und gasförmigen Phasen in Einschlüssen gemessen werden, was wiederum ihren Chemismus zu bestimmen erlaubt (siehe MULLIS 1976, mit zitierter Literatur).

Der Grossteil der Körner enthält nur eine Art von Einschlüssen aus dem System $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ (Tab. 5), was auf Bildungsbedingungen in der höheren Anchizone bis mittlere Epizone hinweist (MULLIS 1979). Die Herkunft der Quarze von Graniten oder Tonaliten (die mikrothermometrisch wahrscheinlich nicht zu unterscheiden wären) scheint ausgeschlossen, da nicht oder nur annähernd 5-8 Gewichtsprozent-Äquivalent NaCl , wie es häufig in alpinen Graniten beobachtet werden kann, erreicht werden. Die niedrigen Gewichtsprozent-Äquivalente NaCl und die tiefen Homogenisationstemperaturen sprechen auch gegen eine Herkunft von Paragneisen, wie sie heute im alpinen Raum gefunden werden.

Tabelle 5: Mikrothermometrische Werte einiger grober Quarzkörner

Proben Wi	n Körner	n Einschlüsse studiert	H ₂ O - NaCl CO ₂ -CH ₄ -H ₂ O-NaCl HKW	Gewichtsprozent- Äquivalent NaCl (\bar{x})	\bar{x} T _{hom} H ₂ O-Gas [°C]	Extremwerte T _{hom} [°C]	Formation
294	1	7	*	2,21	104	104	Ob.Schlieren-Sandstein
288	1	17	* *	1,70	157	156-159	
162	2	10	*	1,87	106	85-124	
129	1	4	*	1,70	132	119-149	
128	1	2	*	1,40	108	103-112	Schoni-Sandstein
101	1	6	*	5,00	153	126-168	
97	1	17	*	1,87	95	83-105	
85	1	14	* *	1,53	118	91-140	Guber-Sandstein
77	1	5	*		86	77- 99	
69	2	30	*	1,70	94	82-107	
38	3	16	*	2,04	85	59-103	

\bar{x} = Mittelwerte
 HKW = höhere Kohlenwasserstoffe
 Fluids = flüssige und gasförmige Phasen

Diese Überlegungen und die Anwesenheit diverser Festkörper-Einschlüsse (vor allem Erze) lassen den Schluss zu, dass es sich bei den untersuchten Körnern vorwiegend um Gangquarze mit Hinweisen auf Vererzungen handelt.

Die Proben Wi288 und 85 weisen komplexere Entwicklungen auf:

- Wi288: Die ursprüngliche Einschluss-Generation bildete sich im System H₂O-NaCl. Die zweite Fluid-Generation des HKW-Systems wurde später retrograd und nach der Sedimentation des Schlieren-Flysches im *P-T*-Bereich der Diagenese eingeschlossen.
- Wi85: Dieser Quarz hat ebenfalls eine retrograde, jedoch voredimentäre Entwicklung durchgemacht. Nach neueren Erkenntnissen von Dr. Mullis kommt es beim retrograden Übergang vom CO₂-System (höhergradige Epizone/Mesozone) zum H₂O-NaCl-System (höhergradige Anchizone / niedriggradige und mittlere Epizone) zu einem zeitweiligen Auftreten von CH₄ in der CO₂-Phase. In diesem Fall würde das Korn ursprünglich von einem mittelmetamorphen Paragneis stammen.

Zusammenfassend kann aus den Ergebnissen gefolgert werden, dass durch die Auswahl möglichst grosser Körner vornehmlich Gangquarze untersucht wurden, die erfahrungsgemäss wie die gesteinsbildenden Quarze den erreichten Stand der Metamorphose im Liefergebiet und in einer Probe auch im Schlieren-Flysch nach der Sedimentation widerspiegeln (Wi288). Ein direkter Vergleich mit den Ergebnissen der Thermolumineszenz ist bereits aufgrund der verschiedenen Korngrössen, die für die Untersuchungen verwendet wurden, nicht möglich.

6.8 Mineralogische Untersuchungen an Bentoniten

Bentonite sind Schichten von vorwiegend Montmorillonit mit anderen Tonmineralien und Körnern von Feldspat, Biotit, Magnetit und Zirkon. Manchmal wird ihre vulkanische Herkunft durch reliktschen Bimsstein oder Glasfragmente bestätigt (NOCKOLDS et al. 1979). WEAVER

(1963) fordert für die Interpretation von nicht auf- oder umgearbeiteten Bentoniten die Anwesenheit von Biotit und euhedralen Zirkonen, Apatiten und etwas Titanit.

Im Schlieren-Flysch konnten bis jetzt als Bentonite zu interpretierende Schichten in den Tonstein-Schichten und im Schoni-Sandstein gefunden werden (siehe z. B. die Profile XV, Fig. 22; XVI, Fig. 23, XVIII, Fig. 25).

Diese *Fazies V* (Abschnitt 5.3) ist im Schlieren-Flysch gewöhnlich an hemipelagisch dominierte oder dünnbankige feinsandige Fazies-Assoziationen gebunden. Sie tritt in Form von grünlich-weißen, gelben und orange-braunen, karbonatfreien Schichten auf (Wi 1056 führt jedoch eine reiche kalkige Foraminiferen-Fauna). Im Feld kann manchmal eine feine Parallel-Laminierung beobachtet werden; die Kontakte zu den umliegenden Sedimenten sind mehr oder weniger scharf ausgebildet. Die Schichten sind bioturbiert, und die weißen treten stratigraphisch früher auf.

R. Morel stiess bei seiner Arbeit im Gurnigel-Flysch (MOREL 1980) auf hellgelbe Schichten, die nach seinen Beobachtungen häufig auftreten. Seine Vermutung, es könnte sich um vulkanische Einlagerungen handeln, wurde nicht weiterverfolgt. Anlässlich gemeinsamer Feldbegehungen mit R. Morel und J. van Stuijvenberg wurden die Proben Wi 1056 (Profil Le Dâ, MOREL 1980) und Wi 1050 (Profil Oschoube, VAN STUIJVENBERG 1979) genommen. Im Profil Äbegrabe (VAN STUIJVENBERG 1979) konnte auch ein braunes Niveau, ähnlich den orange-braunen im Schlieren-Flysch, beobachtet werden.

In *Dünnschliffen* von gehärteten Proben können folgende Beobachtungen gemacht werden:

- Wi 672 besteht aus feinsten gelber Tonmatrix mit Plagioklas-Körnern; Wi 796 und 1065 enthalten kleine (0,05–0,15 mm), parallel angeordnete vulkanische Fragmente, die z. T. unter gekreuzten Nicols isotrop bleiben, bzw. fein radial oder gröber entglast sind und die rote Plagioklas-Färbung annehmen (Taf. X und XI). Die Körner sind eher regelmässig geformt und gradiert geschichtet. Die entglasten vulkanischen Fragmente sind z. T. ähnlich den in den Sandsteinen der Population 1 gefundenen vulkanisch/hypabyssalen Gesteinsbruchstücken (L_{vh} im Abschnitt 6.5).
- Die Plagioklase zeigen Zwillinge nach dem Albit- und Karlsbad-Gesetz, keine Zwillinge oder aber häufig eine progressive Auslöschung, was auf ihren vulkanischen Ursprung hinweist (siehe Taf. X).
- An Plagioklasen mit geeignetem Zwillingbild wurden in mehreren Fällen die Anorthit-Gehalte bestimmt: die Körner könnten demnach unter Oligoklas/Andesin, Andesin und manchmal als Bytownit eingereiht werden.
- Wi 842 zeigt eine Mischung von parallel laminiertem Quarz, Hellglimmer und größeren Tonmineralien mit der umgebenden feinkörnigen tonigen Matrix mit Plagioklasen. Im weiteren enthält die Probe wie auch Wi 832 dendritische Mangan-Ausscheidungen (siehe Taf. XI).
- Die Bioturbation äussert sich unter dem Mikroskop als dunklere feinkörnige Fleckung.

Schwermineralien (Fig. 41): Sie wurden mit Desogen (Ciba-Geigy) und Ultraschall aus der Tonmatrix gelöst und mit Bromoform von der leichten Fraktion getrennt. In drei Fällen kann eine starke Vorherrschaft von Apatit (93–95 % in Wi 796, 1065 und 832) und in zwei Fällen eine Apatit–Zirkon–Anatas–(Sphen-)Assoziation festgestellt werden (Wi 842, 1050). Wi 1056 zeigt die variabelste Assoziation und ist durch 5 % Chromspinell ausgezeichnet. Granat, Turmalin und andere Minerale der TiO_2 -Gruppe sind in unterschiedlichen, doch immer untergeordneten Mengen vorhanden.

Die Apatite erscheinen allgemein in saubereren, oft idiomorphen oder durch zahlreiche opake Einschlüsse verschmutzten Exemplaren, die Zirkone sind häufig idiomorph. Überdies sind viele opake Mineralien, Sphärolithe, «Cherts» und etwas Biotit zu beobachten. Die von WEAVER (1963) geforderte Anwesenheit idiomorpher Schwermineralien ist demnach zum Teil realisiert.

Tonmineralien (Fig. 41): Sie wurden in der Fraktion $< 2\mu$ qualitativ und semi-quantitativ bestimmt; die Diffraktogramme von Wi 672 und 796 sind in Figur 35 abgebildet. Die Tonmineral-Verhältnisse zeigen reinen Montmorillonit bis montmorillonitreiche «mixed layer» Illit/Montmorillonit. Drei Proben weisen Illit-Gehalte auf, wovon bei den Proben Wi 842 und 1056 aufgrund des Schwermineral-Spektrums eine stärkere Vermischung mit der normalen hemipelagischen Sedimentation angenommen werden muss. Die im Dünnschliff feinste und homogen-

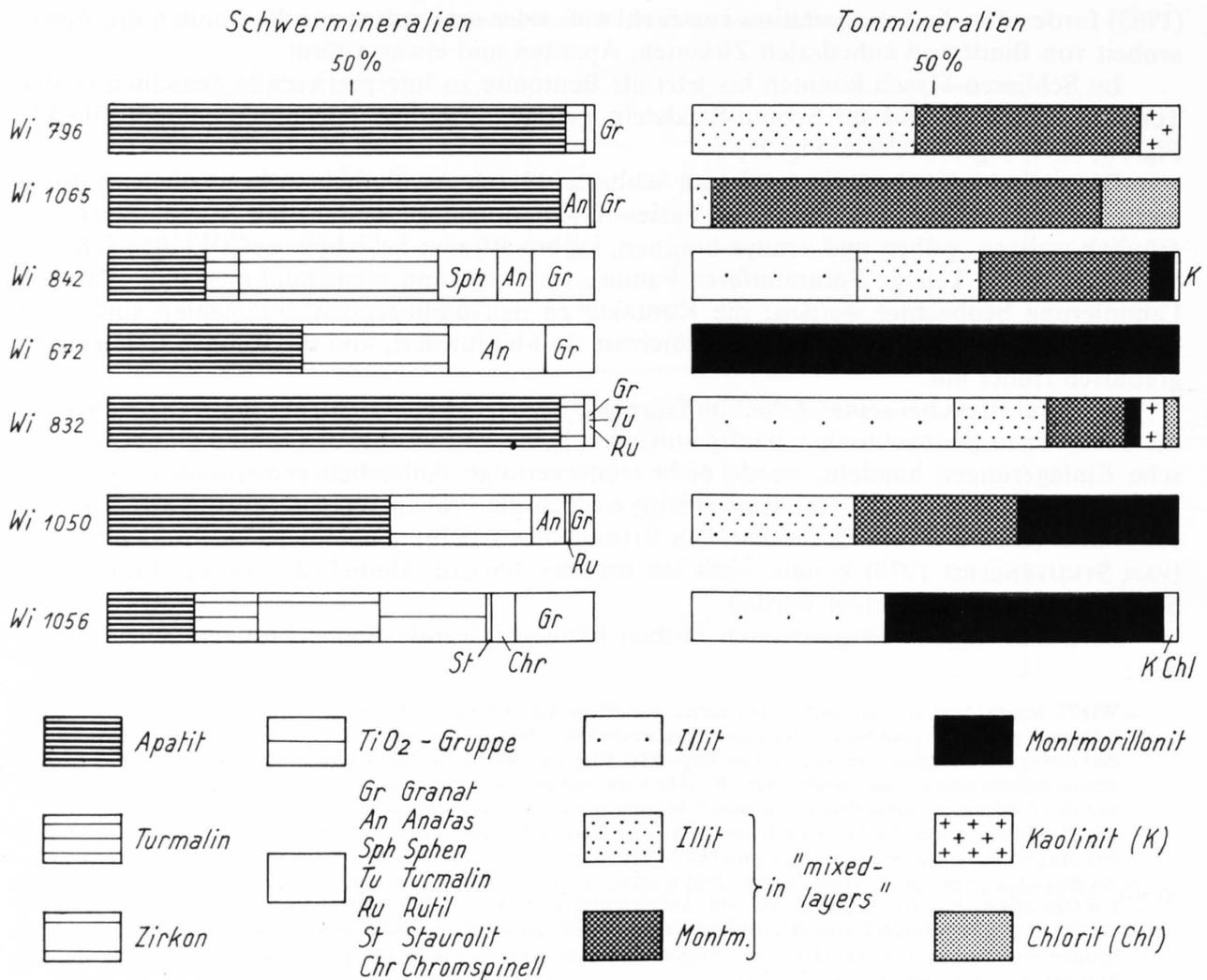


Fig. 41: Mineralogische Untersuchungen an Bentoniten; die Farben nach «GSA Rock-Color Chart» sind folgende: Wi 796: very light grey, Wi 1065: greyish yellow, Wi 842, 672 und 1056: dusky yellow, Wi 832: dark yellowish orange, Wi 1050: pale greenish yellow. Wi 1050 und 1056 kommen aus dem Gurnigel-Flysch.

ste Probe (Wi 672) erweist sich als reiner Montmorillonit. Die Erhaltung des Montmorillonits ist von verschiedenen physiko-chemischen Faktoren abhängig (FREY et al. 1976), und es muss mit einer teilweisen Umwandlung in eine Wechsellagerung Illit/Montmorillonit gerechnet werden (siehe Abschnitt 6.3).

In den gelben Proben Wi 1065 und 672 wurden Diffraktogramme von Pulverpräparaten gefahren: Die Anwesenheit ausgeprägter Anatas-Peaks lässt auf die Gelb-Färbung der Schichten durch dieses Mineral schließen. Der Anatas selbst könnte sich wieder diagenetisch durch die Umwandlung von Sphen gebildet haben (DEER et al. 1978).

Für die *chemische Analyse* der Schicht Wi 672, die durch das Mineralogisch-Petrographische Institut Freiburg ausgeführt wurde, siehe Tabelle 6.

Es fällt vor allem der hohe Gehalt an TiO₂ (Anatas) auf; die anderen Werte stehen nicht im Widerspruch zu Daten von montmorillonitischen Schichten in DEER et al. (1967). Die errechneten ICPW-Normen weisen nach STRECKEISEN (1976) auf eine granodioritische bis dazitische Zusammensetzung hin. Es kann jedoch kein genauer Zusammenhang zum Chemismus des Vulkanismus hergestellt werden, da die Schicht möglicherweise diagenetisch verfälscht wurde (siehe z. B. die zu niedrigen Anteile von Na₂O und K₂O).

Tabelle 6: *Chemismus der Bentonit-Schicht Wi 672*

SiO ₂	48,92 %	Glühverlust	9,68 %
TiO ₂	7,12 %	Spurenelemente :	
Al ₂ O ₃	26,02 %	Ba	1085 ppm
Fe ₂ O ₃	8,89 %	Zr	259 ppm
Fe O	0,41 %	Sr	119 ppm
Mn O	0,04 %	Rb	48 ppm
Mg O	2,46 %	Zn	209 ppm
Ca O	2,93 %	Cu	733 ppm
Na ₂ O	0,31 %	Ni	93 ppm
K ₂ O	1,96 %	Cr	150 ppm
P ₂ O ₅	0,46 %		
	99,52 %		

Bezüglich der *Reinheit der Bentonite* im Schlieren-Flysch müssen folgende Einschränkungen akzeptiert werden:

- Die Sedimentation des Schlieren-Flysches ging in grosser Meerestiefe unter der CCD vor sich (Abschnitt 7.1), und die Bentonite sind gezwungenermassen mit dem Material der hemipelagischen Normalsedimentation mehr oder weniger stark vermischt. Die Schwermineeral-Probe Wi703 (Abschnitt 6.3) zum Beispiel wurde in einem hemipelagischen Niveau genommen und enthält eine reiche, für den Schlieren-Flysch typische Schwermineeral-Assoziation.
- Durch Bioturbation könnte Material aus den angrenzenden Schichten in die Bentonite verschleppt worden sein.

Zusammenfassend kann festgestellt werden, dass in einigen Fällen (Wi796, 1065, 672, 1050) nach den Schwer- und Tonmineral-Analysen ziemlich reine bentonitische Schichten nachgewiesen werden konnten. Die Schichten Wi842, 832 und 1065 sind durch die Normalsedimentation stärker verunreinigt, was sich auch in den oben genannten Analysemethoden ausdrückt. Bentonite sind nicht nur im Schlieren-Flysch, sondern auch im Gurnigel-Flysch anzutreffen. Die orange-braunen Schichten (z. B. Wi832) könnten manganhaltige braune Tiefseetone darstellen (siehe z. B. HOLLISTER et al. 1974).

Die Natur der entglasten vulkanischen Fragmente, die Häufigkeit der Andesin-Plagioklase, der teilweise hohe Apatit-Gehalt und das Fehlen von Kalifeldspäten bzw. Feldspatoiden weisen auf einen dazitisch bis andesitischen, synsedimentären Vulkanismus im Schlieren-Flysch hin.

6.9 Vergleiche einiger petrographischer Resultate aus dem Gurnigel-Flysch und in der nordöstlichen Fortsetzung des Schlieren-Flysches

(Fig. 39 e bis g)¹

Gurnigel-Flysch

Es werden einige vorläufige Resultate von Modalanalysen von Sandsteinen aus dem Gurnigel-Flysch vorgestellt. Sie wurden zum grössten Teil an Proben, die mir von J. van Stuijvenberg und R. Morel zur Verfügung gestellt wurden, vorgenommen. Die Anzahl der Proben ist nicht repräsentativ genug für die Grösse der Flyschmasse und ihren stratigraphischen Umfang, weshalb auch keine detaillierten Angaben gemacht werden.

¹ In einer kurzen Mitteilung (WINKLER et al. 1982) wurde nachgewiesen, dass das Becken des Gurnigel/Schlieren-Flysches von etwa 10 Provinzen beliefert wurde.

Die 13 Sandsteinproben aus dem Gurnigel-Bereich (VAN STUIJVENBERG 1979), die auf den ganzen stratigraphischen Umfang der Serie verteilt sind, führen in der Mehrzahl eine modale Assoziation, die der Population 2 im Schlieren-Flysch ähnlich ist. Eine Probe aus dem oberen Maastrichtien (äquivalent zum Basalen Schlieren-Flysch) und eine Probe aus dem Cuisien (äquivalent zum Oberen Schoni-Sandstein) zeitigen eine Korn-Assoziation vergleichbar mit der Population 1 im Schlieren-Flysch. Zwei Proben aus dem Lutétien, das in der Hauptmasse des Schlieren-Flysches nicht vertreten ist, enthalten viel Plagioklas, der den Kalifeldspat-Gehalt weit übertrifft ($P/F = 0,91$). Bei gemeinsamen Feldbegehungen mit J. van Stuijvenberg wurden einige weitere Proben genommen: 3 Proben aus der Berra zeigen ebenfalls einen deutlichen Überhang von Plagioklas gegenüber Kalifeldspat. Im Profil Oschoube (VAN STUIJVENBERG 1979) wurde in einer Serie mit der Bentonit-Schicht Wi 1050 (siehe Abschnitt 6.8), die nach Alter und Fazies mit den Oberen Tonstein-Schichten korreliert werden kann, in einer Sandsteinbank eine «Population 1» festgestellt. Dieselbe konnte im Profil Äbegrabe I (VAN STUIJVENBERG 1979) in nächster Nähe einer braunen Tonschicht ausgezählt werden.

Von R. Morel wurden mir 10 Proben aus dem Niremont-Gebiet zur Verfügung gestellt (MOREL 1980): Die 3 Proben aus dem oberen Maastrichtien (äquivalent dem Basalen Schlieren-Flysch) sind mit der Population 2 im Schlieren-Flysch vergleichbar. Von den 7 Proben aus dem Lutétien, das in der Hauptmasse des Schlieren-Flysches nicht vertreten ist, zeigt eine Probe die modale Zusammensetzung ähnlich der Population 1, die anderen 6 weisen Affinitäten zur Population 2 auf – das Verhältnis $P/F = 0,62$ in diesen 6 Proben ist jedoch etwas höher.

Nordöstliche Fortsetzung des Schlieren-Flysches

Bei Vergleichsbegehungen zu in der Literatur als Schlieren-Flysch bezeichneten Formationen wurden einige Proben genommen, möglichst mit Nannoplankton datiert und die modale Zusammensetzung der Sandsteine bestimmt (siehe Fig. 38f–g; die untersten 4 Proben).

Moosli-Beckenried (Wi 1040): Dieser Aufschluss wurde von GEIGER (1956) als Basaler Schlieren-Flysch bezeichnet. Mit Nannoplankton konnte oberes Maastrichtien bestimmt werden; die Fazies erinnert an den Aufschluss im Rotbach (Fig. 8) unter der Hauptmasse des Schlieren-Flysches – hier ist jedoch eine mehrmalige Repetition mehr oder weniger kompletter Zyklen zu beobachten. Die Modalzusammensetzung der Sandsteinprobe entspricht der Population 1 im Schlieren-Flysch, wie auch die Konglomerate keine Granite, sondern Tonalite und viel phyllitische Gerölle führen.

Windegg-Grat (Wi 917): Von FREI (1963) als Maastrichtien des Schlieren-Flysches bezeichnet, von HANTKE und Mitarb. (1967) als «Windeggflysch» ausgeschieden. Es konnte keine Nannoplankton-Datierung beige-steuert werden; das Maastrichtien-Alter scheint jedoch aufgrund der Alberese/Hellstätt-Kalke gegeben. Die Sandsteinprobe zeigt einen der Population 1 im Schlieren-Flysch ähnlichen Modus.

Windegg-Schrot (Wi 923): Im Einzugsgebiet des Isentobels sollte an dieser Stelle nach FREI (1963) Ilerdien des Schlieren-Flysches anstehen. Nach den hier bestimmten Nannoplankton-Proben sollte der untersuchte Sandstein ein Alter von oberstem Cuisien/unterstem Lutétien haben; im gleichen Bachlauf abwärts wird der Schlieren-Flysch jedoch älter. Die oben erwähnte Sandsteinprobe zeigt wieder eine modale Zusammensetzung ähnlich der Population 1.

Rotenflue (Wi 938): In der von HANTKE und Mitarb. (1967) als «Habkernflysch» kartierten Bedeckung dieser Klippe findet sich am Ostrand der Rossflue über Couches rouges mit Gips vermengt ein Aufschluss von Sandsteinen mit bläulich anwitternden Mergeln, wie sie im oberen Maastrichtien des Basalen Schlieren-Flysches auftreten. Die Nannoplankton-Datierung mit oberem Maastrichtien und die modale Zusammensetzung («Population 1») der Sandsteinprobe bestätigen diese Annahme.

6.10 Alter und Fazies des Schlieren-Flysches in der Wildflysch-Unterlage

Basaler Schlieren-Flysch

Wegen der zunehmenden Tektonisierung der Schlieren-Flysch-Decke gegen den Wildflysch im Liegenden sind nur in wenigen Fällen Profile im Unteren Basalen Schlieren-Flysch (oberes Maastrichtien) anzutreffen, die einigermaßen, wenn auch tektonisiert, mit einer grösseren Masse von jüngerem Schlieren-Flysch zusammenhängen. Diesen Sachverhalt erfüllen zum Beispiel nur die Aufschlüsse unterhalb 600 m ü. M. in der Grossen Schliere (Profil I, Fig. 6) und die Aufschlüsse im nördlichen Turnschwandgraben ab 1440 m ü. M. und aufwärts (Profil II, Fig. 7). Der grössere Teil von Aufschlüssen musste, um die Aufnahmen im Basalen Schlieren-Flysch für die vorliegende Arbeit zu ergänzen, in Schichtpaketen im Wildflysch oder in der undefinierbaren Übergangszone zwischen Schlieren-Flysch und Wildflysch gesucht werden. Diese Lokalitäten (vgl. auch Tab. 2) sind:

- Rotbach (652.000/197.300), Profil III, Fig. 8; oberes Maastrichtien.
- Rotbach (651.940/197.010); Maastrichtien ?
- Schwandgraben (644.500/185.000); oberes Maastrichtien.
- Leimern (629.640/174.450), im «Flysch mit Oberkreide-Paketen» nach GIGON (1952); oberes Maastrichtien.

Nicht erwähnt wurde bisher in dieser Arbeit der Aufschluss *Lombach* (632.650/174.675) in Wildflysch (GIGON 1952). Alter: Campanien–Maastrichtien. Dieser Aufschluss ist ein Schichtpaket von Basalem Schlieren-Flysch, das einen positiven Zyklus von grobem Konglomerat zu konglomeratischen Sandsteinen und Sandsteinen mit Mergelzwischenlagen enthält; im Hangenden wird die Scholle von stark zerscherten Mergeln mit Gipspaketen bedeckt. Die modale Analyse einer Sandsteinbank ist in Figur 39 *e-f* eingezeichnet und weist eine Zusammensetzung von Population 1 auf; das Konglomerat enthält anstatt «Granite» (GIGON 1952) wieder Tonalit-Gerölle.

In mehreren Fällen konnte das obere Maastrichtien des Basalen Schlieren-Flysches mit Nannoplankton nachgewiesen werden:

- Traubachquertal (632.810/175.220), linkes Bachufer, Wildflysch nach GIGON (1952); oberes Maastrichtien.
- Traubachquertal (632.800/175.460 und 632.660/175.600), Schlieren-Flysch nach GIGON (1952); oberes Maastrichtien.
- Bohlberg–Wiri (632.980/177.770, 633.930/177.770 und 633.460/177.440), Schlieren-Flysch nach GIGON (1952); oberes Maastrichtien.

Das Danien des Basalen Schlieren-Flysches ist zumeist enger mit den grossen Massen des Schlieren-Flysches verknüpft oder bildet eine grössere Scholle wie am Wiri-Bohlberg; in «Wildflysch-Position» konnte bis jetzt nur in einem Aufschluss sicher dieses Alter bestimmt werden: *Rotbach* (651.940/196.880), sie Tabelle 2; Danien.

Weitere Vorkommen von Schlieren-Flysch

- Rotbach (651.960/197.660), Wildflysch mit Einschlüssen nach MOLLET (1921); dünnbankige turbiditische Abfolge mit wenigen hemipelagischen Tonsteinen; Ilerdien.
- Habkernstrasse (631.600/173.625), zwischen «Murchinson-Block» und Globigerinenmergeln in Wildflysch nach GIGON (1952); dünn- bis mittelbankige, turbiditische Sandsteine mit relativ mächtigen Peliten; Paleozän ?

Mittel- bis obereozäne Flysch-Schollen mit Affinität zum Schlieren-Flysch

Es konnten in 6 Fällen in Schichtpaketen im Wildflysch Alter von mittlerem bis oberem Eozän bestimmt werden. In 5 von diesen wurde jeweils an einer Sandsteinbank eine Modalanalyse angefertigt (Fig. 39 *f-g*).

- Müliport (648.000/195.140), Wildflysch mit Einschlüssen (MOLLET 1921); grosses Schichtpaket aus Sandsteinen und Mergeln, das in Wildflysch-Matrix mit Nummulitenkalk- und Alberese-Kalk-Blöcken eingebettet ist; mittleres Eozän.
- Habkernstrasse (631.600/173.625), Wildflysch nach GIGON (1952); der Aufschluss enthält den sogenannten «Murchinson-Block» in der Konglomeratbank, im Liegenden steht eine kurze tektonisierte Sequenz z. T. glaukonitreicher Sandsteine und Mergel an; der «Murchinson-Block» ist ein Tonalit und die Matrix des Konglomerates enthält keine Kalifeldspäte; die Mergel ergaben ein mitteleozänes Alter.
- Glaubenbüelental (649.075/186.925), Oberer Schlieren-Sandstein (Untereozän) nach MOHLER (1966); Aufschluss unter der Klippenscholle in der Verlängerung des Rotspitzes, dünn- bis mittelbankige Sandsteine mit mächtigen turbiditischen Peliten; die Fazies-Assoziation ist vergleichbar mit dem Oberen Schlieren-Sandstein; mittleres bis oberes Eozän.
- Winteröscht/Habkern (634.750/177.600), von GIGON (1952) ohne Altersangabe dem Schlieren-Flysch zugeteilt; Aufschluss in der kleinen, nordwärts gerichteten Abrissnische von dünnbankigen turbiditischen Sandsteinen und karbonatarmen Peliten mit Schlieren-Flysch-Aspekt; mittleres bis oberes Eozän.
- Erlengraben/Habkern (633.125/178.850), nach GIGON (1952) Flysch der basalen Schuppe (?); am linken Ufer, etwas erhöht über dem Erlengraben auf 1390 m, findet sich in einem kleinen Rutsch ein Paket von dünnbankigen, turbiditischen Sandsteinen mit dünnen, schwarzen und grauen Peliten in Wechsellagerung mit grünen, hemipelagischen Tonsteinen und mit einer unregelmässig gelagerten orange-braunen Tonschicht, wie sie aus den Oberen Tonstein-Schichten oder auch aus dem Gurnigel-Flysch bekannt ist; oberes Eozän.
- Erlengraben/Habkern (633.575/178.650), in Wildflysch nach GIGON (1952); aufgeschlossen kurz vor dem Austritt aus dem Wald bei der Hütte Kote 1605 am linken Bachufer, Schichtpaket mit dünn- bis mittelbankigen, turbiditischen Sandsteinen und Peliten; oberes Eozän.

Die Matrix im Wildflysch von gekneteten, schwarzen, grauen und grünen Tönen und Mergeln mit Sandstein- und Ölquarzit-Fakoiden könnte ebenfalls in vielen Fällen von der Lithologie her als Schlieren-Flysch bezeichnet werden. Datierungen sind jedoch problematisch, da sie durch eingeknetete Globigerinenmergel usw. verunreinigt sind.

Die Sandsteine in den fünf untersuchten Proben weisen jeweils kalifeldspat-freie Populationen auf, die auch in vielen anderen Belangen ähnlich der Population 1 im Schlieren-Flysch sind. An einigen Fundorten können auch gute lithologische Argumente aufgeführt werden, welche die Affinität mit dem Schlieren-Flysch unterstreichen (siehe Glaubenbüelental, Winteröscht/Habkern, Erlengraben/Habkern) und eine Verwechslung mit dem südhelvetischen Flysch vom Typ «Südelbach-Serie» (SODER 1949, BAYER 1982) ausschliessen. Die Anwesenheit von «jüngerem» Schlieren-Flysch, wie er in der Hauptmasse nicht vorkommt, ist nicht auszuschliessen, da die Sedimentation in anderen Bereichen des Gurnigel/Schlieren-Flysches ins mittlere Eozän oder möglicherweise bis an die Basis des Obereozäns weiterging (siehe Abschnitt 7.6). Endgültige Klarheit kann jedoch erst durch systematische Vergleiche mit dem obereozänen südhelvetischen Flysch geschaffen werden.

7. Synthese und Interpretationen

7.1 Paläobathymetrie und Überlegungen zum nicht erhaltenen Substrat des Schlieren-Flysches

Im Abschnitt 5.2 wurden die Kriterien zur Unterscheidung der turbiditischen und hemipelagischen Sedimente diskutiert. Die turbiditischen Pelite sind demnach durch den gröberen terrigenen Gehalt, im allgemeinen durch kalkige benthonische und planktonische Foraminiferen und/oder durch eine geringere Variabilität der kieseligen agglutinierten Foraminiferen gekennzeichnet, was auf Um- bzw. Aufarbeitung und Verdünnung der agglutinierten Fauna hinweist. Die hemipelagischen Silt- und Tonsteine sind karbonatfrei, weisen einen feinkörnigeren terrigenen Gehalt auf und führen eine reiche variable kieselig agglutinierte Foraminiferen-Vergesellschaftung.

Die bathymetrische Verteilung der agglutinierten Fauna ist in erster Näherung von der Temperatur, Salinität und Wassertiefe abhängig (HAIG 1979). MOORKENS (1976) nennt konkretere physiko-chemische Bedingungen wie niedrige *pH*-Werte (um 7), O₂-Mangel und hohen CO₂-Gehalt im Wasser, die sich günstig auf die Entwicklung der kieselig agglutinierten Fauna auswirken. Solche Verhältnisse sind sowohl im brackischen Milieu und im Bereich von Flussmündungen, aber auch aufgrund des hohen hydrostatischen Druckes in der Tiefsee anzutreffen, wenn keine starken Meeresströmungen auftreten. In diesem Sinne konnte auch HAIG (1979) drei bathymetrische Zonen für mittelkretazische Foraminiferen unterscheiden: die kieselige *Ammobaculites*-Assoziation im litoralen Bereich, die kalkig agglutinierte *Marssonella*-Assoziation im Schelfbereich und die kieselige *Recurvoides*-Assoziation in bathyalen und abyssalen Tiefen.

Der Grossteil der im Schlieren-Flysch bestimmten Arten reiht sich in die unterste *Marssonella*- bzw. *Recurvoides*-Assoziation von HAIG (1979) ein, die auch nach rezenten (BANDY & RODOLFO 1964) und anderen, kretazischen und z. T. paläogenen Beispielen (KRASHENINNIKOV 1974, KRASHENINNIKOV & PFLAUMANN 1977) auf einen tiefbathyalen und abyssalen Lebensraum hinweisen.

Diese Beobachtung wurde bereits im Gurnigel-Flysch (BROUWER 1965, VAN STUIJVENBERG 1979, MOREL 1980) und in einer Anzahl Flysche im Ostalpen- und Karpatenraum gemacht (z. B. GEROCH 1960, PFLAUMANN 1967, GRÜN in FAUPL et al. 1970, SAMUEL 1977) und als Indikator für die Sedimentation in der Tiefsee interpretiert (KSIĄZKIEWICZ 1961, BROUWER 1965, HESSE & BUTT 1976, KRASHENINNIKOV & PFLAUMANN 1977, BUTT 1981, u. a.).

Neuerdings wird von GRADSTEIN & BERGGREN (1981) die paläobathymetrische Indikation durch die agglutinierte Fauna in Flyschen wieder in Frage gestellt. Sie berufen sich dabei auf ältere Arbeiten wie z. B. von GEROCH (1960), BROUWER (1965) u. a. Diese Autoren konnten jedoch nicht klar zwischen hemipelagischen und turbiditischen Peliten unterscheiden. GRADSTEIN & BERGGREN (1981) erwähnen diesen Umstand nicht; sie betrachten Pelite in turbiditischen Sequenzen als autochthone Sedimente. Die Fauneninhalte in nachweislich hemipelagischen Peliten, wie in HESSE & BUTT (1976), VAN STUIJVENBERG (1979), MOREL (1980), BUTT (1981) und dieser Arbeit, sind auf primitivere und rein kieselig agglutinierte Formen beschränkt und somit nur teilweise mit den Ergebnissen von GRADSTEIN & BERGGREN (1981) zu vergleichen. Der Gebrauch von älteren Literaturangaben sollte deshalb vermieden werden, sofern nicht Angaben über die Anwesenheit von hemipelagischen und turbiditischen Peliten gegeben werden (für eine ausführlichere Diskussion siehe WINKLER & VAN STUIJVENBERG 1982).

Die Ablagerung des Schlieren-Flysches ist deshalb nach dem Fauneninhalt in den fast ausschliesslich karbonatfreien hemipelagischen Peliten im tiefbathyalen bis abyssalen Bereich unter der Carbonate Compensation Depth (CCD) zu interpretieren. Die CCD ist variabel nach Zeit und Ort (BERGER & WINTERER 1974), und genauere Angaben für den uns interessierenden Zeitraum fehlen noch; es ist jedoch mit Tiefen von 3500–5000 m zu rechnen. Das Becken des Schlieren-Flysches lag offensichtlich während des ganzen Zeitraumes der Sedimentation in ausreichender Tiefe, um von Variationen der CCD nicht entscheidend berührt zu werden. Dies gilt auch für den eozänen Schoni-Sandstein und Oberen Schlieren-Sandstein, obschon in diesen nach dem Nannoplankton eine erhöhte Kalkproduktion beobachtet werden kann. Die leichten Kalkgehalte sind hier durch die Anwesenheit vereinzelter lösungsbeständiger benthonischer und planktonischer Foraminiferen, wie sie in den Schlammproben gefunden wurden, zu erklären.

Die prozentuale Abnahme der primitivsten Formen der Gruppe *Astrorhiza/Rhabdammina* zugunsten höher entwickelter (Fig. 4, Abschnitt 5.2) ab Obere Tonstein-Schichten kann vielleicht durch die Auffüllung des Beckens oder tektonisches Anheben erklärt werden.

Die Fauna der hemipelagischen Pelite könnte indirekt einen Hinweis auf das unbekannte Substrat des Schlieren-Flysches geben. Soweit aus der Literatur entnommen werden konnte, erreichen nur ozeanische Becken Tiefen, in denen diese primitive, kieselig agglutinierte Fauna in

fossilen und rezenten Sedimenten auftritt. Damit könnte für das Becken des Schlieren-Flysches ein ozeanisches Substrat postuliert werden.

7.2 Vergleichende Diskussion der petrographischen Parameter und Definition der Liefergebiete

In Abschnitt 6.5 konnten nach der modalen Zusammensetzung der Sandsteine eine Population 1 (plagioklasführend) und 2 (kalifeldspat- und plagioklasführend) unterschieden werden. Diese zwei Populationen dominieren je nach Formation die Lithologie des Schlieren-Flysches (siehe Fig. 38 und 39). Danach ist die Population 1 vor allem im Basalen Schlieren-Flysch, in den Tonstein-Schichten, im Unteren Schoni-Sandstein und teilweise im Oberen Schlieren-Sandstein anzutreffen. Die Population 2 dominiert im Guber-Sandstein und im Oberen Schoni-Sandstein; im Oberen Schlieren-Sandstein ist sie untergeordnet vertreten.

Im Vergleich der Modalanalyse mit der Gerölle-Analyse (Abschnitt 6.4 und Fig. 37), die eine genauere Beschreibung der Liefergebiete erlaubt, ist eine gute Übereinstimmung zu beobachten:

Magmatische Gerölle

- Im Liefergebiet der Population 1 standen Tonalite, Tonalitporphyrite, Dacite, andesitische Tuffe und basische Effusiva an.
- Im Liefergebiet der Population 2 waren Granite, Granodiorite, Granophyre und Granitporphyrite vorhanden.

Andere Gerölle

- Die Granatgneise und Dolomite sind vorwiegend mit der Population 1 assoziiert, die Chloritphyllite treten häufig im oberen Maastrichtien mit der Population 1 auf.
- Bei den sedimentären Komponenten von «Jura» und «unterer Kreide» fällt auf, dass die Biomikrite und Biosparite, die als Gerölle mit der Population 2 assoziiert sind, eine grössere Variation aufweisen (siehe Abschnitt 6.4). Darunter befinden sich mehrere stärker verkieselte Fazies, was sich auch in einem höheren Anteil von Hornstein-Fragmenten vor allem im Guber-Sandstein mit der Population 2 niederschlägt. Daraus kann auch geschlossen werden, dass die erodierte mesozoische Schichtserie im Liefergebiet der Population 2 vielfältiger war.
- Die Spilit-Komponenten wurden vorwiegend mit der Population 2 beobachtet.

Die nicht immer ideale Trennung der Formationen nach Sandstein-Populationen und Geröllen ist durch die gleichzeitige Sedimentation von beiden Liefergebieten bedingt. Das kann am Beispiel der Tonstein-Schichten gezeigt werden: Im externen Faziesbereich der Unteren Tonstein-Schichten schaltet sich im Thanétien (NP6) ein Konglomerat mit sauren magmatischen Geröllen ein, das mit dem im inneren Faziesbereich bereits seit Anfang des Thanétien (NP5) zur Ablagerung gelangenden Guber-Sandstein (Population 2) in Verbindung gebracht werden kann. Die gleiche Erklärung ist für die Oberen Tonstein-Schichten zulässig, da hier im Ilerdien (NP11) des äusseren Faziesbereichs einzelne granitische Schüttungen (Population 2) des Oberen Schoni-Sandsteins anzutreffen sind, der im inneren Faziesbereich bereits zur Ablagerung gelangte.

Die modale Zusammensetzung der Sandsteine steht auch in engem Zusammenhang mit den Schwermineralien, die in den gleichen Proben analysiert wurden, und mit den Tonmineralien aus assoziierten Peliten (siehe Fig. 42).

- Die Sandsteine der Population 1 führen grössere Anteile an Apatit, und im allgemeinen sind die Gehalte von Montmorillonit in den «mixed layers» höher als in den Tonen, die mit der Population 2 assoziiert sind.
- In den Oberen Tonstein-Schichten ist eine ausgezeichnete Korrelation von hohen Apatit-, Plagioklas- und Montmorillonit-Gehalten in den «mixed layer»-Mineralien ausgebildet; zusammen mit den Bentoniten weisen diese drei Mineralien auf die Erosion von vulkanischen Serien hin. Obwohl in den Unteren Tonstein-Schichten bis jetzt nur eine bentonitische Lage gefunden werden konnte, weisen die ebenfalls hohen Montmorillonit-Gehalte auf ähnliche Verhältnisse hin. Die Plagioklas- und Apatit-Gehalte halten sich jedoch in Grenzen.
- Der Kaolinit tritt vermehrt mit Sandsteinen der Population 1 auf.

Zusammenfassend kann festgestellt werden, dass zur Sedimentation des Schlieren-Flysches zwei Liefergebiete beigetragen haben, die sich am auffälligsten durch ihren kristallinen Sockel unterschieden haben:

1. Intermediäres magmatisches Massiv mit Gneishülle, permo-karbonischer(?) und mesozoischer Bedeckung (s.l.) und intermediären Vulkan-Komplexen (= tonalitisch/andesitisches Liefergebiet = Population 1).
2. Saures magmatisches Massiv mit Gneishülle, permo-karbonischer(?) und mesozoischer Sedimentbedeckung (s.l.) (= granitisch/porphyrisches Liefergebiet = Population 2).

Die beiden Liefergebiete waren räumlich voneinander getrennt, weil keine primäre Vermischung der magmatischen Komponenten vor der Turbidit-Sedimentation festzustellen ist. Eine leichte erosionsbedingte beckeninterne Vermischung ist jedoch wahrscheinlich.

Die Lage des vulkanischen Zentrums, das die synsedimentären Aschenlagen in den Tonstein-Schichten und im Schoni-Sandstein lieferte, ist noch nicht geklärt. Die Anwesenheit mehr oder weniger entglaster, dazitisch-andesitischer, vulkanischer Fragmente in den Bentoniten (Abschnitt 6.9), deren Vorkommen in der Sandstein-Fraktion (ein Teil der L_{vh} in 6.5) und als Gerölle in Form von frischen, andesitischen Tuffen, würde in erster Annäherung für einen synsedimentären Vulkanismus im tonalitisch-andesitischen Liefergebiet sprechen. Permische Vulkanite, die ebenfalls als Liefergesteine in Frage kämen, sind in der Regel sauer, wie sie im granitisch-porphyrischen Liefergebiet vorkommen. Schlüssige Beweise sollten hier durch weitere Untersuchungen, vor allem durch absolute Altersbestimmungen an Geröllen, erbracht werden.

Gurnigel-Flysch

Nach den modalen Analysen von Sandsteinen (siehe Abschnitt 6.9) und nach den Ton- und Schwermineral-Analysen von VAN STUIJVENBERG (1979) und MOREL (1980) bestehen zum Schlieren-Flysch keine grundsätzlichen Unterschiede. Im Gurnigel-Flysch scheint jedoch ein saures Liefergebiet – es handelt sich dabei möglicherweise nicht um das gleiche wie für den Schlieren-Flysch – grösseren Anteil an der Sedimentation gehabt zu haben (siehe z. B. kalifeldspat- und plagioklasführende Sandsteine im oberen Maastrichtien). Die hohen Apatit-Gehalte im Niremont-Gebiet (MOREL 1980), zusammen mit hohen Plagioklas-Gehalten und Bentoniten (siehe Abschnitt 6.8), könnten wie im Schlieren-Flysch durch die Erosion von vulkanischen Serien und durch synsedimentären Vulkanismus erklärt werden.

HSÜ (1960) und HSÜ & SCHLANGER (1971) postulierten für den Schlieren- und Gurnigel-Flysch zwei getrennte Becken nördlich und südlich einer hypothetischen «Habkern-Schwelle».

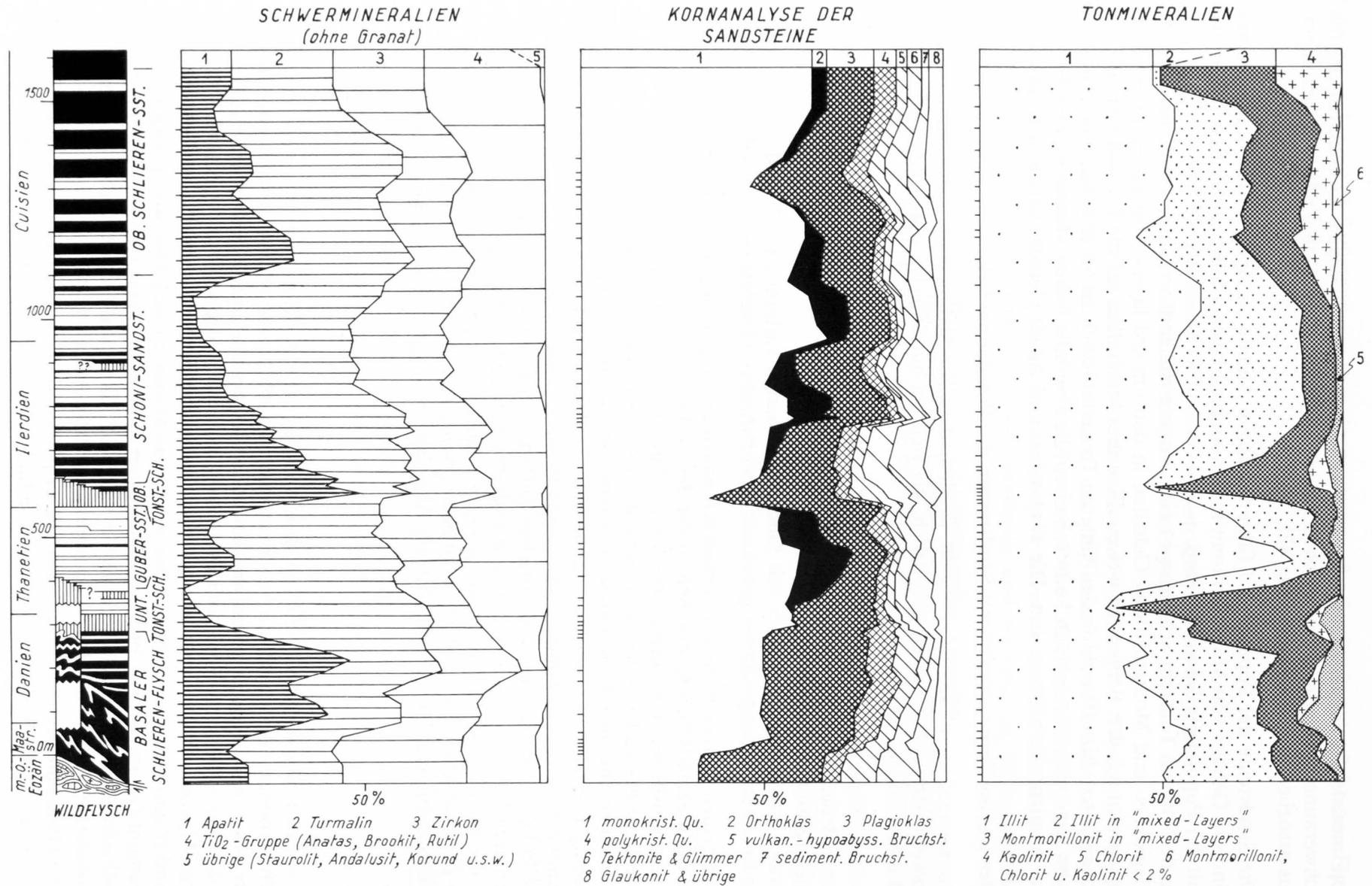


Fig. 42: Vergleichende Darstellung von Schwermineralien, Kornanalysen und Tonmineralien. Die Kurvenpunkte sind über jeweils drei aufeinanderfolgende Punkte gemittelt; die Striche am Rand jedes Diagrammes zeigen die Lage der Proben im schematischen Profil des Schlieren-Flysches.

Nach den bisherigen petrographischen Daten und Strömungsrichtungen ist diese Trennung nicht erwiesen. Die dominierende SE-Richtung im Gurnigel-Flysch (siehe auch VAN STUIJVENBERG 1979 und MOREL 1980) ist zu einem guten Teil auch im externen Faziesbereich des Schlieren-Flysches im Guber- und Schoni-Sandstein ausgebildet. Ihr zweites wichtiges Argument für diese Hypothese, die N- und NE-gerichteten Transporte im Schlieren-Flysch, verliert seine Bedeutung, weil in dieser Arbeit gezeigt werden kann, dass diese Richtungen nur einen Teilaspekt der im Schlieren-Flysch gemessenen Strömungen ausmachen. Solange für diese Hypothese keine zwingenden Beweise erbracht werden können, muss deshalb angenommen werden, dass Gurnigel- und Schlieren-Flysch, wie bereits von TRÜMPY (1960) und SCHÜPBACH & MOREL (1974) angedeutet, im gleichen Becken abgelagert wurden.

7.3 Zur Signifikanz der modalen Analysen der Sandsteine des Schlieren-Flysches

Die um 1970 begonnenen systematischen Arbeiten in Sanden und Sandsteinen definierter plattentektonischer Bereiche (siehe zitierte Literatur im Abschnitt 6.5) zeitigten einzelne vorläufige Resultate. Die Quarz- und Feldspat-Gehalte (Dominanz von Plagioklas oder dessen Verhältnis zum Kalifeldspat) und die Beschaffenheit der feinkörnigen lithischen Fragmente (sedimentäre, tektonische, vulkanische usw.) sind für einzelne extreme Liefergebiete wie kratonische Blöcke in Rift-Systemen oder andesitische Inselbögen an Subduktionszonen mit ziemlicher Sicherheit charakteristisch (DICKINSON & VALLONI 1980). Wenn jedoch komplexere Liefergebiete anstehen, sind die Interpretationen schwieriger (DICKINSON 1970).

So enthalten zum Beispiel Sedimente von Kollisionsorogenen sehr wenig oder keine vulkanischen Fragmente, viel Quarz, weniger Feldspat, jedoch viele Gesteinsbruchstücke von Sedimenten, Metasedimenten und hochmetamorphen Gneisen (INGERSOLL & SUCZEK 1979). Die für die Flysch-Sedimentation ebenfalls interessanten Sandsteine aus «Back-arc»- und «Fore-arc»-Becken an aktiven orogenen Kontinentalrändern zeichnen sich im allgemeinen durch niedrige Quarzgehalte, hohe Anteile von Feldspat (vor allem Plagioklas) und vulkanische Bruchstücke aus (u. a. INGERSOLL 1978, VALLONI & MAYNARD 1981). Die vulkanischen Ejekta können jedoch auch vollkommen asymmetrisch verteilt werden, wie es das Beispiel auf den Kleinen Antillen zeigt (SIGURDSON et al. 1980). BREYER & EHLMANN (1981) zeigen z. B. auch am rezenten Schelf von Puerto Rico die liefergebietsbezogene und klimatisch variable Verteilung der Sande und Tonmineralien.

Untersuchungen dieser Art in alpinen Flyschen gehen gezwungenermassen den umgekehrten Weg: Hier soll aus der modalen Zusammensetzung der Sandsteine auf die Art der Liefergebiete und damit auf die plattentektonische Lage des Sedimentationsbeckens geschlossen werden.

Die modale Zusammensetzung der beiden Sandstein-Populationen im Schlieren-Flysch (siehe Abschnitt 6.5) können mit Vorsicht folgendermassen in die in der Literatur zur Verfügung stehenden Daten eingeordnet werden: Die Population 1 mit den z. T. sehr niedrigen Gehalten an Quarz bzw. hohen Gehalten an ausschliesslich Plagioklas und das vermehrte Auftreten von vulkanischen, dazitisch-andesitischen Gesteinsbruchstücken (siehe Fig. 40d) zeigt Affinitäten mit Sanden von orogenen transformellen bis konvergenten Kontinentalrändern (DICKINSON & VALLONI 1980, VALLONI & MAYNARD 1981). Das Verhältnis Plagioklas über Feldspat-Total (P/F) ist jedoch extrem hoch ($\bar{x} = 0,99$). Die Sandsteine der Population 2 weisen nach den höheren Quarzgehalten, den niedrigen Gehalten an Feldspat (Kalifeldspat dominiert) und vulkanischen Bruchstücken und die vermehrte Anwesenheit von sedimentären Geröllen (Fig. 39 a–d) auf eine Herkunft von einem kratonischen Massiv oder Kollisionsorogen hin (INGERSOLL & SUCZEK 1979, DICKINSON & VALLONI 1980).

Im direkten Vergleich der modalen Dreiecksdiagramme des Schlieren-Flysches (Fig. 40 a–d) mit anderen Serien fällt die gute Übereinstimmung mit den Feldern der eozänen (?) und miozänen für einen magmatischen Inselbogen eher untypischen Sandsteine des Nias-Subduktionskomplexes auf (MOORE 1979). Es ist auch bemerkenswert, dass hier die Mélange-Sandsteine nur Plagioklas führen, die Sandsteine der «Slope»-Becken enthalten jedoch beide Feldspäte mit Kalifeldspat-Überschuss.

7.4 Sedimentpetrographisch-sedimentologische Interpretation des Schlieren-Flysches

Im Abschnitt 5.4 (Fig. 32) wurde auf die bipolare Verteilung der Strömungsrichtungen im Schlieren-Flysch hingewiesen. Diese steht mit den sedimentpetrographischen Ergebnissen in Einklang: Die Turbidite vom granitisch-porphyrischen Liefergebiet weisen Transportrichtungen nach E bis SE auf; die vom tonalitisches-andesitischen Liefergebiet zeigen mehrheitlich Strömungen nach N bis NE an, wobei jedoch auch ein Einbiegen in die E-Richtung festgestellt werden kann. Im Danien des Basalen Schlieren-Flysches tritt eine SE-Richtung auf: Die modale Zusammensetzung dieser Sandsteine (vergleiche die Proben Wi905, 873 und 906 im Profil VII, Fig. 12) weist ebenfalls auf die Herkunft vom tonalitisches-andesitischen Liefergebiet hin; ihre abweichenden Strömungsrichtungen könnten durch die lokale Beckenmorphologie verursacht sein.

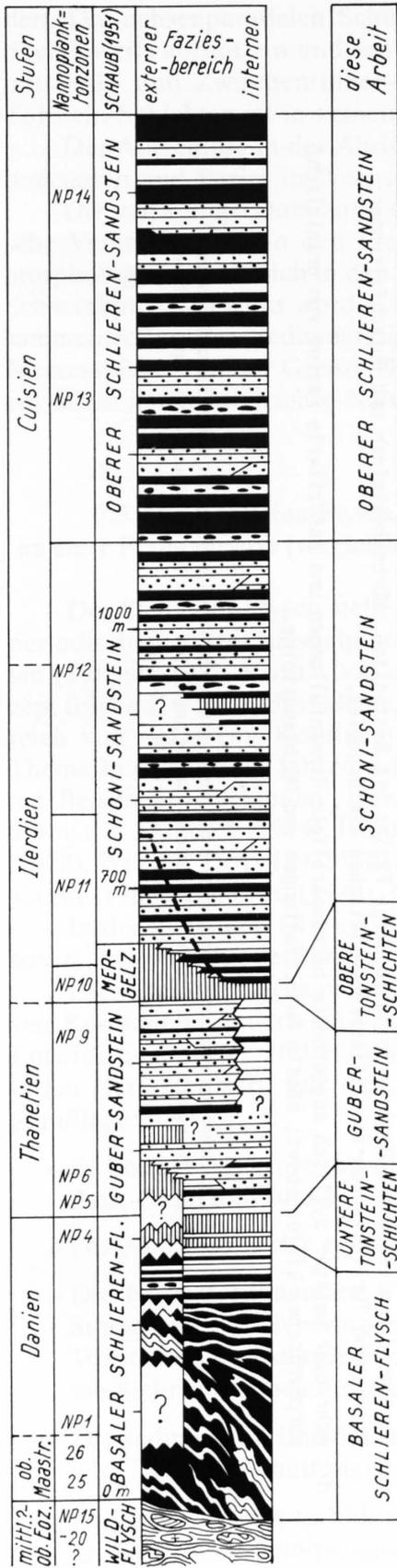
Damit sind zwei Elemente der Schlieren-Flysch-Serie durch Strömungsrichtungen und sedimentpetrographische Kriterien zu unterscheiden. Als drittes Element kann die diachrone turbiditische Mangelsedimentation in den Tonstein-Schichten ausgeschieden werden. Sie ist Ausdruck eines zeitweilig stärker ansteigenden Beckenreliefs gegen Norden (d. h. gegen den externen Bereich).

Eine untergeordnete Rolle spielen beckeninterne Schüttungen wie die Ölquarzite (turbiditische Resedimente von ?«Contouriten», siehe Abschnitt 5.5.2) und Mürbisandsteine (Population 1), die aufgrund ihrer Lithologie und Strömungslinierungen (siehe auch Abschnitt 5.3 und 5.3.7) als «debris flows» vom Kontinentalabhang interpretiert werden können.

Nach diesen Beobachtungen kann der Ablagerungsraum des Schlieren-Flysches als längliches, nördlich und südlich begrenztes Becken definiert werden. Es wurde im Süden von einer kontinentalen Masse begrenzt, die das tonalitisches-andesitische Liefergebiet enthielt. Die nördliche Begrenzung war durch die ansteigende Beckenmorphologie gegeben. Ein Einfluss einer nördlichen Kontinentalmasse kann nicht direkt festgestellt werden. Das granitisch-porphyrische Liefergebiet muss vielmehr – den Strömungsrichtungen entsprechend – weiter entfernt an der westlichen Verlängerung des Schlieren-Flysch-Beckens gelegen haben (Gurnigel-Flysch). Die allgemeine Konvergenz der mittleren Schüttungsrichtungen (siehe Fig. 32) könnte auf eine Verengung des Beckens gegen Osten hinweisen.

Die Sedimentationsraten im Schlieren-Flysch, wie sie aus den heutigen lithifizierten Mächtigkeiten ermittelt werden können, scheinen weniger von der Art des eingeschütteten Materials als von der zeitlichen Entwicklung der Serie abhängig zu sein. Im Danien des Basalen Schlieren-Flysches (Population 1) und im Guber-Sandstein (Population 2) beträgt die Sedimentationsrate in beiden Fällen ca. 50 m/Mio. J. Im Schoni-Sandstein und im Oberen Schlieren-Sandstein liegt sie 3 bis 4 mal höher (150–200 m bzw. ~ 200 m/Mio. J. Die turbiditische Mangelsedimentation in den Oberen Tonstein-Schichten drückt sich im schematischen Profil, Figur 43, deutlich durch die Differenz der effektiven Mächtigkeit und der theoretischen Mächtigkeit bei gleicher Sedimentationsrate wie im internen Faziesbereich aus.

Das Auftreten der verschiedenen sedimentären Elemente in der Serie des Schlieren-Flysches und die sedimentologischen Interpretationen sind in Figur 43 zusammengefasst: Die progradierenden seitlichen Schüttungen vom tonalitisches-andesitischen Liefergebiet können demnach mit dem Modell von MUTTI & RICCI LUCCHI (1972, 1974, 1975) einigermaßen erklärt wer-



sandige Fazies (granitisch/porphyrisch)
 sandige Fazies (tonalitisches/andesitisches)
 mergelreiche Fazies
 tonreiche Fazies
 Mürbsandsteine
 effektiver zeitlicher Unterschied der Obergrenze der Oberen Tonstein-Schichten zwischen externem und internem Faziesbereich

Oberer Schoni-Sandstein : beckenparalleles System von Rinnenfüllungen und Rinnenrand-, Wall- und Zwischenrinnenablagerungen vom granitisch/porphyrischen Liefergebiet; untergeordnet finden sich Passagen dünnbankiger lateraler Turbidite vom tonalitisches/andesitisches Liefergebiet, Fazies turbiditischer Mangelsedimentation vom Typ "Tonstein-Schichten", Mürbsandsteine und Rutschfaltungen.

Unterer Schoni-Sandstein : progradierendes System von zumeist dünnbankigen Turbiditen zu wenig tiefen Rinnenfüllungen vom tonalitisches/andesitisches Liefergebiet; diese Fazies ist im externen Bereich nicht vorhanden.

Turbiditische Mangelsedimentation reich an grünen und roten (?) hemipelagischen Peliten, Sedimentumarbeitungen, Bentoniten und synsedimentären Deformationen; Turbidite vorwiegend von tonalitisches/andesitisches Liefergebiet.

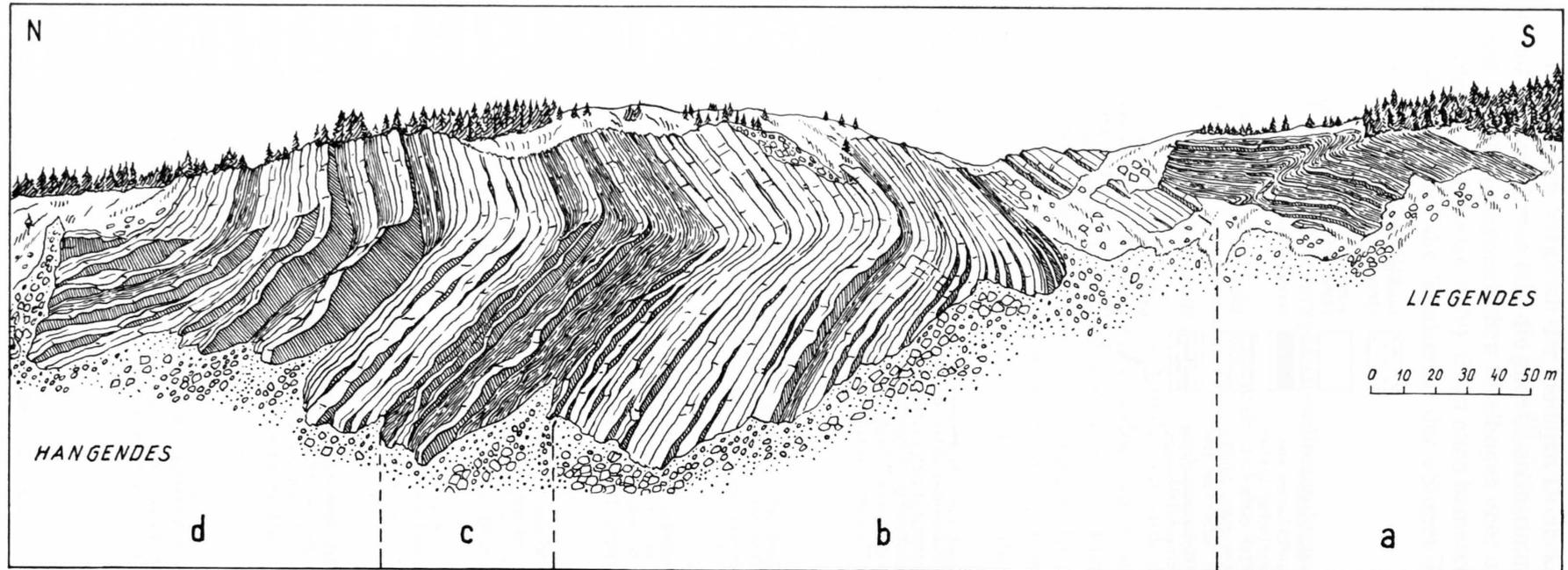
Beckenparallele Rinnenfüllungen, Rinnenrand-, Wall- und Zwischenrinnensedimente zum grössten Teil vom granitisch/porphyrischen Liefergebiet; im innersten Bereich gleiche Fazies mit lateralen Schüttungen vom tonalitisches/andesitisches Liefergebiet.

Fortsetzung des progradierenden Systems vom Oberen Basalen Schlieren-Flysch mit einzelnen Rinnenfüllungen sowie turbiditische Mangelsedimentation reich an Hemipelagiten, Ölquarziten, Sedimentumarbeitung und einzelnen Bentoniten; im jüngeren Teil im externen Faziesbereich auch Schüttungen vom granitisch/porphyrischen Liefergebiet.

Oberer Basaler Schlieren-Flysch : progradierendes System von dünnbankigen, gegen oben manchmal in Zyklen organisierten Turbiditen vom tonalitisches/andesitisches Liefergebiet; einige, möglicherweise durch die Beckenmorphologie bedingte, "abnormale" Strömungsrichtungen.

Unterer Basaler Schlieren-Flysch : wegen der sehr starken Tektonisierung können nur Teilaspekte beobachtet werden; sedimentaktives Schüttungssystem mit vorwiegend dünnbankigen Turbiditen und vereinzelt konglomeratischen "megabeds" vom tonalitisches/andesitisches Liefergebiet.

Fig. 43: Schematisches Profil des Schlieren-Flysches und die sedimentologische Interpretation.



- a : dünn- bis mittelbankige, manchmal in positiven Zyklen angeordnete Schüttungen vom seitlichen tonalitisches/andesitischen Liefergebiet; untergeordnet hemipelagisch dominierte Passagen und Rutschfaltungen.
- b : vorwiegend beckenparallele positive Zyklen von Rinnenfüllungen abwechselnd mit Rinnenrand- und Wallfazies vom granitisch/porphyrischen Liefergebiet.
- c : zunehmend hemipelagisch dominierte dünnbankige Fazies mit Bentoniten, Mürbsandsteinen und Rutschfaltungen; vorwiegend Turbidite vom tonalitisches/andesitischen Liefergebiet.
- d : mehr oder weniger zyklisch angeordnete beckenparallele Rinnenfüllungen und assoziierte Fazies vom granitisch/porphyrischen Liefergebiet; häufig Rutschfaltungen und Mürbsandsteine.

Fig. 44: Ansicht des Aufschlusses von Schoni-Sandstein in der Abrisnische oberhalb Sörenberg mit sedimentologischen Interpretationen (die Zeichnung wurde nach einer Weitwinkelaufnahme angefertigt). Für die Datierung siehe Figur 25 dieser Arbeit und SCHAUB (1951, S.61).

den. Die achsenparallelen Schüttungen vom granitisch-prophyrischen Liefergebiet setzen jedoch jeweils abrupt ein und aus und können als mäandrierendes System von Rinnenfüllungen mit Wall- und Zwischenrinnen-Sedimenten interpretiert werden. Die Fazies-Assoziation der Tonstein-Schichten ist in keinem «Fan-Modell» beschrieben.

Der Aufschluss in der Abrissnische von Sörenberg bietet ein gutes Beispiel, wie die Schüttungsarten und Fazies in Wechselwirkung stehen (Fig. 44 und Profil XVIII, Fig. 25).

Die zeitweilige Dominanz der einzelnen Schüttungsarten und Fazies kann durch tektonische Veränderungen in den Liefergebieten (LAJOIE 1979), durch Veränderungen der Beckenmorphologie, wie sie sich in den Tonstein-Schichten ausdrückt, aber auch durch Meeresspiegel-Schwankungen bewirkt worden sein. Bezüglich der Meeresspiegel-Schwankungen fällt das Zusammentreffen der Sedimentation des Guber-Sandsteins mit dem weltweiten Absinken des Meeresspiegels an der Grenze Danien/Thanétien (VAIL et al. 1977) auf. Die anderen Einflüsse, vor allem jene tektonischer Natur, werden in den Abschnitten 7.5 und 7.7 besprochen.

7.5 Der Schlieren-Flysch, ein Beispiel von dynamischer sedimentärer Entwicklung an einer Plattengrenze (vergleichende Argumente für eine Sedimentation in einem Tiefseeegraben)

Der Schlieren-Flysch stellt ein Glied der Flyschbildungen dar, welche die möglicherweise periodischen eo- bis mesoalpinen Phasen von der mittleren Kreide bis ins obere Eozän begleiten (TRÜMPY 1973, HOMEWOOD et al. 1980, TRÜMPY 1980, u. a.). Dem plattentektonischen Konzept folgend, wäre es deshalb angebracht, die Sedimentation der Flysche im allgemeinen im Bereich von «aktiven» Kontinentalrändern zu interpretieren. In der Literatur sind zu diesem Thema in den letzten Jahren zahlreiche Modelle und Interpretationen von fossilen und rezenten Beispielen erschienen: DEWEY & BIRD (1970), PIPER et al. (1973), DICKINSON (1974a, b), SCHOLL & MARLOW (1974), PRINCE & KULM (1975), MOORE & KARIG (1976), SCHWELLER & KULM (1978), WINN & DOTT (1978), TAKSÖZ & HSUI (1978), DICKINSON & SEELY (1979), UNDERWOOD & KARIG (1980), READING (1980), MOORE et al. (1980), u. a.

In der folgenden Diskussion wird die Nomenklatur von DICKINSON (1974a, b) und DICKINSON & SEELY (1979) verwendet.

Die möglichen Becken-Konfigurationen im Bereich von konvergenten und/oder translationalen Kontinentalrändern sind durch ihre Bathymetrie, die Art der Sedimente, die sedimentäre Entwicklung, die Veränderungen in der Becken-Morphologie und die Erhaltung der Sedimentserien charakterisiert. Für den Schlieren-Flysch gelten folgende Argumente als Diskussionsgrundlage:

- Er besteht aus einer turbiditischen Serie, in der terrigener Detritus mit Flachwasser-Benthos, Glaukonit und kalkiges Plankton verfrachtet wurde.
- Die Ablagerung der ganzen Serie erfolgte unterhalb der CCD.
- Die Normalsedimentation besteht aus grünen und z. T. roten, hemipelagischen Ton- und Siltsteinen mit reicher agglutiniertes kieseliger Fauna, vulkanischen Aschenlagen, braunen Tonsteinen und submarin umgearbeiteten Silten und Sanden, wie sie von abyssalen Tiefsee-Sedimenten bekannt sind.
- Die sedimentäre Entwicklung wird durch die Wechsellagerung seitlicher und achsenparalleler Turbidit-Schüttungen von zwei verschiedenen Liefergebieten charakterisiert.
- Die grobklastisch turbiditische Sedimentation wird zweimal deutlich verringert, was sich in diachronen hemipelagisch dominierten Fazies äussert (Tonstein-Schichten). In einem Fall konnten syndimentäre Deformationen festgestellt werden (Obere Tonstein-Schichten).

- Im Anschluss an die Oberen Tonstein-Schichten ist die Sedimentationsrate stark erhöht, was auf eine Einengung des Beckens zurückgeführt werden könnte.
- Der Schlieren-Flysch wurde als Decke von seiner Unterlage vollständig abgeschert.

In einer ersten Annäherung kann nach den petrographischen Ergebnissen (z. B. modale Zusammensetzung der Sandsteine und die Petrographie der Gerölle) die Sedimentation des Schlieren-Flysches im Bereich eines innerozeanischen magmatischen Inselbogens (intraoceanic magmatic arc) ausgeschlossen werden. Die Modalanalyse der Sandsteine weist vielmehr auf die Herkunft des Materials von einem orogenen Kontinentalrand mit kratonischem Einfluss hin (siehe Abschnitt 7.3). Dies hat zur Folge, dass die Lage des Sedimentationsbeckens im Bereich eines kontinentalen magmatischen Orogen-Bogens (continental-margin arc) gesucht werden sollte.

In diesem Bereich unterscheidet DICKINSON (1974a) zwei geographische Varianten von «back-arc»-Becken: (1) wenn der vulkanische Inselbogen dem Kontinent vorgelagert ist, bildet sich in seinem Rückland ein wenig tiefes marines Becken aus; (2) wenn die vulkanischen Zentren einen Teil der kontinentalen Masse aufbauen, bilden sich im Rückland terrestrische Becken aus. Beide dieser Möglichkeiten sind als Modell für das Becken des Schlieren-Flysches auszuschliessen.

«Fore-arc»-Becken sind in verschiedenen Konfigurationen bekannt. Sie enthalten seitliche und achsenparallele Sedimentfüllungen tiefmariner bis kontinentaler Fazies, die im allgemeinen deutliche bathymetrische Trends widerspiegeln (vor allem «constructed forearc»-Becken), was im Schlieren-Flysch nicht zu beobachten ist. Eine andere Möglichkeit wäre die Sedimentation in einem «residual basin», das über einem aufgeschürften Keil von ozeanischer Kruste liegt und über längere geologische Zeiträume in abyssaler Tiefe verweilen kann. Tief liegende «accretionary basins» oder «slope basins» kommen als Modell für den Schlieren-Flysch wenig in Frage, scheinen sie doch meist nur von lokaler Ausdehnung, tektonisch sehr instabil bzw. nicht genügend tief, um eine mächtige Sedimentserie mit seitlichen und achsenparallelen Schüttungen zu fassen.

In «Trench»-Becken von Subduktionszonen mit hohen Konvergenzraten sind keine nennenswerten Sediment-Anhäufungen zu beobachten, da diese entweder verschluckt oder aufgeschuppt werden. Ist jedoch die Subduktionsrate gering oder scheinbar gering wegen des schrägen Abtauchens der ozeanischen Platte, können sich an Rändern von kontinentalen Vulkanbögen vor allem im Bereich von Mündungen grosser Flüsse mächtige submarine Fächer ansammeln.

Gegen die Sedimentation des Schlieren-Flysches in einem «strike-slip»-Becken über kontinentaler Kruste sprechen wieder bathymetrische und sedimentologische Überlegungen, während eine Sedimentation an einer translativen ozeanisch/kontinentalen Plattengrenze denkbar wäre.

In diesem Sinne kann das Ablagerungsbecken des Schlieren-Flysches nach seiner heutigen Lage an einer E–W streichenden, schräg konvergenten bis translativen Plattengrenze interpretiert werden, wie es in Figur 45 dargestellt ist. Die Fazies der Tonstein-Schichten entsprechen dabei nach den Arbeiten von PIPER et al. (1973), SCHOLL & MARLOW (1974), SCHWELLER & KULM (1978) der «hemi-terrigenen» Sedimentation am ozeanischen Hang des Sedimentationsbeckens («terrigenous plate», SCHWELLER & KULM 1978) und weisen auf konvergente Phasen hin, die sich vor allem vom Ilerdien an bemerkbar machen und eine Einengung des Beckens bewirken. Die lateralen Schüttungsfächer vom tonalitisches-andesitischen Liefergebiet (A) und die achsenparallelen Füllungen vom granitisch-porphyrischen Liefergebiet (B) des Beckens wären nach SCHWELLER & KULM (1978) als «fan» und «wedge» zu bezeichnen. Der Obere Schlieren-Sandstein kann als Sediment des unteren Kontinentalabhanges interpretiert werden. Die Mürbsandsteine und Ölquarzite wären beckeninterne Resedimente, die vor allem in Phasen tektonischer Aktivität auftreten.

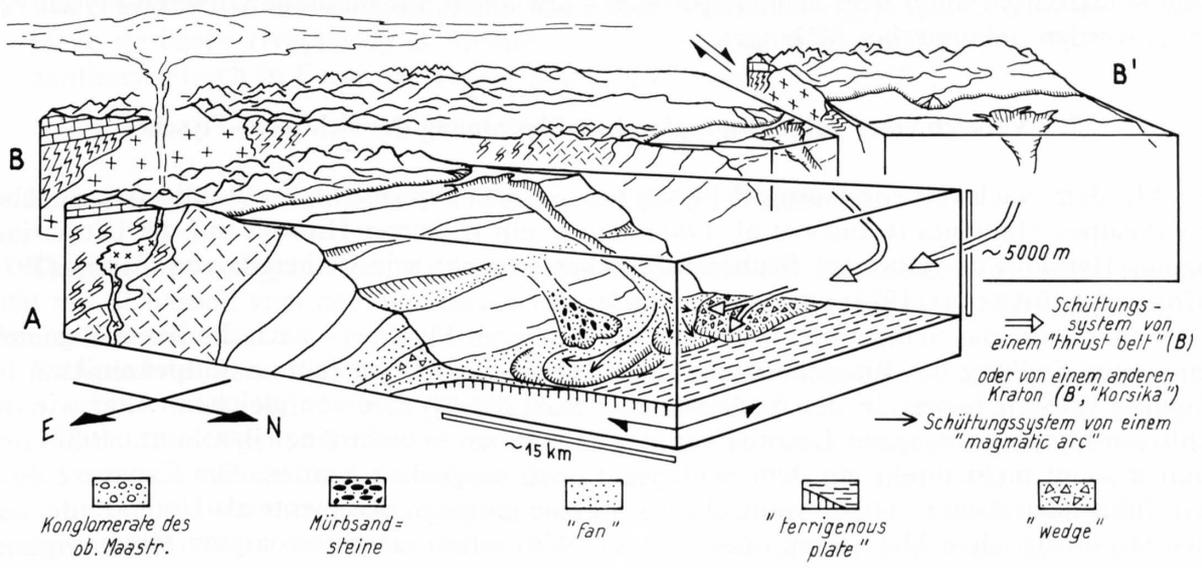
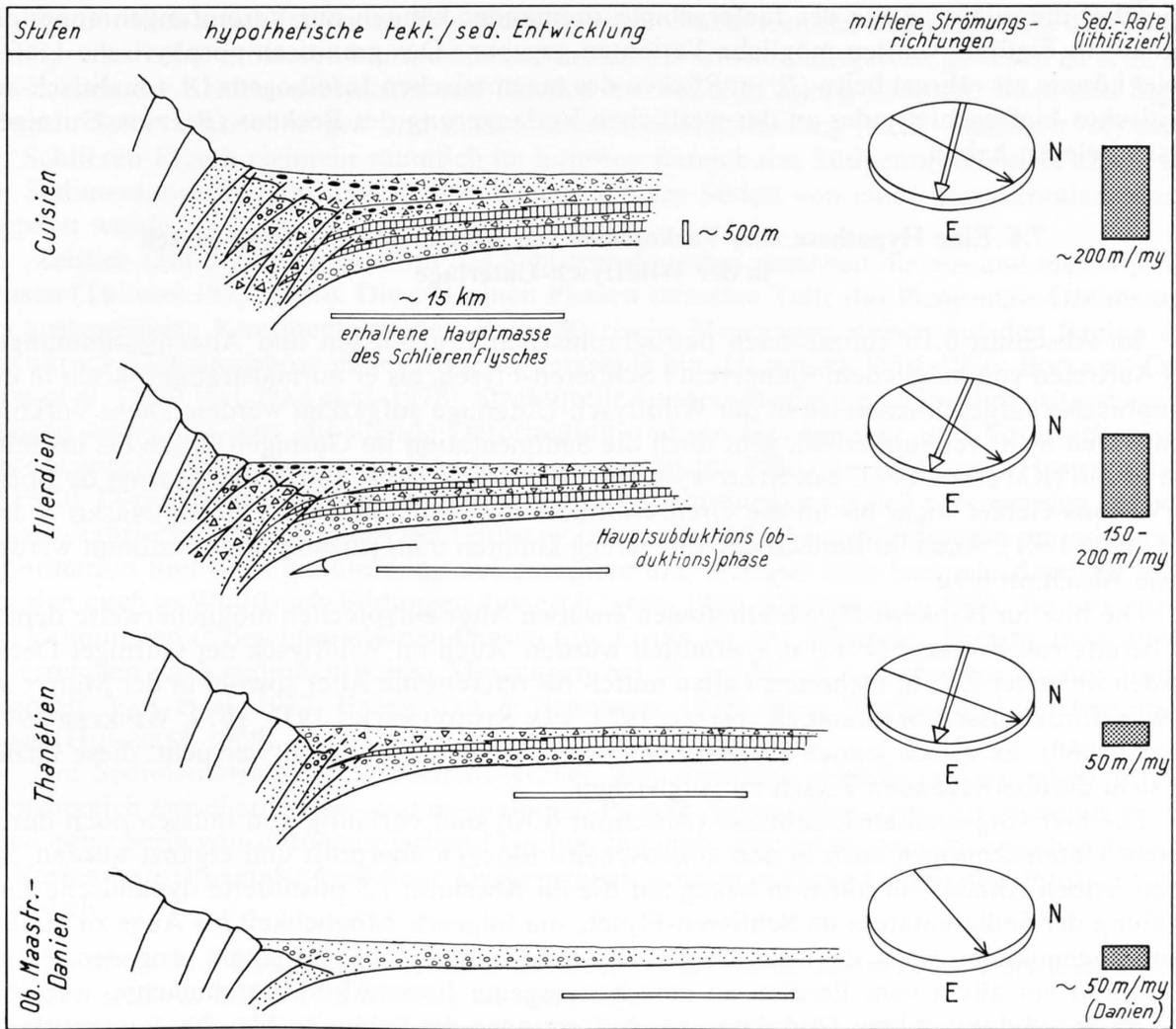


Fig. 45: Blockdiagramm eines hypothetischen, schräg konvergenten Beckens des Schlieren-Flysches mit der im Text erwähnten Nomenklatur und die tektonisch-sedimentäre Entwicklung in der Zeit (oben).

Über die relative Lage der Liefergebiete zueinander können nur Vermutungen angestellt werden. In Figur 45 werden mögliche Varianten gegeben: Das granitisch-porphyrische Liefergebiet könnte als «thrust belt» (*B*) im Rücken des magmatischen Inselbogens (*A*, tonalitisches Liefergebiet) oder an der westlichen Verlängerung des Beckens (*B'*) zum Gurnigel-Flysch gelegen haben.

7.6 Eine Hypothese zum Vorkommen von «jüngerem» Schlieren-Flysch in der Wildflysch-Unterlage

Im Abschnitt 6.10 konnte nach petrographischen Ergebnissen und Altersbestimmungen das Auftreten von möglichem «jüngerem» Schlieren-Flysch, als er normalstratigraphisch in der Hauptmasse aufgeschlossen ist, in der Wildflysch-Unterlage aufgezeigt werden. Diese Vorkommen wären nicht verwunderlich, geht doch die Sedimentation im Gurnigel-Flysch bis ins mittlere Eozän (KAPellos 1973, VAN STUIJVENBERG 1979, MOREL 1980) und in den Marnes de Boège im Voiron-Gebiet sogar bis an die Grenze mittleres/oberes Eozän (VAN STUIJVENBERG & JAN DU CHÊNE 1981). Auch im Bereich der Ibergeregge konnten mitteleozäne Alter bestimmt werden (siehe Abschnitt 6.9).

Die hier im Habkern-Flysch erhaltenen eozänen Alter entsprechen möglicherweise denen, die bereits von BOUSSAC (1912) u. a. ermittelt wurden. Auch im Wildflysch der Gurnigel-Decke wurden in letzter Zeit in mehreren Fällen mittel- bis obereozäne Alter sowohl in der Matrix als auch in Einschlüssen bestimmt (KAPellos 1973, VAN STUIJVENBERG 1973, 1979, WINKLER 1977, MOREL 1980). Es wurde jedoch mit Ausnahme von MOREL (1980) nicht versucht, diese Fazies mit dem darüberliegenden Flysch zu vergleichen.

Die hier vorgestellten Ergebnisse (Abschnitt 6.10) sind vorläufig und müssen noch durch weitere Untersuchungen auch in den «exotischen» Blöcken überprüft und ergänzt werden. Sie geben jedoch Anlass, vor allem in bezug auf die im Abschnitt 7.5 postulierte dynamische Entwicklung der Sedimentation im Schlieren-Flysch, die folgende Möglichkeit ins Auge zu fassen: Wenn angenommen wird, dass das Becken des Schlieren-Flysches an einem orogenen Kontinentalrand vor allem vom Ilerdien an eine konvergente Entwicklung durchmachte, wäre bei verstärkter Subduktion bzw. Obduktion ein Aufschuppen des Schlieren-Flysches vom mittleren Eozän an denkbar. Die weiter gelieferten Sedimente vom Typ Schlieren-Flysch wären in der Folge – tektonisch unter dem Schlieren-Flysch – vor allem mit Basalem Schlieren-Flysch vermischt worden (tektonisches Mélange).

7.7 Versuch einer paläogeographischen Einordnung des Schlieren-Flysches

Mit dem Nachweis von Gurnigel-Flysch bzw. seinem Äquivalent, der Reidigen-Serie, über den Préalpes Médiannes (CARON et al. 1981), wurde ein wichtiger Hinweis auf die Ultrabriançonnais-Herkunft des Gurnigel/Schlieren-Flysches erbracht, wie sie bereits von CARON (1972, 1976) und HOMEWOOD (1974) angedeutet wurde.

Somit sollte das Sedimentationsbecken des Schlieren-Flysches – nach der heute allgemein vermuteten Stellung des Briançonnais im Mittelpenninikum – im Raume Südpenninikum bis Südalpin gelegen haben. In den Südalpen enthalten die Flysche von gleichem Alter wie der Schlieren-Flysch vorwiegend Detritus von der südalpinen Schichtreihe (BERNOULLI 1980) und können somit nicht direkt mit dem Schlieren-Flysch verglichen werden. Die Canavese-Zone s. str. führt nach AHRENT (1972) wahrscheinlich keine jüngeren Sedimente als Unterkreide, und nach radiometrischen Messungen (ZINGG et al. 1976) erfuhr sie eine eoalpine Metamorphose zwischen oberer Kreide und Paleozän (71,8 bis 60 Mio. Jahre). In diesem Sinne kann die Sedimentation des Schlieren-Flysches ins zweifellos kompliziert beschaffene (HOMEWOOD et al. 1980) Südpenninikum gestellt werden.

Im nördlich anschliessenden Briançonnais scheinen zur Zeit der Sedimentation des Schlieren-Flysches keine grösseren kontinentalen Massen der Erosion ausgesetzt gewesen zu sein, die das Becken des Schlieren-Flysches von Norden her beliefert haben könnten. Nach den beobachteten Strömungsrichtungen und der sedimentären Entwicklung (siehe Abschnitt 7.4) sollte der Schlieren-Flysch vielmehr räumlich im internen Bereich des Südpenninikums in einem tiefen Sedimentationsbecken angesiedelt werden, das im Süden von einer kontinentalen Masse begrenzt wurde.

Zeitlich fällt die Sedimentation des Schlieren-Flysches zwischen die eo- und mesoalpinen Phasen (TRÜMPY 1973, 1980). Die eoalpinen Phasen erfassten Teile des Piemontais-Ozeans und des austroalpinen Kontinentalrandes. Radiometrische Messungen weisen auf den Beginn der Hochdruck-Metamorphose in der frühen Oberkreide hin (HUNZIKER 1970, 1976; BOCQUET-DESMONS et al. 1974; DAL PIAZ et al. 1978). Strukturelle Untersuchungen und absolute Altersbestimmungen lassen auf eine anhaltende Deformation und ein Hochpressen und Vorschieben von Deckenstapeln bis in die oberste Kreide oder sogar bis ins Paleozän schliessen (HOMEWOOD et al. 1980). Diese Phasen werden von tiefmarinen Flyschbildungen im sich verengenden südpenninisch-ligurischen Bereich begleitet (HOMEWOOD et al. 1980). Vom Mitteleozän an greifen die Deformation und die Flyschbildung auf externere und weniger tiefe bathyale Bereiche über, was sich auch in Wildflysch-Bildungen äussert (CARON 1976, MATTER et al. 1980, TRÜMPY 1980), und kulminieren in den mesoalpinen Phasen (ob. Eozän bis unt. Oligozän, TRÜMPY 1973, 1980). Sie erreichen nach radiometrischen Messungen bei 38 ± 2 Mio. J. (= oberstes Eozän/frühes Oligozän, VAIL et al. 1977, HARDENBOL & BERGGREN 1978) ihren Höchststand der Metamorphose (HUNZIKER 1969).

Die Sedimentation des Schlieren-Flysches fällt demnach zeitlich und räumlich in den Grenzbereich zwischen die eo- und mesoalpinen Phasen. Seine Ablagerung, vielleicht als letztes Glied einer Serie von südpenninischen Flyschen in einem ozeanisch/para-ozeanischen Becken im Vorland vorstossender eoalpiner Deckenstapel, scheint aufgrund folgender Punkte wahrscheinlich:

1. Der abyssale/tiefbathyale Charakter des Beckens und seine kompressive Entwicklung machen sich vor allem vom Ilerdien an bemerkbar.
2. Die Beschaffenheit der Gerölle ist möglicherweise mit einer Herkunft von eoalpinen, austroalpin/ultrapiemontesischen Deckenstapeln vereinbar.
3. Ein charakteristisches Faziesmerkmal der oberkretazischen eoalpinen Flysche, die «Complexes de base» (Nappe de la Simme s.str., Nappe de la Dranse; CARON 1972), ist im Schlieren-Flysch in Form der Tonstein-Schichten wieder anzutreffen.

Die Entwicklung des Schlieren-Flysches im grosstektonischen Rahmen

Die Zufuhr von terrigenem Material in das südpenninische Becken des Schlieren-Flysches reicht mit Sicherheit vom oberen Maastrichtien bis ins untere Eozän, möglicherweise bis Anfang des Obereozäns.

Während des Paleozäns herrschen, mit Ausnahme des Überganges vom Danien zum Thanétien, relativ ruhige sedimentäre Verhältnisse und grobklastische Sedimentation (Thanétien) vor. Dies ist mit der generell ruhigen Entwicklung im alpinen geosynklinalen Raum (DEWEY et al. 1973) zu vereinbaren und entspräche der «paleozänen Restauration» von TRÜMPY (1973, 1980), die sich sekundär in einem Absenken des Meeresspiegels äussert, primär jedoch auf die verringerte Aktivität in den mittelozeanischen Rücken und deren Auswirkung auf Afrika zurückzuführen ist.

Die verstärkt kompressive Entwicklung des Beckens, wie sie aus den sedimentären Phänomenen und dem synsedimentären Vulkanismus interpretiert werden kann, setzt im Untereozän

ein und ist mit der von DEWEY et al. (1973) postulierten, zu dieser Zeit beginnenden Annäherung von Afrika an Europa zu korrelieren.

Vom mittleren Eozän an scheint die Subduktions/Obduktionsrate jene Grenze zu überschreiten, von der an keine normalstratigraphische Sedimentation mehr möglich ist; die allenfalls weiter gelieferten Turbidite werden von der aufgeschuppten Hauptmasse des Schlieren-Flysches überfahren. Im oberen Eozän, ungefähr mit dem Höchststand der Lepontinischen Phase, kann angenommen werden, dass der Schlieren-Flysch als Decke ausgepresst wurde.

Bei seiner anschliessenden Überschiebung über mittelpenninische und helvetische Einheiten werden, wie von BAYER (1982) angenommen, Elemente von diesen mit der Unterlage des Schlieren-Flysches vermischt.

8. Schlussbetrachtungen und Ausblick

Der Schlieren-Flysch erwies sich wegen der relativ einfachen Tektonik, den guten Aufschlussverhältnissen und der nur geringen diagenetischen Überprägung als ideales Terrain für sedimentologische und petrographische Untersuchungen.

Das kalkige Nannoplankton war ein geeignetes Datierungsmittel, obwohl in resedimentierten Peliten geprobt wurde und in karbonatarmen Abschnitten eine grosse Zahl von Proben genommen werden musste. Die bestehende lithostratigraphische Unterteilung des Schlieren-Flysches war eine gute Basis. Sie konnte in einigen Punkten ergänzt und altersmässig auch mit dem Nannoplankton abgegrenzt werden.

Zur Unterscheidung von hemipelagischen und turbiditischen Peliten wurden einige Kriterien diskutiert, und es erwies sich, dass in Zweifelsfällen der Fauneninhalt das beste Unterscheidungsmerkmal ist. Es konnten erstmals in einem schweizerischen Flysch vulkanische Aschenlagen nachgewiesen werden. Diese und die möglichen «braunen Tiefsee-Tone» wären lohnende Objekte für weitere Untersuchungen wie Altersbestimmungen, Chemismus usw.

Die bathymetrischen Überlegungen stützten sich vor allem auf die Fauneninhalte der hemipelagischen Pelite. Einige sedimentologische und lithologische Aspekte, die auf den tiefbathyalen/abyssalen Charakter des Schlieren-Flysch-Beckens hinweisen, konnten beigesteuert werden; ihnen sollte jedoch in Zukunft grössere Aufmerksamkeit zugewendet werden.

Die sedimentologische Sequenz-Analyse der turbiditischen Serie und deren Einordnung in bestehende Modelle war trotz der relativ guten Aufschlussverhältnisse problematisch. Die bimodale Verteilung der Strömungsrichtung war jedoch im allgemeinen mit einer eher feinklastischen bzw. grobklastischen Fazies-Assoziation korrelierbar. Zudem konnten beckeninterne Sediment-Umarbeitungen und Resedimente erkannt werden.

Die sedimentpetrographischen Ergebnisse beeinflussten die sedimentologische Interpretation entscheidend. Es konnte – nach den modalen Zusammensetzungen der Sandsteine und deren Schwermineral-Gehalten, den Geröllen und den Tonmineralien in den Peliten – der Nachweis von zwei unabhängigen Liefergebieten erbracht werden, die ihren Ausdruck auch in den unterschiedlichen sedimentologischen Fazies-Assoziationen finden.

Die Modalanalysen von Sandsteinen und das Auffinden von Bentoniten im Gurnigel-Flysch weisen darauf hin, dass auch in diesem Flysch ähnliche Verhältnisse vorgefunden werden können.

Über die Lage der Schüttungszentren und der beiden Liefergebiete zueinander lassen sich vorderhand nur grobe Abschätzungen vornehmen. Eine genauere Rekonstruktion wird erst

durch weitere Arbeiten in den anderen Teilen dieser Flyschzone (Voirons, Gurnigel, Wägital) möglich sein.

In der Unterlage des Schlieren-Flysches konnte mit Nannoplankton-Datierungen und ersten petrographischen Untersuchungen der Hinweis erbracht werden, dass der Wildflysch Schollen von Schlieren-Flysch enthält, die vorwiegend oberkretazisches und möglicherweise mittel- bis obereozänes Alter besitzen. Diese Vorkommen könnten als primäre Bildung im Becken des Schlieren-Flysches interpretiert werden (tektonische *Mélanges*). Ihre Beziehungen zu den «exotischen» Blöcken wurden jedoch nicht weiter untersucht.

In einer Synthese aller verfügbaren Argumente wurde die Sedimentation des Schlieren-Flysches in einem vorwiegend tektonisch kontrollierten, tiefmarinen Becken an einer zeitweilig konvergenten, kontinental/(para)ozeanischen Plattengrenze interpretiert.

Die paläogeographische Situierung des Beckens des Schlieren-Flysches in einem (para)ozeanischen Trog im Südpenninikum wurde in grossem Rahmen diskutiert. Hier könnten in erster Linie mehr Details durch weitere sedimentpetrographische Arbeiten, Gerölle-Analysen und deren Vergleiche mit möglichen Liefergebieten (wenn sie überhaupt in ihrer ursprünglichen Form erhalten sind) erarbeitet werden. In zweiter Linie sollten die genetischen Zusammenhänge zwischen Gurnigel/Schlieren-Flysch und den Flyschen der «Nappe Supérieure» geprüft werden. Als Arbeitshypothese hierzu könnte das Modell eines Akkretionskeils in einem Subduktions/Obduktions-System dienen.

Zusammenfassung

Die ca. 1500–1600 m mächtige Serie des Schlieren-Flysches reicht von oberem Maastrichtien bis unterem Eozän und wird von terrigenen, vom Schelfbereich geschütteten turbiditischen Sandsteinen bzw. Peliten und karbonatfreien, hemipelagischen Peliten aufgebaut. Fazies von submarinen Sediment-Umarbeitungen («Contourites») und beckeninternen Resedimenten (Mürbsandsteine und Ölquarzite) werden beschrieben. Der Fauneninhalt und das Fehlen von Karbonat in den hemipelagischen Peliten weisen auf eine Sedimentation im tiefbathyalen bis abyssalen Bereich unter der CCD hin.

Die bestehende Lithostratigraphie wird erweitert; es werden ferner die Unterschiede zwischen dem externen (Nord) und internen (Süd) Fazienbereich beschrieben und die zeitlichen Abgrenzungen der Formationen mit dem kalkigen Nannoplankton vorgenommen: Unterer Basaler Schlieren-Flysch (oberes Maastrichtien); Oberer Basaler Schlieren-Flysch (Danien); Untere Tonstein-Schichten (oberstes Danien–unterstes Thanétien, Obergrenze diachron?); Guber-Sandstein (Thanétien); Obere Tonstein-Schichten (unteres Ilerdien, Obergrenze diachron); Unterer und Oberer Schoni-Sandstein (Ilerdien–Cuisien); Oberer Schlieren-Sandstein (Cuisien).

Aufgrund der turbiditischen Fazies-Assoziationen, Strömungsrichtungen und der sedimentpetrographischen Resultate (Modalanalyse der Sandsteine, Schwer- und Tonmineralien und Petrographie der Gerölle) können zwei unabhängige turbiditische Schüttungssysteme von zwei verschiedenen Liefergebieten definiert werden, die abwechselnd, je nach lithostratigraphischer Einheit, die Sedimentation dominiert haben.

Das «tonalisch-andesitische» Massiv lieferte seitliche (von SW) und das «granitisch-porphyrische» Massiv beckenachsenparallele (von W) Schüttungen. Die hemipelagisch reichen Tonstein-Schichten werden als tektonisch bedingte Fazies turbiditischer Mangelsedimentation des externen (Nord) Beckenrandes gedeutet, wobei die Oberen Tonstein-Schichten (mit vielen Bentoniten und sichtbaren syndementären Deformationen) eine Periode erhöhter Sedimentationsrate einleitet. Die Serie des Schlieren-Flysches wird durch eine Fazies-Assoziation des internen (Süd) Kontinentalabhanges abgeschlossen.

Aus der Gesamtheit der Resultate, im Vergleich mit fossilen und rezenten Beispielen, kann die Sedimentation des Schlieren-Flysches in einem zeitweilig konvergenten, (para)ozeanischen Becken im Vorfeld eines orogenen Kontinentalrandes interpretiert werden. Nach paläogeographischen und paläochronologischen Überlegungen sollte es im südpenninischen Raum am Übergang von den eo- zu den mesoalpinen Phasen gelegen haben.

Résumé

La série du Schlieren-Flysch, épaisse de 1500 à 1600 m, s'étend de la fin du Maestrichtien à l'Eocène inférieur. Elle est essentiellement composée de grès turbiditiques et pélites terrigènes provenant d'une plate-forme, et de pélites hémipélagiques non carbonatées. Des faciès de remaniement sous-marin («contourites») et de resédimentation intrabassinale («Mürbsandsteine» et «Ölquarzite») sont aussi présents. La faune et l'absence de carbonates dans les pélites hémipélagiques indiquent une sédimentation dans un environnement bathyal à abyssal sous la CCD.

La subdivision lithostratigraphique existante a été modifiée. Les variations entre les zones de faciès externe (nord) et interne (sud) sont décrites et les formations lithostratigraphiques, datées au moyen du nannoplancton calcaire, sont les suivantes: Unterer Basaler Schlieren-Flysch (Maestrichtien supérieur), Oberer Basaler Schlieren-Flysch (Danien), Untere Tonstein-Schichten (Danien supérieur–Thanétien inférieur, limite supérieure diachrone?), Guber-Sandstein (Thanétien), Obere Tonstein-Schichten (Ilerdien inférieur, limite supérieure diachrone), Unterer et Oberer Schoni-Sandstein (Ilerdien–Cuisien) et Oberer Schlieren-Sandstein (Cuisien).

Par des analyses de faciès, des mesures de direction de courant et par la pétrographie sédimentaire (analyse modale des grès, minéraux lourds, minéraux argileux et analyse de faciès des galets conglomératiques), deux systèmes de cônes sous-marins indépendants ont pu être définis, chacun alimenté par des sources différentes qui ont alternativement dominé la sédimentation.

Les grès provenant de la source tonalitique-andésitique (population 1) sont caractérisés par l'absence de feldspath-K, une proportion élevée de plagioclases, ainsi que des fragments lithiques volcaniques hypabissaux, peu de quartz, de l'apatite et de la montmorillonite dans les niveaux argileux interstratifiés. Le sédiment était distribué à travers le bassin selon une direction essentiellement NE, sous forme de cônes sous-marins à faible degré de maturité, rarement chenalisés, finement lités, avec d'occasionnels niveaux conglomératiques (exemple: Unterer Basaler Schlieren-Flysch).

La source granitique-porphyrique fournissait des sables (grès de la population 2) riches en feldspaths-K, quartz et tourmaline, mais pauvres en apatite, et avec l'illite comme principal minéral argileux. Ces sables grossiers étaient généralement déposés en bancs épais sous forme de biseaux chenalisés, à fort degré de maturité, parallèlement à l'axe du bassin. L'approvisionnement se faisait en direction de l'est, sporadiquement et brusquement. Les dépôts thanétiens de ce type peuvent être corrélés avec une période où le niveau de la mer était mondialement bas («eustatic low-stand»).

Mises à part leurs roches magmatiques caractéristiques, les deux régions-source comprenaient des terrains métamorphiques et sédimentaires de nature variable. Les niveaux de cendres volcaniques sont de composition intermédiaire et furent probablement expulsés de la source tonalitique-andésitique. La composition modale des grès indique que la population 1 trouvait probablement son origine dans un arc orogénique en transformation ou dans un arc continental, et que la population 2 provenait d'un orogène de collision. Les grès sont d'ailleurs dans une certaine mesure comparables à ceux du complexe de subduction de Nias.

Trois caractéristiques sédimentaires ont pu être distinguées:

1. Un remplissage latéral et longitudinal du bassin sous forme de cônes sous-marins ou de biseaux (Basaler Schlieren-Flysch, Guber-Sandstein, Schoni-Sandstein et Oberer Schlieren-Sandstein).

2. Des faciès diachroniques de faible approvisionnement turbiditique et à niveaux de cendres volcaniques provenant de la plaine abyssale ou du talus océanique (Untere et Obere Tonstein-Schichten).
3. Un faciès à dominance de pélites du talus continental inférieur (Oberer Schlieren-Sandstein) au sommet de la série du Schlieren-Flysch.

Ces données et leurs interprétations ont permis de conclure que le Schlieren-Flysch s'est déposé dans une fosse océanique située au pied d'une marge continentale orogénique temporairement active. Des considérations paléogéographiques situent le bassin dans le domaine sud-pennique. La période de sédimentation coïncide avec le passage des phases éoalpines aux phases mésoalpines.

Summary

The approximately 1500–1600 m thick series of the Schlieren-Flysch ranges from Late Maastrichtian to Lower Eocene. It is essentially built up of terrigenous turbiditic sandstones and shales, derived from shelf areas, and of lime-free hemipelagic shales. Facies of submarine reworking (Contourites) and intrabasinal resedimentation («Mürbsandsteine» and «Ölquarzit») are present, too. The faunal content and the lack of carbonate in the hemipelagic shales point to sedimentation in a bathyal to abyssal environment below the CCD.

The existing lithostratigraphic subdivision has been modified. Variations between the external (north) and internal (south) facies belts are described and the lithostratigraphic formations, dated by calcareous nannoplankton are the following: Unterer Basaler Schlieren-Flysch (Late Maastrichtian), Oberer Basaler Schlieren-Flysch (Danian), Untere Tonstein-Schichten (Late Danian–Early Thanetian, upper limit diachron ?), Guber-Sandstein (Thanetian), Obere Tonstein-Schichten (Early Ilerdian, upper limit diachron), Unterer and Oberer Schoni-Sandstein (Ilerdian–Cuisian) and Oberer Schlieren-Sandstein (Cuisian).

By facies analysis, flow directions and sedimentary petrography (modal analysis of sandstones, heavy minerals, clay minerals and facies analysis of conglomeratic pebbles) there can be defined two independent fan systems fed by different source areas, which have alternatively controlled the sedimentation.

The sandstones derived from the tonalitic-andesitic sources (population 1) are characterized by a lack of K-feldspars and a high proportion of plagioclase, by low quartz contents, high contents in volcanic-hypabyssal lithic rock fragments, apatite and montmorillonite in mixed-layer clay minerals. The sediment was generally distributed into the basin, mainly in a NE-direction, as immature rarely channellized thin-bedded fans with occasional conglomeratic beds (e.g. Unterer Basaler Schlieren-Flysch).

The granitic-porphyratic source supplied sands (population 2) with considerable contents of K-feldspars, high quartz and tourmaline but low apatite proportions, with illite as the dominant clay mineral. The coarse-grained sands were generally deposited as mature channellized thick-bedded wedges parallel to the basin axis in an eastward direction appearing and disappearing abruptly. The Thanetian deposits of this kind can be related to a world-wide sea-level fall.

Both source areas contained, beside their characteristic magmatic rocks (see above), metamorphic and sedimentary terrains of variable nature. The volcanic ash layers are of intermediate composition and were probably ejected from the tonalitic-andesitic source area. The modal composition of the sandstones indicates a probable origin of the material from a transform arc orogen or a continental margin arc (population 1) and from a collision orogen (population 2). Besides, the sandstones are to some extent comparable to the sandstones of the Nias subduction complex.

There can be distinguished three sedimentary features:

1. Lateral and longitudinal basin fill fans and wedges in Basaler Schlieren-Flysch, Guber-Sandstein, Schoni-Sandstein and partly in Oberer Schlieren-Sandstein.
2. Diachronous facies of low turbiditic supply and volcanic ash layers of the abyssal plain/oceanic slope in the Untere and Obere Tonstein-Schichten.
3. Pelite-dominated facies of the lower continental slope in the Oberer Schlieren-Sandstein, topping the series.

From these data and interpretations it is concluded that the Schlieren-Flysch was deposited in an oceanic trench environment in front of a temporarily active orogenic continental margin. Paleogeographic considerations point to a basin in the south-penninic realm. The time of sedimentation coincides with the passage from the eoalpine to the mesoalpine phases.

Literaturverzeichnis

- AHRENT, H. (1972): *Zur Stratigraphie, Petrographie und zum tektonischen Aufbau der Canavese-Zone und ihre Lage zur Insubrischen Linie zwischen Biella und Cuorgne (Norditalien)*. – Göttinger Arb. Geol. Paläont. 11.
- ARBENZ, P. (1919): *Probleme der Sedimentation und ihre Beziehungen zur Gebirgsbildung in den Alpen*. – Vjschr. natf. Ges. Zürich 64, 246–275.
- BANDY, O. L. & RODOLFO, K. S. (1964): *Distribution of foraminifera and sediments, Peru–Chile Trench area*. – Deep-Sea Res. 11, 817–837.
- BAYER, A. A. (1982): *Untersuchungen im Habkern-Mélange («Wildflysch») zwischen Aare und Rhein*. – Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [N. F.] 240.
- BECK, P. (1912): *Die Niesen-Habkerndecke und ihre Verbreitung im helvetischen Faziesgebiet*. – Eclogae geol. Helv. 12/1, 65–151.
- BERGER, W. H. & WINTERER, E. L. (1974): *Plate stratigraphy and the fluctuating carbonate line*. – Spec. Publ. int. Assoc. Sedimentol. 1, 11–48.
- BERNOULLI, D. (1980): *Southern Alps of Ticino*. In: *Geology of Switzerland, a guide-book* (Part A, p. 80–82). – Wepf, Basel / New York.
- BERTRAND, M. (1897): *Structures des Alpes françaises et récurrence de certains faciès sédimentaires*. – C. R. Congr. int. Géol., 6^e Sess. (1894), 163–177.
- BOCQUET-DESMONS, J., DELALOYE, M., HUNZIKER, J. C. & KRUMMENACHER, D. (1974): *K–Ar and Rb–Sr dating of blue amphiboles, micas and associated minerals from the Western Alps*. – Contr. Mineral. Petrol. 47, 7–26.
- BOLES, J. R. & FRANKS, S. G. (1979): *Clay diagenesis in Wilcox Sandstones of Southwest Texas: implications of Smectite diagenesis and sandstone cementation*. – J. sediment. Petrol. 49/1, 55–70.
- BOUMA, A. H. (1962): *Sedimentology of some Flysch Deposits*. – Elsevier, Amsterdam.
- BOUSSAC, J. (1912): *Etudes stratigraphiques sur le Nummulitique Alpin*. – Mém. Carte géol. France 13.
- BREYER, J. A. & EHLMANN, A. J. (1981): *Mineralogy of arc-derived sediment: siliciclastic sediment on the insular shelf of Puerto Rico*. – Sedimentology 28, 61–74.

- BROUWER, J. (1965): *Agglutinated Foraminiferal Faunas from some Turbiditic Sequences (I/II)*. – Proc. k. nederl. Akad. Wetensch. (B), 68/5, 309–334.
- BUTT, A. (1981): *Depositional environment of the Upper Cretaceous rocks in the northern part of the Eastern Alps*. – Spec. Publ. Cushman Found. foram. Res. 20, 5–121.
- BUXTORF, A. (1908): *Zur Tektonik der zentralschweizerischen Kalkalpen*. – Z. dtsh. geol. Ges. 60/2, 163–197.
- BUXTORF, A., TOBLER, A., NIETHAMMER, G., BAUMBERGER, E., ARBENZ, P. & STAUB, W. (1916): *Geologische Vierwaldstättersee-Karte, 1:50000*. Spez.-Karte Nr.66. – Schweiz. geol. Komm.
- CADISCH, J. (1934): *Geologie der Schweizeralpen*. – Beer, Zürich.
- CARON, C. (1972): *La Nappe Supérieure des Préalpes: subdivisions et principaux caractères du sommet de l'édifice préalpin*. – Eclogae geol. Helv. 65/1, 57–73.
- (1976): *La nappe du Gurnigel dans les Préalpes*. – Eclogae geol. Helv. 69/2, 297–308.
- CARON, C., HOMEWOOD, P., MOREL, R. & VAN STUIJVENBERG, J. (1981): *Témoins de la Nappe du Gurnigel sur les Préalpes Médiannes: Une confirmation de son origine ultrabriançonnaise*. – Bull. Soc. fribourg. Sci. nat. 69/1, 64–79.
- CAROZZI, A. (1952): *Les phénomènes de courants de turbidité dans la sédimentation alpine – Une hypothèse de travail*. – Arch. Sci. Genève 5/1, 35–39.
- CARVER, R.E. (Ed.) (1971): *Procedures in Sedimentary Petrology*. – Wiley-Interscience, New York / London etc.
- CHANNEL, J., HELLER, F. & VAN STUIJVENBERG, J. (1979): *Magnetic susceptibility anisotropy as an indicator of sedimentary fabric in the Gurnigel Flysch*. – Eclogae geol. Helv. 72/3, 781–787.
- CRIMES, P., GOLDRING, R., HOMEWOOD, P., VAN STUIJVENBERG, J. & WINKLER, W. (1981): *Trace fossil assemblages of deep-sea fan deposits, Gurnigel and Schlieren Flysch (Cretaceous–Eocene), Switzerland*. – Eclogae geol. Helv. 74/3, 953–995.
- CROOK, K.A.W. (1960): *Classification of arenites*. – Amer. J. Sci. 258, 419–428.
- CROWELL, J.C. (1955): *Directional current structures from the Prealpine Flysch, Switzerland*. – Bull. geol. Soc. Amer. 66, 1351–1384.
- DAL PIAZ, G.V., HUNZIKER, J.C. & STERN, W.B. (1978): *The Sesia–Lanzo Zone, a slice of subducted continental crust? – U.S. geol. Surv., Open-File Rep. 78–701, 83–86*.
- DALY, R.A. (1936): *Origin of submarine canyons*. – Amer. J. Sci. 31, 410–420.
- DAVAUD, E. & GUEX, J. (1978): *Traitement analytique «manuel» algorithmique de problèmes complexes de corrélations biochronologiques*. – Eclogae geol. Helv. 71/3, 581–610.
- DEER, W.A., HOWIE, R.A. & ZUSSMAN, J. (1967): *Rock-forming minerals*. Vol.3: *Sheet Silicates*. – Longman, Green & Co., London.
- (1978): *An Introduction to the Rock Forming Minerals*. – Longman Group, London.
- DEWEY, J.F. & BIRD, J.M. (1970): *Plate tectonics and geosynclines*. – Tectonophysics 10, 625–638.
- DEWEY, J.F., PITTMAN III, W.C., RYAN, W.B. & BONNIN, J. (1973): *Plate Tectonics and the Evolution of the Alpine System*. – Bull. geol. Soc. Amer. 84, 3137–3180.
- DICKINSON, R.W. (1970): *Interpreting detrital modes of graywacke and arkose*. – J. sediment. Petrol. 40/2, 695–707.
- (1974a): *Sedimentation within and beside ancient and modern magmatic arcs*. – Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Mineral. 19, 230–239.
- (1974b): *Plate Tectonics and Sedimentation*. – Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Mineral. 22, 1–27.
- DICKINSON, W.R., HELMOLD, K.P. & STEIN, J.A. (1979): *Mesozoic lithic sandstones in Central Oregon*. – J. sediment. Petrol. 49/2, 501–516.
- DICKINSON, W.R. & SEELY, D.R. (1979): *Structure and stratigraphy of Forearc Regions*. – Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol. 63/1, 2–31.
- DICKINSON, W.R. & VALLONI, R. (1980): *Plate settings and provenance of sands in modern ocean basins*. – Geology 8, 82–86.
- DICKSON, J.A.D. (1966): *Carbonate identification and genesis as revealed by staining*. – J. sediment. Petrol. 36/2, 491–505.
- DIETZ, V. (1973): *Experiments on the influence of transport on shape and roundness of heavy minerals*. – Contr. Sedimentol. 1, 69–102.
- DZULYNSKI, S. & WALTON, E.K. (1965): *Sedimentary features of flysch and greywackes*. – Dev. Sedimentol. 7 (Elsevier, Amsterdam).
- ECKERT, R., HOTTINGER, L., MOHLER, H.P. & SCHAUB, H. (1965): *Kreide und Alt-Tertär des Helvetikums in der Zentralschweiz*. – Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing. 31/81, 115–123.
- FAUPL, P., GRÜN, W., LAUER, G., MAURER, R., PAPP, A., SCHNABEL, W. & STURM, M. (1970): *Zur Typisierung der Sieveringer Schichten im Flysch des Wienerwaldes*. – Jb. geol. Bundesanst. (Wien) 113, 73–158.
- FOLK, R.L. (1980): *Petrology of Sedimentary Rocks*. – Hemphill, Austin (Texas).
- FORCE, E.R. (1980): *The Provenance of Rutile*. – J. sediment. Petrol. 50/2, 485–488.
- FOREL, F. (1885): *Les ravins sous-lacustres des fleuves glaciaires*. – C.R. Acad. Sci. (Paris) 101, 725–728.
- FREI, R. (1963): *Die Flyschbildungen in der Unterlage von Iberger Klippen und Mythen*. – Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [N.F.] 14.
- FREY M., MATTER, A., PETERS, T.J., HUNZIKER, J.C. & STALDER, H.A. (1976): *Diagenese und schwache Metamorphose*. – Geol. u. mineral.-petrogr. Inst. Univ. Bern (Skriptum 1975/76).

- FRÖHLICHER, H., SCHAUB, H. & VONDERSCHMITT, L. (1951): *Bericht über die Exkursion der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft in die Giswiler Klippen, den Schlierenflysch und ihre tektonische Unterlage und in die Molasse des Alpenrandes.* – *Eclogae geol. Helv.* 44/2, 363–372.
- FÜCHTBAUER, H. & MÜLLER, G. (1970): *Sedimente und Sedimentgesteine.* – Schweizerbart, Stuttgart.
- FUNK, H., HANTKE, R., MATTER, A., MOHLER, H. P. & SCHAUB, H. (1973): *Bericht über die Exkursion der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft in die Giswiler Klippen, den Schlierenflysch und ihre tektonische Unterlage.* – *Eclogae geol. Helv.* 66/1, 231–243.
- GANDOLFI, G., PAGANELLI, L. & ZUFFA, G. G. (1981): *Provenance and detrital-mode dispersal pattern in Marnoso-arenacea Basin (Miocene, Northern Apennine).* – 2nd europ. Meet. int. Assoc. Sedimentologists, Bologna (Abstr.), 65–68.
- GARTNER, S. (1977): *Nannofossils and Biostratigraphy: An Overview.* – *Earth-Sci. Rev.* 13, 227–250.
- GEIGER, M. (1956): *Die Unterlage der zentralschweizerischen Klippengruppe Stanserhorn–Arvigrat, Buochserhorn–Musenalp und Klewenalp.* – *Eclogae geol. Helv.* 49/2, 407–452.
- GEROCH, S. (1960): *Microfaunal assemblages from the Cretaceous and Paleogene Silesian unit in the Beskid Slaski Mountains (Western Carpathians).* – *Bull. geol. Inst. Warszawa (Poland)* 157 (Z. Badan Geol. w. Karpatack 5).
- GIGON, W. (1952): *Geologie des Habkerntales und des Quellgebietes der Grossen Emme.* – *Verh. natf. Ges. Basel* 63/1, 49–136.
- GRADSTEIN, F. M. & BERGGREN, W. A. (1981): *Flysch-type agglutinated foraminifera and the Maestrichtian to Paleogene history of the Labrador and North Sea.* – *Marine Micropaleont.* 6, 211–268.
- GRAHAM, S. A., INGERSOLL, R. V. & DICKINSON, W. R. (1976): *Common provenance for lithic grains in Carboniferous sandstones from Ouachita Mountains and Black Warrior Basin.* – *J. sediment. Petrol.* 46, 620–632.
- HAIG, D. W. (1979): *Global distribution patterns for Mid-Cretaceous foraminiferids.* – *J. foram. Res.* 9, 29–40.
- HANTKE, R. und Mitarb. (1967): *Geologische Karte des Kantons Zürich und seiner Nachbargebiete, 1:50000.* – *Vjschr. natf. Ges. Zürich* 112/2, 91–122.
- HARDENBOL, J. & BERGGREN, W. A. (1978): *A new Paleogene Numerical Time Scale.* – *Stud. Geol. amer. Assoc. Petroleum Geol.* 6, 213–234.
- HAY, W. W. & MOHLER, H. P. (1965): *Zur Verbreitung des Nannoplanktons im Profil der Grossen Schliere.* – *Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing.* 31/81, 132–134.
- HAY, W. W. & SCHAUB, H. W. (1960): *Discoasterids from the Schlierenflysch.* – *Bull. geol. Soc. Amer.* 71/12, 1885.
- HEIM, ARN. (1920): *Beobachtungen am Mont Biffé (Montsalvens) in den Préalpes externes.* – *Eclogae geol. Helv.* 15 (1919), 472–477.
- HEKEL, H. (1968 a): *Nannoplanktonhorizonte und tektonische Strukturen in der Flyschzone nördlich von Wien (Bisambergzug).* – *Jb. geol. Bundesanst. (Wien)* 111, 293–337.
- (1968 b): *Möglichkeiten einer stratigraphischen Gliederung des Gurnigelflysches auf Grund von Nannofossilien.* – *Eclogae geol. Helv.* 61/2, 500–504.
- HERB, R. & LEUPOLD, W. (1966): *Schlierenflysch.* In: *Lexique Stratigraphique International. 7c: Schweizer Alpen und Südtessin* (p. 1030–1038). – *Cent. natl. Rech. sci.*
- HESSE, R. (1975): *Turbiditic and non-turbiditic mudstone of Cretaceous flysch sections of the East Alps and other basins.* – *Sedimentology* 22, 387–416.
- HESSE, R. & BUTT, A. (1976): *Paleobathymetry of Cretaceous turbidite basins of the East Alps relative to the calcite compensation level.* – *J. Geol.* 84/5, 505–533.
- HOLLISTER, C. D., JOHNSON, D. A. & LONSDALE, P. F. (1974): *Current-controlled abyssal sedimentation: Samoan Passage, Equatorial West Pacific.* – *J. Geol.* 82/3, 275–300.
- HOMWOOD, P. W. (1974): *Le flysch du Meilleret (Préalpes romandes) et ses relations avec les unités l'encadrant.* – *Eclogae geol. Helv.* 67/2, 349–401.
- HOMWOOD, P. W., GOSSO, G., ESCHER, A. & MILNES, A. (1980): *Cretaceous and Tertiary evolution along the Besançon–Biella traverse (Western Alps).* – *Eclogae geol. Helv.* 73/2, 635–649.
- HSÜ, K. J. (1960): *Paleocurrent structures and paleogeography of the Ultrahelvetic Flysch Basins, Switzerland.* – *Bull. geol. Soc. Amer.* 71, 577–610.
- (1964): *Cross-laminations in graded bed sequences.* – *J. sediment. Petrol.* 34/2, 379–388.
- HSÜ, K. J. & SCHLANGER, S. O. (1971): *Ultrahelvetic Flysch Sedimentation and Deformation related to Plate Tectonics.* – *Bull. geol. Soc. Amer.* 82/5, 1207–1218.
- HUBERT, J. F. (1967): *Sedimentology of prealpine flysch sequences, Switzerland.* – *J. sediment. Petrol.* 37, 885–907.
- HUNZIKER, J. C. (1969): *Rb–Sr–Altersbestimmungen aus den Walliser Alpen, Hellglimmer- und Gesamtgesteinsalterswerte.* – *Eclogae geol. Helv.* 62/2, 527–542.
- (1970): *Polymetamorphism in the Monte Rosa, Western Alps.* – *Eclogae geol. Helv.* 63/2, 151–161.
- (1976): *Rb–Sr and K–Ar age determinations and the Alpine tectonic history of the Western Alps.* – *Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova* 31 (1974–76), 3–55.
- INGERSOLL, R. V. (1978): *Petrofacies and petrologic evolution of the Late Cretaceous fore-arc basin, northern and central California.* – *J. Geol.* 86, 335–352.
- INGERSOLL, R. V. & SUCZEK, C. A. (1979): *Petrology and provenance of Neogene sand from Nicobar and Bengal fans, DSDP Sites 211 and 218.* – *J. sediment. Petrol.* 49/4, 1217–1228.

- IVALDI, J. P. (1971): *Le phénomène de thermoluminescence appliquée à l'étude du flysch «Grès d'Annot» (France). Conséquences paléogéographiques.* – Rev. Géogr. phys. Géol. dyn. (2), 13/5, 521–526.
- (1974): *Origines du matériel détritique des séries «Grès d'Annot» d'après les données de la thermoluminescence (TLN et TLA).* – Géol. alp. (Grenoble) 50, 75–98.
- JAN DU CHÊNE, R. F. (1977): *Palynostratigraphie (Maastrichtien–Eocène inférieur) des Flyschs du Schlieren (canton d'Obwald, Suisse centrale).* – Rev. Micropaléont. 20/3, 147–156.
- JAN DU CHÊNE, R., GORIN, G. & VAN STUIJVENBERG, J. (1975): *Etude géologique et stratigraphique (palynologie et nannoflore calcaire) des Grès des Voirons (Paléogène de Haute-Savoie, France).* – Géol. alp. (Grenoble) 51, 51–78.
- JOHNS, D. R. & MUTTI, E. (1981): *Facies and geometry of turbidite sandstone bodies and their relationship to deep-sea fan systems.* – 2nd europ. Meet. int. Assoc. Sedimentologists, Bologna (Abstr.), 89.
- JOHNSON, D. (1938): *Origin of submarine canyons.* – J. Geomorph. 1/2.
- KAPellos, C. C. (1973): *Biostratigraphie des Gurnigelflyschs.* – Schweiz. paläont. Abh. 96.
- KAPellos, C. C. & SCHAUB, H. (1975): *L'Ilerdien dans les Alpes, dans les Pyrénées et en Crimée. Corrélation de zones à grands Foraminifères et à Nannoplankton.* – Bull. Soc. géol. France (7), 17/2, 148–161.
- KAUFMANN, F. J. (1886): *Emmen- und Schlierengegenden, nebst Umgebungen bis zur Brünigstrasse und Linie Lungern–Grafenort.* – Beitr. geol. Karte Schweiz 24.
- KAUFMANN, F. J., BALTZER, A. & MOESCH, C. (1887): *Blatt XIII: Interlaken–Sarnen–Stans.* Geologische Karte der Schweiz, 1:100000. – Schweiz. geol. Komm.
- KELLER, P., LAPRAZ, D. & IACCONI, P. (1971): *Description d'un appareillage destiné à l'étude de la thermoluminescence cristalline entre 20 °C et 500 °C.* – Mod. Geol. 2, 71–74.
- KRASHENINNIKOV, V. A. (1974): *Upper Cretaceous Benthonic agglutinated Foraminifera, Leg 27 of the DSDP.* – Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj. 27, 631–661.
- KRASHENINNIKOV, V. A. & PFLAUMANN, U. (1977): *Cretaceous agglutinated foraminifera of the Atlantic Ocean off West Africa (Leg 41, Deep Sea Drilling Project).* – Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj. 41, 565–580.
- KSIĄZKIEWICZ, M. (1961): *Life conditions in flysch basins.* – Ann. Soc. géol. Pol. 31/1, 3–21.
- KÜBLER, B. (1967): *La cristallinité de l'illite et les zones tout à fait supérieures du métamorphisme.* In: *Etages tectoniques* (p. 105–122). – La Baconnière, Neuchâtel.
- KUENEN, P. H. (1950): *Turbidity currents of high density.* – Rep. 18th int. geol. Congr. London 8, 44–52.
- KUENEN, P. H. & MIGLIORINI, C. I. (1950): *Turbidity currents as a cause of graded bedding.* – J. Geol. 58/2, 91–127.
- LAJOIE, J. (1979): *Origin of megarhythmus in flysch sequences of the Quebec Appalachians.* – Canad. J. Earth Sci. 16/7, 1518–1523.
- LE RIBAULT, L. (1977): *L'exoscopie des quartz.* – Masson, Paris.
- LEUPOLD, W. (1943): *Neue Beobachtungen zur Gliederung der Flyschbildungen der Alpen zwischen Reuss und Rhein.* – Eclogae geol. Helv. 35/2 (1942), 247–291.
- (1966): *Nummuliten- und Flyschbildungen.* In: *Lexique Stratigraphique International. 7c: Schweizer Alpen und Südtessin* (p. 797–822). – Cent. natl. Rech. sci.
- MARTENS, J. H. C. (1932): *Piperine as an immersion medium in sedimentary petrography.* – Amer. Mineralogist 17, 198–199.
- MARTINI, E. (1971): *Standard Tertiary and Quaternary Calcareous Nannoplankton Zonation.* – Proc. IInd plankt. Conf. Roma (1970), 749–785.
- MATTER, A. (1964): *Sedimentologische Untersuchungen im östlichen Napfgebiet (Entlebuch-Tal der Grossen Fontanne, Kt. Luzern).* – Eclogae geol. Helv. 57/2, 315–428.
- MATTER, A., HOMEWOOD, P., CARON, C., RIGASSI, D., VAN STUIJVENBERG, J., WEIDMANN, M. & WINKLER, W. (1980): *Flysch and Molasse of Western and Central Switzerland* (Excursion No. V). In: *Geology of Switzerland, a guide-book* (Part B, p. 261–293). – Wepf, Basel / New York.
- MAXWELL, D. T. & HOWER, J. (1967): *High-grade diagenesis and low-grade metamorphism of illite in the Precambrian Belt Series.* – Amer. Mineralogist 52/1, 843–857.
- MIDDLETON, G. V. (1966): *Experiments on Density and Turbidity Currents.* – Canad. J. Earth Sci. 3, 523–546 and 627–637.
- (1967): *Experiments on Density and Turbidity Currents.* – Canad. J. Earth Sci. 4, 475–505.
- MIDDLETON, G. V. & HAMPTON, M. A. (1973): *Sediment gravity flows: mechanics of flow and deposition.* In: MIDDLETON, G. V. & BOUMA, A. H. (Ed.): *Turbidites and deep-water sedimentation* (p. 1–38). – Soc. econ. Paleont. Mineral. (pac. Sect.), short course Anaheim.
- MOHLER, H. (1966): *Stratigraphische Untersuchungen in den Giswiler Klippen (Préalpes Médiannes) und ihrer helvetisch-ultrahelvetischen Unterlage.* – Beitr. geol. Karte Schweiz [N. F.] 129.
- MOLLET, H. (1921 a): *Geologie der Schafmatt–Schimberg-Kette und ihrer Umgebung (Kt. Luzern).* – Beitr. geol. Karte Schweiz [N. F.] 47.
- (1921 b): *Geologische Karte des Schafmatt–Schimberggebietes (Kt. Luzern), 1:25000.* Spez.-Karte Nr. 91. – Schweiz. geol. Komm.
- MOORE, G. F. (1979): *Petrography of subduction zone sandstones from Nias Island, Indonesia.* – J. sediment. Petrol. 49/1, 71–84.
- MOORE, G. F., BILLMAN, H. G., HEHANUSSA, P. E. & KARIG, D. E. (1980): *Sedimentology and paleobathymetry of Neogene Trench–Slope deposits, Nias Island, Indonesia.* – J. Geol. 88/2, 161–180.

- MOORE, J.C. & KARIG, D.E. (1976): *Sedimentology, structural geology, and tectonics of the Shikoku subduction zone, southwestern Japan*. – Bull. geol. Soc. Amer. 87, 1259–1268.
- MOORKENS, T.L. (1976): *Paläökologische Bedeutung einiger Vergesellschaftungen von sandschaligen Foraminiferen aus dem NW europäischen Alttertiär und ihre Beziehung zu Muttergesteinen*. – Ergänzb. Z. Erdöl u. Kohle, Erdgas, Petrochem., Comp. 1975/76, 77–95.
- MOREL, R. (1980): *Géologie du Massif du Niremont (Préalpes romandes) et de ses abords*. – Bull. Soc. fribourg. Sci. nat. 69/2.
- MULLIS, J. (1976): *Das Wachstumsmilieu der Quarzkristalle im Val d'Iliez (Wallis, Schweiz)*. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 56, 219–268.
- (1979): *The system methane–water as a geologic thermometer and barometer from the external part of the Central Alps*. – Bull. Minéral. (France) 102, 526–536.
- MUTTI, E. (1977): *Distinctive thin-bedded turbiditic facies and related depositional environments in the Eocene Hecho Group (South-central Pyrenees, Spain)*. – Sedimentology 24, 107–131.
- (1979): *Turbidites et cônes sous-marins profonds*. In: HOMEWOOD, P.W. (Ed.): *Sédimentation détritique* (p.353–419). – 3^e Cycle Romand en Sciences de la Terre, Univ. Fribourg.
- MUTTI, E. & RICCI LUCCHI, F. (1972): *Le turbiditi dell'Apennino settentrionale: introduzione all'analisi di facies*. – Mem. Soc. geol. ital. 11, 161–199.
- (1974): *La signification de certaines unités séquentielles dans les séries à turbidites*. – Bull. Soc. géol. France (7), 16/6, 577–582.
- (1975): *Turbidite facies and facies associations*. In: MUTTI, E., PAREA, G.C., RICCI LUCCHI, F., SAGRI, M., ZANZUCCHI, G., GHIBAUDO, G. & IACCARINO, S.: *Examples of turbidite facies and facies associations from selected formations of the Northern Apennines* (p.21–36). – Guide of excursion 11, IXth int. Congr. Sedimentol. Nice 1975.
- NELSON, H.C., NORMARK, W.R., BOUMA, W.R. & CARLSON, P.R. (1978): *Thin-Bedded Turbidites in Modern Submarine Canyons and Fans*. In: STANLEY, D.J. & KELLING, G.: *Sedimentation in Submarine Canyons, Fans and Trenches* (p.170–189). – Dowden, Hutchinson & Ross, Stroudsburg (Pennsylvania).
- NILSEN, T.H. (1980): *Modern and Ancient Submarine Fans: Discussion of Papers by R. G. Walker and W. R. Normark*. – Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol. 64/7, 1094–1112.
- NOCKOLDS, S.R., KNOX, R.W.O'B. & CHINNER, G.A. (1979): *Petrology for Students*. – Cambridge Univ. Press (1978).
- NORMAN II, M.B. (1974): *Improved techniques for selective staining of feldspar and other minerals using Amaranth*. – J. Res. U.S. geol. Surv. 2/1, 73–79.
- NORMARK, W.R. (1970): *Growth patterns of deep-sea Fans*. – Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol. 54, 2170–2195.
- (1974): *Submarine Canyons and Fan Valleys: Factors affecting Growth Patterns of Deep-Sea Fans*. – Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Mineral. 19, 56–68.
- (1980): *Modern and Ancient Submarine Fans: Reply*. – Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol. 64/7, 1108–1112.
- O'BRIEN, N.R., AKAZAWA, K. & TOKUHASHI, S. (1980): *Use of clay fabric to distinguish turbiditic and hemipelagic siltstones and silts*. – Sedimentology 27, 47–61.
- PERCH-NIELSEN, K. (1982): *Maastrichtian coccoliths in the Danian: Survivors or reworked «Dead Bodies»?* – Int. Assoc. Sedimentologists, europ. Meet. Copenhagen (Abstr.), 122.
- PETTJOHN, F.J. (1957): *Sedimentary Rocks* (2nd ed.). – Harper & Broth., New York.
- (1975): *Sedimentary Rocks* (3rd ed.). – Harper & Row, New York.
- PFLAUMANN, U. (1967): *Zur Ökologie des Bayerischen Flysches auf Grund der Mikrofossilführung*. – Geol. Rdsch. 56, 200–227.
- PIPER, D.J.W., VON HUENE, R. & DUNCAN, J.R. (1973): *Late Quaternary Sedimentation in the Active Eastern Aleutian Trench*. – Geology 1/1, 19–22.
- PLÖCHINGER, B. & PREY, S. (1974): *Der Wienerwald*. – Samml. geol. Führer, Bd.59 (Borntträger, Berlin/Stuttgart).
- PRINCE, R.A. & KULM, L.D. (1975): *Crustal rupture and initiation of imbricate thrusting in the Peru–Chile Trench*. – Bull. geol. Soc. Amer. 86, 1639–1653.
- RAD, U.VON (1972): *Zur Sedimentologie und Fazies des Allgäuer Flysches*. – Geologica bavar. 66, 92–147.
- READING, H.G. (1980): *Characteristics and recognition of strike-slip fault systems*. – Spec. Publ. int. Assoc. Sedimentol. 4, 7–26.
- RICCI LUCCHI, F. (1975): *Depositional cycles in two turbidite formations of Northern Apennines (Italy)*. – J. sediment. Petrol. 45/1, 3–43.
- SAMUEL, O. (1977): *Agglutinated foraminifers from Paleogene flysch formations in West Carpathians of Slovakia*. – Zap. Karpaty (paleont. Ser.) 2–3, 7–70.
- SARASIN, C. (1892): *Die Konglomerate und Breccien des Flysch in der Schweiz*. – N. Jb. Mineral. Geol. Paläont. [Beilbd.] 8, 180–215.
- (1894): *De l'origine des roches exotiques du flysch*. – Arch. Sci. phys. nat. (Genève) (3), 31–32, 1–69.
- SCHARDT, H. (1893): *Sur l'origine des Préalpes romandes (Zone du Chablais et du Stockhorn)*. – Arch. Sci. phys. nat. (Genève) (3), 30, 570–583.
- SCHAUB, H. (1951): *Stratigraphie und Paläontologie des Schlierenflysches mit besonderer Berücksichtigung der paleocaenen und untereocaenen Nummuliten und Assilinen*. – Schweiz. paläont. Abh. 68.
- (1965): *Schlierenflysch*. – Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing. 31/81, 124–134.

- SCHIDER, R. (1913 a): *Geologische Beschreibung des Schrattenfluhgebietes im Kanton Luzern*. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 43.
- (1913 b): *Geologische Karte der Schrattenfluh, 1:25 000*. Spez.-Karte Nr. 76. – Schweiz geol. Komm.
- SCHOLL, D. W. & MARLOW, M. S. (1974): *Sedimentary Sequences in Modern Pacific Trenches and the Deformed Circum-Pacific Eugeosyncline*. – Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Mineral. 19, 193–211.
- SCHÜPBACH, M. A. & MOREL, R. (1974): *Fans and channels in the classical flysch, central Alps*. – Abstr. natl. AAPG–SEMP Meet., San Antonio 1.
- SCHWELLER, W. J. & KULM, L. D. (1978): *Depositional Patterns and Channelized Sedimentation in Active Eastern Pacific Trenches*. In: STANLEY, D. J. & KELLING, G.: *Sedimentation in Submarine Canyons, Fans and Trenches* (p. 311–324). – Dowden, Hutchinson & Ross, Stroudsburg (Pennsylvania).
- SIGURDSSON, H., SPARKS, R. S. J., CAREY, S. N. & HUANG, T. C. (1980): *Volcanogenic sedimentation in the Lesser Antilles Arc*. – J. Geol. 88, 523–540.
- SISSINGH, W. (1977): *Biostratigraphy of Cretaceous calcareous nannoplankton*. – Geol. en Mijnb. 56/1, 37–66.
- SODER, P. A. (1949): *Geologische Untersuchung der Schrattenfluh und des südlich anschliessenden Teils der Habkern-Mulde*. – Eclogae geol. Helv. 42/1, 35–109.
- SPICHER, A. (1980 a): *Geologische Karte der Schweiz 1:500 000*. – Schweiz. geol. Komm.
- (1980 b): *Tektonische Karte der Schweiz 1:500 000*. – Schweiz. geol. Komm.
- STAUFFER, P. H. (1967): *Grain-flow deposits and their implications, Santa Ynez Mountains, California*. – J. sediment. Petrol. 37/2, 487–508.
- STOW, D. A. V. & LOVELL, J. P. B. (1979): *Contourites: Their Recognition in Modern and Ancient Sediments*. – Earth-Sci. Rev. 14, 251–291.
- STRECKEISEN, A. (1976): *Classification of the common igneous rocks by means of their chemical compositions – a provisional attempt*. – N. Jb. Mineral. [Mh.] 1976/1, 1–15.
- STUDER, B. (1853): *Geologie der Schweiz* (Bd. 2). – Stämpfli, Bern.
- STUIJVENBERG, J. VAN (1973): *Stratigraphie und Tektonik des Gurnigelflyschs im Gebiet Schwarzenbühl–Schwefelbergbad (Kt. Bern)*. – Unpubl. Lizentiatsarb. Univ. Bern.
- (1979): *Geology of the Gurnigel area (Prealps, Switzerland)*. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 151.
- STUIJVENBERG, J. VAN & JAN DU CHÊNE, R. (1981): *Nouvelles observations stratigraphiques dans le massif des Voirons*. – Bull. Bur. Rech. géol. min. (2 / sect. I), 1980–81/1, 1–9.
- STUIJVENBERG, J. VAN, MOREL, R. & JAN DU CHÊNE, R. (1976): *Contribution à l'étude du flysch de la région des Fayaux (Préalpes externes vaudoises)*. – Eclogae geol. Helv. 69/2, 309–326.
- STUIJVENBERG, J. VAN, WINKLER, W. & PERCH-NIELSEN, K. (1979): *The Cretaceous/Tertiary Boundary in the Gurnigel and the Schlieren Flysch (Swiss Alps)*. In: KEGEL CHRISTENSEN, W. & BIRKLUND, H. (Ed.): *Proceedings* (p. 170–176). – Symp. Cretaceous/Tertiary Boundary Events, Univ. Copenhagen.
- TAKSÖZ, M. N. & HSUI, A. T. (1978): *Numerical studies of back-arc convections and the formation of marginal basins*. – Tectonophysics 50, 177–196.
- TERCIER, J. (1925): *Sur la géologie de la Berra et l'emplacement originel du Flysch des Préalpes externes*. – Bull. Soc. fribourg. Sci. nat. 28, 68–81.
- (1928): *Géologie de la Berra*. – Matér. Carte géol. Suisse [n.s.] 60.
- TRÜMPY, R. (1973): *The Timing of Orogenic Events in the Central Alps*. In: DE JONG, K. A. & SCHOLTEN, R. (Ed.): *Gravity and Tectonics* (p. 229–251). – John Wiley, New York / London etc.
- (1980): *An Outline of the Geology of Switzerland*. In: *Geology of Switzerland, a guide-book* (Part A). – Wepf, Basel / New York.
- UNDERWOOD, M. B. & KARIG, D. E. (1980): *Role of submarine canyons in trench and trench-slope sedimentation*. – Geology 8, 432–436.
- VAIL, P. R., MITCHUM, JR., R. M. & THOMPSON III, S. (1977): *Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level. Part 4: Global Cycles of Relative Changes of Sea Level*. – Mem. amer. Assoc. Petroleum Geol. 26, 83–97.
- VALLONI, R. & MAYNARD, J. B. (1981): *Detrital modes of recent deep-sea sands and their relation to tectonic setting: a first approximation*. – Sedimentology 28, 75–83.
- VONDERSCHMITT, L. (1923): *Die Giswiler Klippen und ihre Unterlage*. – Beitr. geol. Karte [N.F.] 50.
- VONDERSCHMITT, L. & SCHAUB, H. (1944): *Neuere Untersuchungen im Schlierenflysch*. – Eclogae geol. Helv. 36/2 (1943), 207–215.
- WALKER, R. G. (1978): *Deep-Water Sandstone Facies and Ancient Submarine Fans: Models for Exploration for Stratigraphic Traps*. – Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol. 62/6, 932–966.
- (1980): *Modern and Ancient Submarine Fans: Reply*. – Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol. 64/7, 1101–1108.
- WEAVER, C. E. (1956): *The distribution and identification of mixed-layer clays in sedimentary rocks*. – Amer. Mineralogist 41/1, 202–221.
- (1963): *Interpretative Value of Heavy Minerals from Bentonites*. – J. sediment. Petrol. 33/2, 343–349.
- WEIDMANN, M. (1967): *Petite contribution à la connaissance du flysch*. – Bull. Lab. Géol. etc. Univ. Lausanne 166, 1–6.
- WEIDMANN, M., MOREL, R. & VAN STUIJVENBERG, J. (1976): *La nappe du Gurnigel entre la Baye de Clarens et la Veveysse de Châtel*. – Bull. Soc. fribourg. Sci. nat. 65/3, 182–196.

- WILLIAMS, H., TURNER, F. J. & GILBERT, C. M. (1954): *An Introduction to the Study of Rocks in Thin Sections*. – Freeman, San Francisco.
- WINKLER, W. (1977): *Zur Geologie zwischen Gantrisch und Muscherenschlund (Préalpes médianes plastiques, Préalpes externes)*. – Unpubl. Diplomarb. Geol. Inst. Univ. Fribourg.
- (1980): *Aspekte der Sedimentation des Schlierenflysches*. – *Eclogae geol. Helv.* 73/1, 311–318.
- (1981): *Petrographical and sedimentological evidence for a dynamic control of the Schlieren Flysch (Swiss Alps)*. – 2nd europ. Meet. int. Assoc. Sedimentologists, Bologna (Abstr.), 208–211.
- WINKLER, W. & VAN STUIJVENBERG, J. (1982): *Flysch-type agglutinated foraminifera and the Maestrichtian to Paleogene history of the Labrador and North Seas – Comments*. – *Marine Micropaleont.* 7, 359–361.
- WINKLER, W., VAN STUIJVENBERG, J. & CARON, C. (1982): *Basin analysis of the Gurnigel–Schlieren Flysch (Western Alps) – a combined sedimentological and petrographical study*. – 11th int. Congr. Sedimentol., Hamilton [Abstr.], 44.
- WINN JR., R. D. & DOTT JR., R. H. (1978): *Submarine-Fan Turbidites and Resedimented Conglomerates in a Mesozoic Arc-Rear Marginal Basin in Southern South-America*. In: STANLEY, D. J. & KELLING, G. (Ed.): *Sedimentation in Submarine Canyons, Fans and Trenches* (p. 362–376). – Dowden, Hutchinson & Ross, Stroudsburg (Pennsylvania).
- WOLETZ, G. (1967): *Schwermineralvergesellschaftungen aus ostalpinen Sedimentationsbecken der Kreidezeit*. – *Geol. Rdsch.* 56, 308–320.
- ZINGG, A., HUNZIKER, J. C., FREY, M. & AHRENDT, H. (1976): *Age and Degree of Metamorphism of the Canavese Zone and of the Sedimentary Cover of the Sesia Zone*. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 56, 361–375.
- ZUFFA, G. G. (1980): *Hybrid arenites: their composition and classification*. – *J. sediment. Petrol.* 50/1, 21–29.
- ZUFFA, G. G., GAUDIO, W. & ROVITO, S. (1980): *Detrital mode evolution of the rifted continental margin Longobucco sequence (Jurassic), Calabrian arc, Italy*. – *J. sediment. Petrol.* 50/1, 51–61.

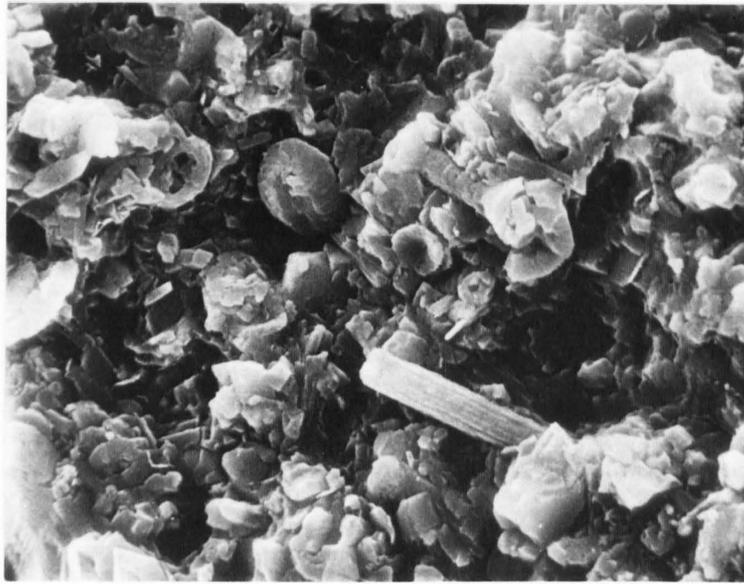


Fig. 1: Aufnahme einer Bruchfläche eines Alberese-Kalkes: Nannoplankton-Schnitt mit etwa zehn gut erhaltenen Formen.
Wi 310; REM, 2500 ×

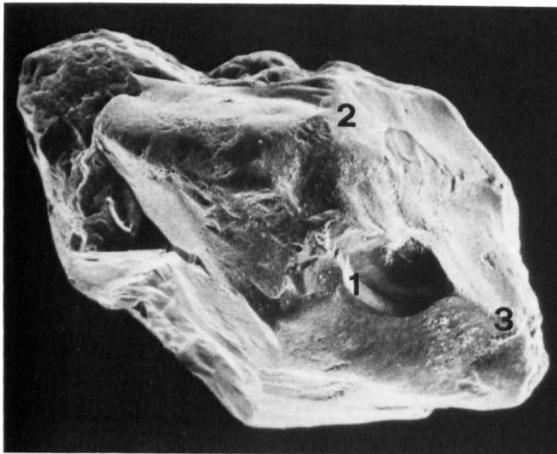


Fig. 2: Fluviales Korn mit beim turbiditischen Transport ausgebrochener Kante (1) und älterer Stossmarke an der Ecke bei (2); in den Vertiefungen pedogenetische Aufwachsungen (3), während die Kanten und Flächen poliert sind.
Wi 170; REM, 50 ×

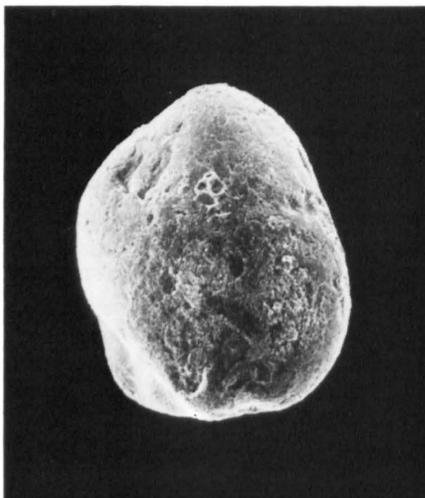


Fig. 3: Äolisches Korn, vollständig mit grossen und kleinen Stossmarken bedeckt und dünner, an den Kanten wieder abpolierter Verkrustung.
Wi 171; REM, 50 ×

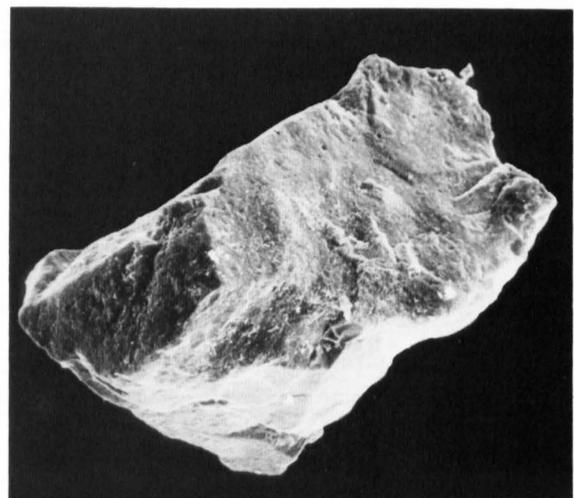


Fig. 4: Fluviales, wenig abgenutztes Korn, vollständig mit delta-typischer, in Auflösung begriffener Haut bedeckt; die Kanten sind nur ganz leicht poliert.
Wi 110; REM, 100 ×

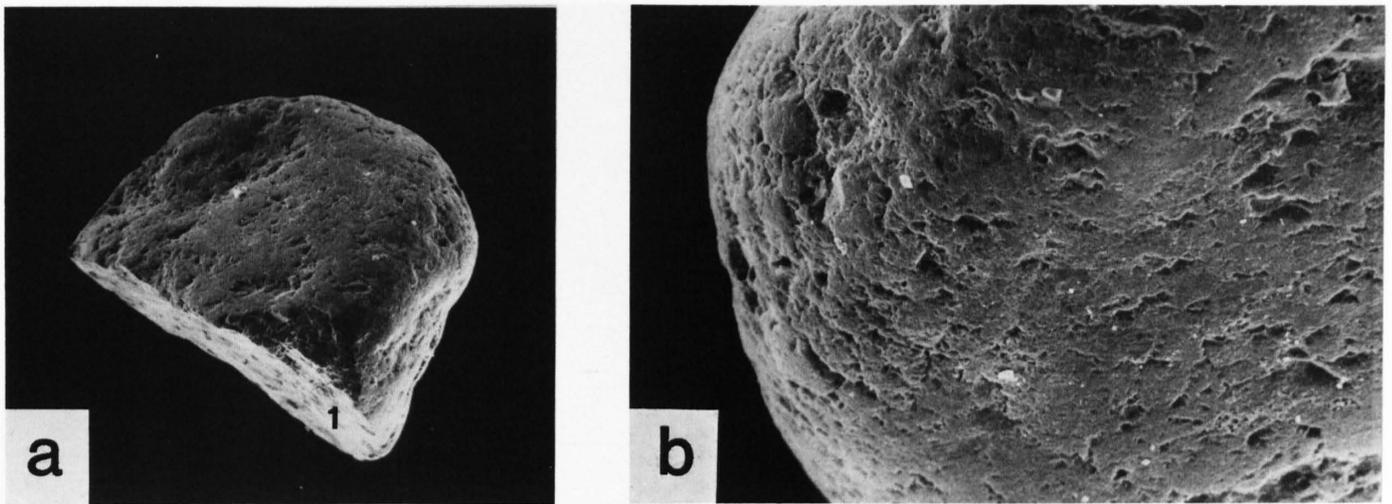


Fig. 1: Gesamtansicht (a) und Detail (b) eines sehr gut gerundeten Kornes mit vielen Stossmarken (als V und Bögen ausgebildet), die später in SiO_2 untersättigtem Milieu poliert und durch Lösung ausgehöhlt wurden. Die relativ frische Bruchfläche (1) ist beim turbiditischen Transport entstanden und leicht poliert worden. Evolution des Kornes: äolischer Transport → marine Aufarbeitung → Turbidit.
Wi 170; REM, $a = 30 \times$, $b = 100 \times$

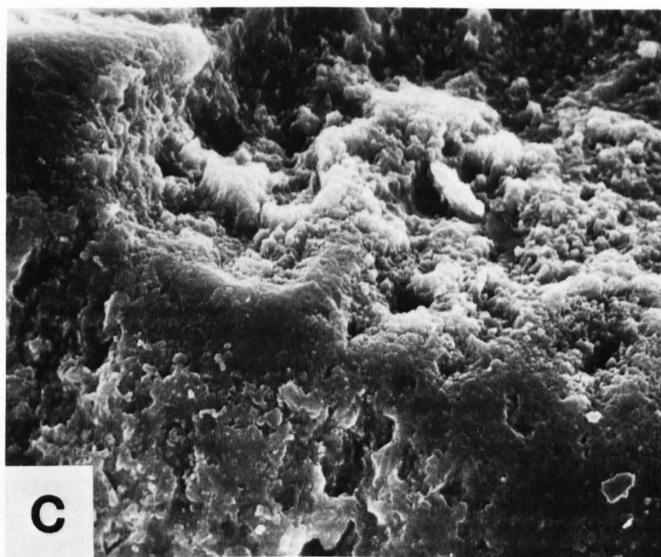
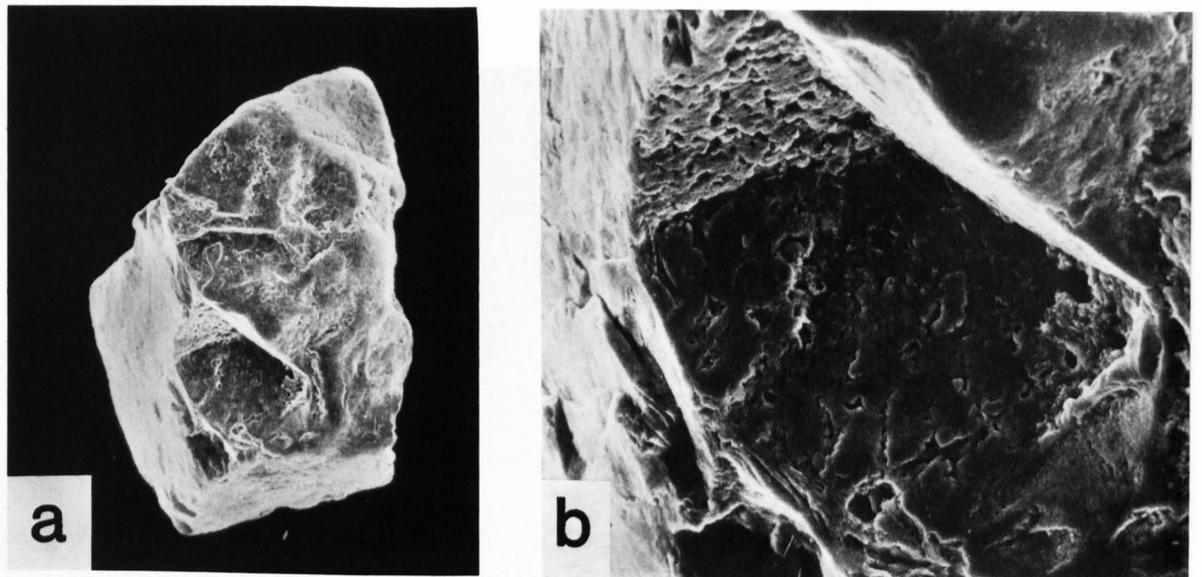


Fig. 2: Kantenpoliertes Korn mit grossen Ausbrüchen von hoch-energetischem fluvialem Transport (a). Die Vertiefungen sind mit einer für den zeitweiligen Aufenthalt in einem Delta typischen Haut bedeckt, die Lösungserscheinungen zeigt (b); die Kanten sind poliert (c). Evolution des Kornes: fluvialer Transport → Ablagerung in einem Delta → Aufarbeitung und Transport in den infratidalen Bereich → Turbidit.
Wi 170; REM, $a = 50 \times$, $b = 200 \times$, $c = 1000 \times$

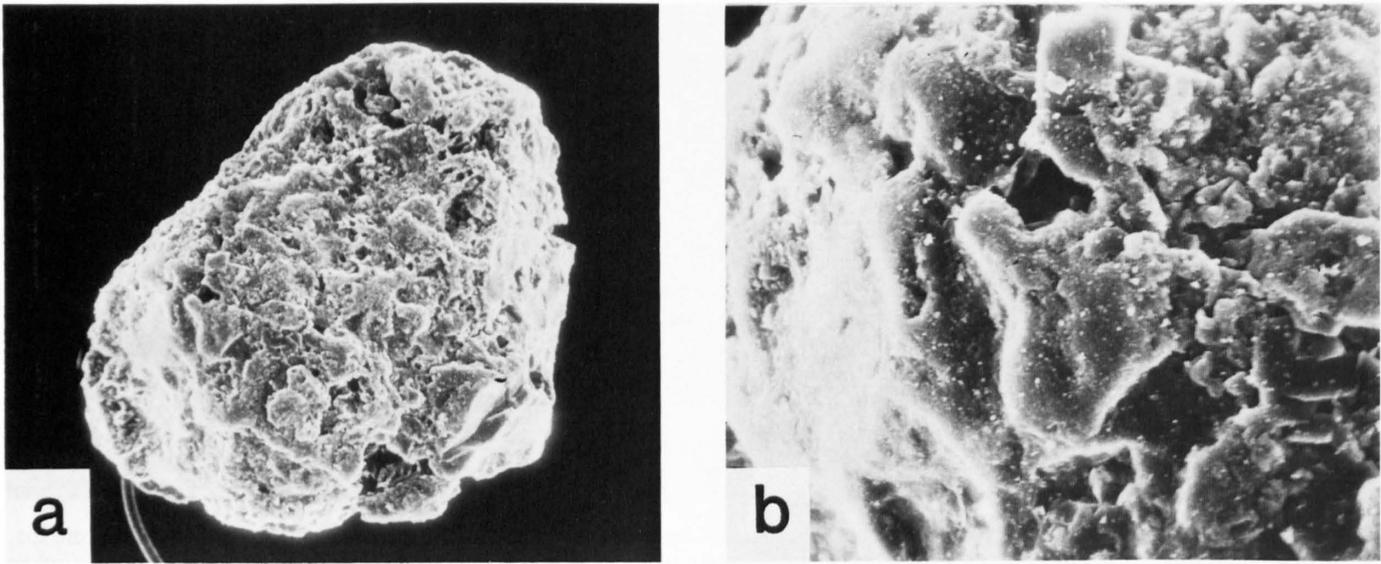


Fig. 1: Neogenetisch stark verkrustetes Korn mit nicht identifizierbarer ursprünglicher Form (a). Diese Aufwachsungen wurden in der Folge vor allem an Kanten und Flächen poliert und zeigen vereinzelte Stossmarken (b). Evolution des Kornes: Längerer Aufenthalt in einem Sumpfgebiet → Aufarbeitung in den infratidalen Bereich → Turbidit.

Wi 69; REM, $a = 100 \times$, $b = 400 \times$

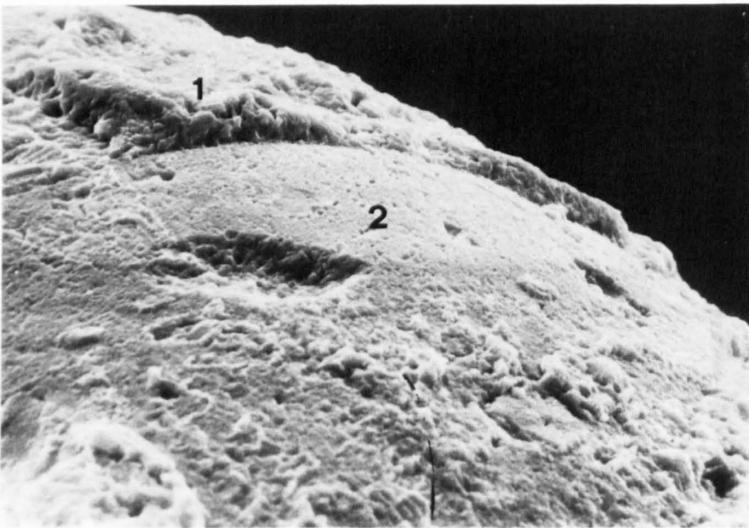


Fig. 2: Ein Stoss hoher Energie beim turbiditischen Transport (?) hat die in einem Delta gebildete Haut (1) abgesprengt – darunter kommt die ursprüngliche äolisch überprägte Oberfläche zum Vorschein (2).

Wi 40; REM, $400 \times$

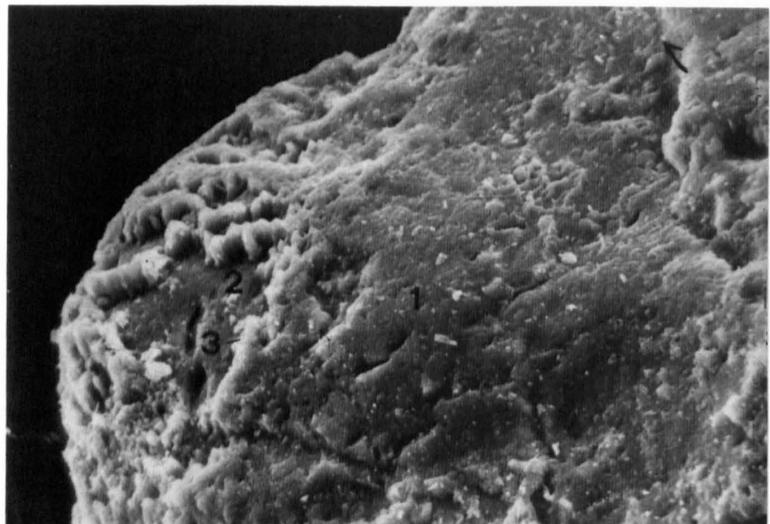


Fig. 3: Die Korn-Oberfläche zeigt eine polierte Haut (1), die an der Kante im Begriff der Auflösung steht (2); die Stossmarken der ursprünglichen Oberfläche werden bevorzugt ausgehöhlt (3).

Wi 40; REM, $400 \times$

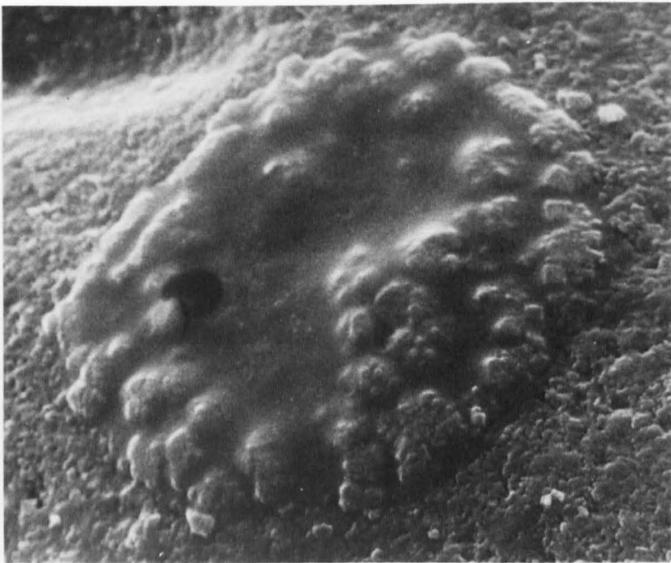


Fig. 1: Gruppierte «fleurs de silice», die einen längeren Aufenthalt dieses Kornes in einem Delta anzeigen.
Wi 171; REM, 2000 ×



Fig. 2: «Framboïde de pyrite de fer», die nach L. Le Ribault (pers. Mitt.) häufig an Körnern zu beobachten ist, die eine lange Ruhestellung in einem küstennahen Sumpf oder in einer Lagune erfahren haben.
Wi 40; REM, 2000 ×

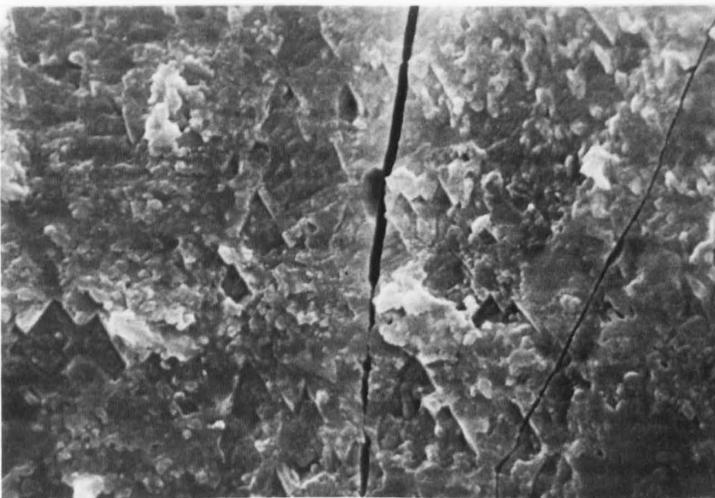
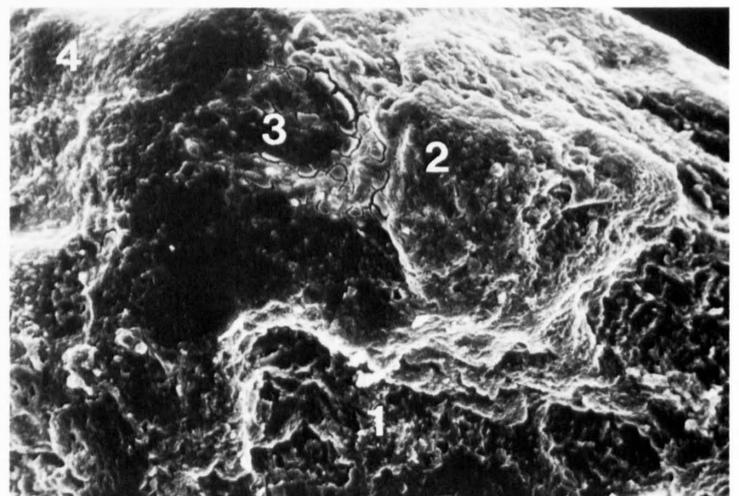


Fig. 3: Die ursprünglich dreieckigen Lösungsfiguren aus einem infratidalen Bereich tiefer als 40 m und bei mittlerer Energie sind durch eine allgemeine Glasierung ebenfalls im infratidalen Bereich, jedoch bei geringer Energie, überprägt worden.
Wi 170; REM, 2000 ×

Fig. 4: Oberfläche eines Kornes mit kantenpolierter, deltatypischer Haut, Lösungen in den Vertiefungen (1), Lösungsfiguren an den Kanten (2) und vor allem in den geschützten Vertiefungen (3) und in Auflösung begriffenen (?) Quarzkügelchen (4).
Wi 40; REM, 200 ×



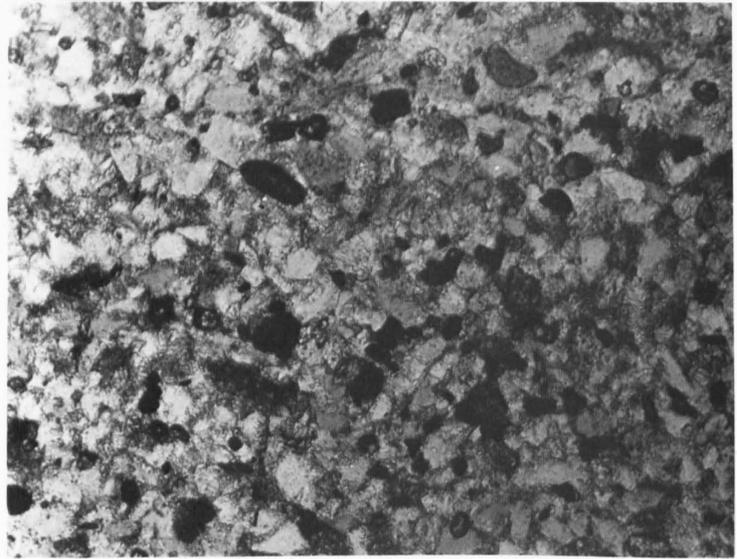


Fig. 1: «Contourit»: vorwiegend kieselig zementierter, gut sortierter quarzitischer Sandstein mit Anreicherung von opaken und durchsichtigen Schwermineralien.
Wi 81; 6 ×, normales Licht

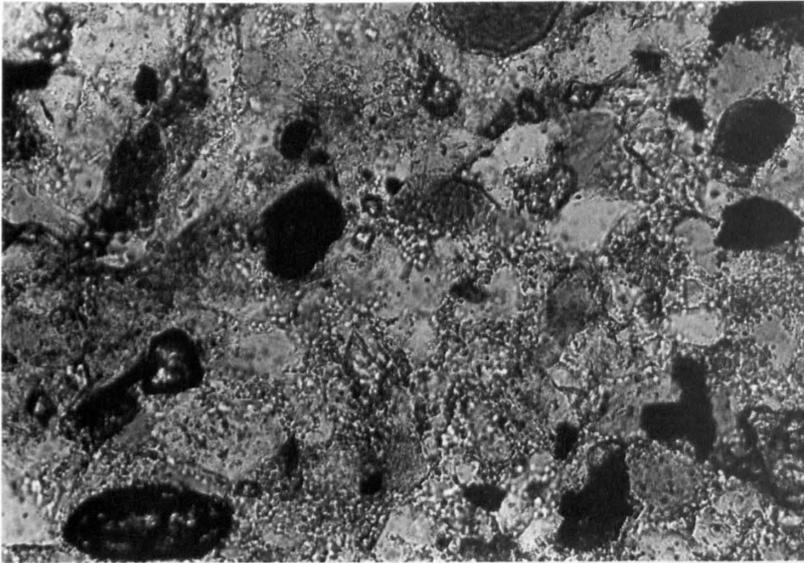


Fig. 2: Ausschnitt von Figur 1 mit Zirkon, Turmalin, Glaukonit und anderen Schwermineralien, mit Quarz und kieseligem Zement.
Wi 81; 15 ×, normales Licht

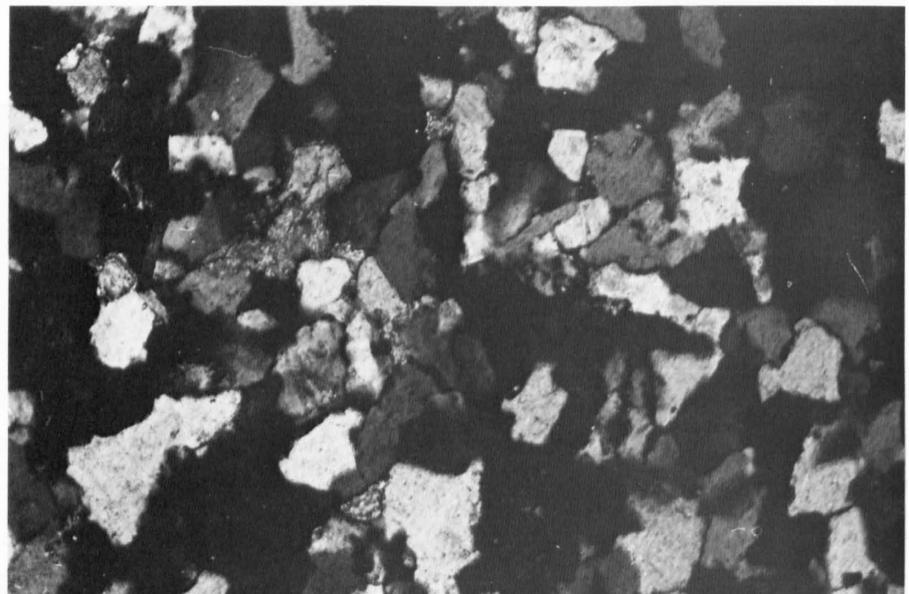


Fig. 3: Ölquarzit: kieselig zementierter, gut sortierter quarzitischer Sandstein mit etwas Plagioklas, Hornstein und Muskovit.
Wi 866; 15 ×, + Nicols

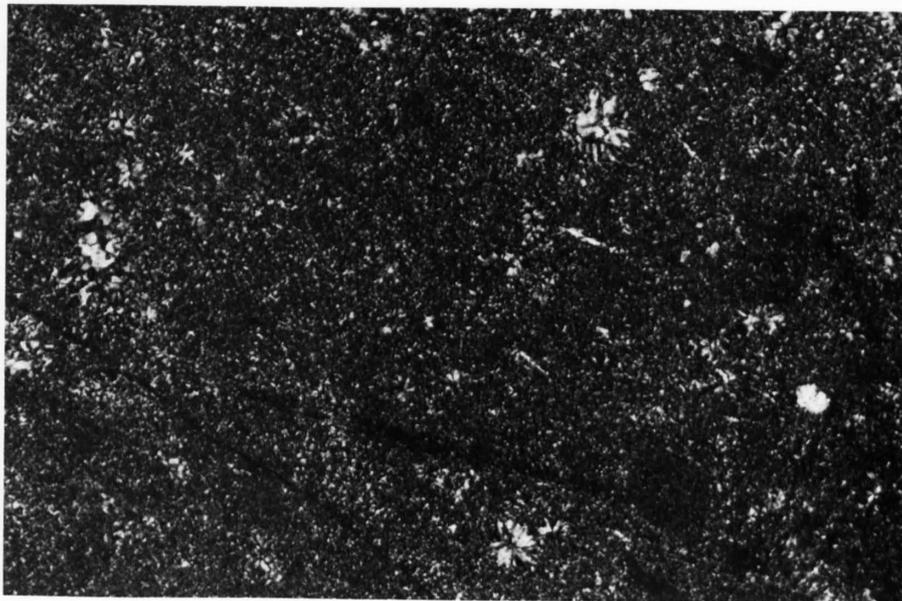


Fig. 1: Radiolarien führender Hornstein (Radiolarit).
Wi 389; 15 ×, + Nicols

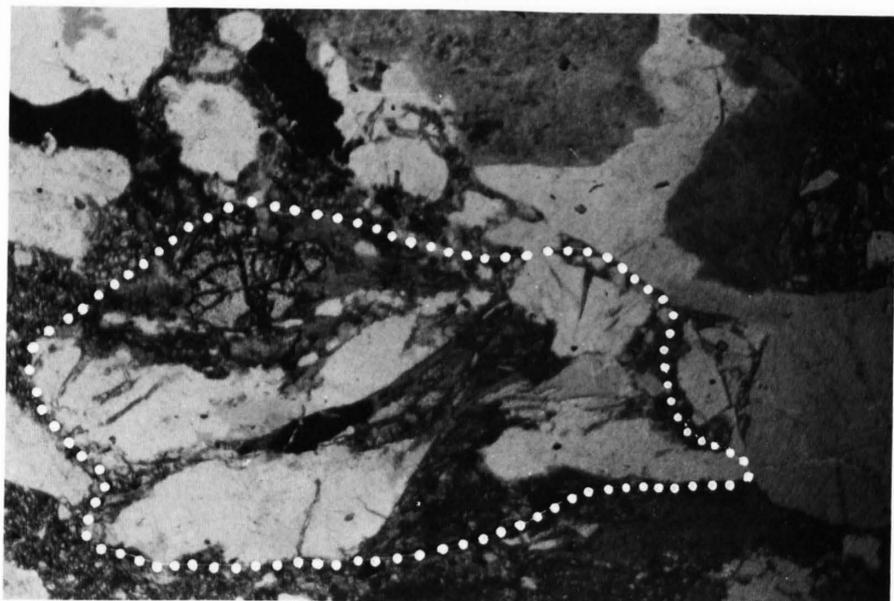


Fig. 2: Granatgneis-Gerölle (eingerahmt) mit Quarz, Plagioklas, Biotit und Granat; daneben rechts oben ein Tonalit-Bruchstück mit dunkel gefärbten Plagioklasen und hellem Quarz.
Wi 720; 6 ×, normales Licht



Fig. 3: Ausschnitt aus einem Geröll von Schweisstuff mit axiolithischen Entglasungsstrukturen (unter + Nicols sichtbar).
Wi 389; 15 ×, normales Licht

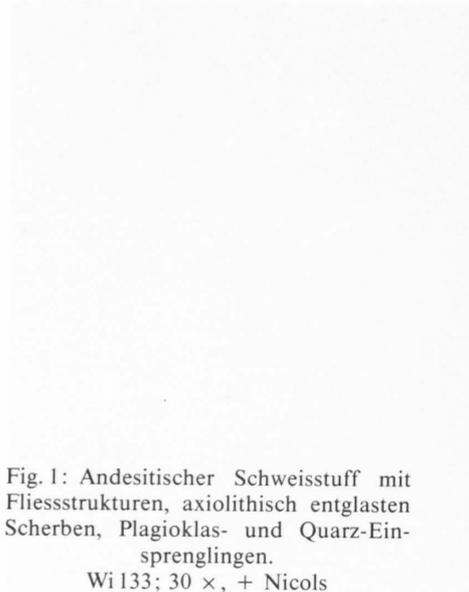


Fig. 1: Andesitischer Schweisstoff mit Fließstrukturen, axiolithisch entglasten Scherben, Plagioklas- und Quarz-Einsprenglingen.

Wi133; 30 ×, + Nicols

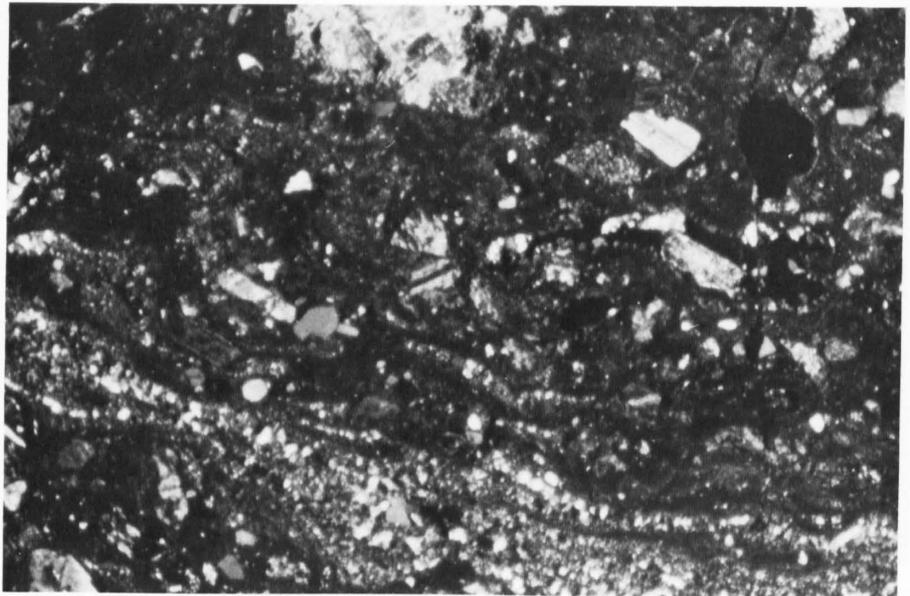


Fig. 2: Plagioklas-Basaltmelaphyr aus feinkörniger Matrix mit opaken, metallischen Ausscheidungen, Plagioklas-Leisten und grossen zonaren Plagioklasen.

Wi313; 6 ×, + Nicols

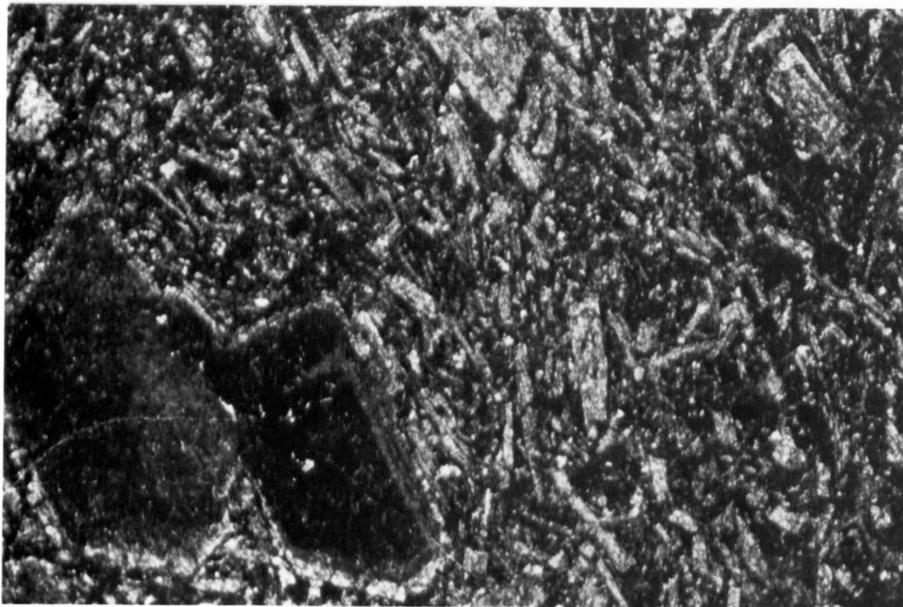


Fig. 3: Spilitisches Geröll mit Albit-Leisten (z. T. radiär) in chloritischer, hier dunkel erscheinender Matrix.

Wi856; 6 ×, + Nicols



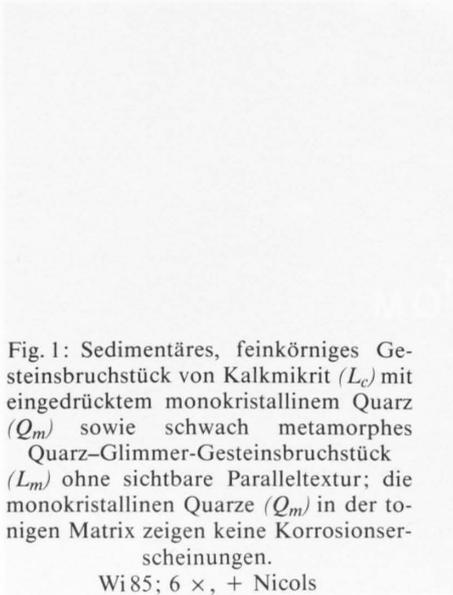


Fig. 1: Sedimentäres, feinkörniges Gesteinsbruchstück von Kalkmikrit (L_c) mit eingedrücktem monokristallinem Quarz (Q_m) sowie schwach metamorphes Quarz-Glimmer-Gesteinsbruchstück (L_m) ohne sichtbare Paralleltextur; die monokristallinen Quarze (Q_m) in der tonigen Matrix zeigen keine Korrosionserscheinungen.
Wi 85; 6 ×, + Nicols

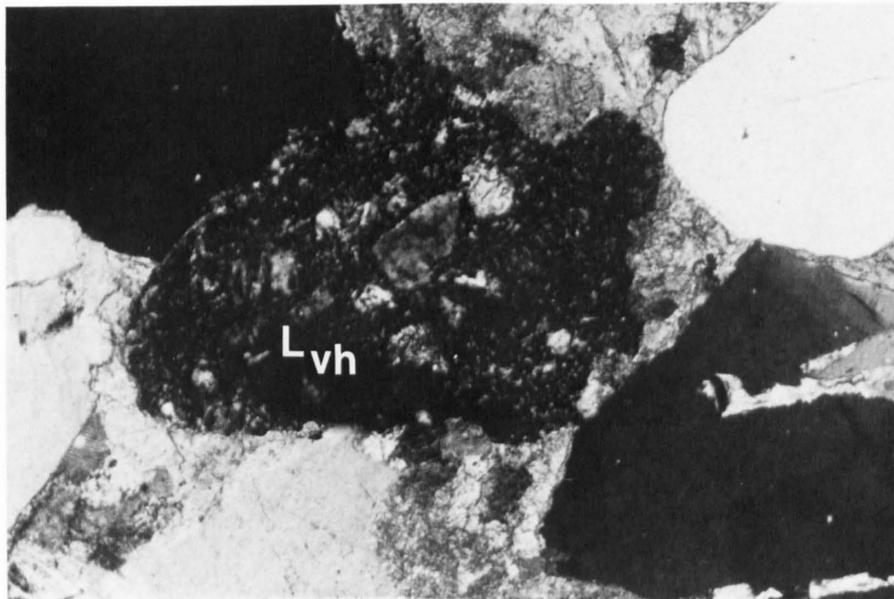
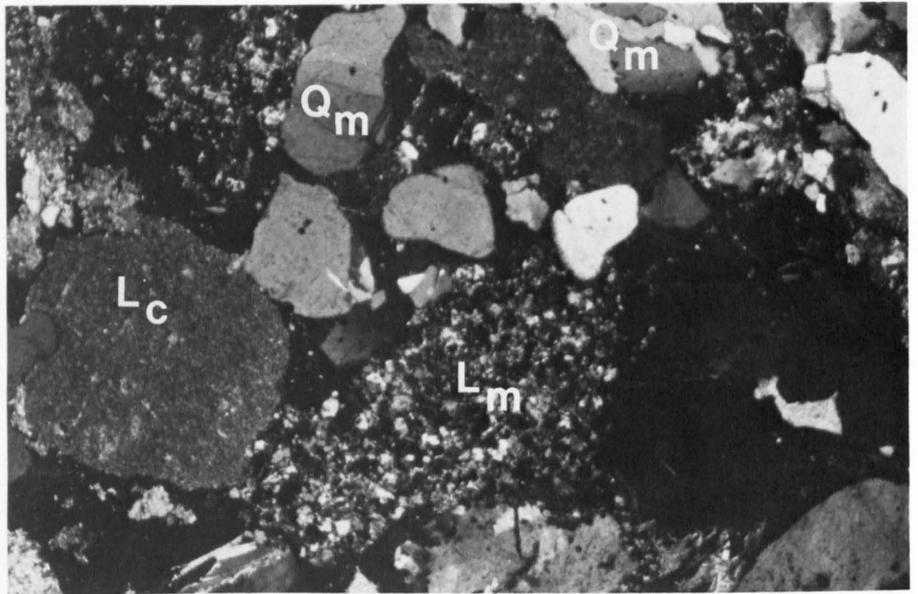
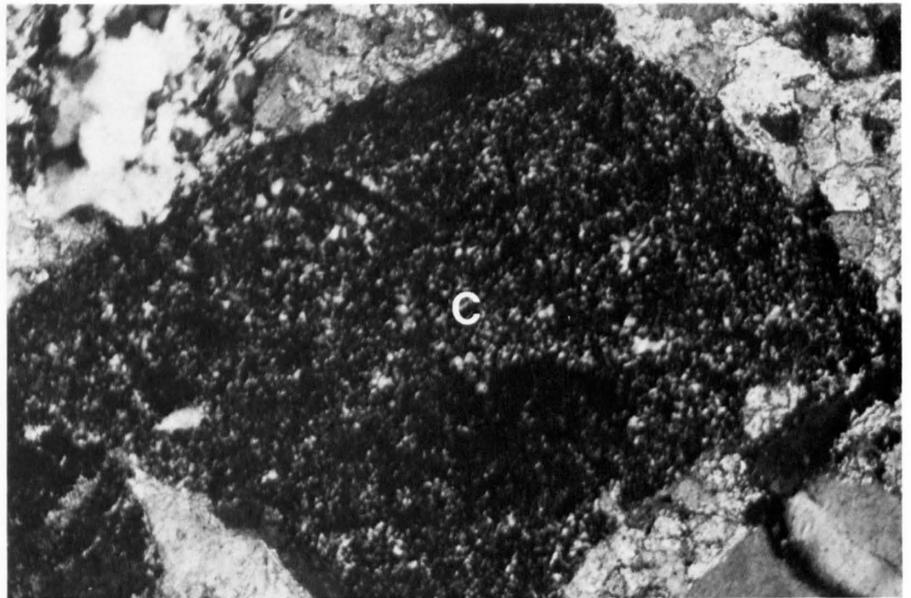


Fig. 2: Vulkanisch-hypabyssales Bruchstück (L_{vh}) mit Einsprenglingen in feinkörniger Matrix.
Wi 679; 15 ×, + Nicols



Fig. 3: Hornsteinfragment (C).
Wi 679; 15 ×, + Nicols



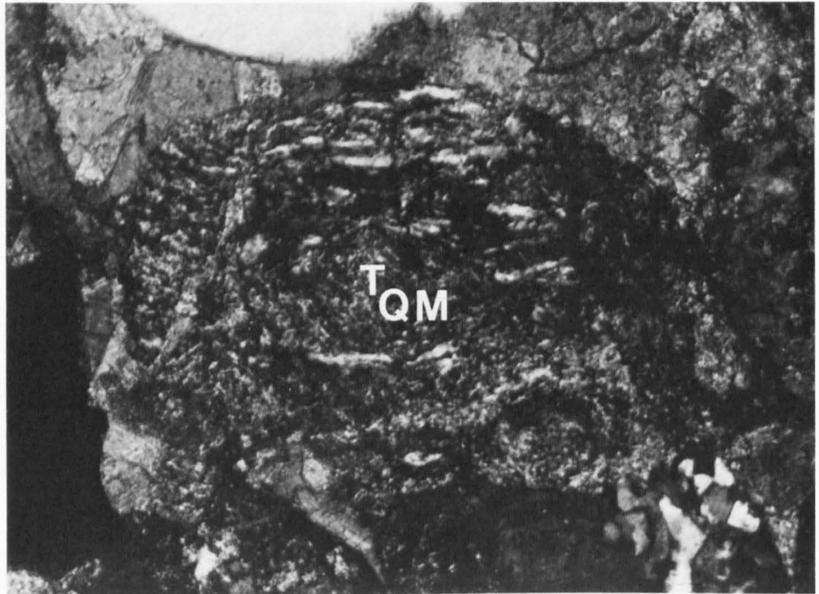
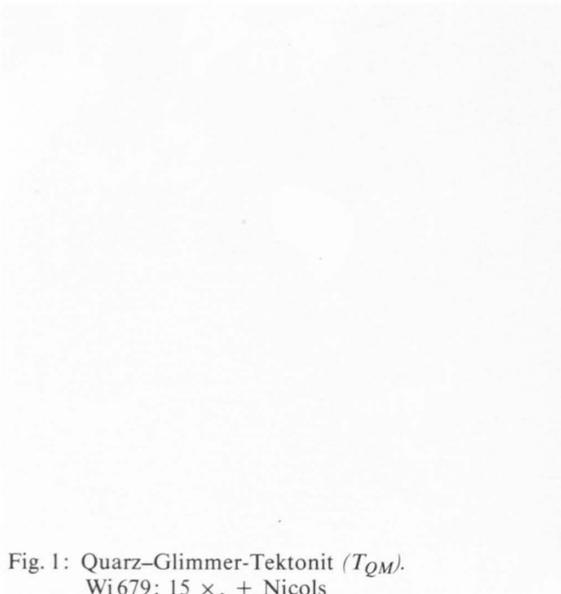


Fig. 1: Quarz-Glimmer-Tektonit (T_{QM}).
Wi 679; 15 \times , + Nicols

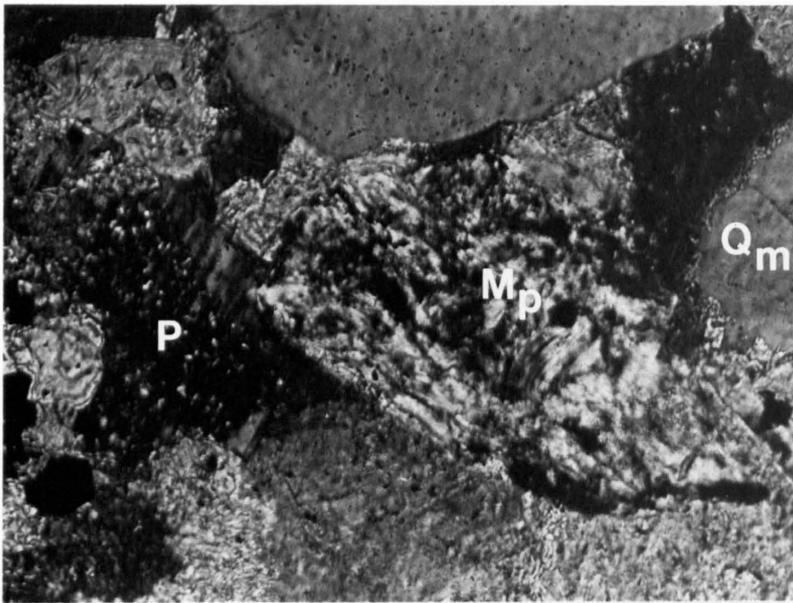


Fig. 2: Polykristalliner Glimmer (M_p) sowie verglimmerter Plagioklas (P) mit orientiertem Anwachssaum und von Calcit-Zement oberflächlich korrodierter monokristalliner Quarz (Q_m).
Wi 599; 38 \times , + Nicols

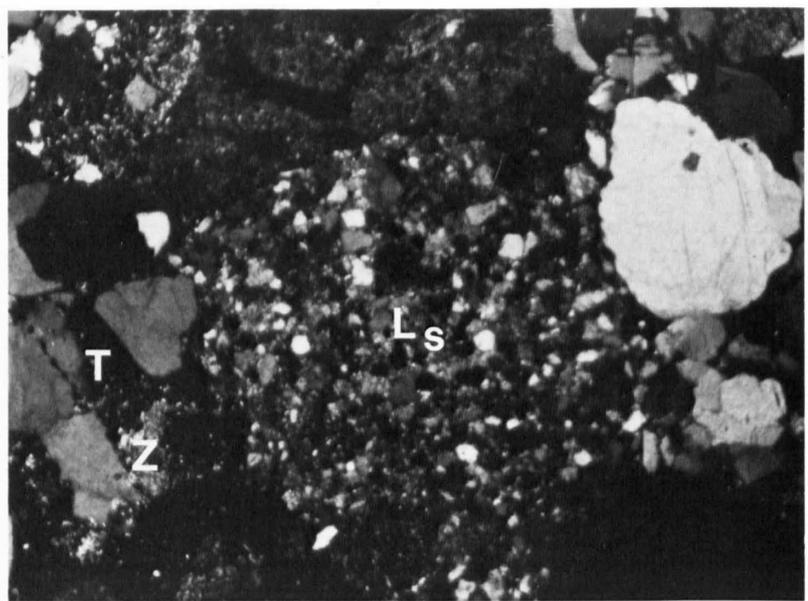
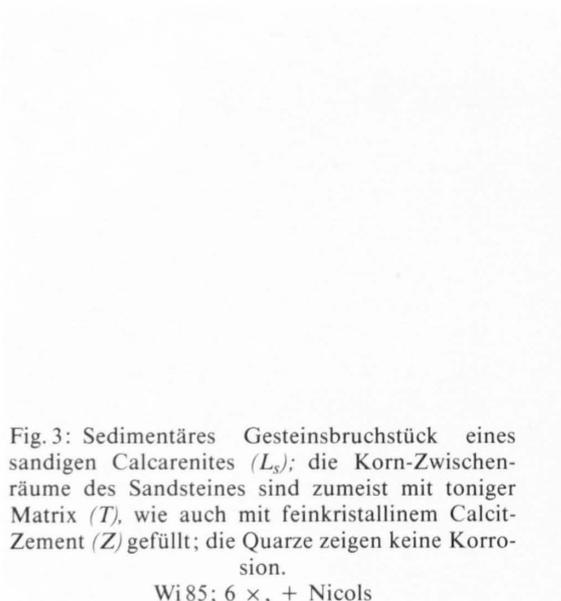


Fig. 3: Sedimentäres Gesteinsbruchstück eines sandigen Calcarenites (L_s); die Korn-Zwischenräume des Sandsteines sind zumeist mit toniger Matrix (T), wie auch mit feinkristallinem Calcit-Zement (Z) gefüllt; die Quarze zeigen keine Korrosion.

Wi 85; 6 \times , + Nicols

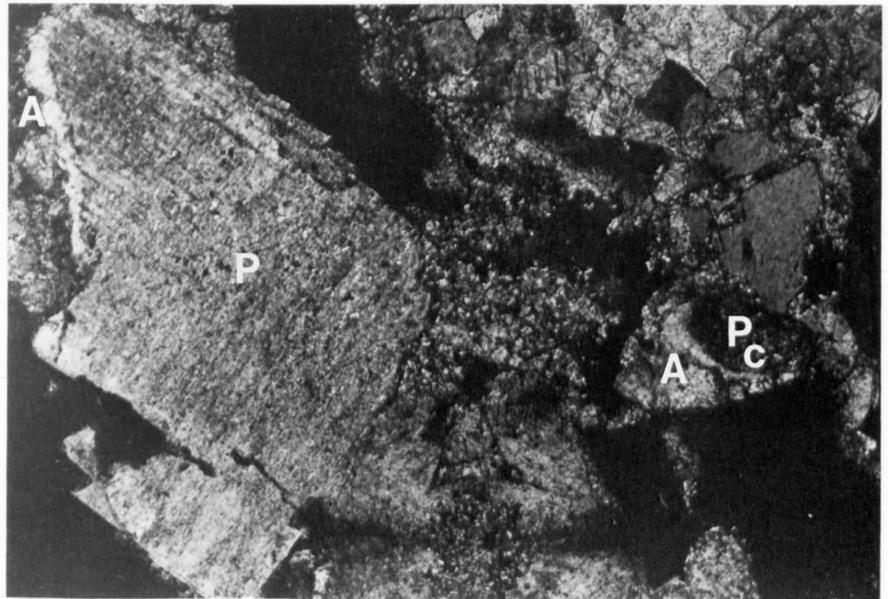


Fig. 1: Plagioklas (*P*) mit diagenetischer Albit-Aufwachsung (*A*) sowie durch Calcit vollständig ersetzter Plagioklas (*P_c*) mit verbleibendem Albitsaum (*A*).
Wi 201; 15 ×, + Nicols

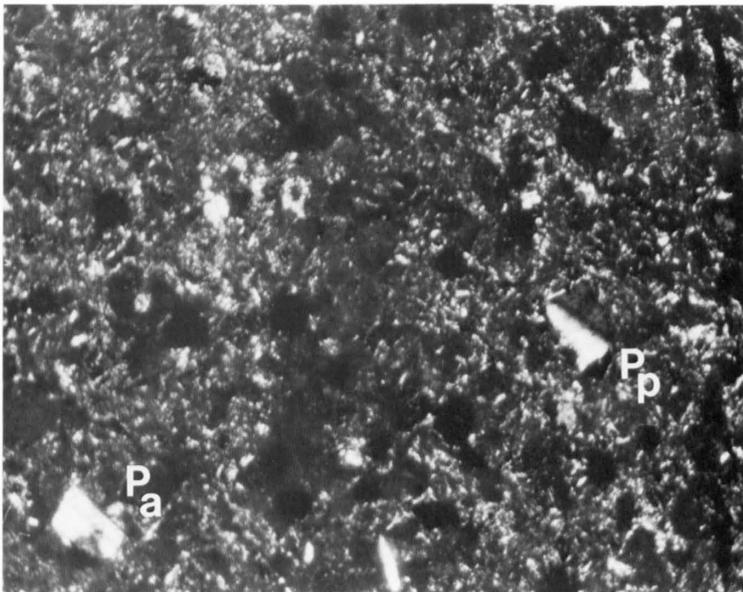


Fig. 2: Gelbe Bentonit-Schicht mit hier dunkel erscheinenden, entglasten vulkanischen Fragmenten; Plagioklase, einmal mit schwacher Verzwilligung nach Albit-Gesetz (*P_a*) und einmal progressiv auslöschend (*P_p*); in toniger Matrix.
Wi 1065; 15 ×, + Nicols

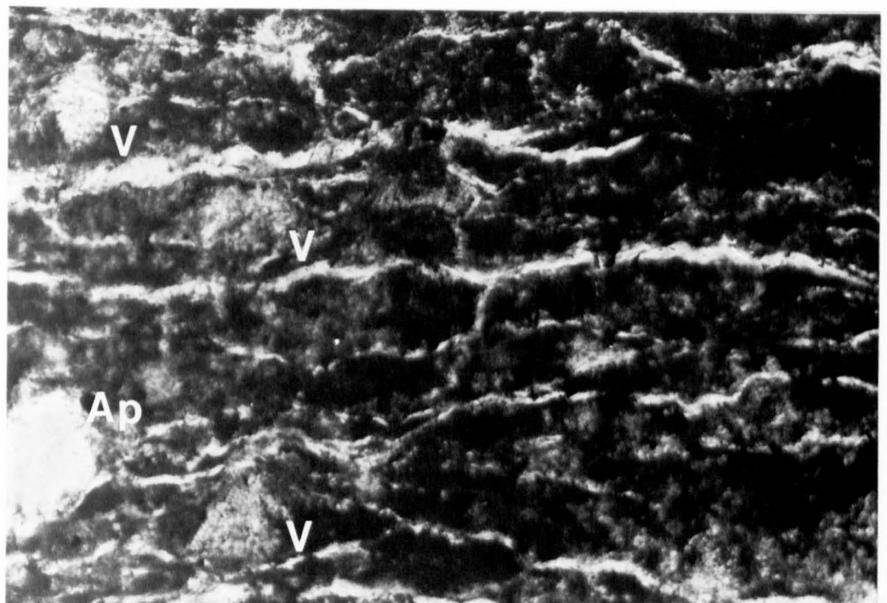


Fig. 3: Weisse Bentonit-Schicht mit hier hell erscheinenden, entglasten vulkanischen Fragmenten (*V*) und einem ganz hellen Apatitkorn (*A_p*) in toniger Matrix.
Wi 796; 38 ×, normales Licht



Fig. 1: Mit der normalen hemipelagischen Sedimentation stark vermischte bräunlich-gelbe Bentonit-Schicht, mit schichtparallelen dendritischen Mangan-Ausscheidungen (hier im Schnitt).
Wi 842; 6 ×, normales Licht

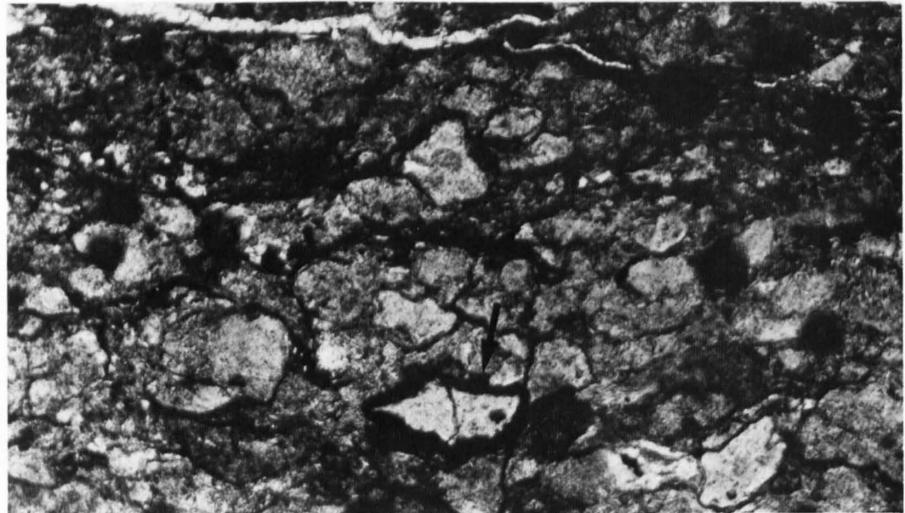


Fig. 2: Gelbe Bentonit-Schicht mit schichtparallel angereicherten, entglasten vulkanischen Fragmenten in toniger Matrix.
Wi 1065; 15 ×, normales Licht

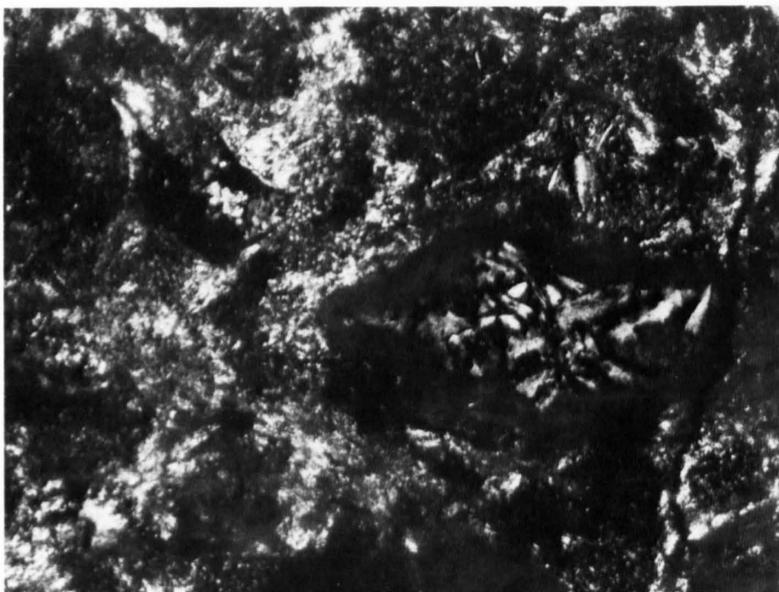


Fig. 3: Ausschnitt von Figur 2 mit verschiedenen entglasten vulkanischen Fragmenten.
Wi 1065; 38 ×, + Nicols