

Beitrag zur Neugliederung der Veitscher Decke (Grauwackenzone) in ihrem Westabschnitt (Obersteiermark, Österreich)

Von LOTHAR RATSCHBACHER*)

Mit 14 Abbildungen, 2 Tabellen, 1 Tafel und 14 Profilen

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 98, 130, 133

*Steiermark
Grauwackenzone
Stratigraphie
Sedimentologie
Petrologie
Paläogeographie*

Inhalt

Zusammenfassung, Summary	423
1. Einführung und Problemstellung	424
2. Arbeitstechnische Ausführung	424
3. Methodik	424
4. Resultate	424
4.1. Bereich Triebener Tauern Paß	424
4.1.1. Beschreibung der Profile	424
a) Sunk-Formation (Profile 1-6)	424
b) Triebenstein-Formation (Profil 7)	428
c) Steilbachgraben-Formation (Profile 8-11)	428
4.1.2. Sedimentologie	438
4.1.3. Petrologie	440
4.1.4. Chronostratigraphische Einordnung	441
4.1.5. Deutung der Genese	442
4.2. Referenzprofile	443
4.2.1. Bereich Bruck/Mur (Profil 12)	443
4.2.2. Bereich Lassing-Sonnseite (Profile 13, 14)	446
5. Paläogeographisches Modell	446
6. Regionaler Ausblick	448
Dank	450
Literatur	450

Zusammenfassung

Durch Kartierung, gefügekundliche und petrologische Bearbeitung in drei Profilstreifen (Triebener Tauern Paß, Bruck/Mur, Lassing-Sonnseite, Obersteiermark-Österreich) wird die Veitscher Decke (Grauwackenzone) in ihrem Westabschnitt in drei Großfaziesbereiche gegliedert. Diese werden durch Typusprofile charakterisiert, ihre sedimentologische Signifikanz und ihr Gehalt an klastischen und metamorphen Mineralien beschrieben.

Der untersuchte Teil der Veitscher Decke gliedert sich: in eine klastisch-karbonatische Hangendentwicklung (Sunk-Formation), in eine karbonatbetonte Abfolge (Triebenstein-Formation) und in eine klastisch-karbonatische Liegendentwicklung (Steilbachgraben-Formation). Westphal, oberes Visé und Namur bzw. oberes Visé sind für diese Formationen wahrscheinlich bzw. belegt. Die maximal (!) 650 m mächtige Entwicklung bildet ein zusammenhängendes Profil ohne erkennbare Schichtlücken. Die generelle "coarsing upward" Sequenz der Sunk-Formation (bis 150 m) wird als progressive Küstenentwicklung (Delta und Küstenfazies), die Triebenstein-Formation (bis 300 m) als karbonatbetonte Schelfentwicklung mit einzelnen Biohermen gedeutet. Diesen Biohermen sind hypersalina-

re Lagunen (bis 230 m), die meist durch klastische Sedimente (bis 100 m) vertreten werden, assoziiert (Steilbachgraben-Formation). In den Profilstreifen Bruck/Mur und Lassing sind in die Steilbachgraben-Formation Abkömmlinge basischer Vulkanite konkordant eingeschaltet, gegen E (Bruck/Mur, Veitsch (?)) begleiten den karbonatbetonten Anteil geringmächtige Metakonglomerate. Ausgehend von einer Übersicht der karbonen paläogeographischen Beziehungen wird unter Berücksichtigung des primären Untergrundes und des tektonischen Internbaues der Veitscher Decke ein Einbau in ein neues Modell des variszischen Orogenablaufes versucht.

Summary

Based on mapping and on structural and petrological investigations in three profiles (Triebener Tauern pass, Bruck/Mur, Lassing-Sonnseite, all in Upper Styria - Austria), the western part of the Veitsch nappe (Grauwackenzone) has been divided into three facies groups, each characterized by a type section. Their sedimentology and petrology are discussed with regard to clastic and alpine-metamorphic minerals.

The study area is subdivided, from top to bottom, into a clastic-carbonatic (Sunk-Formation), a carbonate dominated (Triebenstein-Formation) and a clastic-carbonatic sequence (Steilbachgraben-Formation). Their respective ages are probably Westphalian, Younger Visean to Namurian and Younger Visean. There are no detectable stratigraphic breaks in this maximally 650 m thick section. The Sunk-formation (up to

*) Anschrift des Verfassers: Dr. LOTHAR RATSCHBACHER, Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Graz, Heinrichstraße 26, A-8010 Graz.
Present address: Department of Earth & Space Sciences, UCLA, Los Angeles, California 90024, USA.

150 m) is interpreted as a deposit formed near a regressing shoreline (delta and associated facies), the Triebenstein-formation (up to 300 m) as a carbonate dominated shelf environment with scattered bioherms. In the Steilbachgraben Formation, hypersaline shelf lagoons (up to 230 m) associated with the bioherms of the Triebenstein Formation generally replaced by clastic sediments (up to 100 m).

In the areas of Bruck/Mur and Lassing, the Steilbachgraben Formation contains concordantly intercalated mafic volcanic rocks, and to the E (Bruck/Mur, perhaps also Veitsch) the carbonate-dominated sequence is commonly accompanied by a thin conglomerate. Based on an overview of palaeogeographic relationships during the Carboniferous and on considerations of placement of the Veitsch nappe, the area is interpreted as part of a new model of Variscian orogenic events.

1. Einführung und Problemstellung

Der Kenntnisstand der Veitscher Decke wurde zuletzt von TOLLMANN (1977) und SCHÖNLAUB (1979) zusammenfassend dargestellt. Nach ihnen liegt Unter- bis Obervisè als marine Flachwasserablagerungen in Form von Tonschiefern, Sandsteinen und Karbonaten (Kalke, Dolomite, Magnesite) vor. Nach einer Schichtlücke im Namur (TOLLMANN, 1977) folgen bis 1000 m mächtige Grauwacken, graphitische Tonschiefer (mit Graphitflözen), Sandsteine und Konglomerate. Diese als terrestrische Ablagerungen gedeuteten Sedimente, lassen sich durch vereinzelte Pflanzenfossilfunde in das Westphal A-C einstufen (TENCHOV, 1980).

Die eigenen Untersuchungen umfassen Detailaufnahmen im Raume des Triebener Tauern Passes (vorwiegend im Bereich der „Sunk“ – Blatt 130 der ÖK 1:50.000, Trieben), weiters Kartierung und Profilaufnahme im Raume Bruck/Mur (Blatt 133, Leoben) und N Lassing (Blatt 98, Liezen).

Die Untersuchungen verfolgten folgende Ziele:

- Abklärung von Metamorphose und Tektonik.
- Abklärung der Anwendbarkeit sedimentologischer Gliederungskriterien in epizonalen Arealen.
- Erfassen von Typusprofilen, um die verschiedenen, als Veitscher Decke zusammengefaßten Gesteinseinheiten, in eine Abfolge zu fassen.
- Genauere biostratigraphische Einordnung.
- Fazielle Interpretation.

2. Arbeitstechnische Ausführung

Alle Untersuchungsgebiete wurden im Maßstab 1:10.000 kartiert. Im Raume des Triebener Tauern Passes erfolgte die Aufstellung von Typusprofilen. Der Auswahl von Referenzräumen lagen folgende Vorstellungen zugrunde:

- Abklärung der Verfolgbarkeit und Variationsbreite der im Raume Sunk aufgestellten Typusprofile.
- Auffinden von Profilen, die im Bereich Sunk, z. B. wegen tektonischer Amputation, fehlen. Besonderes Augenmerk wurde dabei darauf gelegt, inwieweit sich die Basisprofile der Sunk ins stratigraphisch Liegende fortsetzen.

3. Methodik

Sedimentologie

Packungsdichte und Sortierung von Metakonglomeraten wurden an geeigneten Klufflächen wegen Kontrastschwierigkeiten erst ab einer Geröllgröße von 0,5 cm

aufwärts gemessen. Erstere wurde mittels Linien- und Flächenmethode (KAHN, 1956) und Schaubildern (E. FLÜGEL, 1978) bestimmt und in % der Meßfläche angegeben, letztere mittels Quartilmaßen berechnet und in Sortierungsgraden nach FÜCHTBAUER (1959) angegeben. Die Rundung wurde mittels Vergleichsbildern (KRUMBEIN, 1941) im Gelände abgeschätzt.

Petrologie

Durch tonmineralogische Untersuchungen (Fraktion $<2\mu$) soll das geochemische Milieu bei Diagenese und Metamorphose abgeschätzt werden. Für eine methodische Übersicht wird auf FREY (1969, 1978) verwiesen. Der Chloritchemismus wurde aus den Diagrammen nach OINUMA et al. (1972) bestimmt, der Muskovit/Phengitgehalt nach der Methode von SASSI & SCOLARI (1974) in Pulverpräparaten größenordnungsmäßig abgeschätzt.

4. Resultate

Das Datenmaterial ist in den Profilen 1–14 dargestellt.

4.1. Bereich Triebener Tauern Paß

Die tektonische Auflösung ermöglicht die stratigraphische richtige Einordnung und die Auswahl typischer Profile aus der Gesamtfolge. Metamorphose und Tektonik sind bei RATSCHBACHER & KLIMA (in. Vorb.) bzw. RATSCHBACHER (1983 b,c) beschrieben. Für das einzig feststellbare, kretazische Metamorphoseereignis werden ca. 450°C bei 3–4 kbar gefolgert.

Die geographische und geologische Situation des untersuchten Abschnittes, die Lage der Typusprofile, ein Querprofil, das einen groben Überblick über den tektonischen Bau des Gebietes entwirft und ein schematisches Säulenprofil durch die Veitscher Decke im Raume Trieben mit der Lage der Typusprofile geben die Abb. 1 bis 3.

Jedes dieser Profile charakterisiert den ihm im Gesamtprofil zugewiesenen Rahmen. In den Profilen 1 bis 3 konnte auch durch detaillierte sedimentologische und gefügekundliche Analyse nicht mit Sicherheit eine aufrechte Lage des Großfaltenschenkels, aus dem diese Profile entnommen sind, festgestellt werden. Diese Unsicherheit hat jedoch keine wesentliche Auswirkung auf das Gesamtbild, da sie invertiert den entsprechenden Gesamtausschnitt ebenso charakterisiert.

Anmerkungen zu den Profilen:

Zur Gliederung wurde jede Bank vermessen, lateral verfolgt, die Karbonatkristallgröße mit der Lupe abgeschätzt. Weiters wurden im Gelände die Gesteinsfarbe im frischen trockenen Bruch, das Bruchverhalten, sedimentologische Merkmale, Lagerungsverhältnisse und Fossilinhalt bestimmt (Kolumnen 1–7 der Profile). Die restlichen Parameter resultieren aus Laboruntersuchungen.

Den Profilen ist gemeinsam:

- tektonische Überarbeitung; Überprägung der Schichtgrenzen, „metamorphe“ Lamination, Mobilisation, Lösung und duktile Deformation von Mineralphasen,
- weitgehende metamorph-tektonische Veränderung des gesamten Korngrößenspektrums.

4.1.1. Beschreibung der Profile

a) Sunk-Formation (SF)

- Definition: Die klastisch-karbonatische Entwicklung im Hangenden des Triebensteinkalkmarmores bzw. seiner geringermächtigen Äquivalente.

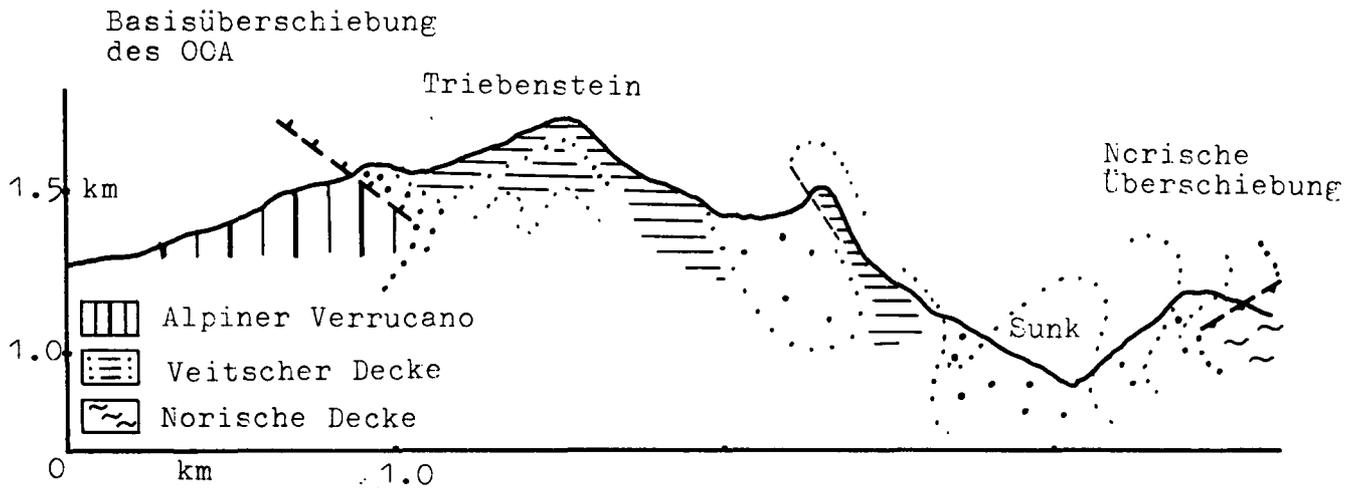


Abb. 2: Schematisches Querprofil entlang der Linie A – B in Abb. 1; Großfalten und ihr Einfluß auf die Überschiebungsbahnen.

- Untergrenze: Top des Triebensteinkalkmarmores.
- Obergrenze: tektonisch, durch die Überschiebung der Norischen Decke der Grauwackenzone.
- Typisierung: Durch die Profile 1–6 (vgl. dazu die Abb. 1, 3).
- Benennung: nach dem Hochtal zwischen Hohentauern und dem Triebenbachtal.
- Lithologische Charakteristik: "Coarsening upward" Sequenz von überwiegend reichlich graphitführenden Metapeliten bis -psephiten mit geringmächtigen Karbonateinschaltungen.

Profil 1

Bestehend aus zwei benachbarten Profilen am Forstweg zum Graphitbergwerk Sunk, SH. 1025 m, beschreibt es den hangendsten, konglomeratisch dominierten Teil der Veitscher Decke. Die Verbindung der beiden Profilstücke bleibt unsicher.

Profil 2

liegt ca. 250 m nach der Weggabelung des Forstweges zum Graphitbergwerk Sunk und umfaßt zusammen mit dem Profil 3 den siltig-sandigen Hangendbereich der Veitscher Decke.

Profil 3

liegt am Forstweg zum Graphitbergwerk unterhalb des Albert-Stollens.

Profil 4

Aufgeschlossen in einem generell NW-gerichteten, orographisch linken Seitenbach des Hertagrabens, auf SH. 1105 m repräsentiert es den liegenden karbonatisch-klastischen Bereich über dem Triebensteinkalkmarmor. Zwei Aufschlußlücken im oberen Profilteil machen den primär-sedimentären Profilzusammenhang unsicher.

Dunkelgraue Crinoiden- und Schalenbruch-führende Kalkmarmorbänke an der Profilbasis führen Lithoklaste (teilweise Intraklaste); d. s. Tonschieferklaste, Gangquarz, überwiegend aber Kalkgerölle mit verschiedenen Anteilen an organischer Substanz. Durch die tektonische Beanspruchung sind sie zu Fasern ausgezogen (Taf. 1, Fig. 1). Die Kalk- und Tonschiefergerölle sind bis ein dm, Gangquarz bis ein cm groß. Die Sortierung ist, soweit abschätzbar, schlecht. Die Intraklaste werden als Zeichen lokaler Aufarbeitung eines noch plastischen Sedimentes gedeutet ("intraformationale conglomerates" – PETTIJOHN, 1975). Die Kalklithoklaste treten

noch am Lärchkogel SE-Hang im gleichen Niveau auf und sind dort selbst wieder Crinoiden-führend.

Die Sandsteinkomponente des generellen "coarsening upward" Zyklus in der Abfolge über dem Triebensteinkalkmarmor ist in diesem Profil stark reduziert, die grobklastischen Schüttungen setzen direkt über dem karbonatisch-feinklastischen Anteil ein. Der oberste Profilteil zeigt zyklische Wiederkehr von "coarsening upward" Folgen im m-Bereich.

Profil 5

ist die Zusammenzeichnung zweier lateral benachbarter Profile im oberen Hertagraben, auf SH. 1280 m. Es charakterisiert den Übergangsbereich vom liegenden Triebensteinkalkmarmor in die Basisklastika der graphitführenden Einheit (Profil 4). Der Triebensteinkalkmarmor zeigt im Übergangsbereich rasche Abnahme der Bankmächtigkeit, Zunahme des Nichtkarbonatanteiles (Graphit, Schichtsilikate) und damit Abnahme der Calcitkristallgröße und dunklere Gesteinsfärbung. Die Lagerung des Kalkmarmors versteilt sich zunehmend und überkippt in den hangenden Metapeliten. Die Crinoiden und Korallen im oberen Profilteil stammen aus Blöcken und gehören wahrscheinlich zu einer der geringmächtigen Kalkbänke, die für den pelitischen Übergangsbereich über dem Triebensteinkalkmarmor typisch sind.

Für die postulierte Winkeldiskordanz in diesem Bereich (TOLLMANN, 1977) gibt es keine Anhaltspunkte, wobei der Kontakt zwischen den karbonatisch bzw. klastisch betonten Entwicklungen bis auf ca. ein m aufgeschlossen ist und diese konkordant übereinanderliegen.

Profil 6

zeigt schematisch den Übergangsbereich vom Triebensteinkalkmarmor zur hangenden klastischen Entwicklung am Triebenstein N-Abhang auf SH. 1130 m. Die schwankende Mächtigkeit der Aufschlußlücke ergibt sich aus der Berechnung mit verschiedenen Einfallswerten. Ein primärer Zusammenhang ist wahrscheinlich. Der Triebensteinkalkmarmor, mit den typischen Erscheinungsformen im Hangenden (Profil 5) zeigt steiles NE-Fallen und überkippt im E anschließenden Bereich. Die Abfolge Kalke – Tonschiefer – Siltschiefer – Sandsteine – Konglomerate zeigt inverse Lagerung. Die Abfolge Kalkmarmor [mit Crinoiden und Restquarzgeröllen (bis 3 cm) – Probe G145] – Pelite – Psammite – Konglomerate ist in diesem Bereich auf minimal

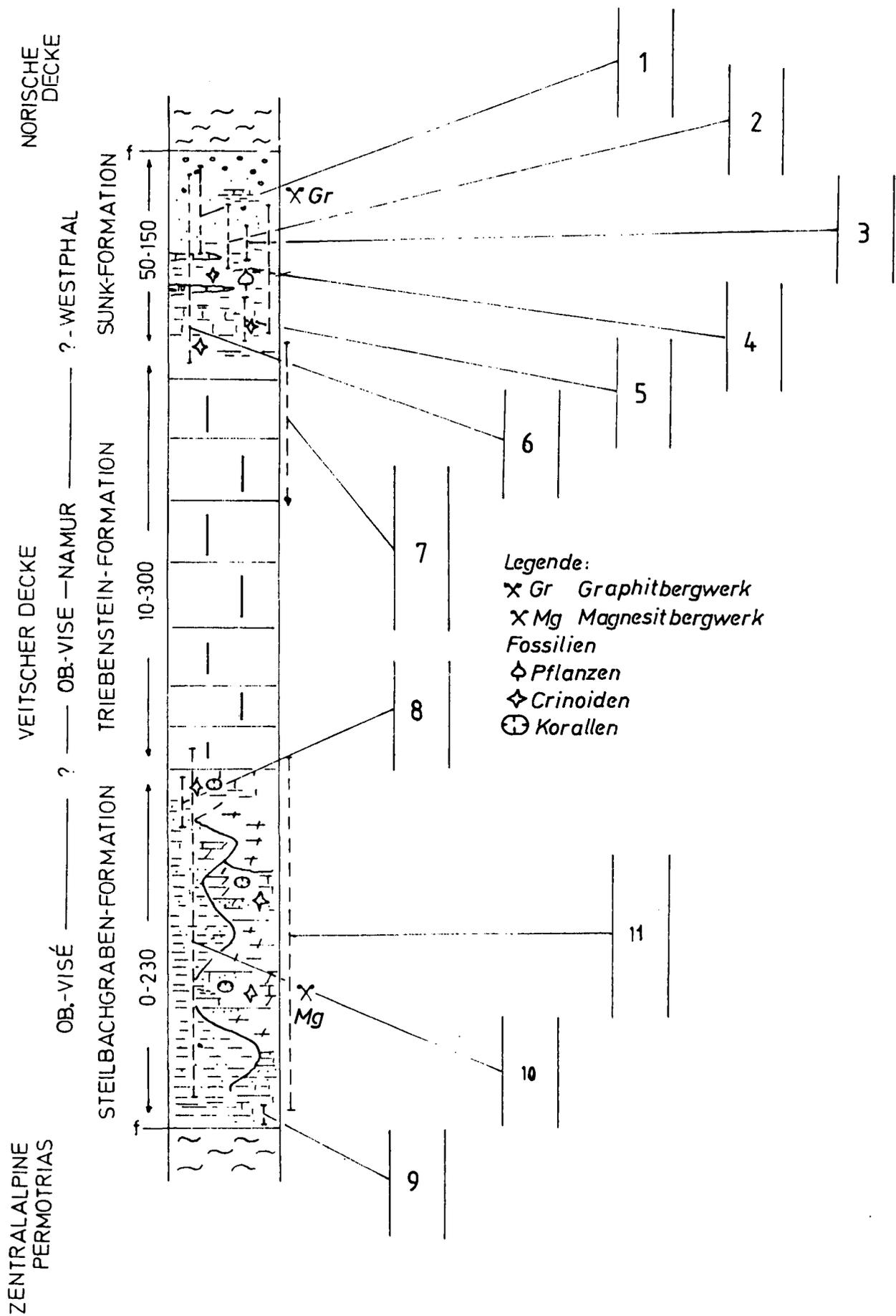


Abb. 3: Schematisches Säulenprofil durch die in der Sunk (Raum Trieben) aufgeschlossene Veitscher Decke mit der Aufteilung in die Formationen und der Lage der sie typisierenden Profile 1-11.

25 m, maximal 65 m reduziert, die ersten psephitischen Schüttungen erfolgen also bereits in diesem tiefen Niveau.

b) „Triebenstein-Formation“ (TF)

- Definition: Die Karbonatentwicklung (Triebensteinkalkmarmor s. str. und seine geringermächtigen Äquivalente)
- Untergrenze: Basis des Triebensteinkalkmarmors
- Obergrenze: Top des Triebensteinkalkmarmors
- Typisierung: Durch das Profil 7 (vgl. dazu die Abb. 1, 3)
- Benennung: Nach dem Triebenstein N Hohentauern
- Lithologische Charakteristik: Lateral beständige, gebankte, teilweise fossilführende Kalkmarmore mit Metapelit-, selten Metapsammit-Psephitzwischenlagerungen. Örtlich massige, reine Kalkmarmorlinsen größerer Mächtigkeit.

Profil 7

zeigt schematisch die Abfolge der Kalkrippe im Bereich W des Brodjägers. Zusammengefaßt sind die verschiedenen Kalkmarmortypen im Bereich dieser Einheit. Alle Typen sind durch Übergänge verbunden.

Die Ursache der Bänderung einiger Kalkmarmore liegt in unterschiedlicher Korngröße und feiner Dispersion von opaker Substanz. Aufgrund experimenteller Untersuchungen läßt sich eine Behinderung der letzten Rekristallisationsphase, der strain-induzierten Grenzflächenwanderung, durch das Auftreten von feinverteilten Sekundärphasepartikel folgern. Bei gehäuftem Auftreten wird die Rekristallisation generell erschwert (siehe z. B. HOBBS et al., 1976; WHITE, 1979; VOLL, 1982). Fossilerhaltung steht damit in direktem Zusammenhang mit kleiner Karbonatkristallgröße bzw. höherem Gehalt an Sekundärphasen.

Wickelt man die Faltung ab und betrachtet die Mächtigkeit der Karbonatgesteinsentwicklung dreidimensional so gilt: der Maximalwert von ca. 300 m (Sunkmauer) keilt primär linsig aus und stellt eine Ausnahmeentwicklung dar. So dünnt dieser im Bereich Sunkmauer (NE-Grat) auf ca. ein km lateraler Erstreckung auf 35–70 m bei vollständiger Erhaltung des Schichtbestandes aus. Über größere Räume (Liesing – Palten Tal) stellt die Karbonatgesteinsentwicklung in Normalausbildung (max. 10er m mächtig) ein sehr konstantes Schichtglied dar.

c) „Steilbachgraben-Formation (StF)

- Definition: Die klastisch-karbonatische Entwicklung unter dem Triebensteinkalkmarmor bzw. seiner geringermächtigen Äquivalente
- Untergrenze: Tektonisch, durch die Basisüberschiebung der Veitscher Decke
- Obergrenze: Basis des Triebensteinkalkmarmorcomplexes
- Typisierung: Durch die Profile 8–11 (vgl. auch Abb. 1–3)
- Benennung: Nach dem Steilbachgraben S des Triebensteingipfels
- Lithologische Charakteristik: Graphitführende pelitische bis psammitische Metaklastika mit lateralen Übergängen in Karbonate mit teils hypersalinarem Charakter (Dolomite, Magnesite) in Begleitung von Metapsammiten mit fehlender organischer Verunreinigung. Sehr selten Sulfate.

Profil 8

liegt am Sunkmauer NE-Grat, auf SH. 1180 m, im Scheitel einer Großantiklinale. Es ist durch achsenebenenparallele Störungen und Parasitärfaalten kompliziert und zeigt starke Gesteinsanwitterung. Dichter Jungwald im NW und Schuttströme im SE erschweren die laterale Verfolgung. Der klastisch beeinflusste Horizont der Probe G130 läßt sich nach SE bis an den Wandfuß verfolgen, zeigt Verzahnung mit den Kalkmarmoren und häufiges mengen- und korngrößenmäßiges Schwanken des klastischen Inhaltes bei Fehlen von organischen Verunreinigungen. Äolische (?) Einstreuung in eine Karbonatfazies kann eine Interpretation dieser Erscheinung sein.

Profil 9

umfaßt die Klastika in der Schuttentnahmestelle an der S-Seite des Magnesitbergbaues. Stellung und tektonische Verbindung zu Profil 11 sind nicht eindeutig.

Profil 10

(schematisch) liegt im obersten Steilbachgraben und charakterisiert die klastische Entwicklung an der Basis des Triebensteinkalkmarmors. In Kalkmarmore eingeschaltete geringmächtige (m-Bereich) Dolomit- und Magnesitlinsen weisen auf lokales Verzahnen mit Profil 11. Die direkte laterale Verbindung ist wegen eines mächtigen Schuttstromes nicht gegeben.

Profil 11

umfaßt den im Tagbau des Magnesitbergwerkes aufgeschlossenen Basisanteil der Veitscher Decke. Die durch die Kompetenzunterschiede zwischen massigen Karbonatkörpern und hochteildbeweglichen Schiefen geförderte starke Störungstektonik und einzelne Mesofaltenscheitel lassen Schichtwiederholungen möglich erscheinen. Die Hangendgrenze zum Triebensteinkalkmarmor ist, wo aufgeschlossen, tektonisch. Setzt man das Profil über den Tagbaubereich fort, folgen örtlich dunkle, schiefrige Kalkmarmore und Plattenkalke, wie sie für die Basis der TF typisch sind. Daraus läßt sich für die Grenzstörung untergeordnete Bedeutung folgern. Genetische Untersuchungen an den Mg-Karbonaten und deren unmittelbaren Nebengesteinen sind einer eigenen Arbeit vorbehalten. Aufgrund des hypersalinaren Charakters dieser Ablagerungen deuten FELSNER & SIEGL (1977) die Magnesite als sedimentär angelegt. Dafür sprechen auch in Bohrungen angetroffene, an Magnesite gebundene und von Tonschiefern unterbrochene Sulfate (Gips, Anhydrit) (vgl. auch PETRASCHKEK, 1978).

Pyrit ist sowohl in Schiefen als auch in Kalken mit organischem Material verknüpft. Diese Verknüpfung weist auf diagenetischen und/oder sedimentären Ursprung. Auffichtmikroskopische Untersuchungen an Anschliffen zeigen ihn feinverteilt als ss-parallele Lagen, angereichert in Knollen, Crinoiden ersetzend, als Neubildungen in Rissen und als idiomorphe Kristalle bis cm Größe. Die Pyritfraktion kann bis 10er Prozent des Modalbestandes ausmachen. Das organische Material ist feinverteilt oder besonders in Kalkschiefern auf ss angereichert. Auch die Fauna (aus Crinoiden, dünnschaligen Brachiopoden und Lamellibranchiaten bestehend), die niedrigerenergetisches Sedimentationsmilieu belegt, weist durch Ausbildung und geringe Diversität auf eingeschränkte Bedingungen. Korallen sind auf reinere Kalke beschränkt (Profil 11).

Die „Metaquarzwacken“ der Proben OK2/OK9 bilden mit ihrem auffallenden Habitus Leitgesteine. Kennzeichnend sind: durch Drucklösung angegriffene Quarzkör-

LEGENDE zu den Profilen 1-14 (weitere Erläuterungen siehe Text)

Ab.....Albit	FZ.....Feldspatzement	Modalbestand
Cc.....Calcit	QZ.....Quarzement	Quarz
Chl.....Chlorit	gkr.....grobkristallin (1mm)	Feldspat
detr.Gl....detritischer Glimmer	mkr.....mittelkristallin(0,5-1mm)	Hellglimmer
Fsp.....Feldspat	fkr.....feinkristallin(1/10mm)	Chlorit
Grp.....Graphit	fekr.....feinstkristallin (1/10mm)	opak
Qu.....Quarz	s _{1,2}erste, zweite Schieferung	Karbonat
Sz.....Serizit	dj.....disjunctive	Amphibol
Ark.....Arkose	A/B/C.....Typ A/B/C	Paragonit
fsp.Qu....feldspatführender Quarzit	ana/r/s...anastomosing/rough/smooth	Kaolinit
Gwk.....Grauwacke	co.....continuous	Talk
Kgl.....Konglomerat	z.....zonal	Feldspäte
Oqzt.....Orthoquarzit	cr.....crenulation	Alkalifeldspat
Ph.....Phyllit	(siehe GRAY 1977, POWELL 1979)	Schachbrettalbit
Qzt.....Quarzit	P ₂zweite alpine Faltung	Alkalifeldspat serizitisiert
Sdst.....Sandstein	ss.....Schichtung	Schachbrettalbit serizitisiert
Sgwk.....Subgrauwacke	Metamorphe und sedimentpetrographische	Plagioklas serizitisiert
Slst(Sls).Siltstein(-schiefer)	Nomenklatur wird nebeneinander verwendet.	Plagioklas serizitisiert, opazitisch
sw.Qu....dunkler Gangquarz	Die Vorsilbe Meta- hat die übliche	Plagioklas opazitisch
Ts.....Tonschiefer	Bedeutung, sie wird bei der Abhandlung	Plagioklas (neugebildet)
M.....Meta...	sedimentologischer Thematik weggelassen.	Schwerminerale
f.....fein	Die Bezeichnung "Kalkmarmor" bezieht sich	Zirkon idiomorph
m.....mittel	auf gröberkörnige (Calcit)Karbonatgesteine.	Zirkon gefärbt
g.....grob	Die Signaturen beziehen sich weitgehend auf	Zirkon gerundet
p.....Geröllführend	SHELL (Standard-legend 1958) Signaturen	Turmalin
br.....braun	≡Lamination	Apatit
gn.....grün	≡≡Gradierung(normal, invers)	TiO Mineralien
gr.....grau	∞Flaserschichtung	Granat
d.....dunkel	◇Crinoiden	
h.....hell	○Korallen	
lim.....limonitisch	△Gastropoden	
bl.....blättrig	▽Brachiopoden	
pl.....plattig	⊔Lamellibranchiaten	
ma.....massig		

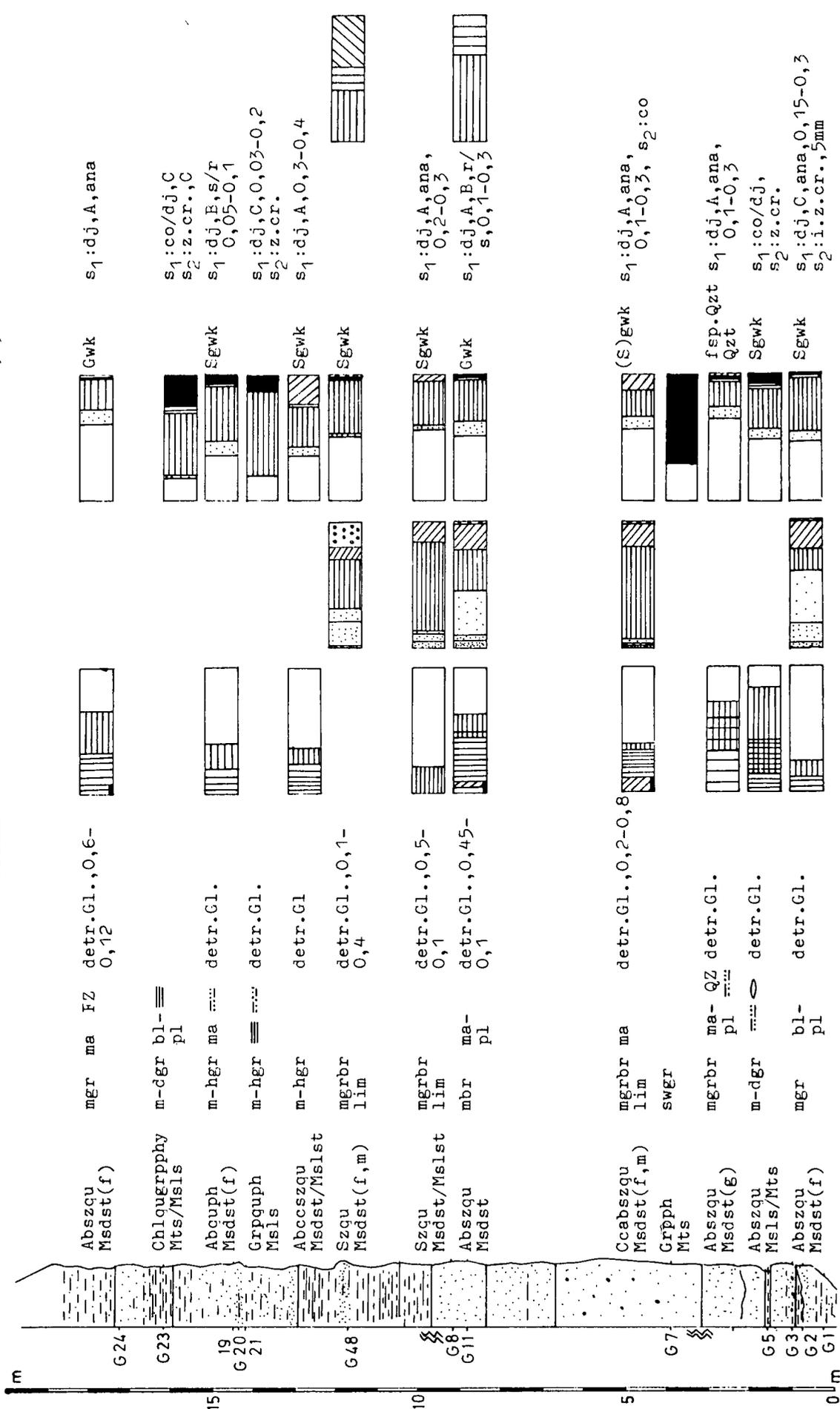
Profil 3

LEGENDE: LITHOLOGIE FARBE BANK- SED.-STR. KLASTE NEUBILDUNGEN
 UNG KRISTAL. FOSSILIEN

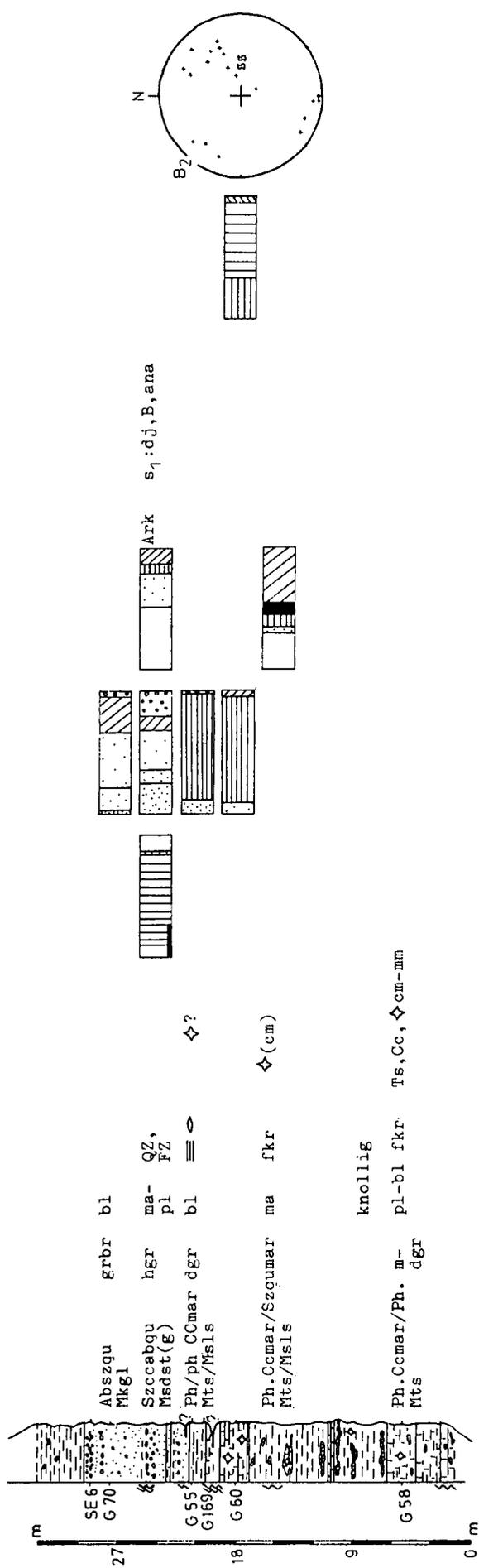
FELDSPÄTE

SM

MODALBESTAND SED.NOM. SCHIEFERUNG MODALBESTAND
 PETTI JOHN TONFRAKTION
 1949



Profil 4

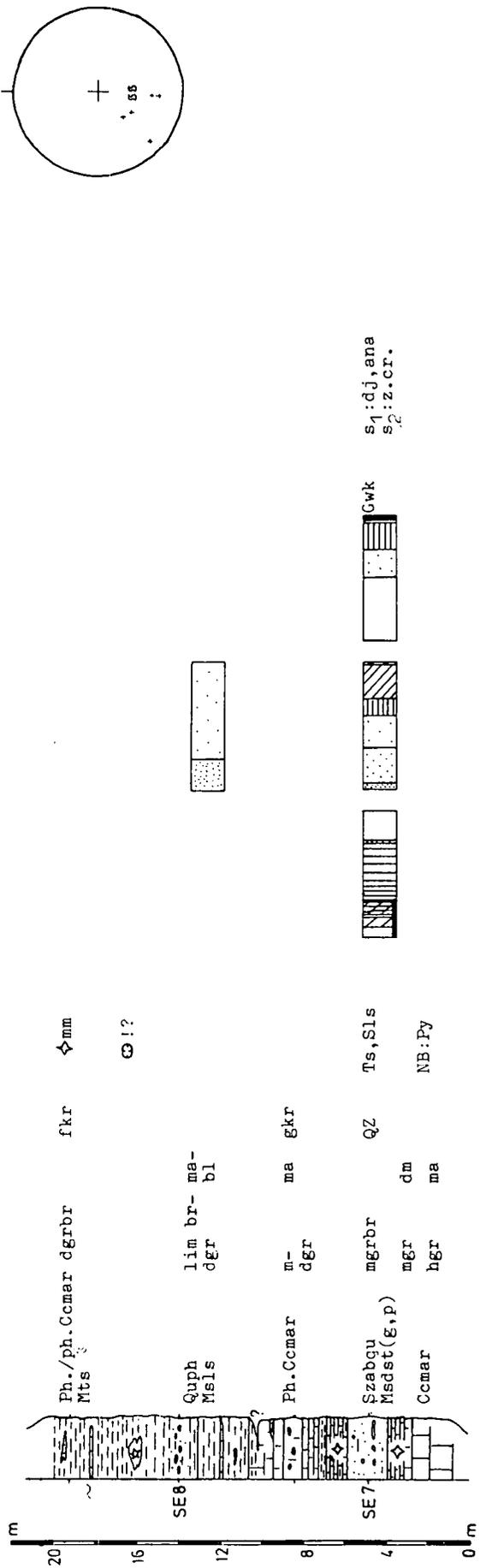


LEGENDE: LITHOLOGIE FARBE BANK- SED.-STR. KLASSE. SCHIEFERUNG MODALBESTAND
UNG KRISTALL. NEUBILDUNGEN PETTIJOHN
FOSSILIEN 1949

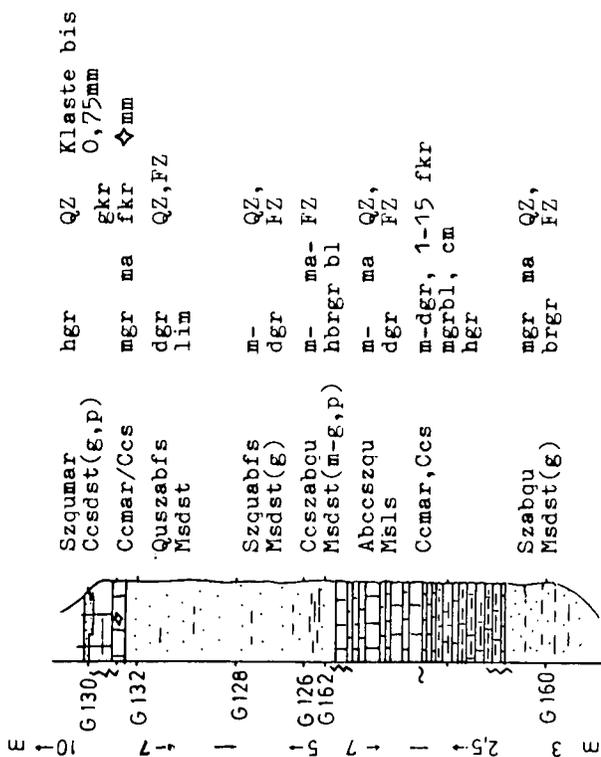
SM

FELDSPÄTE

Profil 5



Profil 8

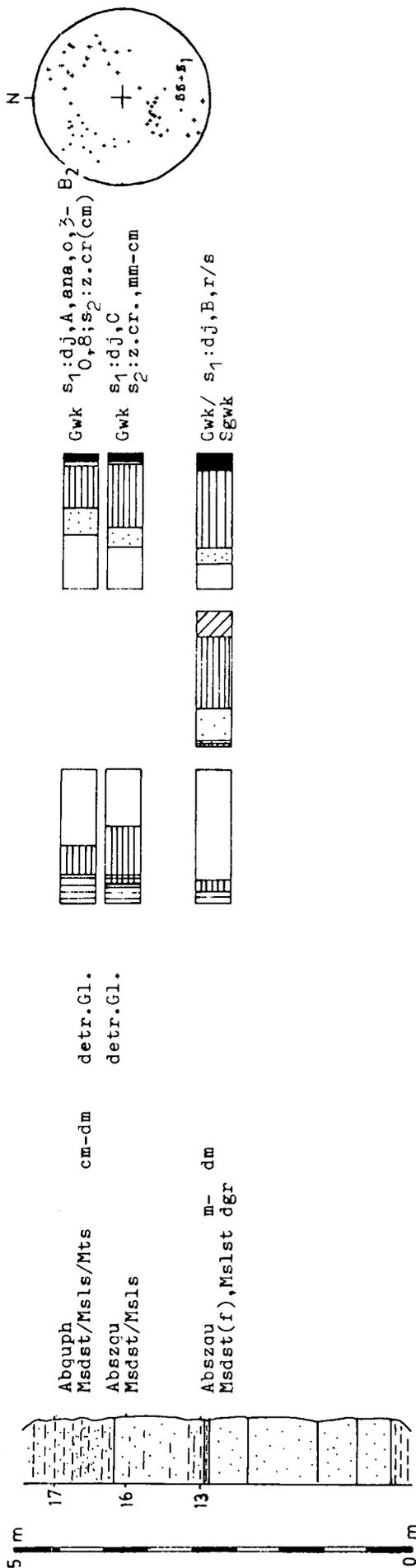


LEGENDE: LITHOLOGIE FARBE BANKUNG SED.-STR. KLASTE NEUBILDUNGEN
 KRISTAL. FOSSILIEN

SM

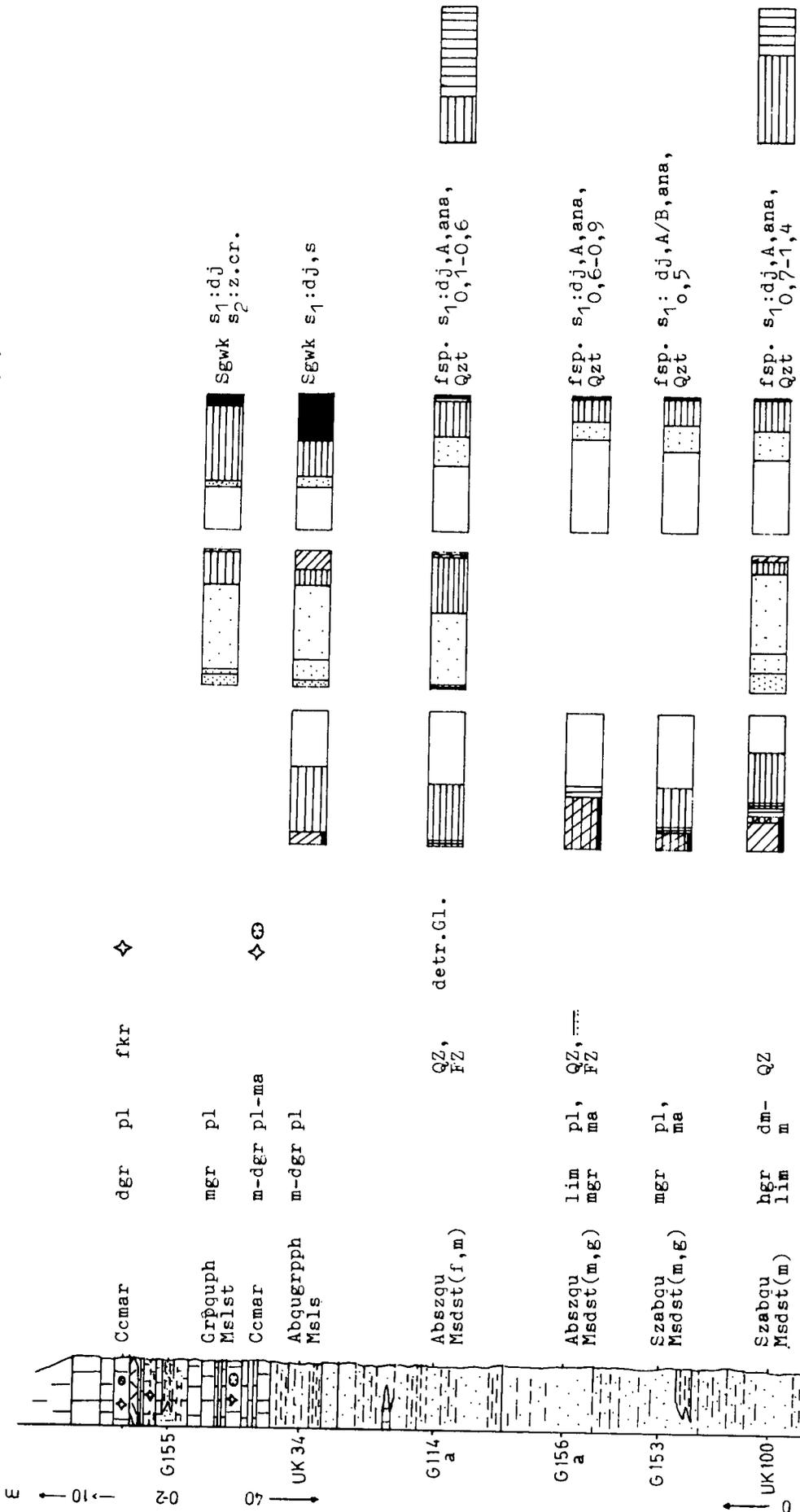
MODALBESTAND SED.NOM. SCHIEFERUNG MODALBESTAND
 PETTIJOHN TONFRAKTION
 1949

Profil 9



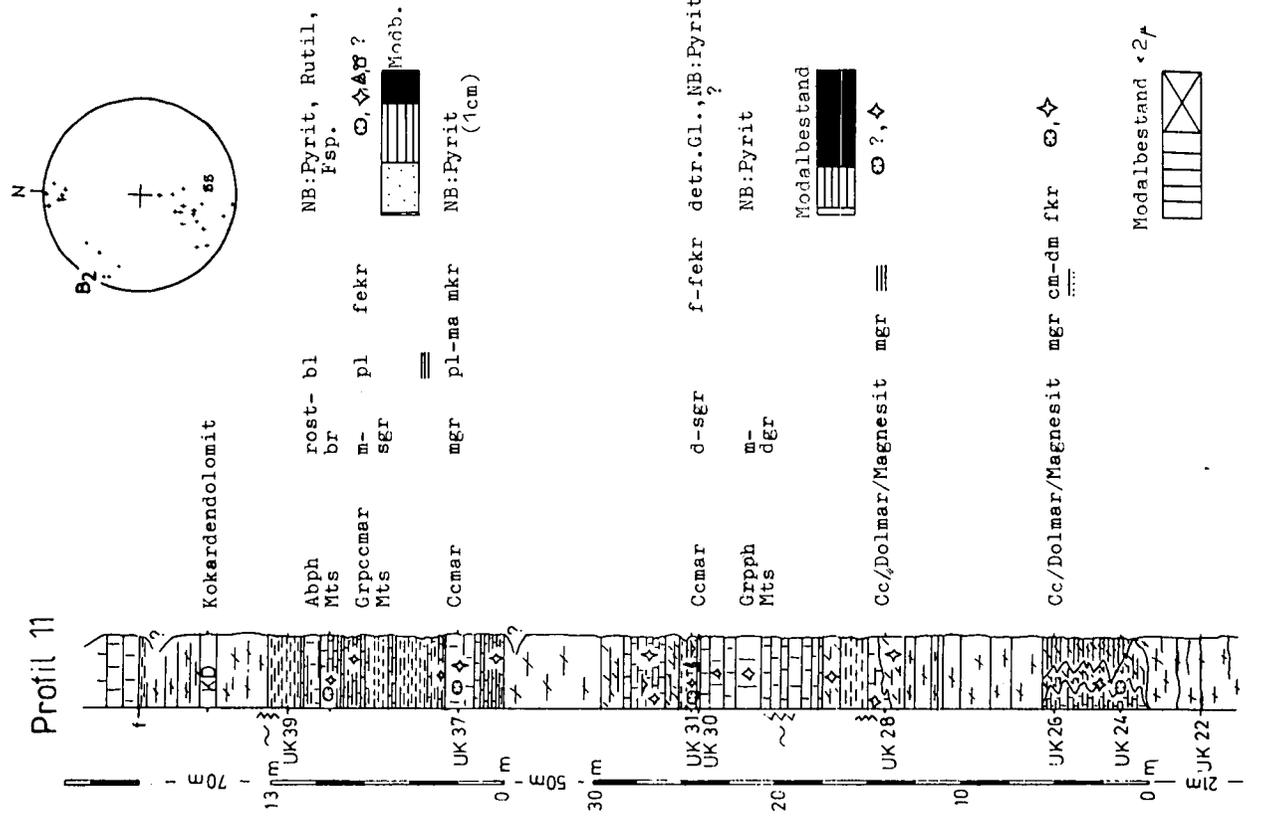
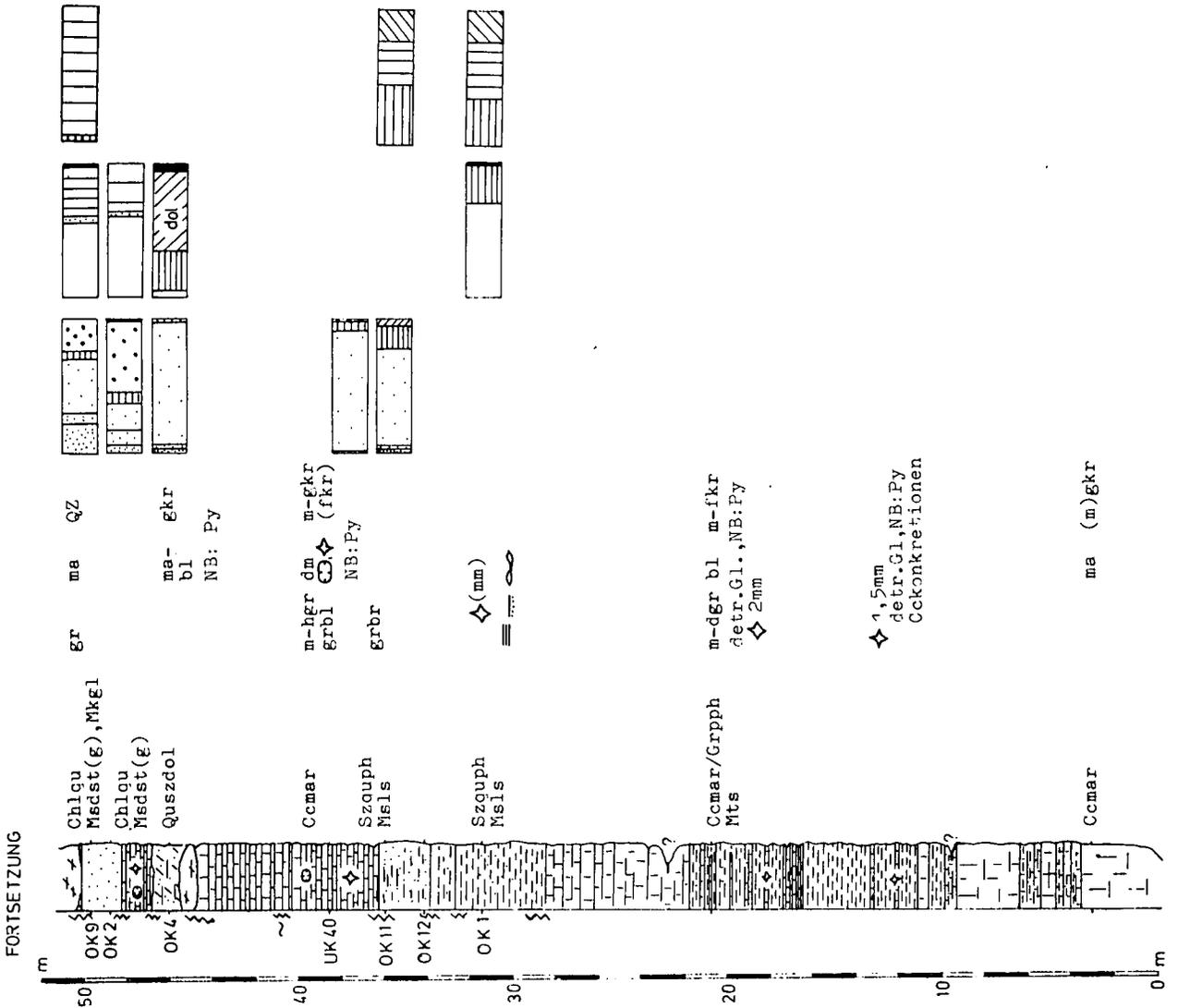
Profil 10

LEGENDE: LITHOLOGIE FARBE BANKUNG SED.-STR. KLASSE NEUBILDUNGEN FELDSPÄTE SM MODALBESTAND FARBUNG SCHIEFERUNG MODALBESTAND TONFRAKTION
 PROFIL KRISTAL. FOSSILIEN PETTIJOHN 1949



Zentralalpine Permotrias

FORTSETZUNG



ner [gute Rundung, mittelmäßige bis gute Sortierung, bis 4 mm groß – homoaxiales Wachstum nachzuweisen, Packungsdichte um 50 % (deformierter Zustand, primär 20–30 % höher – vgl. z. B. HOSSACK, 1978)], wenige, meist fast völlig in Quarz umgesetzte detritäre Feldspäte, einige detritäre Glimmer, Matrix aus Mg-Chlorit und rekristallisiertem Quarz, fehlendes organisches Material. Die genetische Deutung ist schwierig. Fehlender Anteil an organischer Substanz, gute Sortierung, hohes Komponenten-Matrix Verhältnis und geringe Variabilität sprechen für Ablagerungen im Barrierebereich (äolisch?).

4.1.2. Sedimentologie Metakonglomerate

Morphometrische Untersuchungen (d. s. Größe, Form, Rundung, Sortierung, etc. vgl. BEHRENS, 1977) in deformierten Gebieten beschreiben weitgehend die postsedimentäre Geschichte (Diagenese und tektonische Verformung) eines Geröllhorizontes. Die geometrische Verformungsanalyse (vgl. z. B. RATSCHBACHER, 1983 b) liefert primäre Vorzugslagen elliptischer Gerölle, ein mittleres Deformationsellipsoid (Hauptachsenverhältnis 3,1 : 1,4 : 1 im untersuchten Gebiet) und die wenigst deformierte Fläche für qualitative morphometrische Untersuchungen. Diese wurden jedoch ausschließlich zur Bestätigung von Geländeuntersuchungen herangezogen.

Geröllgröße

(im YZ-Schnitt des Deformationsellipsoides): Normalverteilung um einen Mittelwert bei 1,6 mit großer Schwankungsbreite zwischen den einzelnen Aufschlüssen. Generell übersteigt die Geröllgröße nicht 5 cm, jedoch finden sich SE des Liftenecks Aufschlüsse mit einem durchschnittlichen Achsenverhältnis (in cm) von 18 : 8 : 4,7 (maximale Komponente 48 : 16 : 9). Rechnet man die tektonische Verformungskomponente ab (bzw. dazu), ergeben sich primäre Achsenverhältnisse von 9,2 : 8,9 : 8,8 bzw. 23 : 18 : 17 für die größte Komponente.

Packungsdichte:

Schwankt in den 12 gemessenen Aufschlüssen zwischen 11 und 48 % (mean 25 %). 24 Laborproben ergeben einen Mittelwert von 20,5 (13,7 SD). Zu beachten ist:

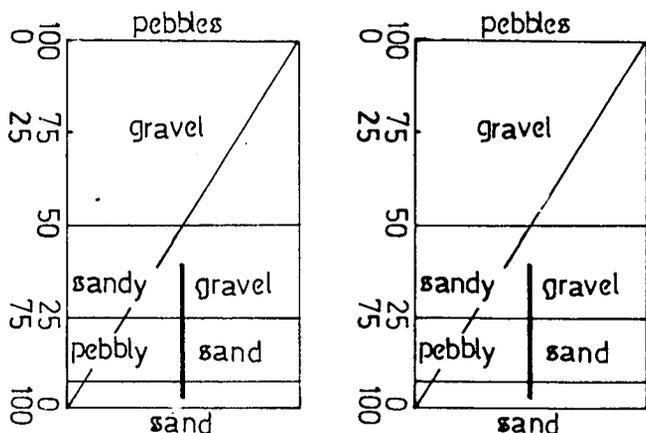


Abb. 4: Klassifikation von Sand- und Schottermixturen nach WILLMAN (1942). Der Balken gibt den durch Schätzung ermittelten Hauptverbreitungsumfang der Parakonglomerate der SF.

- Die Untergrenze ist von der verfügbaren Meßfläche limitiert,
- das vermessene Korngrößenintervall bevorzugt die Auswahl dichtgepackter Aufschlüsse.

Die angeführten Werte sind deshalb als Obergrenze zu werten. Ordnet man die Geröll- und Matrixgehalte in die Klassifikation von WILLMAN (1942, Abb. 4) ein, so sind "pebbly siltstones (mudstones-sandstones)" am verbreitetsten. Es handelt sich daher um Parakonglomerate (PETTIJOHN, 1975). Diese Geröllbänke zeigen keine internen Strukturen, ss ist nicht oder kaum erkennbar, die Mächtigkeit kann 10 m erreichen. Bis zu 6 m mächtige Orthokonglomeratbänke sind in der Minderheit.

Sortierung:

Die Werte liegen zwischen 1,36 und 2,94 (Q_3/Q_1), mean 1,8 (Geröllgröße über 0,5 cm), was einem guten Sortierungsgrad entspricht. Alle "pebbly mud(silt-)stones" sind schlecht sortiert und haben polymodale Korngrößenverteilung.

Sphärizität:

Nimmt man die mittleren, initialen Geröllachsenwerte aus der Verformungsanalyse (1,2 : 1,12 : 1), so erhält man einen Sphärizitätswert von 0,9. Diese Angabe bezieht sich unter Berücksichtigung der Mittelwertsberechnung in der Analyse eher auf eine gute ziellose Verteilung der Geröllängsachsen. Betrachtet man Einzelanalysen, bestätigt sich die hohe Sphärizität.

Rundung:

Der Rundungsgrad liegt über 0,4 vorwiegend im Bereich "rounded".

Orientierung und Regelung:

Ist durch die Deformation bestimmt. Führt man diese zurück, so erhält man eine ziellose bis leicht parallel ss bevorzugte Regelung der Geröllängsachsen.

Geröllbestand:

Umfaßt Gangquarze, Quarzite, feldspatführende Quarzite, Grauwacken, Arkosen, Pelite, schwarze Lydite, (opazitisch durchstäubten) dunklen Gangquarz und saure Plutonite nach abnehmender Häufigkeit geordnet (Abb. 5, 6).

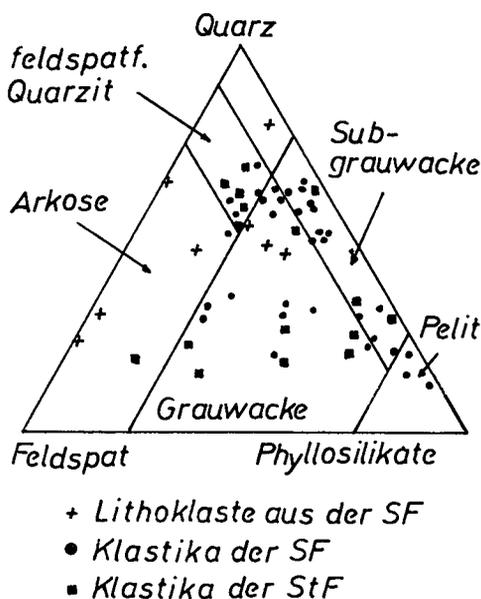


Abb. 5: Modalbestand mikroskopisch untersuchter Klastika, dargestellt in der Sandsteinklassifikation von PETTIJOHN (1949).

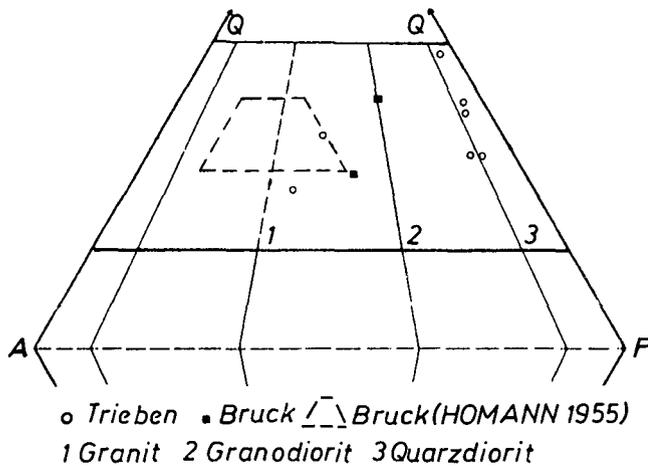


Abb. 6: Stellung plutonischer Lithoklaste im Q-A-P-Dreieck nach STRECKEISEN (1976).

Die morphometrischen Parameter gelten für den ganzen Geröllbestand außer für Pelit- und Lyditgerölle und für Gerölle aus „unreiferen“ Konglomeraten. Generell liegt der Anteil an Nichtquarzlithoklasten unter 1 % der Gesamtgeröllpopulation. Selten werden mehr als 5 % erreicht, der Anteil an detritischen Glimmern, Pelitgeröllen (Resedimenten), Lyditkomponenten und der Feldspatgehalt ist dann erhöht.

Ein Korngrößenhiatus zwischen Gangquarz und Restgeröllbestand besteht nicht. Die größeren Achsenverhältnisse der Pelit- und Lyditkomponenten sind einerseits primär angelegt (eckige, zerrissene Form), andererseits beruhen sie auf Duktilitätsdifferenzen. Eine interne „Schieferung“ ($s_1 \neq s_0$) kann als ehemaliges ss gedeutet werden.

Für die genetische Deutung ist das Auftreten von Granit-, Arkoseresedimentgeröllen und das Fehlen von Geröllen eines metamorphen Liefergebietes von Bedeutung. Plutonitgerölle stellen neben Kalkgeröllen das instabilste Geröllelement in rezenten Sedimenten dar und erreichen am raschesten die Obergrenze der Abrundbarkeit (cf. PETTIJOHN, 1975). Das Geröllspektrum der SF läßt sich demnach aus einem durch saure Plutonite dominierten Areal herleiten, deren Zerfall, Umlagerung und Wiederaufarbeitung auch den heutigen hohen Anteil an detritischem Feldspat (Kap. 4.1.3.) in den Sandsteinen bzw. der Matrix der Konglomerate lieferte.

Gradierung und Packungsdichte

Zu/Abnahme der Packungsdichte und/oder Korngrößenänderungen sind rar. An der Unterseite einer größeren Sedimentationseinheit finden sich selten Linsen (maximal 50 cm lang, 1–2 Gerölldurchmesser dick) dichtgepackter Gerölle mit Dachziegellagerung. Sie werden als „coarse lag pavement“ gedeutet, was höhere Strömungsenergie impliziert. In den konglomeratischen Hangendpartien der Abfolge tritt fallweise, zusammen mit nur schwacher Graphitführung, eine linsig schichtgebundene, durch feinverteilten Hämatit verursachte, rötliche Gesteinsfärbung auf. Solche Rotfärbung kann als Indikator kontinentaler Verwitterung (PETTIJOHN et al., 1973) angesehen werden und wird in diesem Sinne gedeutet.

Laterale Verzahnung Sandsteine – Konglomerate und erosive Basisflächen mit Basiskonglomeraten sind Ausnahmen. Regel sind: Linsengeometrie, fehlende Bankungsfugen im Grenzbereich Konglomerat – fein-

klastische Ablagerungen und bei gleichbleibender Sedimentzusammensetzung bereichsweise Geröllführung (bis 10 cm bei schlechter Sortierung).

Schwer einzuordnen ist eine Beobachtung am Triebenstein NE-Grat, SH. 1045 m. Senkrecht zu dem im weiteren Bereich meßbaren $ss = s_1$ durchzieht eine ca. 20 cm breite und 1,5 m aufgeschlossene Geröllschicht das siltige Nebengestein. In diesem Aufschluß sind ss und ein dreidimensionales Bild nicht sicher angebar. Hoher Anteil an Nichtrestquarzlithoklasten (Resedimente des Nebengesteins?), fehlende scharfe randliche Begrenzung und statistische Einregelung der Geröllängsachsen vor allem im Randbereich parallel der Begrenzung lassen eine Sackungserscheinung als möglich erscheinen. Eine Bekräftigung gibt die Gefügeanalyse: nirgendwo im bearbeiteten Gebiet steht s_1 normal auf ss .

Metasandsteine bis -tonschiefer, Kalkmarmore

Diese Gesteine liefern in den untersuchten Profilen kaum sedimentologische Anhaltspunkte. Mindestens eine durchdringende Schieferung prägt die Gesteine um. Korngrößenabschätzungen erlauben nur Schwerminerale (hydraulisches Äquivalent), klastische Feldspäte und detritische Glimmer.

Gradierung und Packungsdichte im Schriff- und Handstückbereich sind nur in Einzelfällen beobachtbar und zeigen sich durch Abnahme des Quarzgehaltes. Korngrößengradierung ist durch Quarzrekristallisation zerstört.

Die feinklastische Abfolge ist monoton, Ausnahmen bilden:

- Helle, fast matrixfreie Quarzite bis Feinkonglomerate (Orthoquarzite)
- Einschaltung von Kalkmarmorbänken (Typ 3,4, Profil 7). Sie entwickeln sich kontinuierlich aus dem hangenden Triebensteinkalk, zeigen erhöhte Rückstandswerte und Einschaltungen von teilweise karbonatischen Tonschiefern. Ihre Hauptverbreitung liegt in der feinklastischen Abfolge, doch reichen sie in das Niveau der ersten Konglomeratschüttungen.

Am Triebenstein NE-Grat, SH. 1140 m ist vom Hangenden ins Liegende folgende Abfolge aufgeschlossen:

- 3 m dichtgepackte Konglomerate, rötliche Färbung
- 2 m Sandstein, rötliche Färbung
- 3 dm rötlicher Kalkmarmor mit mehreren mm dicker dunkelroter Basislage
- dm Silt-, Sandstein.

Die Dicke des karbonatischen Rothorizontes schwankt lateral (Taf. 1, Fig. 2). Wie die meisten Kalkbänke auch in dieser hangenden Position führt diese Lage Crinoiden (marines Ablagerungsmilieu).

Dem Großzyklus Kalkmarmor + Tonschiefer – Sandsteine – Konglomerate sind vor allem ab dem Sandsteinniveau „coarsening upward“ Kleinzyklen überlagert. Die im Abbau befindlichen Graphitflöze sind nach PEER (1980) überwiegend an Konglomerate gebunden, der Kontakt ist aber meist tektonisiert.

Abb. 5 faßt den Modalbestand der in der SF untersuchten Klastika zusammen, dabei ist der feinklastische Anteil unterrepräsentiert.

An Sedimentstrukturen tritt in der StF häufiger als in der SF Lamination auf (tektonisch überarbeitet), Gradierung ist selten, Schrägschichtung ist in einigen Fällen zu erahnen. Dominierende Gesteine stellen siltige Metapelite dar, in den Metagrauwacken ist die Führung an opazitisch durchstäubten Feldspäten schon im Ge-

lände deutlich sichtbar und Kartierungskriterium. Abb. 5 faßt den Modalbestand mikroskopisch untersuchter Klastika der StF zusammen.

4.1.3. Petrologie

Quarz

dominiert die gröberklastischen Ablagerungen und bestimmt das mechanische Gesteinsverhalten. Selten ist noch ein klastischer Kern mit Anwachzone erkennbar, wobei dann Kern und Anwachzone gleichermaßen von deformationsinduzierter Drucklösung betroffen werden. Es läßt sich auf Quarzzementation schließen. Als Besonderheit treten Rutileinschlüsse auf.

Feldspat (klastischer)

findet sich in allen Sedimenten der Veitscher Decke (Tab. 1), es ist vorwiegend (albitisierter) Plagioklas.

Tabelle 1: Klastischer Feldspatgehalt in Metasedimenten und Metakonglomeraten in %.

Profil Nr.	Probenzahl	Mittelwert	Standardabweichung
SF 1	11	17,2	10,1
SF 2	8	10,4	5,3
SF 3	9	7,5	3,0
SF 4	1	27,0	
SF 5	1	22,0	
SF 6	1	13,6	
Profile 1–3	28	11,7	6,1
StF 8	6	23,9	20,3
StF 9	3	13,8	4,2
StF 10	6	13,6	7,3
StF 11	2	3,3	0,4
Profile 8–11	17	13,6	8,0

In den Profilen wurde unterschieden (Tab. 2):

- Alkalifeldspat (Schachbrettalbit eigens ausgetrennt),
- serizitischer, klastischer Feldspat,
- opazitisch durchstäubter Feldspat (Taf. 1, Fig. 3a,b). Die opake Substanz, die betrifft Plagioklas und Kalifeldspat gleichermaßen, ist Hämatit (auflichtmikroskopische Untersuchung),
- neugebildeter Plagioklas bzw. Kalifeldspat.

Tabelle 2: Mittelwert und Standardabweichungen der in den Profilen untersuchten Feldspattypen.

Kali-feldspat	Plagioklas	seriziti-sierter Fsp	opaziti-scher Fsp	Neu-bildungen
SF 17,3 (17,7)	82,7	31,3 (20,5)	28,2 (25,1)	39,2 (22,9)
StF 16,8 (26,0)	83,2	18,6 (19,7)	48,5 (26,3)	38,1 (23,2)

Zonare Feldspäte fehlen. Klastischer Feldspat erreicht Korngrößen bis 2 mm, in den Arkosen ist er meist zwischen 0,5 und 1 mm groß (beachte Lösung an Schieferungsbahnen).

Feldspatzementation ist auffallend. Um einen meist einschlußreichen, klastischen Kern ist ein allseitig ausgebildeter, klarer Anwachssaum entwickelt. Dieser entsteht nach der Bildung der opazitischen Durchstäubung und vor der deformationsinduzierten Drucklösung. Bisherige Bearbeitungen fordern marine Bedingungen (Porenflüssigkeit) für Feldspatzementation (vgl. PETTIJOHN, 1975), was für die gesamte SF marine Sedimentation belegen würde. Für Bildungsmilieu 3 ("continental, non-marine, volcanic") von KASTNER & SIEVER (1979) gibt es keine Anhaltspunkte.

In Profil 11 tritt in siltigen Metapeliten Feldspatneubildung auf. Ovale, selten rechteckige, manchmal einfach

wachstumsverzwilligte (Albitgesetz), 0,3–0,5 mm große Feldspäte werden von Erz- und Rutil-führender Serizitmatrix umflossen. Im Vergleich mit den in den Referenzprofilen (Kap. 4.2.) und in anderen Profilen des Liesing-Paltentales im selben Niveau auftretenden basischen Vulkaniten ist eine Herleitung der hohen Ti-Gehalte zusammen mit Lösungen für die Feldspatneubildung aus diesen vulkanischen Quellen wahrscheinlich, eventuell ist auch eine Herkunft aus Kaolinit-reichen Sedimenten zu überlegen (vgl. WEDEPOHL, 1978).

Profile und Tab. 1 zeigen die Zunahme des Feldspatgehaltes mit der Ablagerung gröberklastischer Sedimente. Der Mittelwert der klastischen Feldspäte aller psammitischen Proben der SF, 11,7 % (ohne die Profile 4–6, da nur eine Messung vorliegt und diese die ersten Grobklastika umfaßt, die dem Niveau des Profiles 1 entsprechen) liegt nahe am „Normsandstein“-Gehalt (PETTIJOHN et al., 1973) nordamerikanischer Sandsteine (15 %), der Mittelwert der StF mit 13,6 % etwas darunter. In einigen Proben läßt sich noch detritischer Mikroklin nachweisen: Die vorliegenden Daten lassen sich folgendermaßen interpretieren:

- Im Triebener Bereich lassen sich SF und StF nach ihrer Feldspatführung trennen (vgl. Tab. 1,2).
- Durch das kombinierte Auftreten von: Geröllen saurer Plutonite, hohem Feldspatgehalt (mit primär höherem An-Gehalt) und das Fehlen metamorpher klastischer Minerale bzw. Gerölle wird ein durch saure Plutonite dominiertes Liefergebiet als wahrscheinlich angesehen.
- Der Hämatitgehalt der opazitisch durchstäubten Feldspäte wird als Resultat einer Paläoverwitterung im Liefergebiet und während des Transportes angesehen. Sie sind Feldspäten aus anderen verwitterten Grundgebirgsarealen ähnlich (z. B. Aiguilles Rouges-Massiv – Helvetikum – Schweizer Alpen).
- Für das Vorhandensein von opazitisch durchstäubten Feldspäten in der SF lassen sich Aufarbeitung von StF-Klastika und Resedimentation bzw. Fortsetzung der Anlieferung aus dem Liefergebiet der StF diskutieren. Die zweite Möglichkeit ist wahrscheinlich, da es keine sicheren Anzeichen für ein völliges primäres Ausfallen der Karbonatentwicklung gibt.
- Klimatische Variationen nichtbeachtend, erscheint die Interpretation des zweimaligen Anlieferns hoher Feldspatgehalte ähnlicher Zusammensetzung durch eine, durch erhöhte tektonische Aktivität im (selben?) Hinterland, kontrollierte Sedimentation sinnvoll. In Zusammenhang mit diesen hypothetischen, tektonischen (topographischen) Variationen des Hinterlandes lassen sich auch die unterschiedlichen Absenkungsraten im Sedimentationsraum bringen (vgl. die unterschiedlichen Absenkungsraten in der TF, in der nur lokal mächtigen Karbonatentwicklung, in der „Ruhepause“ der klastischen Schüttung).

Glimmer

Detritische Hellglimmer sind häufig und finden sich in allen Stadien der Zersetzung. Oft ist opakes Material, besonders in (001) konzentriert.

Schwerminerale

sind detailliert bei RATSCHBACHER & NIEVOLL (1984) beschrieben. Es gilt:

- In der StF dominiert Zirkon.
- Die SF zeigt hohe Turmalinergehalte, die ins Hangende abnehmen.

- Zirkon gibt, aufgrund morphologiestatistischer Untersuchungen, Hinweise für ein einheitliches Liefergebiet für SF und StF.
- Die Erhaltung instabiler, detritischer Leichtminerale (Feldspat, Glimmer) fordert die Erhaltung instabiler klastischer Schwerminerale. Das Fehlen solcher spricht, in Zusammenhang mit der Ausbildung der Schwermineralspektren, für ein einheitliches, durch Granitoide dominiertes Liefergebiet.

Metamorphe Phyllosilikatneubildungen

(vgl. Profile, Datenlisten bei RATSCHBACHER, 1983 b)

Chlorit

Nach den Diagrammen von OINUMA et al. (1972) handelt es sich überwiegend um Fe-reiche Chlorite (Abb. 7, 8).

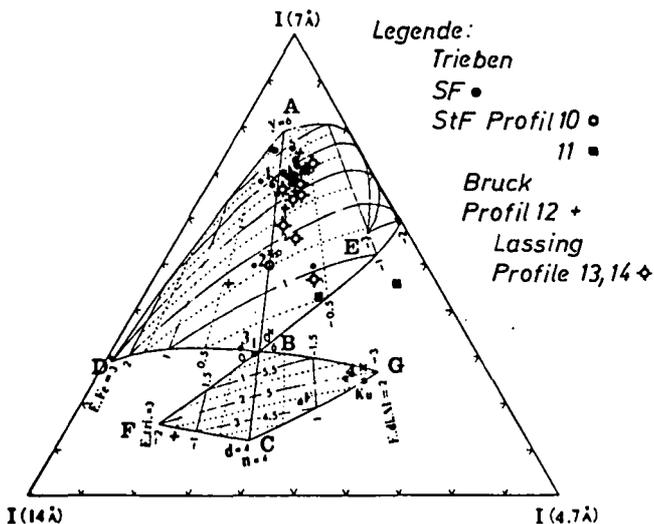


Abb. 7: Kristallchemische Einordnung der Chlorite aus der Veitscher Decke (Diagramme nach OINUMA et al., 1972).

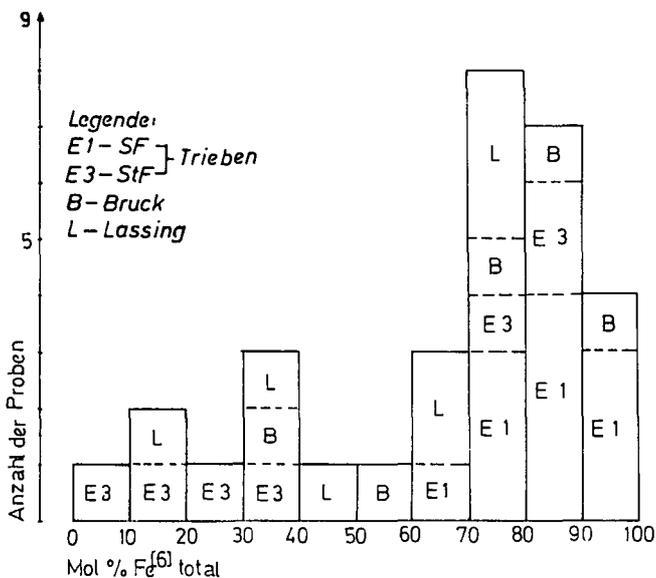


Abb. 8: Mol-%-Fe⁽⁶⁾-total Histogramm der Chlorite aus der Veitscher Decke; Erläuterungen siehe Text.

Für Abb. 8 wurde die Fe-Kationenzahl in der Oktaederposition (Gesamteisen = Fe²⁺, Fe³⁺, Mn²⁺, Cr³⁺) in Mol%-Fe umgerechnet. Dies ist teilweise schon eine Überforderung der Aussagekraft der Diagramme, auf eine nomenklatorische Zuordnung wurde deshalb ver-

zichtet. Vergleiche mit Standardproben (KUBLER, 1980) und statistischen Variationsbreiten von Chloriten ähnlicher Gesteine zeigen, daß die gemessenen Fe-Gehalte zu etwas höheren Werten hin verschoben sind.

Interessant ist die Bipolarität und die Zuweisung der Proben zu den geologischen Großenheiten (SF: Fe-reiche Chlorite, StF: Mg- bzw. Mg-Fe-Chlorite). Im Referenzbereich Bruck/Mur sind die wenigen Proben gestreut (mean um 60 Mol% Fe-total). Die Proben der Lassing zerfallen wiederum in zwei Gruppen. Die Metatuff(it)e samt zwischengelagerten Metapeliten enthalten Fe-reiche Chlorite. Die Proben aus dem pelitisch-karbonatischen Hangendbereich (entsprechend der StF im Sunker Profil) enthalten Mg- bzw. Mg-Fe-Chlorite.

Die Mg-reichen Chlorite des Profiles 11 lassen sich mit einer Beeinflussung durch die Mg-Karbonate erklären (sedimentär-diagenetisch und/oder metamorph-metasomatisch). Auffallend ist der hohe Mg-Gehalt in den Metaklastika der StF dort, wo sich eine metasomatische Beeinflussung ausschließen läßt (z. B. Profil 8). Hier kann in Verbindung mit der faziellen Deutung (Kapitel 4.1.5.) ein erhöhtes Mg-Angebot im Porenflüssigkeitsbereich, eventuell zusammen mit erhöhter Salinität, als Interpretation dienen. Jedenfalls scheint die Ursache im Sedimentationsenvironment zu liegen.

Die hohen Fe-Gehalte der Chlorite der SF lassen sich auch mit Environmentbedingungen interpretieren. So ergeben sich Hinweise auf kontinentalen Einfluß mit erhöhtem Fe-Input in den Sedimentationsraum aus der Faziesanalyse.

Muskovit/Phengit

Das Histogramm in Abb. 9 zeigt die Verteilung der Hellglimmer im Bereich Muskovit/Phengit mit der Grenzlinie bei $b_0 = 9,025 \text{ \AA}$ nach CAPRIANI et al. (1968) (FeO+MgO-Gehalt ca. 3,3 % nach GRAESER & NIGGLI, 1966). Danach sind Phengite nur untergeordnet vorhanden.

Paragonit

tritt auf, ein Bindung an eine bestimmte Gesteinsgesellschaft ist nicht zu erkennen.

Talk

ist an Einlagerungen in Magnesitkörper und an unreine Marmore (Lassing) gebunden.

4.1.4. Chronostratigraphische Einordnung

57 Mikrofossilproben, vorwiegend aus den Übergangsbereichen der Karbonateinheit, blieben bis auf schlecht erhaltene Echinodermatenreste negativ. Zieht man einen Schluß aus den nun schon von mehreren Bearbeitern (mündliche Mitteilungen) festgestellten Conodontensterilität der Veitscher Decke, so läßt sich neben den Hauptgründen – durchdringende Deformation und Lösungsumsatz – auch eine Fazieskontrolle folgern. Demnach sind Riffe, Lagunen- und hypersaline Bereiche Conodonten-feindlich (vgl. z. B. BULTYNCK, 1976).

Neuaufsammlungen betreffen eine dünnchalige Schalenfauna (Brachiopoden [Isogramma?], Lamelli-branchiaten, Gastropoden – Profil 11). Bei der Kartierung konnte eine weite Verbreitung von Korallen in der gebankten Übergangsfazies zwischen der StF und der TF nachgewiesen werden. Eine Korrelation dieser Korallenfauna mit der aus Profil 11, von HERITSCH (1917, 1933) mit höherem Visé bestimmten, ist möglich. So ist für die StF und, wahrscheinlich, für einen Teil der TF Unterkarbolter belegt bzw. sehr wahrscheinlich.

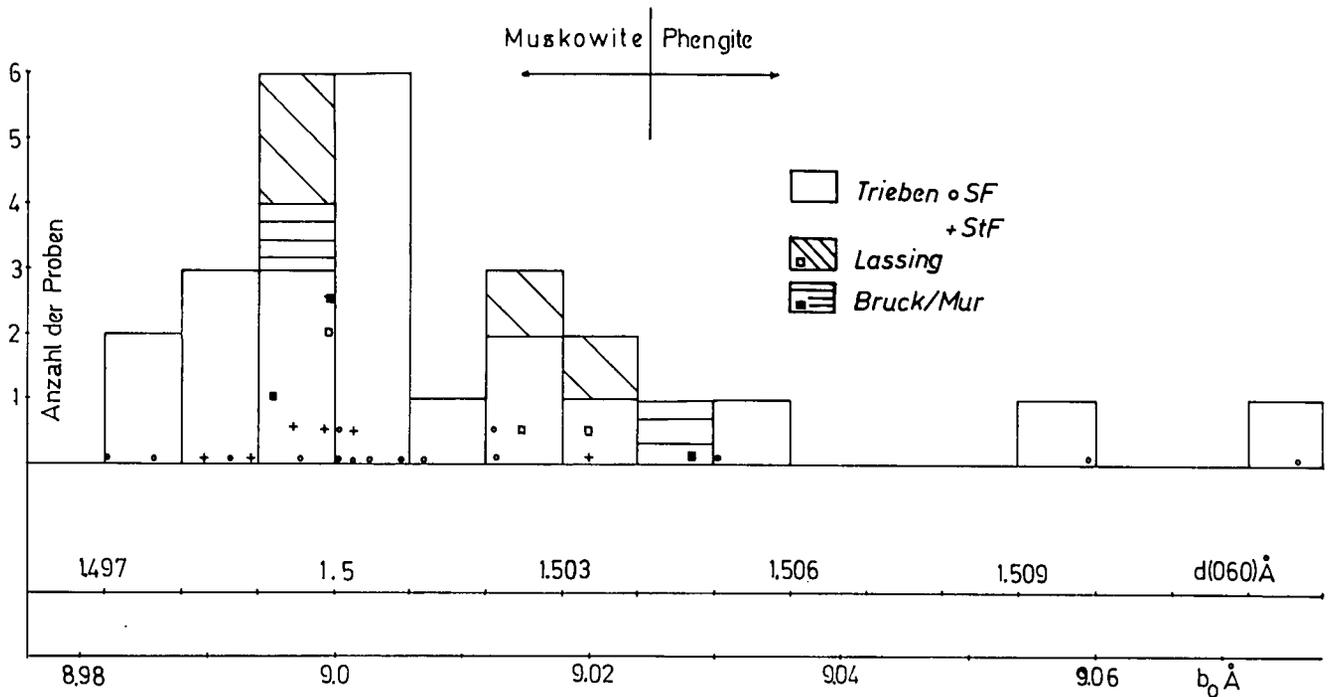


Abb. 9: Histogramm der alpidischen Hellglimmer aus der Veitscher Decke für die Grenzlinie Muskovit/Phengit (alle Proben aus der Fraktion $<2\mu$).

Nimmt der Gehalt an Sekundärphasen in den Kalkmarmoren ab, so sind Biogenreste nur mehr als helle Linsen im Gestein erkennbar. In den massigen, reinen Karbonaten sind sie durch Rekristallisation gänzlich ausgelöscht. Über die Genese der Karbonathauptmasse kann von der Biogenese her nichts ausgesagt werden.

Im Bereich des Lärchkogel-NE-Abhanges (Abb. 2) wurden aus der überwiegend feinklastischen Abfolge (SF) ein Bruchstück von *Calamites* sp. und weitere unbestimmte Pflanzenfossilien aufgesammelt. Die engständige Schieferung zerstört alle diagnostischen Merkmale. Geben diese Pflanzenfossilien auch keine genaueren stratigraphischen Anhaltspunkte, so berechtigen sie doch zu einer Parallelisierung mit Pflanzenfundstellen in östlicheren Teilen der Veitscher Decke. In Analogie umfassen danach TF und SF sehr wahrscheinlich den Zeitraum Namur-Westphal (TENCHOV, 1980).

4.1.5. Deutung der Genese

Ein Faziesmodell für die SF muß erklären:

- den generellen „coarsening upward“ Zyklus, unterlagert von ähnlichen Kleinzyklen,
- das Auftreten von Orthoquarziten,
- intraformationale Konglomerate (z. B. Profil 4),
- Karbonate innerhalb der ganzen SF, auch im Konglomeratniveau,
- reichliche Ablagerung von organischem Material (Graphitflöze),
- das Auftreten von „pebbly mudstones“ und deren ziellose Geröllängsachsenverteilung,
- die hohe Sphärizität, gute Rundung der Gerölle,
- Feldspatzementierung,
- das generell unreife Sediment (Feldspat- und Granitgeröllgehalt),
- Rotfärbung einiger Bereiche der Hangendfolge.

Das Idealprofil der SF entwickelt sich kontinuierlich aus dem Karbonatkomplex. Die Crinoiden-führenden

Kalkmarmore zeigen fortlaufende Zunahme an feinklastischem Material mit reichlich organischer Substanz. Es folgt die feinklastische Entwicklung mit nur mehr geringmächtigen Kalkzwischenlagerungen, die in weiten Teilen des Liesing-Paltentales die gesamte weitere Ausbildung der SF bis zur Norischen Überschiebung ausmacht. Es folgen erste Sandsteineinschaltungen, dann das Sandsteinniveau, schließlich geröllführende Silt-Sandsteine und Konglomerate. Die Geröllführung kann bis ins Karbonatniveau herab- und umgekehrt Kalkbänke bis ins Konglomeratniveau hinaufreichen. Dies spricht gegen die von TOLLMANN (1977) angegebene Schichtlücke im Namur. Zwar zeigen die intraformationale Konglomerate Unruhe im Ablagerungsraum an, doch ist eine sedimentologisch-fazielle Erklärung möglich.

Diskordanzen wurden nicht beobachtet, doch lassen sich geringe Winkelbeträge deformationsbedingt schwer verifizieren. Größere sind auszuschließen. Karbonatseimentation und diagenetische Feldspatbildung belegen für große Teile, und machen für die gesamte Abfolge, eine Einstreuung in ein marines Sedimentationsmilieu wahrscheinlich.

Die Mächtigkeit der SF umfaßt im Bereich Sunk maximal 150 m, die scheinbar großen Mächtigkeiten sind durch Faltung entstanden. Ähnlicher bis gleicher Deformationsplan findet sich in allen begangenen Profilen des Liesing-Paltentales, sodaß die dortigen Mächtigkeiten ebenfalls tektonisch erklärt werden.

Betrachtet man die gesammelten Faziesmerkmale, so läßt sich die SF am besten einer Deltafazies („river dominated“?) zuordnen. Dafür sprechen:

- generell, mächtige „coarsening upward“ Sequenz unterbrochen von ähnlich aufgebauten Kleinzyklen,
- Überwiegen der Siltkomponente,
- das Auftreten von Kohle-(Graphit)flözen bzw. Schmitzen,
- basale und zwischengelagerte fossilführende Karbonate (marines Environment),

– laterale Übergänge fein–grobklastisch auch im Großraum.

Aktives „seaward progradation“ schafft die generelle (ca. 100 m mächtige) „coarsening upward“ Sequenz. Diese ist unterteilt (und geht lateral über) in zahlreiche Kleinzyklen, ebenfalls mit „coarsening upward“. Massive, dichtgepackte Konglomerate und Orthoquarzite mit geringem Gehalt an organischer Substanz lassen sich als Rinnensedimente deuten. Fossilführende (tw. Fossil-schutt-) Kalke, Kalkschiefer, Ton- und Siltschiefer können als „distributary bay deposits“ und marginale, teils wiederaufgearbeitete Sedimente (z. B. die intrafor-mationalen Konglomerate) als Ablagerungen von verlassenen Deltabereichen gedeutet werden. Diese bilden zusammen mit deltafernen Küstenstreifen Lagunen, teilweise mit Kohleführung und gehen lateral in gröbere Ablagerungen über oder werden von Sandsteinen und Konglomeraten gekappt. Kleinzyklen können von Kohleflözen abgeschlossen werden (Bindung der Graphitflöze an Grobklastika).

Hohes Sedimentangebot und damit rasches Vorwärtsschreiten des Deltas und/oder hohe Deltafrontneigung (?) bei wenig konsolidierten Ablagerungen begünstigen die Entstehung von „sediment-gravity flows (debris flows)“ (LOWE, 1979), Sackungen und „dikes“ infolge Sedimentüberlastung. So wird für einen Teil der schlecht sortierten „pebbly mud(silt)-stones“ eine Genese als „gravity flow“-Ablagerung vorgeschlagen.

Rundung und Sphärizität der Klasten reflektieren eine Vielzahl möglicher Environments, wahrscheinlich fluviatilen Transport, bevor sie in den subaquatischen Suspensionsstrom einbezogen wurden (Taf. 1, Fig. 4a,b).

Für einen Teil der Parakonglomerate wird eine Deutung der Ablagerung bei schwankender Strömungsenergie (vgl. Fig. 7.3, WALKER, 1975) im fluviatilen Environment angenommen.

Ein Faziesmodell für die TF muß erklären:

- Die Linsengeometrie des Triebensteinkalkmarmores,
- dessen laterale Beständigkeit,
- die Reinheit des Triebensteinkalkmarmores,
- den Fossilreichtum in der schwächerrekristallisierten Übergangsfazies.

Für den massigen Kalkmarmor-komplex konnte die Ausnahmestellung bezüglich der Mächtigkeit gezeigt werden. Linsengeometrie, Sauerstoff- und Durchlichtungsreichtum fordernde Organismen (Korallen) in den Basiskalken und Verbindung mit Lagunenfazies (siehe Faziesinterpretation StF) lassen die Deutung als Bioherm zu. Lokal stärkere Absenkungsrate wird gefordert. Den Normaltyp der TF bilden gebankte, teilweise durch Klastika unterbrochene, lateral beständige Karbonatkörper. Sie bilden das aushaltendste und auffallendste Schichtglied der Veitscher Decke im Westabschnitt. Eine Deutung als subtidale Karbonatfazies wird vorgeschlagen.

Ein Faziesmodell der StF muß erklären:

- überwiegend tonig-siltige Sedimente,
- die syndimentäre Fällung von Pyrit,
- das Auftreten von gut sortierten, gut gerundeten „Metaquarzwacken“ (Barrieresande?),
- diagenetische Silifizierung,
- die stratiforme Einschaltung von linsenförmigen Dolomit- und Magnesitkörpern,
- schichtgebundene Anlage der Magnesitprossung,
- Auftreten und Erhaltung sedimentärer Lamination,
- Schüttung teilweise sehr feldspatreicher Sedimente.

Für die überwiegend klastische Abfolge der StF fehlen weitgehend fazieskritische Merkmale. So ist die Deutung als Ablagerungsraum im flachmarinen Schelfbereich hypothetisch. Sie stützt sich auf die generell feinklastische Sedimentation, auf laterale und vertikale Verzahnung mit Karbonaten und auf hypersalinare Milieu in Teilbereichen. Die Erhaltung der Lamination läßt auf episodische, ruhige Sedimentation unter der Wellenbasis, unterbrochen durch die Schüttung der charakteristischen opazitischen Feldspäte, schließen.

Für die Abfolge des Profiles 11 läßt sich der Deutung als lagunäre, oft hypersalinare, eventuell durch Barrieresande abgetrennte Fazies, wie sie FELSNER & SIEGL (1977) entwerfen, generell folgen. Aus den Geländebeobachtungen, einigen Anschliffuntersuchungen und aus dem Gesamtüberblick (Sedimentation, Metamorphose, Deformation) wird einer eo- bis mesogenetischen (vgl. CHOQUETTE & PRAY, 1970; MATTES & MOUNTJOY, 1980) Dolomit-Magnesitgenese Deutung der Vorzug über andere Interpretationen (vgl. FRIEDRICH, 1959; HADITSCH & MOSTLER, 1979) gegeben.

4.2. Referenzprofile

Aus den begangenen Arealen wurden zwei Gebiete für Referenzprofile ausgewählt.

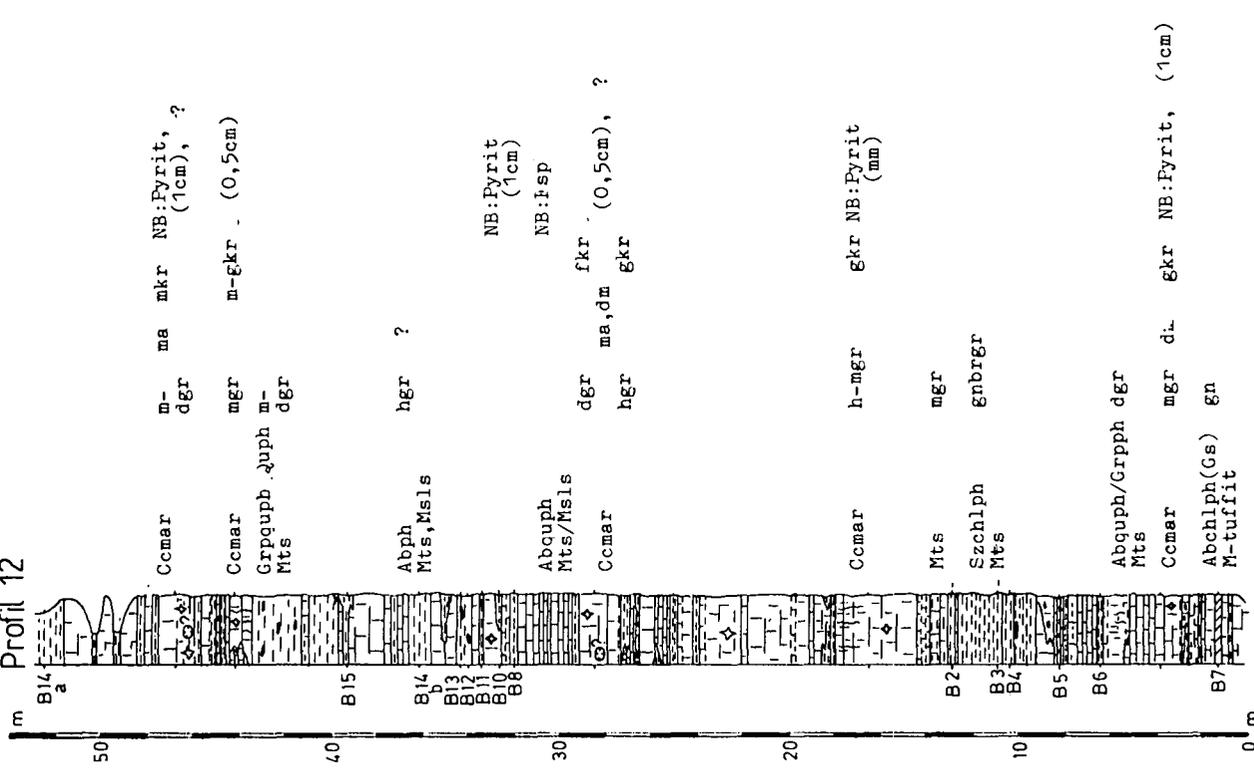
4.2.1. Bruck/Mur

Zur genaueren lithologischen Typisierung wurde das Profil im Steinbruch Gloriette (vgl. HOMANN, 1955; SCHÖNLAUB, 1979) neu aufgenommen (Abb. 10, Profil 12, RATSCHBACHER, 1983a, 1984). Weiters gilt noch: Crinoidenbruchstücke treten reichlich auf, gelängte helle Calcitlinsen können als umkristallisierte Korallen gedeutet werden, sind jedoch nicht eindeutig zu belegen (vgl. dagegen SCHÖNLAUB, 1979). Pyrit und organisches Material ist an Kalkschiefer und Pelite gebunden, idiomorphe Kristalle auch an Kalkmarmore. Metatuff(it)bänder (cm bis mehrere m) sind an Kalkmarmore gebunden und von Dolomit begleitet (RATSCHBACHER, 1984). Kalkmarmorlinsen (ca. 3-8 m) sind auffallende Einlagerungen in dm-gebankten Kalkmarmoren.

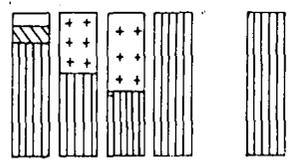
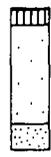
Die Kartierung zeigt eine monotone Gesteinsabfolge. Lokale Einschaltungen von hell-mittelgrauen Quarziten und Metakonglomeraten (bis 2,5 cm) sind weitgehend an Kalkmarmorzüge gebunden. Neben Restquarz treten bis zu 5 % Granitoidgerölle auf (Abb. 6). An der Basis der Abfolge (Mühlgraben) treten wie im Triebener Raum, nur wesentlich seltener, opazitisch durchstäubte Feldspäte auf.

Typische Gesteine des Brucker Raumes sind bis mehrere m-mächtige, teilweise fossilführende Kalkmarmore, karbonatische Phyllite, Kalkschiefer und Ton-Siltschiefer. Dazu treten tuffogene Einschaltungen und die als Bioherme deutbaren massigen Kalkmarmorlinsen. Organisches Material und Pyrit weisen auf reduzierendes Milieu in Teilbereichen. Die beschriebene Abfolge zeichnet sich durch laterale Konstanz bei großer Eintönigkeit aus. Der Referenzbereich Bruck/Mur läßt sich demnach als begrenzter Ausschnitt aus dem Sunker Idealprofil, als für weite Teile der Veitscher Decke repräsentative Entwicklung äquivalent zur StF und TF, deuten. Damit als subtidale karbonatdominierte Schelfentwicklung, örtlich mit reduzierenden Becken, aber auch mit der Möglichkeit für lokale Biohermbildung. Die an Kalkmarmore gebundenen Metapsammit-psephitlinsen werden als Äquivalente zu den als Barrieren ge-

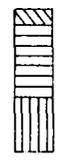
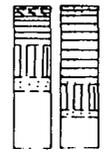
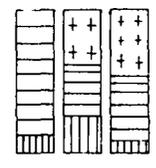
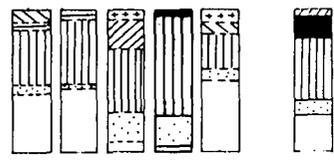
Profil 12



LEGENDE: LITHOLOGIE FARBE BANKUNG SED.-Str. NEUBILDUNGEN KRISTAL! FOSSILIEN



s₁:dj, a
s₂:z.cr.



MODALBESTAND
TONFRAKTION

SCHIEFERUNG

MODALBESTAND

SM

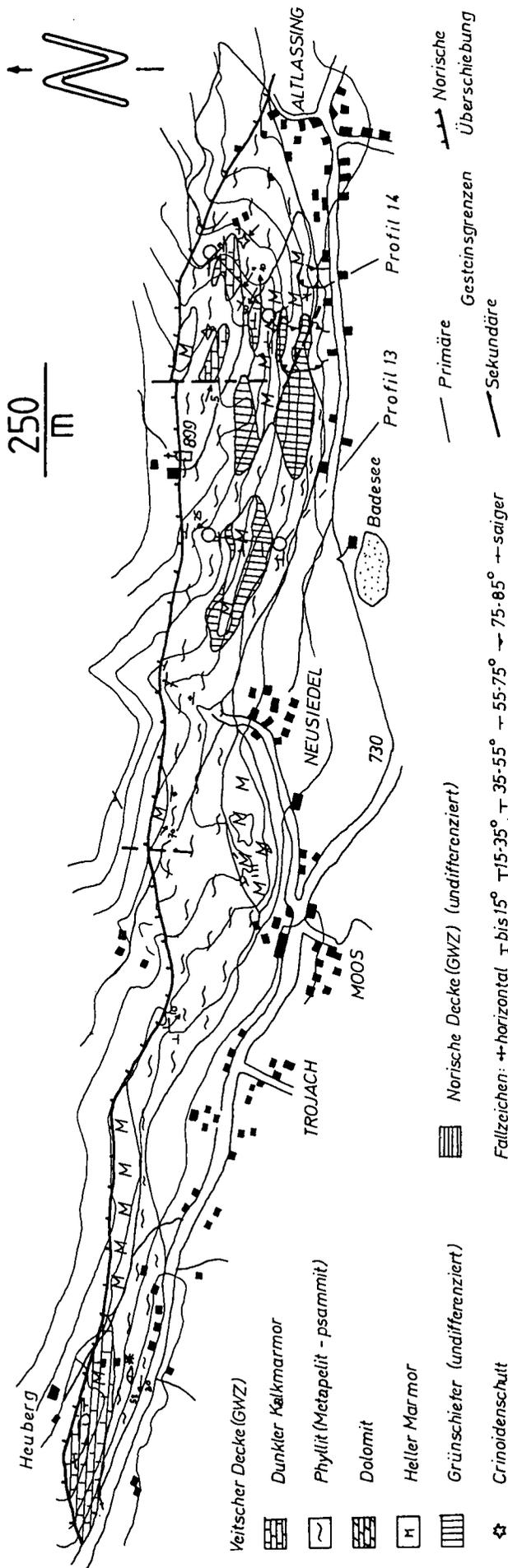


Abb. 11: Geologische Karte der Veitscher Decke bei Lassing mit der Lage der Profile 13, 14.

deuteten Metasandsteinen des Profiles 11 angesehen. Der Anteil an grobklastischen Einschüttungen in diesem Niveau scheint gegenüber dem W-Bereich nach E (vgl. Veitsch) zuzunehmen.

Der lithologische Befund entspricht demnach dem von HOMANN (1955) durch eine Korallenbestimmung mitgeteilten Visé-Alter. Nur örtlich (Glanzbachgraben, Rebtschkogel), wo monomikte Metaquarkonglomerate in mächtigere klastische Folgen eingeschaltet sind, dürfte die Schichtfolge stratigraphisch höher reichen. Als Liefergebiet für die Klastika läßt sich aus der Geröll- und Schwermineralführung ein durch saure Plutonite dominiertes Areal diskutieren, in das örtlich Metamorphite eingeschaltet waren (RATSCHBACHER & NIEVOLL 1984; vgl. das metamorphe Geröllspektrum von Prein, CORNELIUS, 1952 – hier bleibt aber die stratigraphische Einordnung unsicher).

4.2.2. Lassing-Sonnseite

Die geologische Karte (Abb. 11) ist wegen der Aufschlußarmut hypothetisch. Ein Großteil der linsenförmigen Gesteinskörper sind auch als Schuppen deutbar. Die Profile 13, 14 zeigen die Abfolge. Die Crinoidenführende, karbonatisch-klastische Entwicklung im Hangendbereich ist mit der TF des Typusareals korrelierbar. In Profil 13 ist die Karbonatentwicklung überwiegend durch Metapelite vertreten. Darunter folgt mit sedimentärer Verknüpfung eine Abfolge mit Dolomiten, Marmoren und basischen Metatuff(it)en. Sie wird als Äquivalent der StF des Triebener Gebietes angesehen.

5. Paläogeographisches Modell

Der Versuch, die verschiedenen Bereiche und die darin erkannten Fazies zu einem paläogeographischen Modell mit regionaler Gültigkeit auszudehnen, stößt auf mehreren Gründen auf Schwierigkeiten:

1. Die biostratigraphische Einstufung der Veitscher Decke ist sowohl in den beschriebenen Abfolgen als auch im Großraum nur beschränkt gegeben.
2. Weite Teile der Veitscher Decke sind nur übersichtsmäßig kartiert. Ein Einbau dieser monoton erscheinenden Areale ist fragwürdig.
3. Die Abtrennung einer „höher metamorphen“ Gesteinsgruppe (SCHÖNLAUB, 1979, S. 93) ist noch weitgehend ungelöst. Kartierungen lassen an der Existenz und Zuordnung dahin gestellter Einheiten zweifeln. Östlich des Triebener Tauern Passes konnten solche Gesteine dem Zentralalpinen Verrucano bzw. der Norischen Decke zugeordnet werden, wobei der „höher metamorphe“ Charakter durch die progressive alpidische Metamorphose bewirkt wird und multiple alpidische Deformation das komplexe Bild erzeugt.
4. Eine primäre Unterlage bleibt weitgehend ungesichert.

Abb. 12 veranschaulicht in einem schematischen, hypothetischen Blockdiagramm das gewonnene Bild, wobei für den Hangendbereich das Modell der Sunk dargestellt wurde. Über einer überwiegend feinklastischen Entwicklung, in die Karbonate und basische Metavulkanite eingeschaltet sind, folgt eine karbonatbetonte (transgressive) Abfolge mit einzelnen Biohermen. Lokal scheint eine weitere Faziesdifferenzierung möglich (vgl. Bereich Sunk). Das Hangende bildet eine generelle „coarsening upward“

gression) und zeigen im tieferen Karbon häufig Schichtlücken, Erosionshorizonte mit Brekzienbildung und Mischfaunen (Abb. 13). Vulkanite, ausgenommen fragliche Reste in den Eisenerzer Schichten der Norischen Decke, fehlen. Ihre Faziesinterpretation umfaßt weitgehend pelagisches Environment. Für eine denkbare Korrelation entsprechend einer küstennahen Anordnung der Veitscher Decke (StF, [TF]) und einer küstenferneren Lage der übrigen Paläozoika fehlen auffallende verbindende Elemente. Die Rekonstruktion der postbretonischen, karbonen Paläogeographie wird weiters durch die Zerstörung der altpaläozoischen Anordnung der Sedimentationsbereiche (vgl. NEUBAUER & PISTOTNIK, 1983) durch die bretonische Tektonik erschwert.

3. Leichtmineral-, Schwermineral- und Geröllführung der Veitscher Decke weisen auf ein durch Granitoide dominiertes Hinterland (Basement). Die wenigen von CORNELIUS (1952) aus dem Oberkarbon gemeldeten „exotischen“ Gerölle (Lydit, Serizitquarzschiefer, Glimmerschiefer) belegen lokale Beteiligung von Metamorphitaren, wohingegen die Herkunft der geringen Granatgehalte der Schermineralspektren (STATTEGGER, 1982; RATSCHBACHER & NIEVOLL, 1984) ohne exaktere Mineralanalysen auch aus Granitoiden (S-Typ) bezogen werden kann.

Demgegenüber steht in Nötsch sowohl im Unterkarbon (Badstubbekzie mit: Amphibolit, Marmor, Quarzit, Quarz, Gneis, Glimmerschiefer, dunkelrote Schiefer) als auch im Oberkarbon (Pöllandgruppe mit: Glimmerschiefer, Phyllite, Amphibolite, Gneise, Quarzite) ein buntes Geröllspektrum. Einen bedeutenden Unterschied zur Veitscher Decke bildet das gut ausgebildete Parallelgefüge der Granitoide (Orthogneise) und die hochtemperierten Korntexturen ohne bedeutende alpidische Überprägung der von EXNER (1983) beschriebenen Paragneisgerölle aus der Pöllandgruppe. Bei der angeführten, wahrscheinlichen faziellen Verknüpfung kann dies durch lokal differenzierte Liefergebiete und die distalere Lage von Nötsch erklärt werden. Für beide Karbonvorkommen kann ein kristallines Basement angenommen werden, das den wesentlichen Unterschied zur vorkarbonen Unterlage der übrigen schwachmetamorphen Paläozoika darstellt.

4. Die Veitscher Decke hat in den neu untersuchten Räumen keine epizonale, wahrscheinlich überhaupt keine präalpine Metamorphose, keine beobachtbare präalpine „duktile“ Deformation (Faltungen, Schieferungen) erlitten (NIEVOLL, 1983; RATSCHBACHER, 1983 b,c; RATSCHBACHER & KLIMA, in Vorb.).

Danach können für eine paläogeographische Stellung der Veitscher Decke bzw. des Karbons von Nötsch im karbonen Verteilungsschema als Voraussetzungen gelten:

1. Nötsch und Veitsch zeigen fazielle und faunistische Beziehungen bei weitgehend unterschiedlichem Hinterland (Basement) – siehe Geröllspektrum.
2. Für beide Karbonvorkommen kann ein kristallines Hinterland (Basement) angenommen werden, und sie unterscheiden sich dadurch von der vorkarbonen Unterlage der übrigen schwachmetamorphen Paläozoika.
3. Eine variszische Deformation bzw. Metamorphose des Grundgebirges beider Karbonvorkommen kann nur früh-variszisch (bretonisch) sein. Nach den bis-

Entwicklung, die lokal als Deltaentwicklung gedeutet wird (regressive Folge).

Vergleiche mit dem Veitscher Raum sind schwierig. Nach NIEVOLL (1983) ist die Aufgliederung des grundsätzlich ähnlichen lithologischen Profils (mit Karbonaten, basischen Metatuff(it)en, Metapeliten bis -psephiten) in eine gesicherte Abfolge aufgrund der tektonischen Kompliziertheit und beschränkter Aufschlußverhältnisse nicht möglich. Auf eine Korrelation wird bis zum Vorliegen weiterer regionaler Kartierung verzichtet.

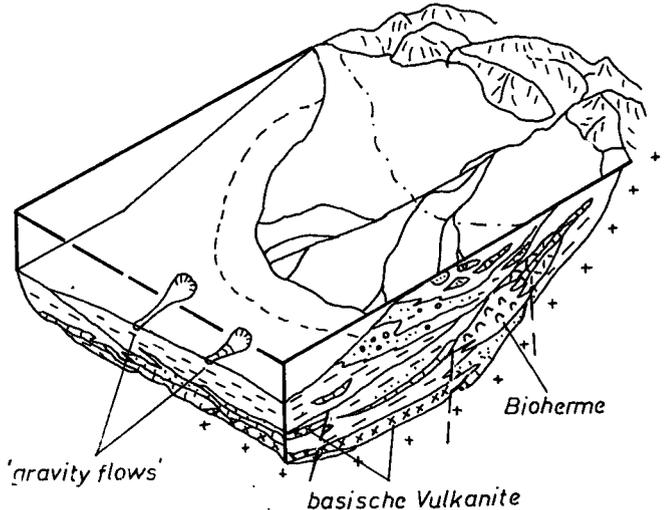


Abb. 12: Schematisches, hypothetisches, paläogeographisches Modell der Veitscher Decke in ihrem Westabschnitt.

6. Regionaler Ausblick

Der Nachweis einer fast das gesamte Karbon umfassenden und in verschiedene Faziesbereiche gliederbaren Abfolge wirft die Frage auf, inwieweit sie regional-paläogeographisch mit anderen Karbonvorkommen korrelierbar und in ein variszisches Orogenschema einbaubar ist.

Zwei Aspekte der paläogeographischen Verflechtung sollen im folgenden diskutiert werden:

- Fazielle Beziehungen zwischen den Ablagerungen des Karbons,
 - Einbau in den Orogenablauf unter Berücksichtigung des primären Untergrundes und des tektonischen Internbaues der Veitscher Decke.
1. Die oft zitierten Beziehungen zwischen dem Karbon von Nötsch und der Veitscher Decke (z. B. FLÜGEL, 1964) lassen sich faziell gesehen präzisieren. Bei den Einheiten ist basaler basischer Vulkanismus gemeinsam. Die Signifikanz seines Tektonoenvironments wäre zu prüfen. Die faziellen Unterschiede im oberen Visé (überwiegend Karbonatentwicklung – Veitscher Decke, überwiegend klastische Entwicklung – Nötsch) lassen sich durch die relative Nähe zu den sedimentliefernden Bereichen (bzw. Kanälen) bzw. einer unterschiedlichen Position am Schelfbereich deuten. Im Oberkarbon kann die „coarsening upward“ Sequenz der SF als eine Punktquelle für die Klastika (submarine Rinnensedimente ?, vgl. KODSI & FLÜGEL, 1970), der Pöllandgruppe ähnlich, angesehen werden.
 2. Die übrigen schwachmetamorphen Paläozoika des OOA reichen bis in das obere Namur (tieferes Westphal?) (Schichtfolge vor der postvariszischen Trans-

Karnische Alpen	Grazer Pal. Rannach F.	Grazer Pal. Hochlantsch	Remschnigg Sausal	Stolzalpen Decke	Norische Decke	Karbon v. Nötsch	Veitscher Decke	
Delta Molasse -700m				Alluvial Molasse -200m				STEFAN
+basisch Becken Flysch	?					? Becken ? Flysch	Delta-Litoral	WESTPHAL
	Litoral Präflysch -600m						Vortiefe	
			? Becken Präflysch					
						Schelf Präflysch 300m	Schelf -300m	NAMUR
	Schelf Präflysch -25m						Riff-Präflysch	
		Becken Präflysch -90m					Litoral-?	
						+basisch Schelf Präflysch -100m	Schelf-Präfl. +basisch	VISÉ
								TOURNAI

Abb. 13: Übersichtstabelle über Chronostratigraphie, Mächtigkeit, interpretierte Fazies und geotektonisches Environment im Zeitraum Unter/Oberkarbon für die schwachmetamorphen Paläozoika, ergänzt nach EBNER et al. (1981). Strichlierte Linien und ? geben biostratigraphisch nicht deutlich angebbare bzw. aus lithostratigraphischen Vergleichen festgelegte Zeitgrenzen. Die strichpunktierte Linie in den Spalten des Nötscher und Veitscher Karbons gibt die maximal mögliche stratigraphische Reichweite ins Liegende bei der im Text gegebenen Deutung des Hinterlandes (Basement).

her bekannten Altersdaten kommt nur die nördlichere Zone des heutigen ostalpinen Grundgebirgskomplexes für einen potentiellen Ablagerungsraum in Frage (vgl. Fig. 2 in FRISCH et al., 1983), da im südlichen Anteil die variszischen Intrusiva bis in das Perm reichen. Ob eine Ablagerung auf diesem Areal überhaupt möglich ist, setzt voraus, daß die heute beobachtbaren ältesten Anteile der Veitscher Decke (Profile 9–14) auch primär die ältesten darstellten, weiters, daß die Umsetzung der absoluten Altersdaten in die relative Zeitskala (vgl. ODIN, 1982) in Zukunft nur mehr geringfügig variiert und schließlich, daß der bretonischen orogenen Phase eine starke „mountain building“ Phase (vgl. GANSSER, 1983) folgte, um das Grundgebirge rasch abzukühlen und bis in tiefere Stockwerke zu erodieren, um den geeigneten Geröllbestand für eine darauf abgelagerte Veitscher Decke zu beziehen.

4. Dieses Grundgebirgsareal muß wenigstens für den untersuchten Teil der Veitscher Decke reich an Granitoiden gewesen sein, wonach aus dem heute bekannten ostalpinen Grundgebirgskomplex nur das UOA und einzelne tiefe Teile des MOA (z. B. Sekkauer Tauern) bzw. verschürfte, mögliche Reste eines OOA-Grundgebirges in Frage kommen. Nach Rarität und dem Alter der variszischen Granitintrusionen sind das übrige MOA-Kristallin und die rezent

freiliegenden Reste des OOA-Basements an der Periadriatischen Linie als Basis unwahrscheinlich.

Ein diese Kriterien berücksichtigendes Modell läßt sich im folgenden hypothetischen Orogenschema der postbretonischen Zeit darlegen (Abb. 14).

Geht man von dem bei FRISCH et al. (1983, Fig. 3, S. 59) dargestellten altvariszischen (bretonischen) Orogenschema aus (mit: UOA im NW, OOA in mittlerer Position, MOA im SE mit nordvergenter Subduktion unter dieses), so können die Veitscher Decke bzw. das Karbon von Nötsch auf Resten des während der bretonischen Bewegungen von seiner altpaläozoischen Hülle befreiten, von altvariszischen Granitoiden durchdrungen und infolge isostatischer Hebungen bzw. tektonischer Hochschürfung in Abtragungsposition befindlichen, ostalpinen Basements abgelagert worden sein. Die SW-vergent abgescherten Paläozoika mit in fraglichem Ausmaß mitgeführten Resten von kaledonischem Grundgebirge bilden hauptsächlich über südöstlichem MOA-Basement und seiner Altpaläozoikumsbedeckung bzw. heute nicht mehr vorhandenen südlicheren Kristallinresten einen Sedimentationstrog an der Rückseite der im SE zu Ende gehenden (?) Subduktion. Seine Füllung erfolgte nach einer aus faziellen Beziehungen wahrscheinlichen Anordnung mit Veitscher Decke im küstennahen (nördlichen) Bereich, Nötscher Karbon beckenäher und mit den übrigen Paläozoika, mit ihren

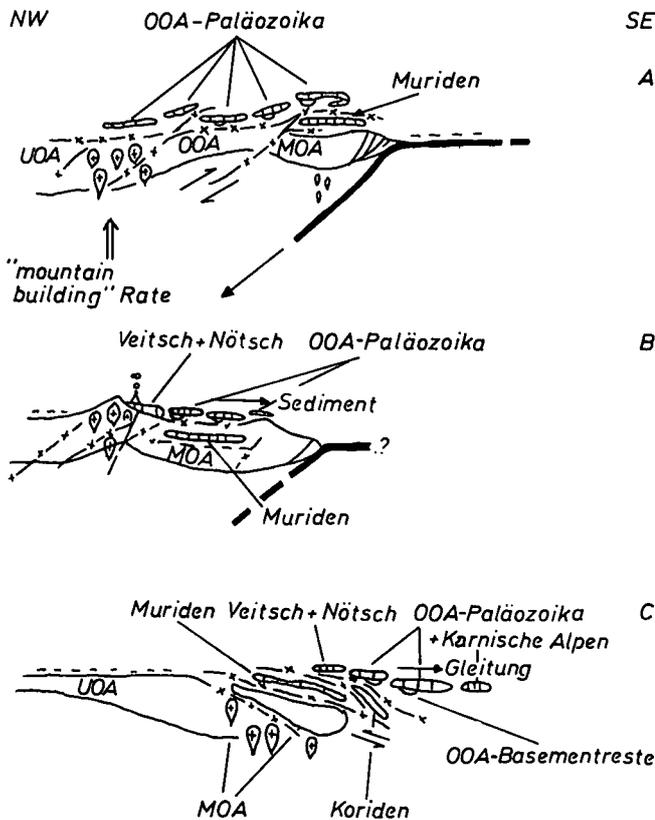


Abb. 14: Schematisches Diagramm zur postbretonischen Paläogeographie im Ostteil des Ostalpins und der möglichen Lage der Veitscher Decke (vgl. auch FRISCH et al., 1983, Fig. 3).
 A: Altvariszische (bretonische) Orogenese: Subduktion eines variszischen Ozeans führt zur Abscherung der ostalpinen Paläozoika und in fraglichem Ausmaß erhaltenen Basementanteilen (vgl. Sedimentationslücken und Aufarbeitungshorizonte, Abb. 13) und zur Intrusion von altvariszischen anatektischen Graniten (ca. 370–320 Ma).
 B: Nachbretonischer Sedimentationstrog: ca. Visé bis Westphal. Weitere Einnengung und Hebungsprozesse im stark intrudierten Basementareal führen zu einer lokalen Abscherung und zur Ablagerung der Sedimente des Veitscher und Nötscher Sedimentationsraumes. Nach SE Verbindung mit dem Ablagerungsraum der übrigen OA-Paläozoika.
 C: Oberkarbone bis permische(?) Tektonik: Weitere Einnengung führt zur neuerlichen Abscherung der Decksedimente (präasturische bis asturische Zeit – Gleittektonik) und zur Zergleitung in die für die alpidische Zeit notwendige paläogeographische Anordnung. Im Basement Krustenverkürzung(?) und anatektische Granitintrusion (ca. 300–260 Ma).

größtenteils im pelagischen Environment gebildeten Sedimenten (Abb. 13, vgl. auch die flyschoiden Deutung der Eisenerzer Schichten der Norischen Decke – SCHÖNLAUB et al., 1977) in tieferen Trogteilen. Bruchtektonik am Trogrand kann die Wegsamkeit für den lokalen basischen Vulkanismus geliefert haben.

Weitere Einnengung bewirkt die schließliche (teilweise oder vollständige) Abscherung des Inhaltes dieses Troges in die für die alpidische Ära notwendige Anordnung über bzw. S weiter Teile des MOA-Kristallins. Diese wohl im wesentlichen schwerkraftinduzierte Tektonik (Gleitdecken) läßt sich, entsprechend dem Ablauf der von mehreren Autoren in den schwachmetamorphen Paläozoika abgelesenen von N nach S wandernden Orogenfront (SCHÖNENBERG, 1970; FLÜGEL, 1977; SCHÖNLAUB, 1979), als im wesentlichen der präasturischen bis asturischen Zeit zuordenbar, annehmen. Sie bewirkte nach Art der Tektonik und auch nach dem Ge-

SE länderbefund aller Wahrscheinlichkeit nach in den Decksedimenten keine stärkere Interdeformation. Diese Bewegungen könnten entsprechend der Interpretation von FRISCH et al. (1983) mit weiterer Krustenverkürzung(?) in tiefliegenden Basementarealen und der Intrusion permischer Granitoide (ca. 300–260 Ma) ausklingen. Das alleinige Auftreten der Veitscher Decke im Ostbereich des ostalpinen Kristallins kann auf ein primäres Schließen dieses postbretonischen Sedimentationstrog entgegen W deuten. Die vorgeschlagene Position der Veitscher Decke erklärt ihre heutige tiefe Lage im alpidischen OOA-Deckenstapel.

Bindet man die Karnischen Alpen in dieses Schema, so ist eine S-Position anzunehmen und der Hochwipfel „flysch“ kann als Ablagerung im tiefsten Trogbereich angesehen werden. Dieser Anordnung entspricht auch das Alter der postvariszischen Transgression und das Fehlen zentralalpiner Permomesozoika auf südlicheren Teilen des ostalpinen Kristallins. Zur Komplizierung trägt das unbekannte Ausmaß der Krustenverkürzung an der Periadriatischen Linie bei.

Die von NEUBAUER (1983) wahrscheinlich gemachte stratigraphische Fortsetzung der Veitscher Decke in (?) permische Anteile mit (?) OOA-Fazies (mündl. Mitt.) wäre eine Bestätigung der hier getroffenen Zuordnung.

Dank

Diese Arbeit ist Teil einer an der Karl-Franzens Universität Graz approbierten Dissertation. Ich danke dem Betreuersteam des Geologischen Institutes für Stimulation, Hilfe und Diskussion. Prof. Dr. H. FLÜGEL, Prof. Dr. K. METZ, Prof. Dr. A. FENNINGER, Dr. F. NEUBAUER und Dr. J. NIEVOLL danke ich für Exkursionen und kritische Manuskriptdurchsicht. H. OBER sei für bürotechnische Unterstützung gedankt. Den Herren der Direktionen des Graphit- bzw. Magnesitbergbaues danke ich für Führung und Probenahmemöglichkeit.

Literatur

- BEHRENS, M.: Zur Stereometrie von Geröllen. – Mitt. Geol. Paläont. Inst. Univ. Hamburg, **47**, 1–124, Hamburg 1977.
 BULTYNCK, P. L.: Comparative study of Middle Devonian Conodonts from North Michigan (USA) and the Ardennes (Belgium–France). – Geol. Assoc. Canada Spec. Paper, **15**, 119–141, Montreal 1976.
 CAPRIANI, C., SASSI, F. P. & VITERBO-BASSANI, C.: La composizione della michechiare in rapporto con le costanti reticolare e col grado metamorfico. – Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol., **24**, 153–187, Milano 1968.
 CHOQUETTE, P. W. & PRAY, L. C.: Nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. – Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., **54**, 207–250, Tulsa 1970.
 CORNELIUS, H. P.: Gesteine und Tektonik im Ostabschnitt der nordalpinen Grauwackenzone. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **42–43**, 1–234, Wien 1952.
 EBNER, F., FENNINGER, A., HOLZER, H.-L., NEUBAUER, F. & STATTEGGER, K.: Stratigraphic correlation forms (SCF) of the Austrian part of geotraverse B. – IGCP No. 5, Newsletter, **3**, 58–60, Padua 1981.
 EXNER, Ch.: Zur Petrographie von Gneisgeröllen im Karbon von Nötsch (Kärnten). – Jb. Geol. B.-A., **126**, 215–217, Wien 1983.
 FELSNER, K. & SIEGL, W.: Die Magnesite in der steirischen Grauwackenzone und die Auswahl geeigneter Prospektionsgebiete nach geologisch-faziellen und lagerstättenkundlichen Kriterien. – Mitt. Abt. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum, **38**, 41–46, Graz 1977.
 FLÜGEL, E.: Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Kalken. – 454 S., Berlin (Springer) 1978.
 FLÜGEL, H. W.: Das Paläozoikum in Österreich. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **56**, 401–443, Wien 1964.

- FLÜGEL, H. W.: Paläogeographie und Tektonik des alpidischen Varistikums. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 1977, 559–674, Stuttgart 1977.
- FRANK, W., FREY, I. & JUNG, G.: Strukturgeologische und geochronologische Neuergebnisse aus Stub- und Koralpe. — Jber. 1980, Hochschulschwerpunkt S. 15, 2, 11–18, Graz 1981.
- FREY, M.: Die Metamorphose des Keupers vom Tafeljura bis zum Lukmanier Gebiet (Veränderungen tonig-mergeliger Gesteine vom Bereich der Diagenese bis zur Staurolith-Zone. — Beitr. Geol. Karte Schweiz, N. F., 137, Bern 1969.
- FREY, M.: Progressive low-grade metamorphism of a black shale formation, Central Swiss Alps, with special reference to Pyrophyllite and Margarite bearing assemblages. — J. Petrol., 19, 95–135, London 1978.
- FRIEDRICH, O. M.: Zur Genese der ostalpinen Spatmagnetit-Lagerstätten. — Radex-Rdsch., 1959, 393–420, Radenthein 1959.
- FRISCH, W., NEUBAUER, F. & SATIR, M.: Concepts of the evolution of the Austroalpine basement complex (Eastern Alps) during the Caledonian-Variscian cycle. — Geol. Rdsch., 73, 47–68, Stuttgart 1984.
- FÜCHTBAUER, H.: Zur Nomenklatur der Sedimentgesteine. — Erdöl und Kohle, 12, 605–613, Hamburg 1959.
- GANSSER, A.: The morphogenic phase of mountain building. — In: HSÜ, K. J. (Ed.): Mountain building processes. — 221–229, London (Academic press) 1983.
- GRAESER, S. & NIGGLI, E.: Zur Verbreitung der Phengite in den Schweizer Alpen, ein Beitrag zur Zoneographie der alpidischen Metamorphose. — Etages Tectoniques (Coll), 89–104, Neuchatel 1966.
- HADITSCH, J. G. & MOSTLER, H.: Genese und Altersstellung der Magnetitlagerstätten in den Ostalpen. — Verh. Geol. B.-A., 1977, 357–367, Wien 1977.
- HERITSCH, F.: Korallen aus dem Kalk des Triebenstein-Sunk bei Hohentauern. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 9, 151–158, Wien 1917.
- HERITSCH, F.: Unterkarbone Korallen aus dem Sunk bei Trieben (Grauwackenzone von Obersteiermark). — Mitt. Naturwiss. Ver. Steiermark, 70, 76–82, Graz 1933.
- HOBBS, B. E., MEANS, W. D. & WILLIAMS, P. F.: An outline of structural geology. — 571 S., New York (J. Wiley & Sons) 1976.
- HOMANN, O.: Der Geologische Bau des Gebietes Bruck/Mur-Stanz. — Mitt. Mus. Berg. Joanneum, 14, 1–47, Graz 1955.
- HOSSACK, J. R.: The correction of stratigraphic sections for tectonic finite strain in the Bygdin area, Norway. — J. Geol. Soc. Lond., 135, 229–241, London 1978.
- KAHN, J. S.: The analysis and distribution of the properties of packing in sand-size sediments, 1. On the measurement of packing in sandstones. — J. Geol., 64, 385–395, Chicago 1956.
- KASTNER, M. & SIEVER, R.: Low temperature feldspars in sedimentary rocks. — Am. J. Sci., 279, 435–479, New Haven 1979.
- KODSI, M. & FLÜGEL, H. W.: Lithofazies und Gliederung des Karbons von Nötsch. — Carinthia II, 80, 7–17, Klagenfurt 1970.
- KRUMBEIN, W. C.: Measurements and geological significance of shape and roundness of sedimentary particles. — J. Sedim. Petrol., 11, 64–72, Tulsa 1941.
- KUBLER, B.: Eichproben Universität Graz. — Univ. Ber., Neuchatel 1980.
- LOWE, D. R.: Sediment gravity flows: their classification and some problems of application to natural flows and deposits. — SEPM Spec. Pub., 27, 75–82, Tulsa 1979.
- MATTES, W. & MOUNTJOY, W.: Burial dolomitization of the Upper Devonian Miette Buildup, Jasper National Park, Alberta. — SEPM Spec. Publ., 28, 259–297, Tulsa 1980.
- NEUBAUER, F. R.: Bericht 1982 über geologische Aufnahmen im Rennfeld- und Gleinalmkristallin und in der Grauwackenzone auf Blatt 134 Passail. — Jb. Geol. B.-A., 126, 315–316, Wien 1983.
- NEUBAUER, F. & PISTOTNIK, J.: Das Altpaläozoikum und Unterkarbon des Gurktaler Deckensystems (Ostalpen) und ihre paläogeographischen Beziehungen. — Geol. Rdsch., 73, 149–173, Stuttgart 1984.
- NIEVOLL, J.: Stratigraphische und strukturgeologische Untersuchungen in der Grauwackenzone bei Veitsch (Steiermark). — Univ. Diss. Univ. Graz, 1–150, Graz 1983.
- ODIN, G. S.: The phanerozoic time scale revisited. — Episodes, 3, 3–10, Ottawa 1982.
- ONUMA, K., SHIMODA, S. & SUDO, T.: Triangular diagrams in use of a survey of crystal chemistry of chlorites. — Proc. Int. Clay Conf. Madrid, 123–130, Madrid 1972.
- PEER, H.: Die Graphitlagerstätte Trieben/Sunk. — Univ. Ber., Leoben 1980.
- PETRASCHECK, W. E.: Zur Altersbestimmung einiger ostalpiner Erzlagerstätten. — Mitt. Österr. Geol. Ges., 68, 79–87, Wien 1978.
- PETTIJOHN, F. J.: 1949 (fide PETTIJOHN, 1975).
- PETTIJOHN, F. J.: Sedimentary rocks. — 3°, 628 S., New York (Harper & Row) 1975.
- PETTIJOHN, F. J., POTTER, P. E. & SIEVER, R.: Sand and Sandstones. — 618 S., New York (Springer) 1973.
- RATSCHBACHER, L.: Bericht 1982 über geologische Aufnahmen in der Grauwackenzone auf Blatt 133 Leoben. — Jb. Geol. B.-A., 126, 312–313, Wien 1983 a.
- RATSCHBACHER, L.: Geologische Untersuchungen in hohen ostalpinen Decken (Obersteiermark – Österreich). — Univ. Diss. Univ. Graz, 1–307, Graz 1983 b.
- RATSCHBACHER, L.: Ein Modell zur alpidischen Deckgebirgsdeformation im Ostabschnitt der Ostalpen basierend auf einer vollständigen Gefügeanalyse: ein Vorbericht. — Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., 1983, Wien 1983 c.
- RATSCHBACHER, L.: Bericht 1983 über geologische Aufnahmen im Nordrahmen des Mugelkristallins auf Blatt 133, Leoben. — Jb. Geol. B.-A., 127/2, 235–236, Wien 1984.
- RATSCHBACHER, L. & NIEVOLL, J.: Die Aussagekraft von Schwermineraldaten aus der Veitscher Decke (Steiermark, Österreich). — Jb. Geol. B.-A., 127 (im Druck), Wien 1984.
- SASSI, F. P. & SCOLARI, A.: The b_0 -value of the potassic white micas as a barometric indicator in low-grade metamorphism of pelitic schists. — Contr. Min. Petrol., 45, 143–152, Berlin 1974.
- SCHARBERT, S.: Untersuchungen zum Alter des Seckauer Kristallins. — Mitt. Ges. Geol., Bergbaustud. Österr., 27, 173–188, Wien 1981.
- SCHÖNENBERG, R.: Das varistische Orogen im Raume der Südostalpen. — Geotekt. Forsch., 35, 1–22, Berlin 1970.
- SCHÖNLAUB, H. P. (mit einem Beitrag von S. SCHARBERT): Das Paläozoikum in Österreich. — Abh. Geol. B.-A., 33, 124 S., Wien 1979.
- SCHÖNLAUB, H. P., FLAJS, G. & SCHARBERT, S.: Zur Frage der Herkunft der Nördlichen Grauwackenzone (ein Diskussionsbeitrag). — In: Exkursionsführer Nördliche Grauwackenzone (Eisenerzer Alpen), 24–28, Geol. B.-A., Wien 1977.
- STATTEGGER, K.: Schwermineraluntersuchungen in der Östlichen Grauwackenzone (Steiermark/Österreich) und deren statistische Auswertung. — Verh. Geol. B.-A., 1982, 107–121, Wien 1982.
- STRECKEISEN, A.: To each plutonic rock its proper name. — Earth Sci. Rev., 12, 1–33, Amsterdam 1976.
- TENCHOV, Y. G.: Die Paläozoische Megaflora von Österreich. — Verh. Geol. B.-A., 1980, 161–174, Wien 1980.
- TOLLMANN, A.: Ostalpensynthese. — 1–256, Wien (Deuticke) 1963.
- TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich. Band I. Die Zentralalpen. — Wien (Deuticke) 1977.
- VOLL, G.: Bewegungen von Korngrenzen in Gesteinen. — Vortragsmanuskript, 39 S., Thübingen 1982.
- WALKER, R. G.: Conglomerate: Sedimentary structures and facies models. In: J. C. HARMS, J. B. SOUTHARD, D. R. SPEARING & R. G. WALKER (eds.): Depositional environments as inferred from primary sedimentary structures and stratification sequences. — SEPM, short course, Dallas 1975.

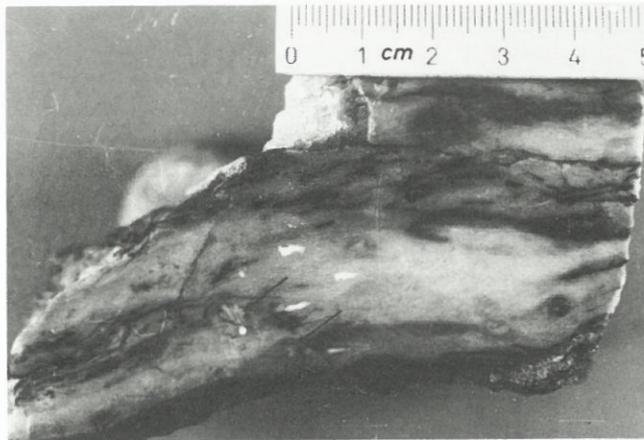
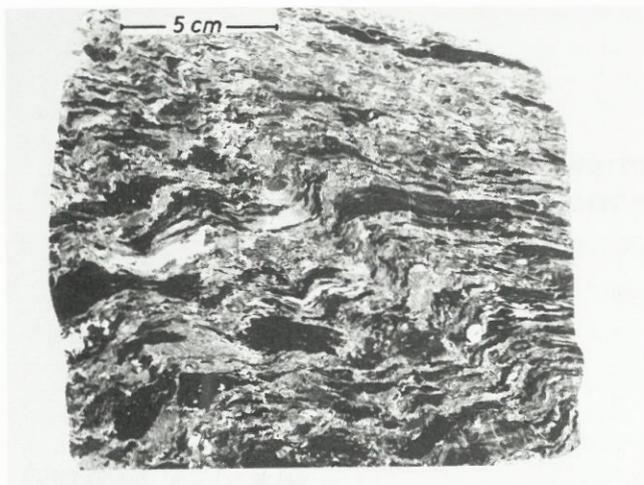
WALKER, R. G.: Generalized facies models for resedimented conglomerates of turbidite association. – Geol. Soc. Am. Bull., **86**, 737–748, Boulder 1975.
WEDEPOHL, K. H. (ed.): Handbook of Geochemistry II/2. – Berlin (Springer) 1978.

WHITE, S.: Grain and sub-grain size variation across a mylonite zone. – Contr. Min. Petrol., **70**, 193–202, Berlin 1979.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 10. April 1984.

Tafel 1

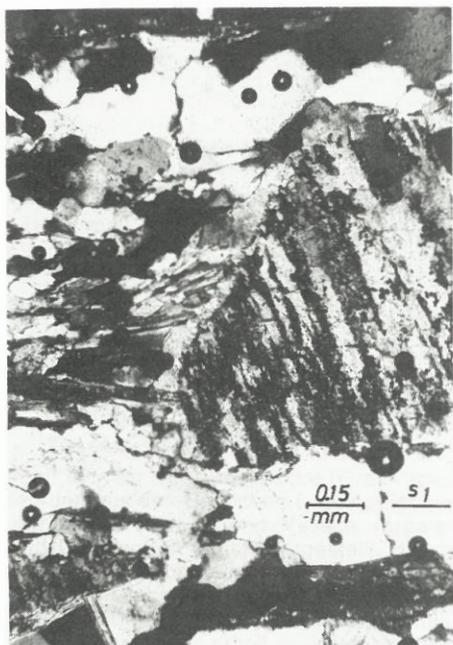
- Fig. 1: Intraklaste (?) in den Basiskarbonaten des Profils 4; Anschliff.
Fig. 2: Kalkmarmoreinschaltungen an der Basis einer sandig-konglomeratischen Abfolge; beachte den Rothorizont und die Crinoidenbruchstücke (Pfeile); Anschliff.
Fig. 3: a) Opazitisch durchstäubter Feldspat mit orientiert eingelagerten Hämatitmikrolithen. Der allseitige Anwachssaum wird von s_1 gekappt. Der asymmetrische Druckschatten zeigt rotationale Deformation mit dextralem Schersinn. StF, Dünnschliff.
b) Opazitisch durchstäubter, serizitisierter Feldspat. Bruchflächen mit faserigem Quarz und Hellglimmer verbunden. StF, Dünnschliff.
Fig. 4: a) „Pebbly siltstone“. Schlechte Geröllsortierung, ziellose Klastorientierung und invers zu normal gradierte Gerölle werden im Sinne des „invers-to-normal graded model“ von WALKER (1975) interpretiert. Schnittfläche: YZ-Fläche des „finite strain“-Ellipsoides. Aufschlußphoto am NE-Grat des Triebensteins, Bereich Sunk.
b) „Pebbly siltstone“. Die Abfolge wird mit bereichsweise schwankender Strömungsenergie gedeutet. Schnittfläche: YZ. Aufschlußphoto aus dem Hangendanteil des Profils 1.



1

2

3a



3b



4a



4b

