GEOLOGISCHE UNTERSUCHUNGEN IN HOHEN OSTALPINEN DECKEN (OBERSTEIERMARK - ÖSTERREICH)

Mit Beiträgen über:

Teil 1 Beitrag zur Neugliederung der Veitscher Decke (Grauwackenzone) in ihrem Westabschnitt (Obersteiermark)

Teil 2 Altalpidische Metamorphose in einem Querprofil vom Altkristallin zur Kalkalpenbasis: eine Übersicht (Triebener Tauern Paß - Flitzenschlucht; Paltental, Obersteiermark)

Erster Anhang: Erläuterungen zur geologischen Karte des Triebener Tauern Paß Gebietes

Zweiter Anhang: (siehe Vorwort) Gefügeanalyse in hohen ostalpinen Decken: ein Beispiel für Deckgebirgsdeformation aus den Ostalpen (Obersteiermark)

Inaugural - Dissertation

zur Erlangung des Doktorgrades an der Naturwissenschaftlichen Fakultät der Karl-Franzens-Universität in Graz

vorgelegt von

Lothar Ratschbacher

Graz 1983

Dank

Dem Betreuerteam des Geologischen Institutes der Universität Graz (O.Prof.H.W.Flügel, Prof.A.Fenninger, Prof.L.P.Becker, Doz.H.L.Holzer, Dr.K.Stattegger) danke ich für Stimulation, Hilfe und Diskussion. Dem Vorstand, Prof.H.W.Flügel, bin ich für die kritische Durchsicht des Manuskriptes und für die fast völlige Freiheit verbunden, die es mir erlaubte, geraume Zeit über strukturgeologische Fragen nachzudenken.

Em.O.Prof.K.Metz war stets zu Diskussionen über Grauwackenzonenprobleme bereit.

Prof.H.Heritsch und Prof.M.Walitzi (Mineralogisch-Petrographisches Institut, Universität Graz) danke ich für Ausbildung und methodische Hinweise.

Prof.W.Frank, E.Hejl, Dr.G.Jung, Dr.M.Kralik und P.Slapansky ermöglichten einen Aufenthalt am geochronologischen Labor der Universität Wien. Für die Einführung und die Hilfe bei der Datierung sei gedankt.

Prof.J.G.Haditsch (Leoben) danke ich für Anleitung und Hilfe mit der Auflichtmikroskopie. Prof.H.Holzer und Doz.E.Erkan (Leoben) führten Exkursionen.

Dr.F.R.Neubauer (Thübingen-BRD) lieferte Diskussionen, Stimulation und Exkursionen. Dr.W.van Gosen (Hamburg), Dr.K.Klima, Dr.G.Fritscher, Dr.R.Niederl (alle Graz), Dr.R.Bäk (Klagenfurt) danke ich für Führungen in ihren Arbeitsgebieten.

Prof.G.Oertel (Los Angeles-USA), Prof.P.E.Matthews (Durban-S.A.), Dr.R.Knipe (Leeds-U.K.), Dr.A.Bell (Dublin-Ei.), Dr.M.Milton (Cardiff-U.K.) danke ich für Computerprogramme und Korrespondenz. Prof.G.Oertel bin ich für Diskussion und Stimulation sehr verbunden.

Prof.R.E.Oxburgh (Cambridge-U.K.) erweiterte Vorstellungen über thermische und geodynamische Modelle.

Dipl.Ing.Mag.L.R.Ratschbacher danke ich für Diskussion und Hinweise in mathematischen Fragen und für Hilfe bei der Probennahme.

Stellvertretend für alle Studienkollegen danke ich J.Nievoll für offene Diskussion, zahlreiche gemeinsame Exkursionen und Tagungsbesuche.

J.Frühwirt, J.Tschokl, E.Kober, G.Zirkl (Graz) halfen am Geologischen Institut. Besonders J.Frühwirt und E.Kober waren stets bereit auf neue und ausgefallene Wünsche einzugehen.

Den Herren der Bergwerksdirektion des Graphitbergwerkes Sunk danke ich für Diskussion, Führung und Probenahmemöglichkeit im Untertagebau. Der Leitung des Magnesitbergwerkes Trieben (Veitscher Magnesit AG) danke ich für die Erlaubnis zum Aufenthalt im Bergwerksgelände.

Der Direktion der STEWEAG bin ich für die Überlassung unveröffentlichter geographischer Detailkarten verbunden.

Meine Eltern gewährten über all die Jahre großzügige, uneingeschränkte Hilfe.

Vorwort

Die Dissertation wird in zwei, in sich abgeschlossenen Teilen vorgelegt (siehe Titel), die den Rahmen des bei der Dissertationsvergabe gestellten Aufgabenbereiches abdecken. Als Anhang sind Erläuterungen zur geologischen Karte des Triebener Tauern Paß Areals beigefügt, die neben Bemerkungen zur Karte auch die Implikationen der vollständigen geologischen Bearbeitung auf die Bergbau- und Rohstoffprospektionstätigkeit im Untersuchungsgebiet enthalten.

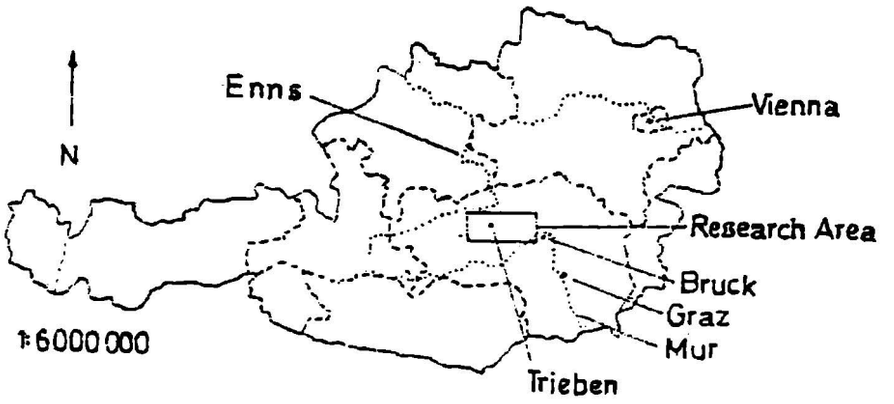
In einem zweiten Anhang (Teil 3) werden außerhalb der Dissertation die Ergebnisse einer für Österreich weitgehend neuen strukturgeologischen Betrachtungsweise des weiteren Dissertationsgebietes dargelegt. Dieser dritte Teil soll dem Datenumfang von bereits vorliegenden bzw. in Vorbereitung befindlichen Publikationen in zusammengefaßter Form entsprechen und soll außerhalb des Begutachtungsrahmens die ersten beiden Teile ergänzen.

Um die Datenfülle in einen akzeptablen Seitenumfang zu fassen, wurde ein Teil der Ergebnisse in Diagrammen dargestellt.

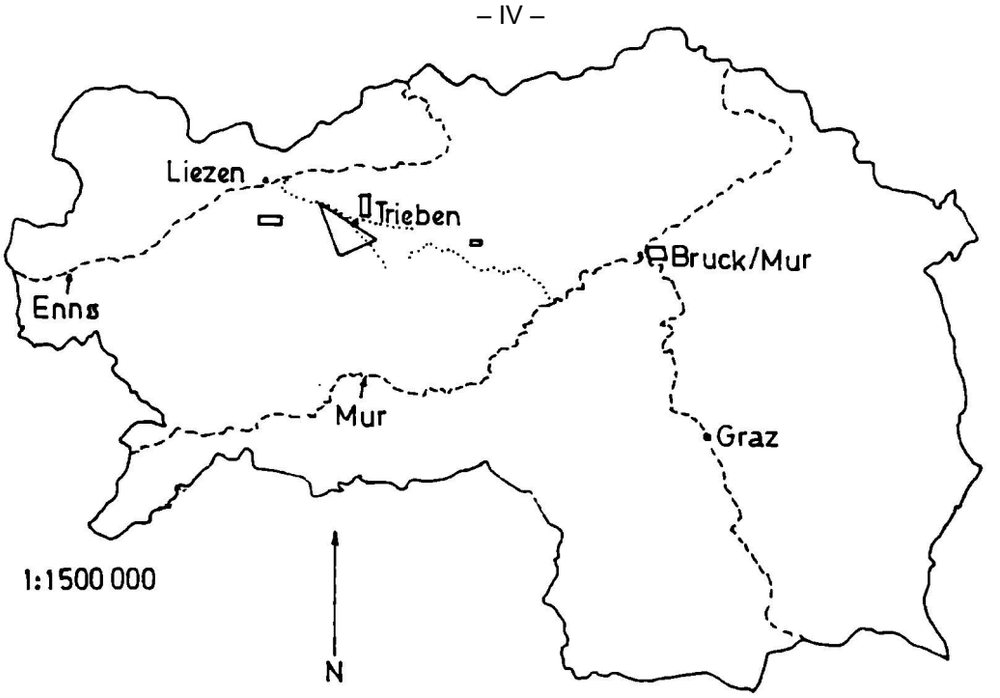
Die geographische Verteilung der Arbeitsgebiete ist in Abbildung 1 a,b dargestellt. Genauere geographische Erläuterungen folgen im Text.

Abbildung 1 a,b
Verteilung der Arbeitsgebiete im geographischen Rahmen Österreichs und der Steiermark

a.



b.



"Nomenklatur"

1. Abkürzungen:

ab	-Albit
al	-Allanit
ap	-Apatit
bi	-Biotit
cc	-Calcit
ch(l)	-Chlorit
clz	-Klinozoisit
dol	-Dolomit
ep	-Epitot
ez	-Erz
fs	-Feldspat (kfs.plag)
(h)gl	-Hellglimmer
graf(gt)	-Graphit
gr	-Granat
hb(l)	-Amphibol
ka	-Karbonat
kao	-Kaolinit
mar	-Margarit
mu	-Muskovit
op	-Opak
pa(ra)	-Paragonit
phe	-Phengit
qu	-Quarz
sz	-Serizit
tit	-Titanit
zo	-Zoisit

GM	-Grundmasse
IK	-Illitkristallinität
mean	-Mittelwert
$Mg(CO_3)$	-Magnesit
my	-10^6 Jahre
NoPr.(n,N)	-Anzahl der Proben (Messungen)
PT	-Druck, Temperatur
SD	- Standartabweichung
SM	-Schwermineralien
2/3-D	-zwei/drei dimensional

Farbabkürzungen siehe Teil 1, p.20

he	-hell
du	-dunkel

Photos:
gekreuzte Nicols: x
einfach polarisiertes Licht: ||
nicht vollständig gekreuzte Nicols: x

Metamorphe Nomenklatur nach FRITSCH et al., 1967
Vorsilbe Meta-: übliche Bedeutung; bei faziellen, sedimentologischen Betrachtungen oft weggelassen

2. Gefügeanalyse - Nomenklatur

Die strukturgeologische Nomenklatur folgt, wenn nicht anders zitiert, im wesentlichen RAMSAY 1967, HOBBS et al., 1976; auf die Problematik der deutschen Übersetzung (und generell die Sinnvollheit einer solchen) sei hingewiesen:

$s_{1,2}$..... erste, zweite...Schieferung

$ß_{1,2}$..... Schnittgerade zwischen ss und s_1, s_2 und s_1, etc.

$D_{1,2}$..... erste, zweite Deformation

$B_{1,2}$..... Achsen erster, zweiter, etc. Falten

$str_{1,2}$.... erste, zweite Streckung (in Zusammenhang mit $D_{1,2}$)

$l_{1,2}$..... erste, zweite Lineation, keine eindeutig genetrische Definition möglich

s_{1s}, s_{1a}.. synthetische und anthithetische erste Schieferungsschar

stf ..... Störungsfläche

k ..... Kluftfläche

f ..... tektonische Grenze jeder Ordnung (in Profilen)

$X(X_1)$, $Y(X_2)$, $Z(X_3)$ .. Hauptachsen des "finite"-strain Ellipsoides ($X \geq Y \geq Z$)

$D_{1,2,3}$.... Durchmesser einer Ellipse

Rf..... "final deformed particle axial ratio"

Rs..... "finite strain axial ratio"

Ri..... "initial (undeformed) particle axial ratio"

$ø_{f,s,i}$.... "angle from the Rf,s,i long axis to the maximum principal strain direction or a reference axis"

$\bar{\epsilon}$..... siehe (7)

ϵ..... siehe (8)

$\lambda_{1,2,3}$.... "principal quadratic elongations" siehe (4)

ϵ_s..... siehe (5)

τ..... siehe (9)

r ..... Radius des Einheitskreises (der Einheitskugel)

η..... Viskosität

γ..... Scherstrain

$\dot{\epsilon}$..... Strainrate

θ..... Winkel zwischen der Scherzonengrenze und den Scherflächen im Scherzonenmodell von RAMSAY&GRAHAM 1970

Weitere Definitionen mit untergeordneter Bedeutung sind in den einzelnen Kapiteln gegeben.

1. Teil

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

Inhalt:

1. Zusammenfassung 2
2. Definition 3
3. Einführung und Problemstellung 3
4. Arbeitstechnische Ausführung 3
5. Methodik 4
6. Resultate 6
   A) Bereich Sunk (Triebener Tauern Paß) 6
      1. Beschreibung der Profile 7
         a) Sunk - Formation: die klastisch-karbonatische Entwicklung über den Triebensteinkalkmarmor (Profile 1 - 7) 7
         b) Triebenstein - Formation: die Karbonatentwicklung (Triebensteinkalkmarmor s.str.) (Profil 8) 12
         c) Steilbachgraben - Formation: die klastisch-karbonatische Entwicklung unter dem Triebensteinkalkmarmor (Profile 9 - 12) 13
      2. Sedimentologie 31
      3. Petrologie 40
      4. Paläontologie - chronostratigraphische Einordnung 58
      5. Deutung der Genese 58
   B) Referenzprofile 63
      1. Bereich Bruck/Mur - Kaltbachgraben 63
      2. Bereich Lassing - Sonnseite 71
7. Paläogeographisches Modell 76
8. Regionaler Ausblick 78
9. Appendices 85

Literatur: siehe Gesamtverzeichnis 294

1) Zusammenfassung

Durch Kartierung, gefügekundliche und petrologische Bearbeitung und datailierte Profiluntersuchungen in drei Streifen (Triebener Tauern Paß - Sunk, Bruck/Mur - Kaltbachgraben, Lassing - Sonnseite, Obersteiermark) wird die Veitscher Decke (Grauwackenzone - Oberostalpin) in ihrem Westabschnitt in drei Großfaziesbereiche gegliedert. Diese werden durch Referenzprofile charakterisiert, ihre sedimentologische Signifikanz, ihr Gehalt an klastischen und metamorph neugebildeten Mineralien und deren Geschichte beschrieben. Der Schwermineralgehalt wird detailiert diskutiert.

Ausgehend vom Profilstreifen Sunk bei Trieben läßt sich gliedern: in eine klastisch-karbonatische Hangendentwicklung (Sunk - Formation), in eine karbonatdominierte Abfolge (Triebenstein - Formation) und in eine liegende klastisch-karbonatische Entwicklung (Steilbachgraben - Formation). Für die Sunk - Formation ist eine Einordnung ins Westphal, für die Triebenstein - Formation ins oberste Visé und Namur und für die Steilbachgraben - Formation ins obere Visé wahrscheinlich. Die maximal (!) 650m mächtige Entwicklung bildet ein zusammenhängendes Profil ohne feststellbare Schichtlücken. Die generelle "coarsening upward" Sequenz der Sunk - Formation (bis 150m) wird als progressive Küstenentwicklung (Delta und assoziierte Küstenfazies) gedeutet, die Triebenstein - Formation (max. 300m) läßt sich als karbonatbetonte Schelfentwicklung mit einzelnen Biohermen und assoziierten hypersalinaren Lagunen beschreiben (max. 230m - Steilbachgraben - Formation). Die reduzierende Entwicklung wird lokal durch klastische Sedimentation vertreten (o-100m, - Steilbachgraben - Formation).

In den Profilstreifen Bruck/Mur und Lassing sind basal Abkömmlinge basischer Vulkanite und reine Marmore konkordant eingeschaltet. Gegen E (Bruck/Mur, Veitsch) schalten sich in den karbonatdominierten Anteil geringmächtige Metakonglomerate ein.

Als sedimentlieferndes Hinterland und Basis wird für die Veitscher Decke der Bereiche Sunk-Trieben und Bruck/Mur-Kaltbachgraben ein sauer plutonisches Areal wahrscheinlich gemacht.

Die neugegliederte Veitscher Decke wird in ihrem paläogeographischen Rahmen diskutiert, in dem auch neueren gefügekundlichen Ergebnissen Rechnung getragen wird.

2) Definition

Die von F.v.HAUER 1857 als Begriff erstgeprägte "Grauwackenzone", läßt sich in ihrem Ostteil (Ennstal bis Semmering) in zwei große Teildecken aufgliedern. Die liegende "Veitscher Decke" (CORNELIUS 1952) ist dabei allseitig tektonisch begrenzt. Im Liegenden durch die Basisüberschiebung des Oberostalpins (cf.TOLLMANN 1963) über "Altkristallin" und dessen sedimentäre Bedeutung in zentralalpiner Fazies, im Hangenden durch die Norische Überschiebung.

3) Einführung und Problemstellung

Der Kenntnisstand der Veitscher Decke wurde in letzter Zeit von TOLLMANN 1977 und SCHÖNLAUB 1979 zusammenfassend dargestellt. Zu ergänzen ist eine Arbeit von STATTEGGER 1982 über den SM-Gehalt. Nach TOLLMANN und SCHÖNLAUB (lit.cit.) liegt Unter- bis Obervisé als marine Flachwasserablagerung 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 Grafitflözen), Sandsteine und Konglomerate. Diese, als terrestische Ablagerungen gedeutete Abfolge, für die das Fehlen von Kalken als charakteristisches Merkmal gilt, läßt sich durch vereinzelte Pflanzenfossilien in das Westfal A-C einstufen.

Die eigenen Untersuchungen umfassen Detailaufnehmen im Raume des Triebener Tauern Passes (im folgenden als Bereich der "Sunk" ausgeführt,- als "Sunk" bezeichnet man jenes tief eingeschnittene Tal, das von Hohentauern in generell NE'Richtung zum Tauernbachtal führt und in dessen weiteren Bereich die beschiebenen Profile liegen,- Blatt 130 der Ö.K. 1:50000), weiters Kartierung und Profilaufnahme E'Bruck/Mur (Kaltbachgraben - Blatt 133 der Ö.K. 1:50000) und N'Lassing (Mitterberg SE'Liezen - Blatt 98 der Ö.K. 1:50000).

Die Untersuchungen verfolgten folgende Ziele:

- Abklärung von Metamorphose und Tektonik durch detailierte Neuaufnahme,
- Abklärung der Anwendbarkeit sedimentologischer Gliederungskriterien in epizonal metamorphen Arealen,
- lithostratigraphische Typisierung an ausgewählten Profilstreifen um die Fülle an verschiedenen, als Veitscher Decke zusammengefaßten Gesteinseinheiten, in eine Abfolge zu fassen,
- genauere biostratigraphische Einordnung,
- fazielle Interpretation.

4) Arbeitstechnische Ausführung

Ausgehend von einer Kartierung 1:10000 wurde der tektonische Bauplan des Profilstreifens Sunk entworfen. Gleichzeitig mit der detaillierten Profilaufnahme in diesem Bereich erfolgte die Suche nach Referenzprofilen, vor allem im Bereich des Palten-Liesingtales.

Folgende Vorstellungen lagen diesen Begehungen zugrunde:

- Abklärung der Variationsbreite der im Raum Sunk aufgestellten Typusprofile,
- Auffinden abweichender Faziesentwicklungen und von Profilstreifen, die im Bereich Sunk, z. B. wegen tektonischer Amputation, nicht aufgeschlossen sind. Besonderes Augenmerk wurde dabei auf Abfolgen gelegt, die die Basisprofile der Sunk ins stratigraphisch Liegende fortsetzen.

Die vorliegende Arbeit stützt sich vorwiegend auf Geländebeobachtungen.

Während der Bearbeitung stellten sich die in Phyllitarealen üblichen Probleme:

- Auslöschung und Verschleierung primärer Strukturen und damit eingeschränkte Verwendbarkeit sedimentologischer Bearbeitungskriterien,
- geringe Mineralkorngröße und lithologische Eintönigkeit limitieren eine metamorph-petrologische Bearbeitung.

Es erscheint deshalb sinnvoll kurz über Untersuchungsmethoden, soweit sie von Standardtechniken abweichen, zu referieren.

5) Methodik

1. Schwermineraluntersuchungen:

Die Aufbereitung der Proben erfolgte nach den üblichen Verfahren (vgl. z.B. STATTEGGER 1976). Damit wurden 1979 folgende Ergebnisse erzielt:

Σ aufbereitete Proben: 31 Σ auswertbare Proben (Anzahl der durchsichtigen SM > 200): 4

Folgende Optimierungsversuche wurden angewandt:

- Karbonatlösung mit verdünnter HCL,
- Kochen der SM-Fraktion in 30%igem H_2O_2,
- Reinigung der SM-Fraktion in kochender Lösung von gleichen Teilen Natriumhydroxid (NaOH) und Natriumtatrat ($Na_2C_4H_4O_6+2H_2O$) - vgl. STATTEGGER 1976,
- Korngrößenbereich 45-250 Mikron,
- Anwendung der Zentrifugemethode (vgl. JUVIGNE' 1979).

Diese Aufbereitungsmethoden lieferten 1979 folgende Ergebnisse:

a) Erhöhung des Prozentsatzes an auswertbaren Proben, so:

Σ Aufbereitete Proben: 31 Σ auswertbare Proben (transparente SM > 200): 21

b) Verschiebung der Prozentgehalte der SM zugunsten feinerer Korngrößen in Grobsandsteinen und Konglomeraten. In Tabelle 1 sind fünf Proben aus Sandsteinen bzw. Feinkonglomeraten aufgelistet.

Fraktion 63-400 Mikron							Fraktion 45-250 Mikron+Aufbereitung						
Probe%	zi	tu	ap	ti	ac	op	Probe%	zi	tu	ap	ti	ac	op
OK9(63µ)	54,6	4,6		39	2	40,6	Ok9(45µ)	70,3	5,8		15,2	8,7	37,7
G11(63µ)	3,7	63,9	31,5	0,9		82,2	G11(45µ)	45,2	32,8	21,2	0,8		80,0
G8 (63µ)	13,4	70,1				87	G 8(45µ)	24,5	49,8	25,7			78,6
N21(63µ)	29,5		69,0	0,7	0,8	k.M.	N21(45µ)	20,3	0,5	78,7			k.M.
N41(63µ)	10,3		89,7			90,9	N41(45µ)	3,1		93,7	3,2		k.M.

Tabelle 1: Grobsandstein-Konglomeratproben und ihre SM-Verteilung bei verschiedenen Siebsätzen.

Neben anderen Schwierigkeiten beim multiplen Auszählen von Proben (z.B. Schwierigheiten bei der Unterscheidung von detritären und neugebildeten Apatiten - Diskussion siehe p. 45 ff) ist als Trend zu erkennen:

Abnahme von Turmalin und Zunahme von Zirkon in der 45-250 Mikron-Fraktion. In Feinsandsteinen und Siltschiefern läßt sich derselbe Trend statistisch nachweisen, ist aber weniger ausgeprägt. Bei Vergleichen der Proben mit Bearbeitungen anderer Gebiete mit unterschiedlichem Kornfraktionsintervall ist also bei grobklastischen Ausgangsmaterial Vorsicht geboten. Die Vergleichbarkeit innerhalb der östlichen Grauwackenzone ist insoweit gegeben, in dem andere Bearbeiter diese Erfahrungen aufgegriffen haben (z.B. STATTEGGER 1982).

Auffallenderweise erscheint im SM-Gehalt benachbarter, aber unterschiedlicher granulierter Proben, kein statistisch signifikanter Unterschied in der quantitativen Mineralverteilung.

c) Die Reinigung mit Na-hydroxid/Na-tatrat wirkt sich vor allem auf den Opakanteil und die Unterscheidung gefärbter/klarer Zirkon aus. Im folgenden erfolgte diese Behandlung vor allem bei Proben aus dem Hangendabschnitt der Veitscher Decke, da hier die Verschmutzung durch organische Substanz ausgeprägt ist.

d) Die Zentrifugenmethode brachte nur geringfügige Verbesserung der SM-Ausbeute auch in den feineren Korngrößen. Die zu geringe Zahl der untersuchten Proben und das Fehlen kritischer Mineralien (siehe JUVIGNE' 1979) erlauben es nicht weitere Aussagen zu treffen, doch scheinen quantitative Untersuchungen im betrachteten Korngrößenbereich auch mit der Scheidetrichtermethode signifikant zu sein. Für Reihenuntersuchungen (besonders in Lockergesteinen) erscheint die Zentrifugenmethode schneller und billiger (geringe Probenmenge, weniger Schwereflüßigkeit, schnellere Abtrennung).

Zusammenfassung des durchgeführten Aufbereitungsvorganges:

- Dünnschliffuntersuchung
- Karbonatlösung (wenn notwendig)
- Reinigung mit Na-hydroxid/Na-tatrat (wenn notwendig)
- Korngrößenbereich 45-250 Mikron

2. Schichtsilikatuntersuchungen

Genauere röntgenographische Typisierung vermag das geochemische Millieu bei Diagenese und Metamorphose der Tonmineralfraktion abzuschätzen. In Teilbereichen ist die primäre Elementkonzentration anzugeben.

Für eine Übersicht über tonmineralogische Untersuchungsmethoden wird auf FREY 1969a, 1978 verwiesen. Der Chloritchemismus wurde aus Diagrammen nach der Methode von SASSI&SCOLARI 1974 in Pulverpräparatengrößenordnungsgemäß abgeschätzt. Siehe Teil 2, p. 89ff für eine ausführlichere Diskussion über angewandte Phyllosilikatuntersuchungsmethoden.

6) Resultate

Das Datenmaterial ist in den Profilen 1-15 dargestellt.

A) Bereich Sunk (Triebener Tauern Paß)

Erst die tektonische Auflösung des Gebietes ermöglicht die stratigraphisch richtige Einordnung und die Auswahl typischer Profile aus der Gesamtabfolge. Tektonische Detailauflösung siehe Teil 3 und Anhang 1. Metamorphose und Schicksal der klastischen Mineralien wird in Teil 2 beschrieben. Für das einzig feststellbare, kretazische Metamorphoseereignis wird ein PT-Bereich von ca. 450°C und 3-4kbar gefolgert.

Abbildung 2 zeigt die geographische Lage des untersuchten Abschnittes der Veitscher Decke (Bereich Sunk) und die Lage der Detailprofile, dazu gibt Beilage 1 (Kartentasche) die Geologie. Abbildung 3 gibt ein Querprofil, welches einen groben Überblick über den tektonischen Bau des Gebietes entwirft. Abbildung 4 gibt ein schematisches Säulenprofil durch die Veitscher Decke im Triebener Tauern Paß-Gebiet und die Lage der Detailprofile (1-12) in der Gesamtabfolge.

Jedes dieser relativ kurzen Detailprofile soll den ihm im Gesamtprofil zugewiesenen Rahmen charakterisieren. Die Profile 1 bis 4 stellen Sonderfälle dar. Hier konnte auch durch eine detailierte sedimentologische und gefügekundliche Analyse nicht mit Sicherheit eine aufrechte Lage des Großfaltenschenkels, aus dem diese Profile entnommen sind, festgestellt werden. Die dargestellte Lage entspricht dem derzeitigen Kenntnisstand. Diese Unsicherheit hat jedoch keine wesentliche Auswirkung auf das Gesamtbild, da sie invertiert den entsprchenden Gesamtprofilausschnitt ebenso charakterisieren!

Anmerkungen zu den Profilen

Zur Gliederung wurde jede Bank vermessen, lateral verfolgt, die Karbonatkristallgröße mit der Lupe abgeschätzt; weiters wurde im Gelände die Gesteinsfarbe im frischen trockenen Bruch, das Bruchverhalten, sedimentologische Merkmale, Lagerungsverhältnisse und Fossilinhalt bestimmt - siehe dazu Kolumnen 1-7 in den Profilen. Die restlichen Gliederungsparameter 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.

1. Beschreibung der Profile

a) "Sunk - Formation"

Definition: die klastisch-karbonatische Entwicklung über dem Triebensteinkalkmarmor
Untergrenze: Top des massigen Triebensteinkalkmarmorkomplexes bzw. seiner geringermächtigen Äquivalente
Obergrenze: tektonisch, durch die Überschiebung der Norischen Decke der Grauwackenzone
Typisierung: die Sunk-Formation wird durch die Profile 1-7 typisiert; zur geographischen Lage und Stellung im Gesamtprofil der Veitscher Decke siehe die Abbildungen 2 und 4. Im folgenden wird die Sunk - Formation mit "SF" abgekürzt
Benennung: nach dem Hochtal zwischen Hohentauern und dem Triebenbachtal, in dessen weiteren Umgebung die Profile 1-7 liegen

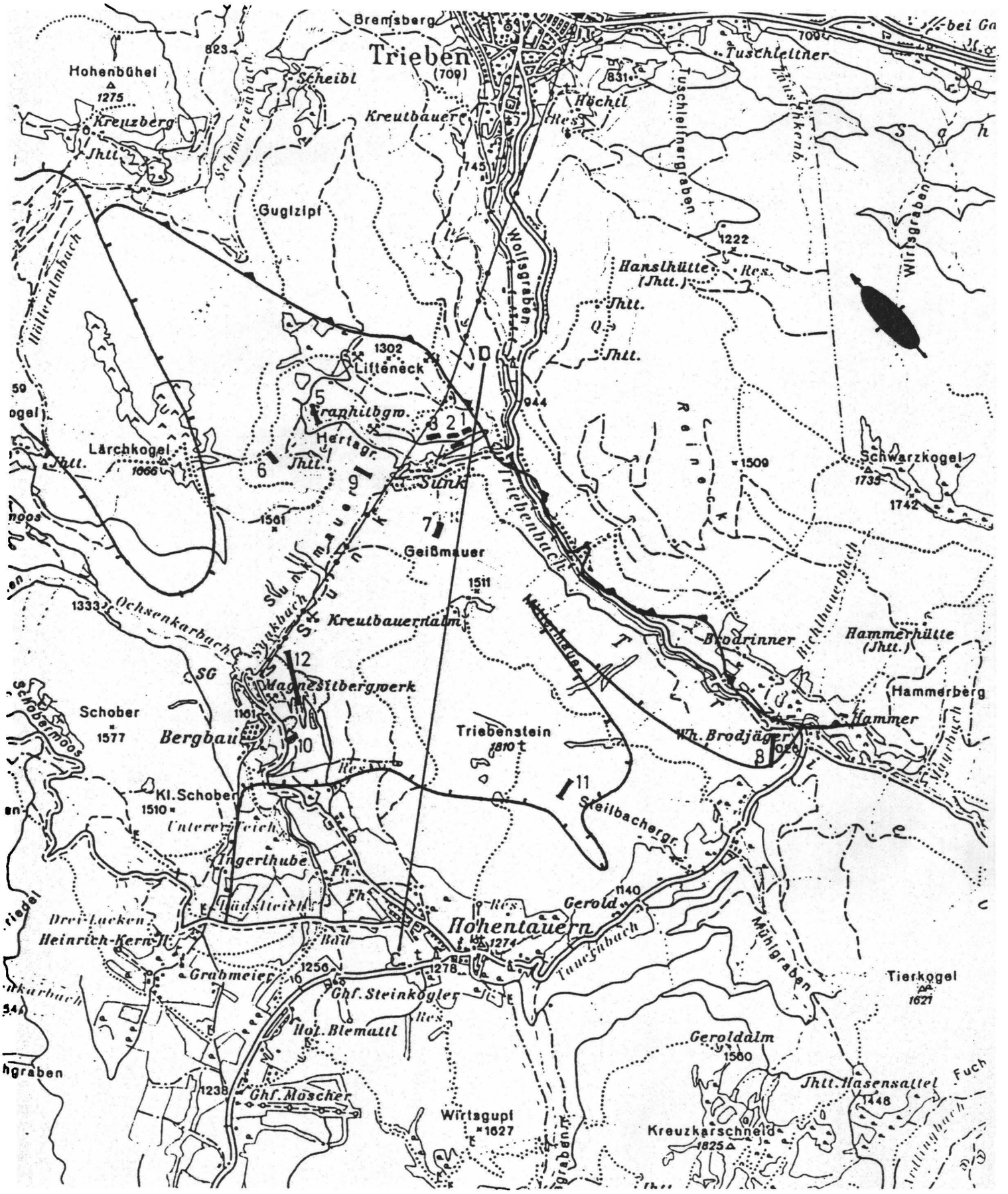
Abbildung 2 (Seite 8)
Großstrukturkarte mit der Lage der untersuchten Detailprofile; die eingezeichnete Ellipse stellt die Stärke der mittleren D_1-Verformung (siehe zweiten Anhang, Teil 3) dar und zeigt die Richtung dieser duktilen Verformung
Legende:
geographische Grundlage: ÖK 130 V Trieben 1:25000

Norische Überschiebung

Überschiebung des Oberostalpins

I Typusprofile 1-12 für die: Sunk-Formation - Profile 1-7
Triebenstein-Formation - Profile 8
Steilbachgraben-Formation - Profile 9 - 12

C - D gibt die Lage des Profiles in Abbildung 3



Erläuterung siehe Seite 7

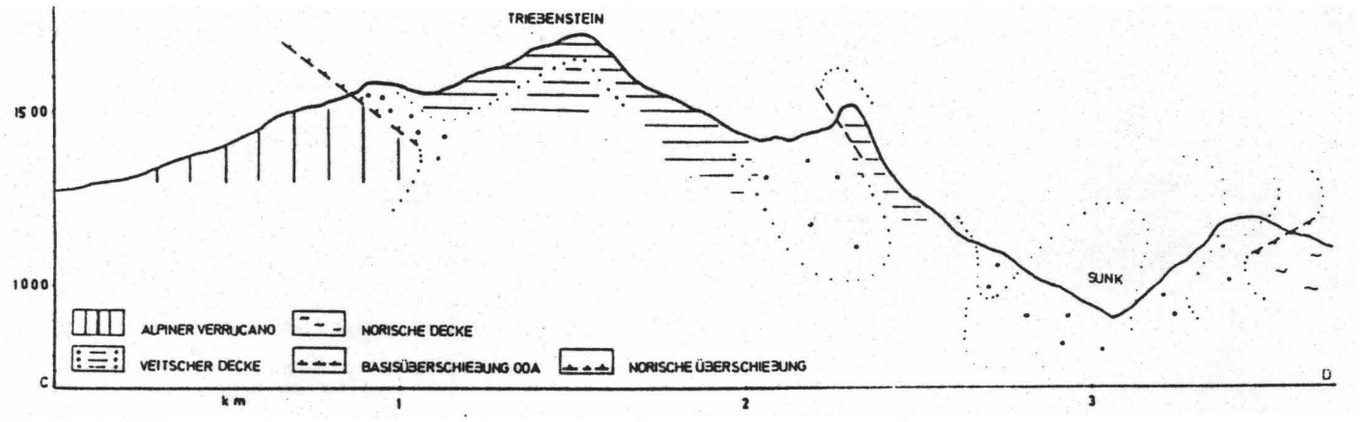


Abbildung 3: Querprofil entlang der Linie C - D in Abbildung 2; skizziert sind die D_2-Großfaltenstrukturen und ihr Einfluß auf die Überschiebungsbahnen; das Profil liegt ca. in der YZ-Ebene des D_1-Deformationsellipsoides (D_1..erste alpidische Deformation)

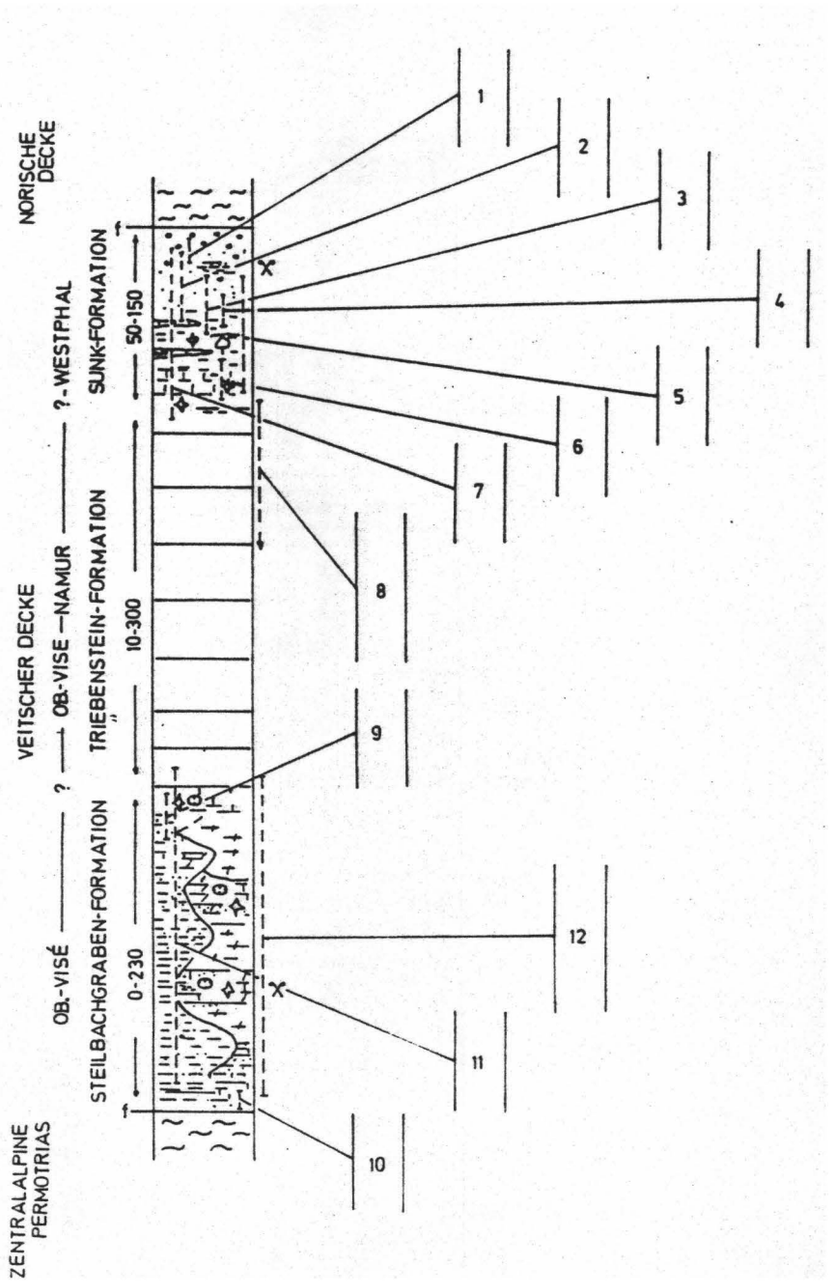


Abbildung 4:

Schematisches Säulenprofil des maximalen in der Sunk aufgeschlossenen Schichtumfanges der Veitscher Decke mit der Aufteilung in die drei Formationen und der Lage der sie typisierenden Detailprofile (Profile 1-12).
X gibt die Position der Bergbaue im Schichtstapel (Sunk-Formation - Graphitbergbau, Steilbachgraben-Formation - Magnesitbergbau)
Die Stellung der Fossillagen ist indiziert (♧ - Pflanzenfosilien, -✧- Crinoiden, ⊙ - Korallen); ein gesichertes Alter ist nur für die Lagen in der Steilbachgraben-Formation anzugeben (ob.Visé - HERITSCH 1917,1933); zur Diskussion der altersmäßigen Einordnung und der Signifikanz des chronostratigraphischen Bandes siehe p.58
Weitere Erläuterungen siehe Text

Profil 1

Das am Forstweg zum Grafitbergwerk-Sunk, SH. 1025m aufgeschlossene Profil charakterisiert die hangenste Veitscher Decke. Das Profil wird als invers liegend aufgefaßt.

Profil 2

Das Profil wird als an Profil 1 im Liegenden anschließend betrachtet, wobei die genaue Verbindung unklar bleibt. Inverse Lagerung wird wieder angenommen.

Profil 3

Liegt ca. 250m nach der Weggabelung des Forstweges zum Grafitbergwerk-Sunk. Es umfaßt zusammen mit Profil 2 und 4 den siltig-sandigen Hangend-bereich der Veitscher Decke, wobei die Profile 3 und 4 den feineren Korngrößenbereich representieren und Profil 2 schon zu dem überwiegend konglomeratisch entwickelten Hangendstbereich (Profil 1) überleitet.

Profil 4

Liegt am Forstweg zum Grafitbergwerk unterhalb des Albert-Stollens auf SH. 1000m.

Profil 5

Dieses Profil liegt in einem generell NW-gerichteten, orographisch linken Seitenbach des Hertagrabenbaches, auf SH. 1105m. Es representiert den liegenden karbonatisch-klastischen Bereich über dem Triebensteinkalkmarmor. Über die zwei Schichtlücken im oberen Profilteil ist eine direkte Fortsetzung des Profiles nicht möglich; zwar umfassen sie nur wenige Mächtigkeitsmeter, doch ist bei der starken Tektonisierung in den Metapelitpaketen ein tektonischer Kontakt möglich. Durch das generelle NW-Streichen, sowohl der Gesteinspakete als auch der Aufschlußrichtung, gestaltet sich die Profilaufnahme schwierig, ermöglicht es aber auch Gesteinseinheiten lateral zu verfolgen. Primäres laterales Auskeilen einzelner Klastikakörper ist offensichtlich. Interessant ist das rasche Einsetzen der grobklastischen Schüttung in diesem Profil. Die Sandsteinkomponente des generellen "coarsening upward" Zykluses in der Abfolge über den Triebensteinkalkmarmor ist in diesem Profil stark reduziert.

Dunkelgraue Crinoiden- und Schalenbruch-führende Kalkmarmore an der Basis des Profiles weisen teilweise reichlich Lithoklaste (Intraklaste ?) auf; d.s. Tonschieferklaste, überwiegend aber Kalkgerölle mit verschiedenen Anteilen an organischer Substanz und Gangquarz. Durch die tektonische Beanspruchung sind sie zu Flasern ausgezogen (Abbildung 5) Die Kalke und Tonschiefergerölle sind maximal 1dm groß, Gangquarz erreicht maximal 1dm; die Sortierung ist, soweit abschätzbar, schlecht.

Diese Klaste werden als Zeichen lokaler Aufarbeitung im noch plastischen Sediment gedeutet ("intraformational conglomerates" - PETTIJOHN 1975). Das Resediment tritt noch am Lärchenkogel SE-Hang (Forstweg) im gleichen Niveau auf. Stellenweise führen die Kalkgerölle selbst wieder Crinoidenstilglieder.

Der oberste Profilteil zeigt zyklische Wiederkehr von "coarsening upward" Folgen.

Profil 6

Ist die Zusammenzeichnung zweier lateral benachbarter Profile im oberen Hertagraben, direkt im Bach gelegen, auf 1280 m SH., bei der Abzweigung eines Seitenbaches mit Wasserfall. Die beiden Profile sind ident, nur daß im unteren die Klastikabank der Porbe SE 7 ausfällt. Eine Zusammenfassung erscheint gerechtfertigt. Das Profil charakterisiert den Übergangsbereich vom liegenden Triebensteinkalkmarmor in die Basisklastika der graphitführenden Einheit (Profil 5). Der basale Triebensteinkalkmarmor zeigt im Übergangsbereich rasches Abnehmen der Bankmächtigkeit, Zunahme des Nichtkarbonatanteiles (Grafitoid, Schichtsilikate) und damit Abnahme der Calcitkristallgröße und dunklere Gesteinsfärbung. Die Lagerung des Kalkmarmors wird im Profil allmählich steiler und überkippt dann in den hangenden Metapeliten. Die umkristallisierten Korallen und Crinoiden im oberen Teil des Profiles stammen aus Blöcken wenige m lateral vom Profilaufschluß, und gehören wahrscheinlich zu einem der geringmächtigen Kalkbänke, die für den überwiegend pelitischen Übergangbereich über dem eigentlichen Triebensteinkalkmarmor typisch sind.

Die eingezeichnete Schichtlücke ist durch den Bach gegeben und liegt bei einem m. Etwaige Winkeldiskordanzen lassen sich in diesem Bereich nicht nachweisen. Der Kontakt zwischen überwiegend karbonatischer und überwiegend klastischer Entwicklung ist, obwohl auf ca. ein m, doch nirgends direkt aufgeschlossen. Es liegen aber in den Profilen beide Entwicklungen, bei überschaubaren tektonischen Verhältnissen, konkordant übereinander.

Profil 7

Das schematische Profil zeigt den Übergangsbereich Triebensteinkalkmarmor zur hangenden klastischen Entwicklung am Triebenstein N-Abhang auf SH 1130 m. Die schwankenden Mächtigkeitsmeter der Schichtlücke ergeben sich aus der Berechnung mit verschiedenen Einfallswerten. Der Triebensteinkalkmarmor, mit der typischen Erscheinungsform im hangenden Bereich (siehe Profil 6), zeigt steiles NE-fallen und überkippt im E' anschließenden Bereich. Die nach der Schichtlücke aufgeschossene Abfolge Tonschiefer-Kalke-Silt-Sandsteine-Konglomerate zeigt inverse Lagerung. Der Übergang

aufrechter-inverser Bereich von Großfalten an der Grenze Triebensteinkalkmarmor-klastische Einheit ist durch den Kompetenzunterschied erklärbar und läßt sich durch laterale Verfolgung der Großfaltenstruktur verifizieren (siehe auch Abbildung 3). Ein primärer Kontakt ist wahrscheinlich. Der Übergang grobkristalliner massiver Kalkmarmor zu den Crinoiden-führenden, gutgebankten Kalken der Übergangsfazies vollzieht sich hier in wenigen m.

Der Kalkmarmor der Probe G 145 führt, neben Crinoiden, reichlich bis drei-cm große Restquarzgerölle. Die ersten konglomeratischen Schüttungen erfolgten also bereits in diesem tiefen Niveau. Die Abfolge Kalkmarmor-Pelite-Psamite-Konglomerate (Probe SE 4) ist in diesem Bereich auf minimal 25m, maximal 65m reduziert.

b)"Triebenstein - Formation":
Definition: die Karbonatentwicklung (Triebensteinkalkmarmor s.str.) und seine geringermächtigen Äquivalente.
Untergrenze: BAsis des massigen Triebensteinkalkmarmorkomplexes bzw. der geschlossenen Karbonatentwicklung.
Obergrenze: Top des massigen Triebensteinkalkmarmorkomplexes bzw. der geschlossenen Karbonatentwicklung.
Typisierung: die Triebenstein - Formation wird durch das Profil 8 typisiert; zur geographischen Lage und Stellung im Gesamtprofil der Veitscher Decke siehe die Abbildungen 2 und 4. Im folgenden wird die Triebenstein - Formation mit "TF" abgekürzt.
Benennung: nach dem Triebenstein (1810 m) südlich Hohentauern (Stmk-) in dessen Umgebung die Triebenstein-- Formation ihre maximale Mächtigkeit aufweist.

Profil 8

Dieses schematische Profil zeigt die Abfolge der Kalkrippe im Bereich W' des Brodjägers. Zusammengefaßt sind die verschiedenen Kalkmarmortypen im Bereich der representierten Einheit (siehe Abbildung 4) Alle Typen sind durch Übergänge verbunden.

Mikroskopische Untersuchungen zeigen, daß die Ursache der Bänderung in unterschiedlicher Korngröße und feiner Dispersion von opaker (organischer) Substanz liegt. In Analogie mit experimentellen Untersuchungen läßt sich eine Behinderung der letzten Rekristallisationsphase, der strain-induzierten Granzflächenwanderung, 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). Der Gehalt an organischer Substanz und die damit

verbundene kleine Korngröße im liegenden und Hangenden des massigen Marmorkomplexes erklärt auch die Fossilerhaltung in diesen Bereichen, wohingegen sie im eigentlichen Triebensteinmarmor zerstört sind.

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

c) "Steilbachgraben - Formation":
Definition: die klastisch-karbonatische Entwicklung unter dem Triebensteinkalkmarmor.
Untergranze: tektonisch, durch die Basisüberschiebung der Veitscher Decke über Zentralalpines Permomesozoikum.
Obergranze: Basis des massigen Triebensteinkalkmarmorkomplexes bzw. der geschlossenen Karbonatentwicklung.
Typisierung: die Steilbachgraben - Formation wird durch die Profile 9-12 typisiert; zur geographischen Lage und Stellung im Gesamtprofil der Veitscher Decke siehe die Abbildungen 2 und 4. Im folgenden wird die Steilbachgraben - Formation mit "StF" abgekürzt.
Benennung: nach dem Steilbachgraben südlich des Triebensteingipfels.

Profil 9

Das Profil liegt im Sunkmauer NE-Grat, am Abfall zum Hertagraben, auf SH. 1180m, im Scheitel einer B_2-Großantiklinale. Das Profil ist durch achsenebenenparallele Störungen und Tarasitärfalten im m Bereich kompliziert. Es zeigt starke Gesteinsanwitterung. Dichter Jungwald im NW und Schuttströme aus den anschließenden Felswänden im SE erschweren die laterale Verfolgung. Der klastisch beeinflußte Horizont der Probe G 130 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 organischer Verunreinigung; eolisch (?) Einsteuung in eine Karbonatfazies kann eine Interpretation dieser Erscheinung sein.

Profil 10

Umfaßt die Klastika in der Schuttentnahmestelle an der Südseite des Magnesitbaues. Stellung und tektonische Verbindung mit Profil 12 ist nicht eindeutig zu fassen.

Profil 11

Das schematische Profil liegt im obersten Steilbachgraben und charakterisiert die klastische Entwicklung an der Basis des Triebensteinkalkmarmors. Im Hangendbereich des Profilstreifens in Kalkmarmore eingeschaltete geringmächtige (m-Bereich) Dolomit- und Magnesitlinsen bezeugen das lokale Verzahnen mit der mehr karbonatischen Entwicklung des Profiles 12. Die direkte laterale Verbindung ist wegen eines mächtigen Schuttstromes nicht gegeben.

Profil 12

Das Profil umfaßt den im Tagbau des Magnesitberwerkes aufgeschlossenen Basisanteil der Veitscher Decke. Es wurde versucht den maximalen Schichtumfang zu erfassen und tektonisch komplizierten Bereichen auszuweichen. Der Profilstreifen beginnt N' des alten Schrägaufzuges, 1240 m, unter dem Etagenniveau. Nach der Probe OK11 wird auf die nächsttiefere Etage gewechselt, an der Basis des "Liegendmagnesites" wird zwei Etagen nach oben gewechselt (Probe OK9), nach dem "Mittelmagnesit" wird das Profil bedingt durch die Unbegehbarkeit wegen eines Sturzschachtes über der untersten Etage fortgesetzt.

Inwieweit in diesem Profil tektonische Schichtwiederholungen auftreten, läßt sich aus dem Obertagebeobachtungen allein nicht feststellen. Die durch die Kompetenzunterschiede zwischen massigen Karbonatkörpern und hochteilbeweglichen Schieferlagen geförderte starke Störungstektonik und einzelne Mesofaltenscheitel lassen solche Wiederholungen möglich erscheinen. Die in der Grube verfolgten Magnesitkörper sollten eine klare Aussage ermöglichen. Die Hangendgrenze zum Triebensteinkalkmarmor ist, wo aufgeschlossen, tektonisch, wo Klastika an den Kalkmarmor stoßen ist wegen eines Sturztrichters die direkte Beobachtung unmöglich. Teilweise ist der Grenzbereich stark verquarzt (Bereich der untersten Etage). Setzt man das Profil über den Tagbaubereich fort, folgen örtlich dunkle, schiefrige Kalkmarmore und Plattenkalke, wie sie für die Basis des Triebensteinkalkmarmors typisch sind. Daraus läßt sich für die Bedeutung der Grenzstörungen untergeordnete Bedeutung folgern.

Genetische Untersuchungen an Mg-Karbonaten liegen außerhalb des Rahmens dieser Arbeit. Die teilweise biogenführenden Dolomite, die Magnesite und der "Kokardendolomit" wurden u. a. von HADITSCH 1968, SIEGL&FELSER 1973, FELSER&SIEGL 1977, FELSER 1977a u. HADITSCH&MOSTLER 1977 bearbeitet und gedeutet. Ohne auf diese Arbeiten speziell einzugehen einige Bemerkungen, die auf Geländebeobachtungen basieren.

Abbildung 6 faßt einige Sonderformen des "Kokardendolomites" (vgl. HADITSCH 1968, SIEGL&FELSER 1973) zusammen. Bei den vorliegenden Handstücken handelt es sich weitgehend um Fe-reichen Dolomit.

Ein Teil der bis jetzt beschriebenen Gebilde läßt sich wohl tatsächlich als Ooide, Onkoide und Pseudooide (Definition nach FLÜGEL&KIRCHMAYER 1962) beschreiben.

Die Brekzienbildung ließe sich in Ergänzung zur Austrocknungstheorie von SIEGL&FELSER 1973 noch als:

1. Kollapsbrekzie in Verbindung mit Salztektonik (vgl. Broken Beds des englischen Purbeck)
2. Brekziierung in Verbindung mit dem Vorschreiten eines "Riffkörpers" deuten.

Mir scheint vor allem Möglichkeit 1 diskussionswürdig. Berücksichtigt man die Merkmalassoziationen (wie Brekzienbildung, Algenkrusten, Stromatolithen), Ooide, Onkoide, Spatzementation (in Hohlräumen-Groß(b)oolith (?) - vgl. GERMAN 1972), so sind Analogien mit dem basalen Purbeck Schichten Südenglands gegeben. Eine Karbonatisierung der Evaporitsalze ist nichts außergewähnliches, sie tritt auch in den Broken Beds auf (vgl. WEST 1975). Deutet man Magnesit- und Dolomitentstehung evaporitisch (FELSER 1977), so ist der Analogieschluß naheliegend. In diesem Zusammenhang kann auch ein von PETRASCHEK 1978 bekanntgemachtes, im Liegenden des Magnesites erbohrtes dünnes Gipslager, für das Schwefelisotopen ein karbones Alter wahrscheinlich machen, gesehen werden. Seine Erhaltung im Magnesit - Dolomitköper während des alpidischen dynamometamorphen Ereignisses ist durch das nichtplastische ("spröde") Verhalten von Magnesit - Dolomit verständlich (so liegt nach VOLL 1982 die Temperaturschwelle zur Rekristallisation von Dolomit bei ca. 450° C). Eine theoretisch mögliche Zuordnung des Gipslagers zum Alpinen Verrucano, der durch die Basisüberschiebung des Oberostalpins (cf. TOLLMANN 1963) getrennt, im Liegenden von Profil 12 folgt, ist aus solchen mineralplastischen Gründen unwahrscheinlich. Nähere Angaben über Nebengestein etc. des Gipslagers liegen nicht vor.

Sekundäre, metasomatische Dolomitisierung findet sich am Rand des Magnesitkörpers. So zeigt der Bereich der Probe OK 4 Ersatz des Mineralbestandes bei gleichzeitiger Erhaltung des durch SM-lagen abgebildeten sedimentären Gefüges.

Ein Anschliff aus dem Bereich der Probe UK 24/26 gibt ein Beispiel für die komplexe Geneseabfolge in den Karbonatgesteinen. Schichtparallel ist ein lateral auskeilendes Lagengefüge angelegt; in einem nachfolgenden Akt

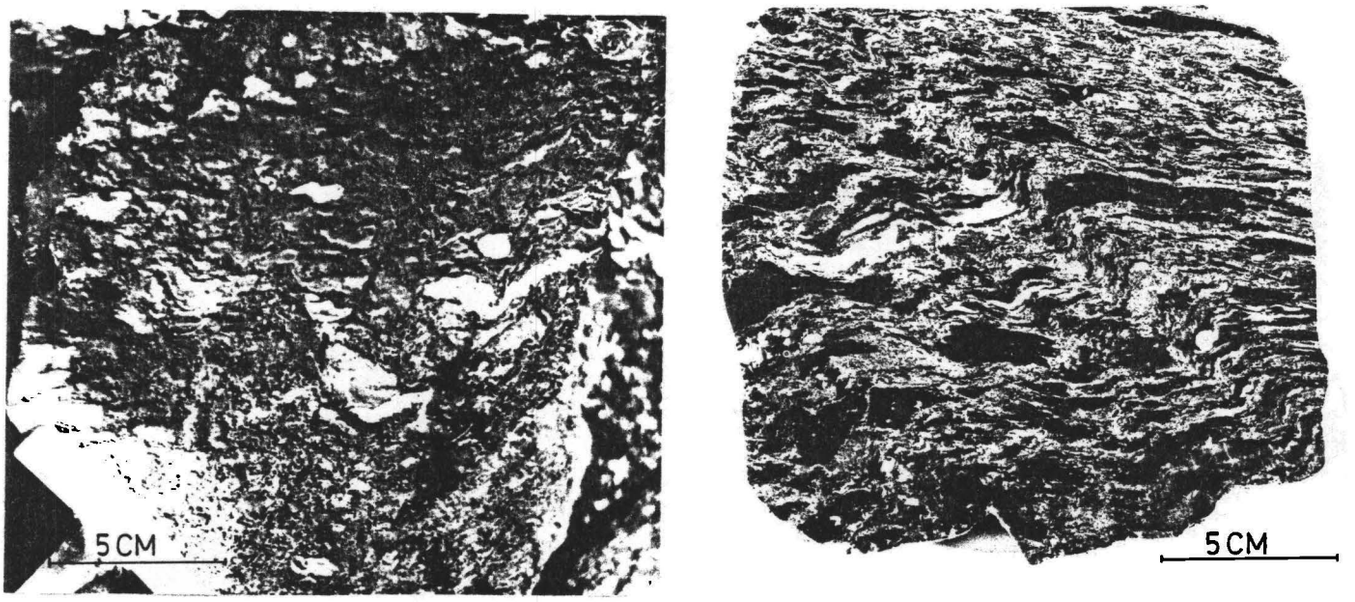
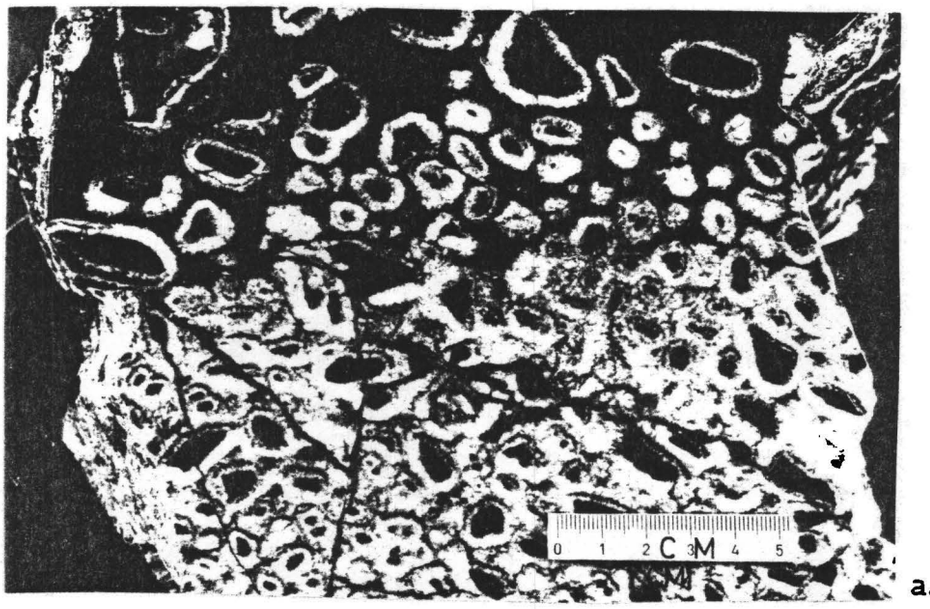
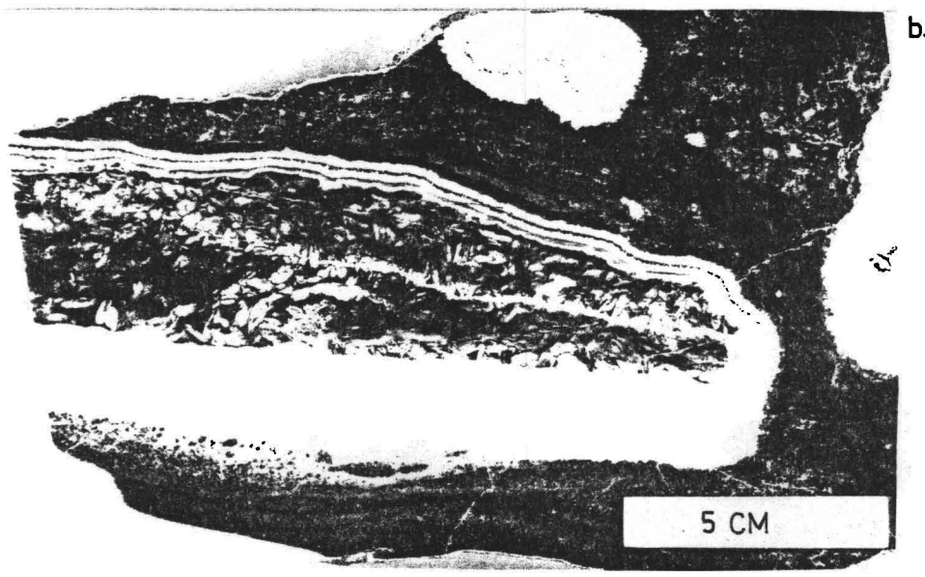


Abbildung 5:

Intraklaste (?) in den Basiskarbonaten des Profiles 5; sie werden als lokale Wiederaufarbeitung bereits verfestigten Sediments angesehen; die Bruch-bzw. Schnittfläche liegt im YZ-Schnitt des "finite"-strain-Ellipsoides; weitere Erläuterungen siehe Text

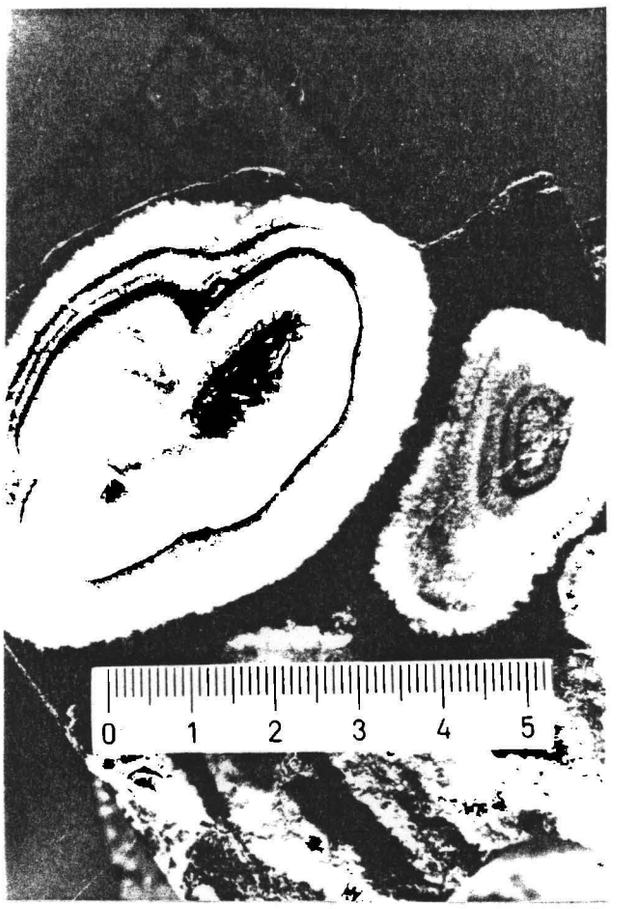


a.



b.

Abbildung 6 a-e
Erläuterungen siehe
p.19



c.



d.

e.



Abbildung 6 a-e:

Sonderformen des "Kokardendolomites" aus dem Magnesitbergwerk Sunk bei Trieben, Erläuterungen siehe Text

Maßstab der Abbildungen a-e in cm

erfolgte die Pinolitsprossung, wobei deutlich opake Substanz verdrängt wird (vgl. SIEGL&FELSER 1973). Im letzten Akt erfolgte die Stylolithenbildung, die die Magnesitlagen wie Dolomitlagen gleichermaßen durchschneidet. Crinoiden im Dolomit stellen wohl Detritus dar. Linsiges Auskeilen und schichtparallele Ausbildung der Magnesitlagen wird als primär-sedimentäre Anlage interpretiert, Pinolitbildung und Verdrängung als diagenetisch.

Fossilreste offenbaren eine komplexe Diagenesegeschichte. So zeigt eine Brachiopodenschale als erste Phase die Silifizierung poröser Schalenteile, als zweite und dritte Phase die Füllung mit feinkristallinem-trüben bzw. grobkristallinem-klaren Calcitzement in Form einer fossilen Wasserwaage. Deutlich wird die primäre Calcitinhomogenität bei der Sammelkristallisation ausgearbeitet. Das Karbonat ist überwiegend druckzwillingt.

Pyrit ist sowohl in Schiefern als auch Kalken häufig und immer mit organischem Material verknüpft. Auflichtmikroskopische 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.

Die enge Verknüpfung von Pyritgehalt und organischem Material weist auf diagenetischen und/oder sedimentären Ursprung.

Das organische Material ist feinverteilt oder besonders in Kalkschiefern auf ss angereichert.

Die Fauna in den Schiefern und Kalkschiefern besteht aus Crinoiden, dünnschaligen Brachiopoden und Lamellibranchiaten. Sie belegt niedrigenergetisches Sedimentationsmilieu, und weist durch Ausbildung und geringe Diversität auf eingeschränkte ökologische Bedingungen. Die Existenz von Pyrit und organischem Material ist offensichtlich das Resultat hoher organischer Produktivität zusammen mit reduzierenden Bedingungen, entweder im Bereich des Sediment-Wasser Überganges oder im Sediment, notwendig für die Erhaltung des organischen Materials. Korallen sind auf reinere Kalke beschränkt. Ihre Position, Auftreten mit anderen Organismen und Lithologiebezeichnung ist Profil 12 zu entnehmen.

Die "Metaquarzwacken" der Proben OK2/OK9 bilden mit ihrem auffallenden Habitus Leitgesteine. Mit ihren stark durch Drucklösung (von PLESSMANN 1964) angegriffenen Quarzkörnern, einigen detritären Glimmern und der an Mg-Chlorit und rekristallisiertem Quarz bestehenden Matrix unterscheiden sie sich völlig von den übrigen Klasitka. Kennzeichnend sind:

fehlendes organisches Material, diagenetische Quarzfortwachsung, gute Rundung, Packungsdichten um 50% (deformierter Zustand, primär 20-30% höher - z.B. HOSSACK 1978 - siehe später), mittelmäßige bis gute Sortierung. Feldspäte treten nur in einigen Körnern auf, wobei einige zersetzte, meist völlig in Quarz umgewandelte detritäre Individuen auffallen. Die maximale Quarzkonrgröße liegt bei 4 mm. Deutlich ist die Drucklösungsunverteilung von Quarz bei der Packungsdichteberechnung in Schnitten senkrecht zu ss im Vergleich zu parallel ss. Als Minimum kann ca. 15% Umverteilung ermittelt werden. Die genetische Deutung ist schwierig. Fehlender Anteil an organischer Substanz, gute Sortierung, hohes Komponenten - Matrix Verhältnis und geringe Variabilität sprechen für Ablagerungen im Barrierbereich (eolisch ?)..

Über autigene Feldspatbildung wird im Feldspatkapitel gesprochen. Diagenetisch (?) an Metapelite gebundene Rutilnadelbildung ist verbreitet. Für eine Herleitung des hohen Ti-Gehaltes zusammen mit Lösungen für Feldspatneubildung aus vulkanischen Quellen gibt es keine Anhaltspunkte, eventuell ist eine Herkunft aus Kaolinit-reichen Sedimenten denkbar (vgl. WEDEPOHL 1978).

Legende zu den Profilen 1-12 - Weitere Erklärungen siehe Text

Ab.....Albit
Cc.....Kalzit
Chl.....Chlorit
detr.Gl.detritischer Glimmer
Fsp.....Feldspat
Grp.....Grafit
Qu.....Quarz
Sz.....Serizit

Ark.....Arkose
fsp.Qu..feldspatführender Quarzit
Gwk.....Grauwacke
Kgl.....Konglomerat
Oqzt....Orthoquarzit
Ph.....Phyllit
Qzt.....Quarzit
Sdst....Sandstein
Sgwk....Subgrauwacke
Slst(Sls).Siltstein(-schiefer)
sw.Qu...dunkler Gangquarz
Ts.....Tonschiefer
M.....Meta..

f.....fein
m.....mittel
g.....grob
p.....geröllführend

br.....braun
d.....dunkel
gn.....grün
gr.....grau
h.....hell
lim.....limonitisch

bl.....blättrig
pl.....plattig
ma.....massig

FZ.....Feldspatzement
QZ.....Quarzzement

s_1.....erste Schieferung
dj.....disjunctive
A/B/C....Typ A/B/C
ana/r/s..anastomosing/rough/smooth
co.....continuous
s_2.....zweite Schieferung
z.....zonal
cr.....crenulation
(siehe GRAY 1977 , POWELL 1979)

Quarz
Feldspat
Hellglimmer
Chlorit
opak
Karbonat
Hornblende
Paragonit
Kaolinit
Talk

gkr.....grobkristallin(1mm)
mkr.....mittelkristallin(0,5-1mm)
fkr.....feinkristallin(1/10mm)
fekr.....feinstkristallin(1/10mm)

. .....B_2(zweite alpidische Faltung)
+ .....Schichtung

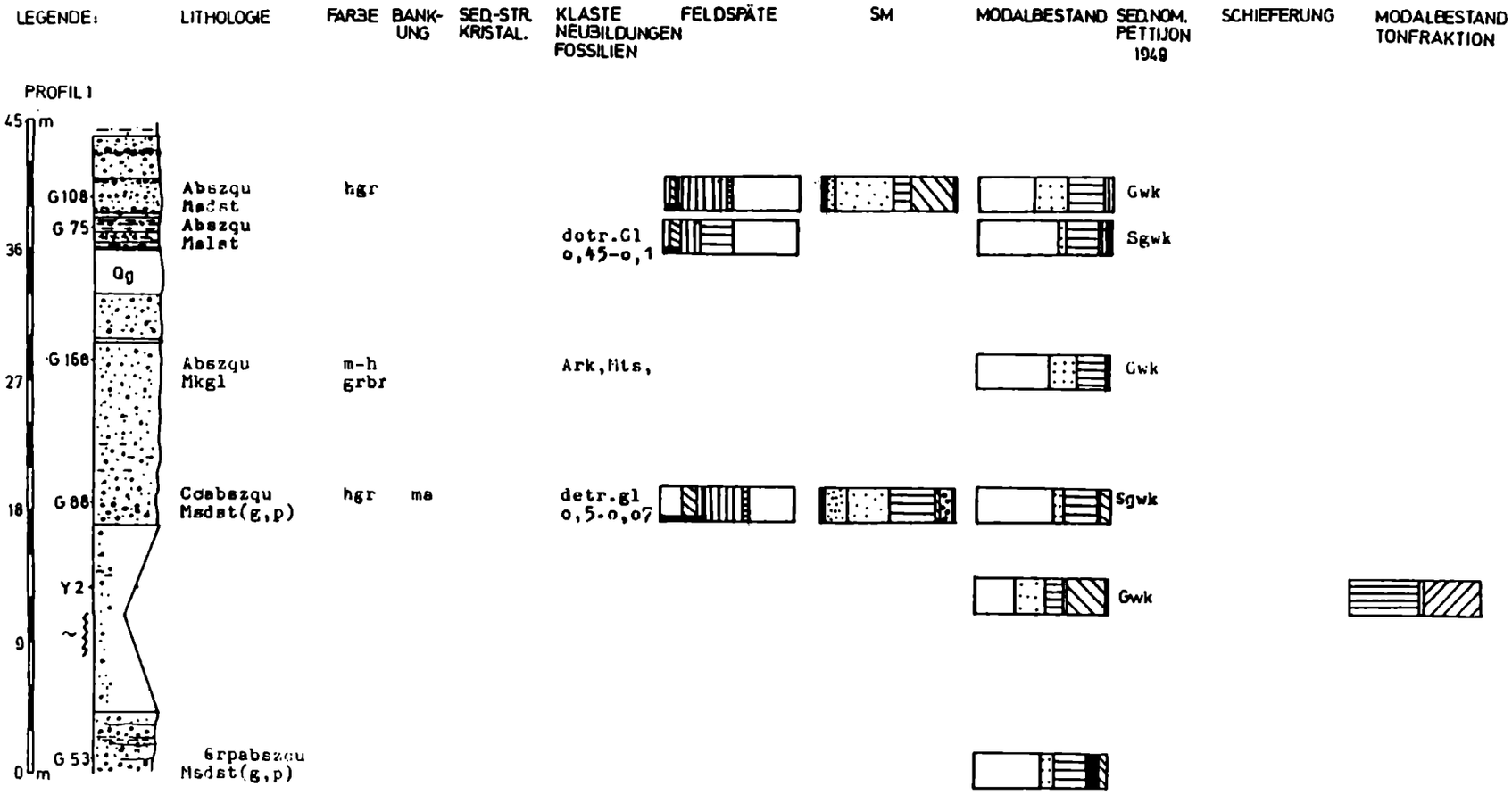
Feldspäte

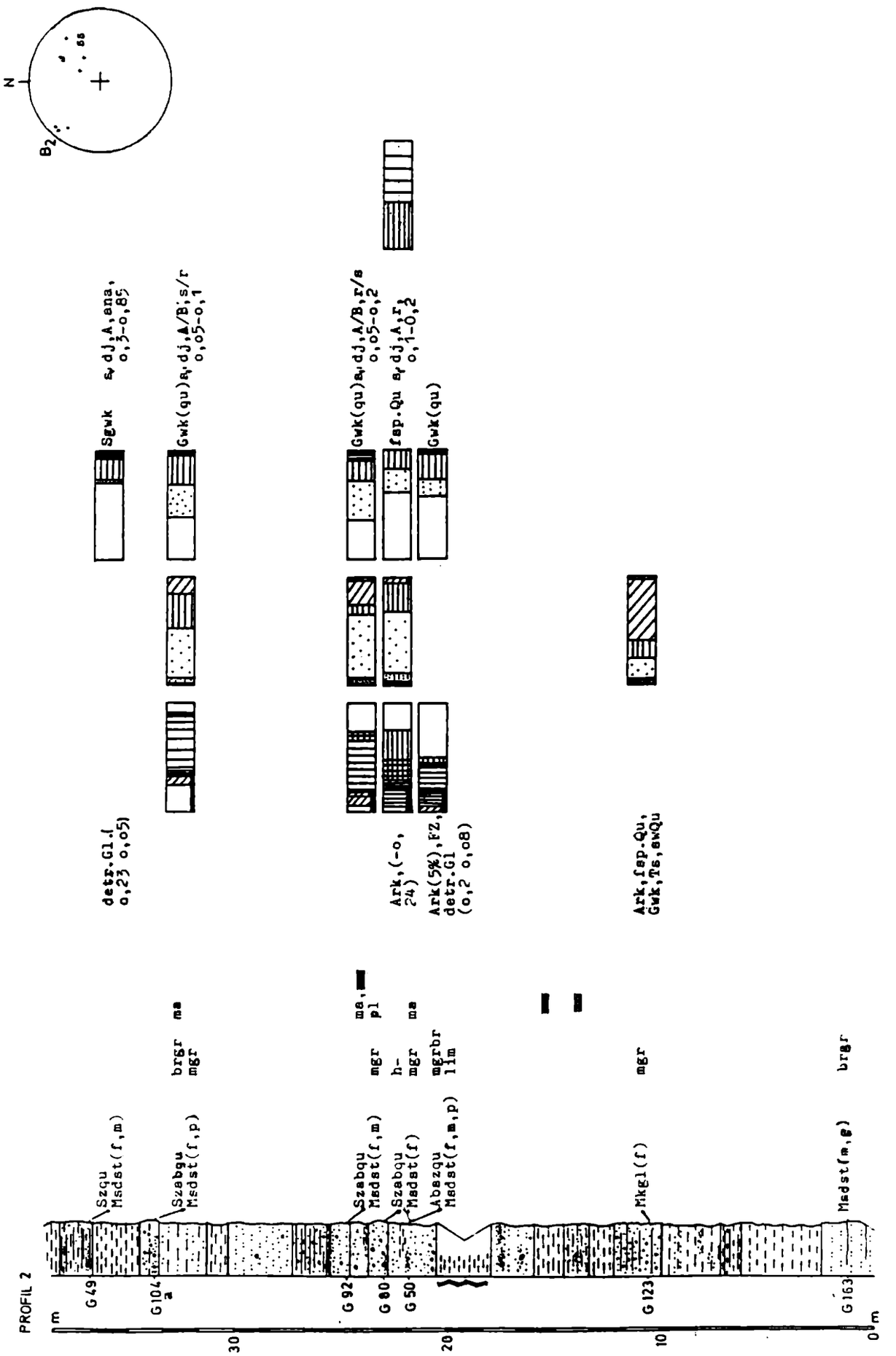
Alkalifeldspat
Schachbrettalbit
Alkalifeldspat serizitisiert
Schachbrettalbit serizitisiert
Plagioklas serizitisiert
Plagioklas serizitisiert,opazitisch
Plagioklas opazitisch
Plagioklas

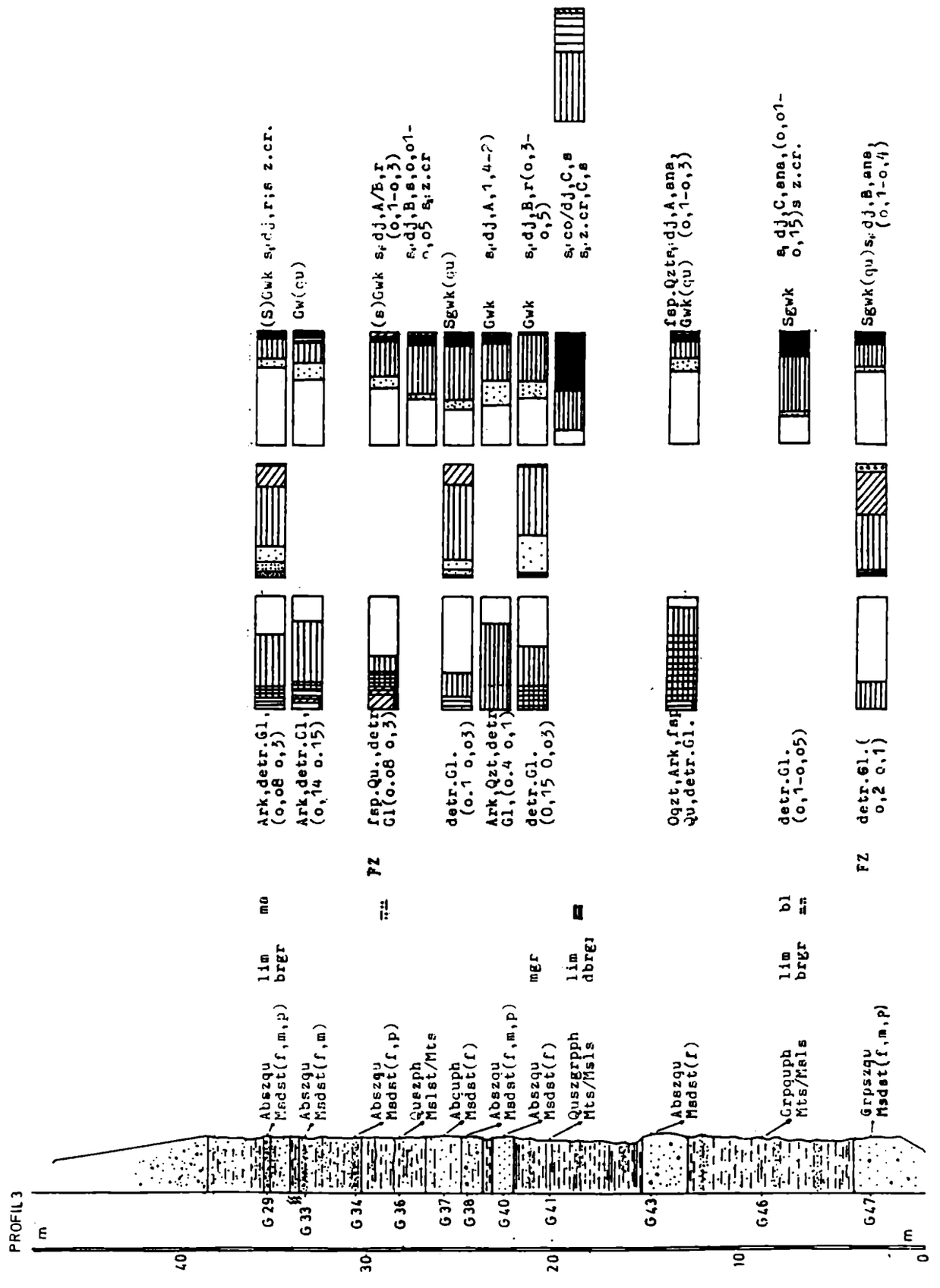
Schwermineralien

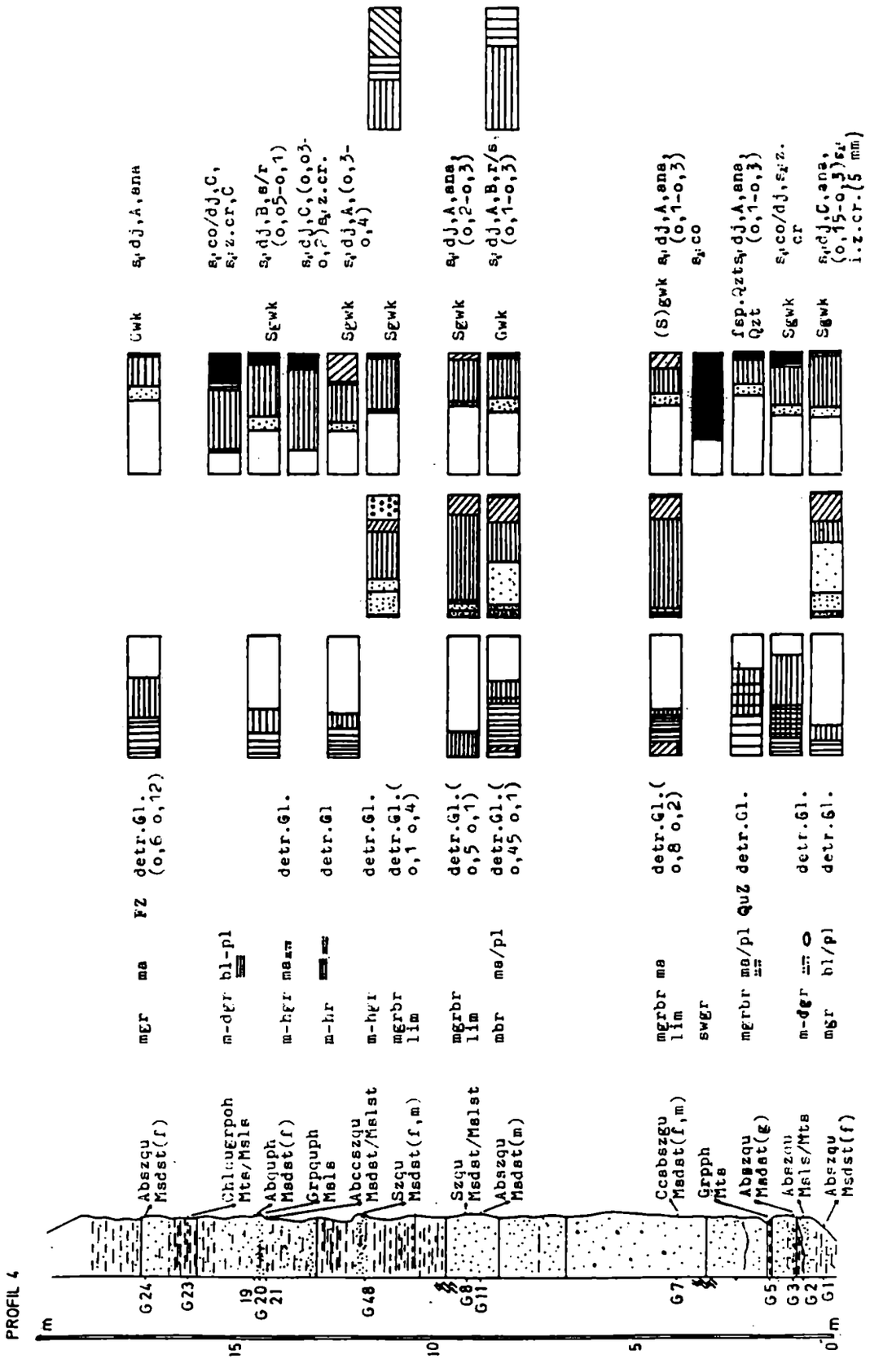
Zirkon idiomorph
Zirkon gefärbt
Zirkon gerundet
Turmalin
Apatit
TiO Mineralien
Granat

Metamorphe und sedimentpetrographische Nomenklatur wird nebeneinander verwendet; die Vorsilbe Meta-, hat die übliche Bedeutung, sie wird bei der Abhandlung sedimentologischer Thematik weggelassen; die Bezeichnung "Kalkmarmor" bezieht sich auf gröberkörnige (Calcit-)Karbonatgesteine; die Signaturen beziehen sich weitgehend auf SHELL (Standard-legend 1958)-Standardsignaturen.

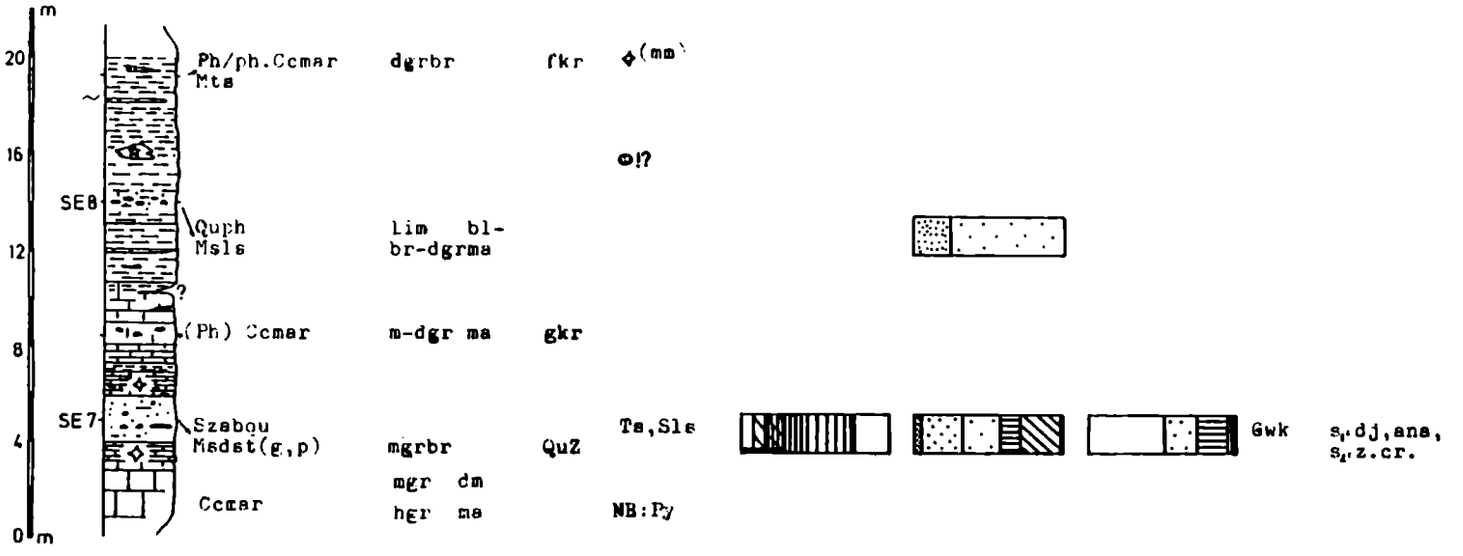

LEGENDE:
LITHOLOGIE
FARBE
BANK-UNG
SED-STR. KRISTAL.
KLASTE NEUBILDUNGEN FOSSILIEN
FELDSPÄTE
SM
MODALBESTAND
SED.NOM. PETTIJON 1949
SCHIEFERUNG
MODALBESTAND TONFRAKTION
PROFIL 1
45 m
36
27
18
9
0 m
G108
G 75
G 168
G 88
Y 2
G 53
Qg
Abszqu Msdst
Abszqu Mslst
Abszqu Mkgl
Ccabszqu Msdst(g,p)
Grpabszqu Msdst(g,p)
hgr
m-h grbr
hgr
ma
dotr.Gl o,45-o,1
Ark,Mts,
detr.gl o,5-o,07
Gwk
Sgwk
Gwk
Sgwk
Gwk

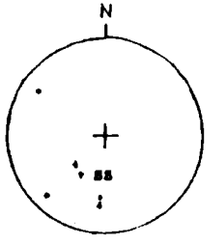

N
B2
Sgwk
Gwk(qu)
Gwk(qu)
fsp.Qu
Gwk(qu)
detr.Gl
Ark,(-o,
24)
Ark(5%),FZ,
detr.Gl
(o,2 o,o8)
Ark,fsp.Qu,
Gwk,Ts,swQu
PROFIL 2
Szqu
Msdst(f,m)
Szabqu
Msdst(f,p)
Szabqu
Msdst(f,m)
Szabqu
Msdst(f)
Abszqu
Msdst(f,m,p)
Mkgl(f)
Msdst(m,g)
brgr
mgr
mgr
mgr
mgrbr
lim
brgr
G49
G104a
G92
G80
G50
G123
G163
m
30
20
10
0 m


PROFIL 3
m
40
30
20
10
0
m
G 29
G 33
G 34
G 36
G 37
G 38
G 40
G 41
G 43
G 46
G 47
lim
brgr
mo
bl
mgr
lim
dbrgl
FZ
Abszqu
Msdst(f,m,p)
Abszqu
Msdst(f,m)
Abszqu
Msdst(f,p)
Quszph
Msist/Mts
Abcuph
Msdst(f)
Abszqu
Msdst(f,m,p)
Abszqu
Msdst(f)
Quszgrpph
Mts/Msls
Abszqu
Msdst(f)
Grpquph
Mts/Msls
Grpszqu
Msdst(f,m,p)
Ark,detr.Gl.
(o,08 o,3)
Ark,detr.Gl,
(o,14 o.15)
fsp.Qu.,detr
Gl(o.08 o,3)
detr.Gl.
(o.1 o,03)
Ark,Qzt,detr
Gl,(o.4 o,1)
detr.Gl.
(0,15 0,03)
Oqzt,Ark,fsp
qu,detr.Gl.
detr.Gl.
(o,1-o,05)
detr.Gl.(
o,2 o,1)
(S)Gwk s,dj,r;s z.cr.
Gw(qu)
(s)Gwk s,dj,A/B,r
(o,1-o,3)
s,dj,B,s,o,o1-
o,o5 s;z.cr
Sgwk(qu)
Gwk s,dj,A,1,4-?)
Gwk s,dj,B,r(o,3-
o,5)
s,co/dj,C,s
s,z.cr,C,s
fsp,Qzt,dj,A,ana
Gwk(qu) (o,1-o,3)
Sgwk s,dj,C,ana,(o,o1-
o,15)s z.cr.
Sgwk(qu)s,dj,B,ana
(o,1-o,4)

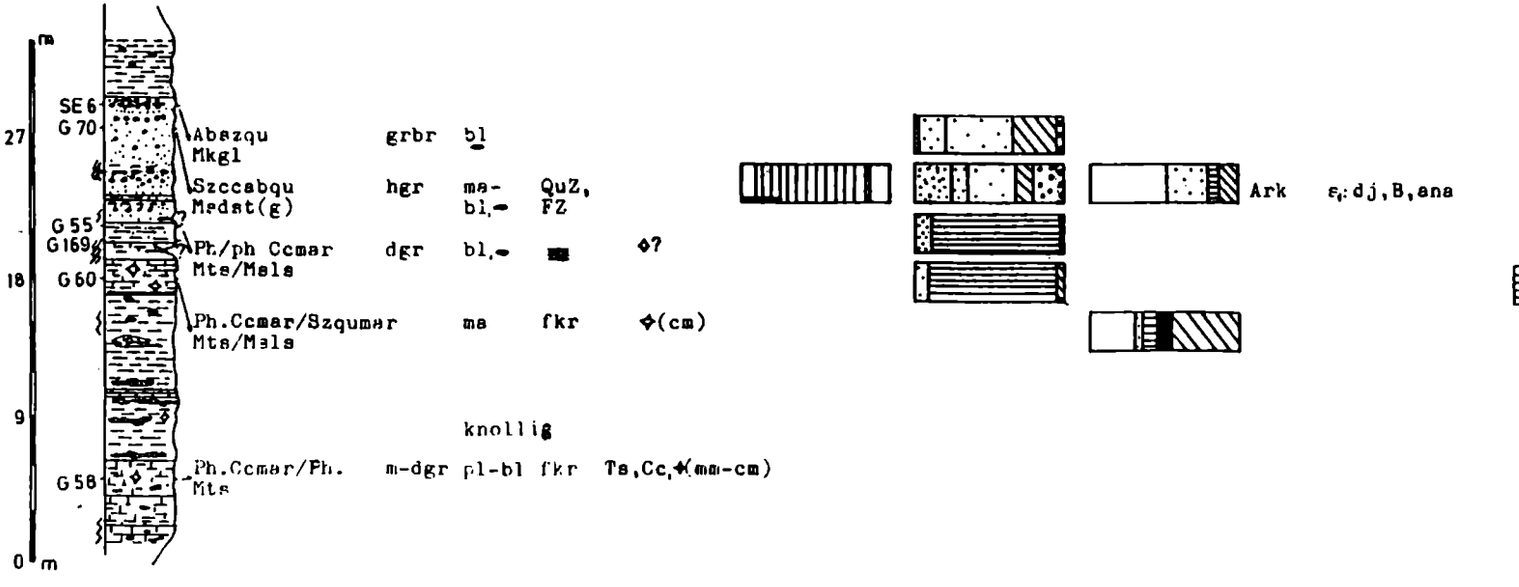

PROFIL 4
m
15
10
5
0
m
G24
G23
19
G20
21
G48
G8
G11
G7
G5
G3
G2
G1
Abszqu Msdst(f)
Chlsuqrpoh Mtb/Mslb
Abquph Msdst(f)
Grpquph Mslb
Abccszqu Msdst/Mslst
Szqu Msdst(f,m)
Szqu Msdst/Mslst
Abszqu Msdst(m)
Ccabszqu Msdst(f,m)
Grpph Mtb
Abszqu Msdst(g)
Abszqu Mslb/Mtb
Abszqu Msdst(f)
mgr ma FZ detr.Gl. (o,6 o,12)
m-dgr bl-pl
m-hgr ma
detr.Gl.
m-hr
detr.Gl
m-hgr
detr.Gl.
mgrbr lim
detr.Gl.(o,1 o,4)
mgrbr lim
detr.Gl.(o,5 o,1)
mbr ma/pl
detr.Gl.(o,45 o,1)
mgrbr ma lim
detr.Gl.(o,8 o,2)
swgr
mgrbr ma/pl QuZ detr.Gl.
m-dgr
detr.Gl.
mgr bl/pl
detr.Gl.
Gwk
Sgwk
(S)gwk
fsp.Qzt
Qzt
Sgwk
Sgwk
s1dj,A,ana
s1co/dj,C, s1z.cr,C
s1dj,B,s/r (o,o5-o,1)
s1dj,C,(o,o3-o,2)s1z.cr.
s1dj,A,(o,3-o,4)
s1dj,A,ana (o,2-o,3)
s1dj,A,B,r/s (o,1-o,3)
s1dj,A,ana (o,1-o,3)
s1co
s1dj,A,ana (o,1-o,3)
s1co/dj,s1z. cr
s1dj,C,ana, (o,15-o,3)s1 i.z.cr.(5 mm)

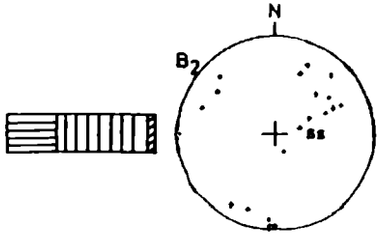
PROFIL 6



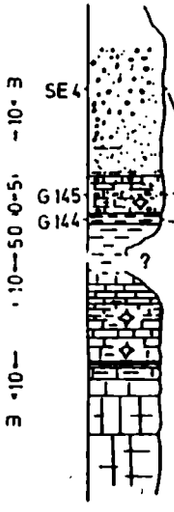


PROFIL 5

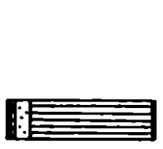


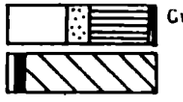


PROFIL 7



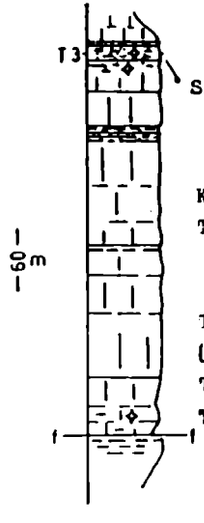
Abszqu	h-		Granit,Ark,	
Mdst(p)	mgr		Gwk,Qzt,detr.Gl.	
Ph.Ccmar(p)	mgr	fkr	pebbles max. 5 cm,	
Grpph	m-dgr lim			





s, dj, A, r
s, z.cr.
s, dj, C,

PROFIL 8



Szccqu	mgr brgr	bl	fkr	



s, dj, B, r, i.z.cr., C

Kalkmarmortypen Einheit 2/3/1

Typ1: Triebensteinkalkmarmor s.str., hgr-wgr, gkr(3mm), massig-m, Pyritneubildung, H_2S-Geruch, tw.Bänderung, fossilleer

Untertyp: Phyllosilikatanreicherung an Stylolithen, Cacitaderung, helle Calcitlinsen, Pyritneubildung auf ss

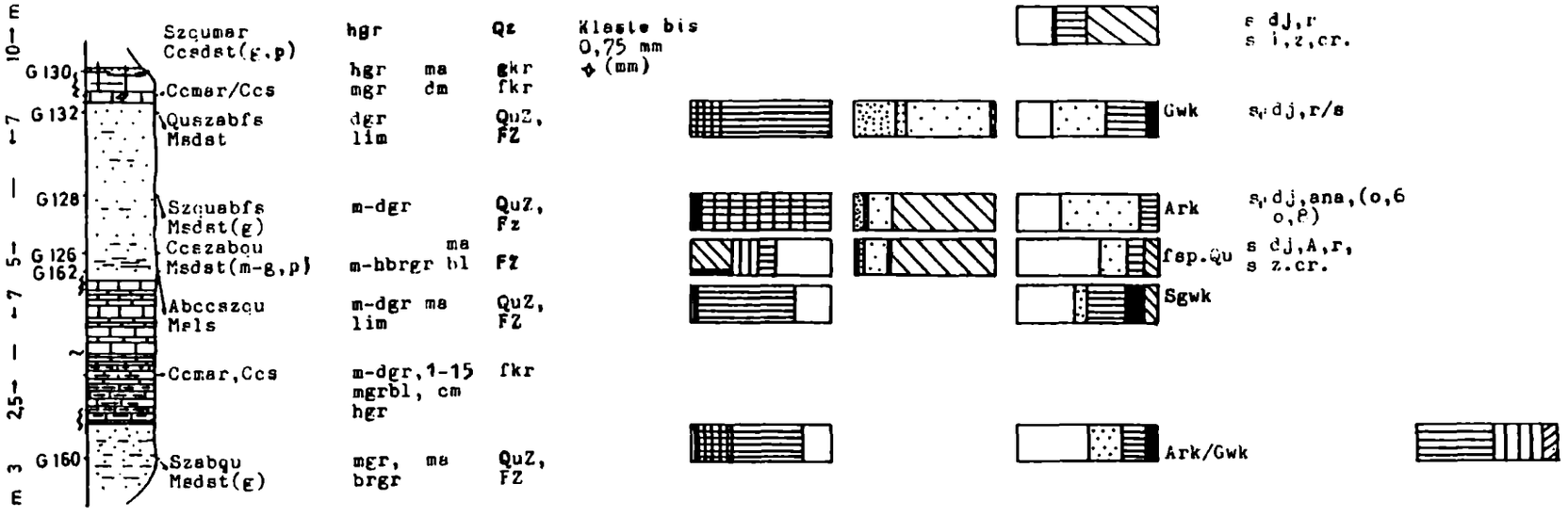
Typ2: m-hgr, f-mkr, Quarz-und Phyllosilikate in ss konzentriert, Pyritneubildung häufig

Übergangskalke:

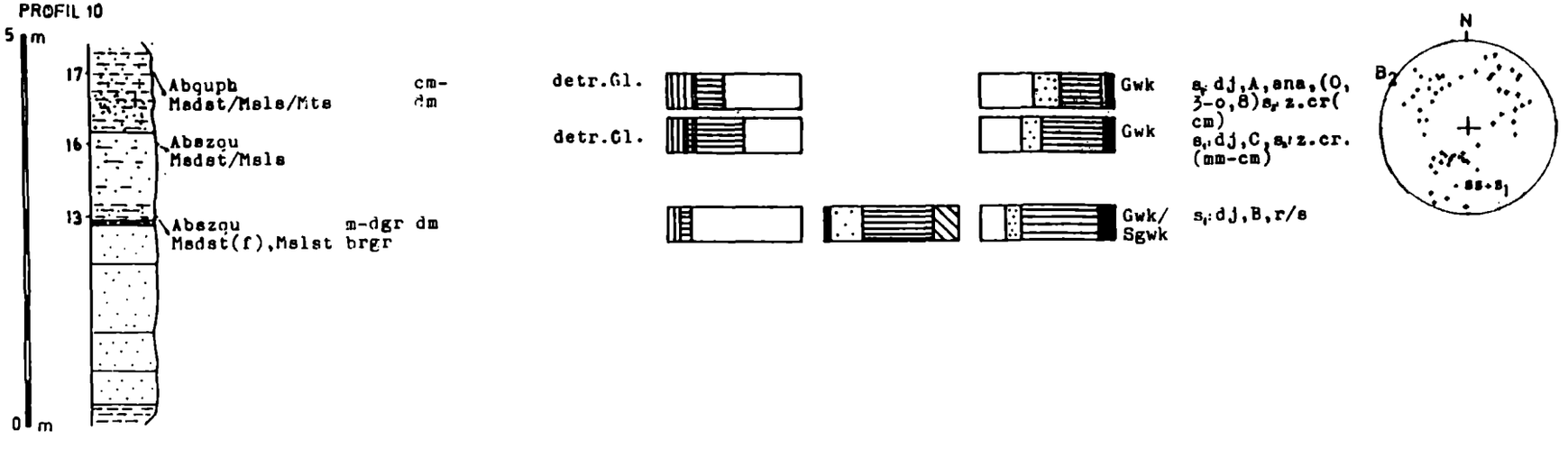
Typ3: Typus Plattenkalk, mm-dm Bankung, dgr-tw.grafitisch, fossilführend, tw.Fossilschuttkalke(Crinoiden), Korralen etc.

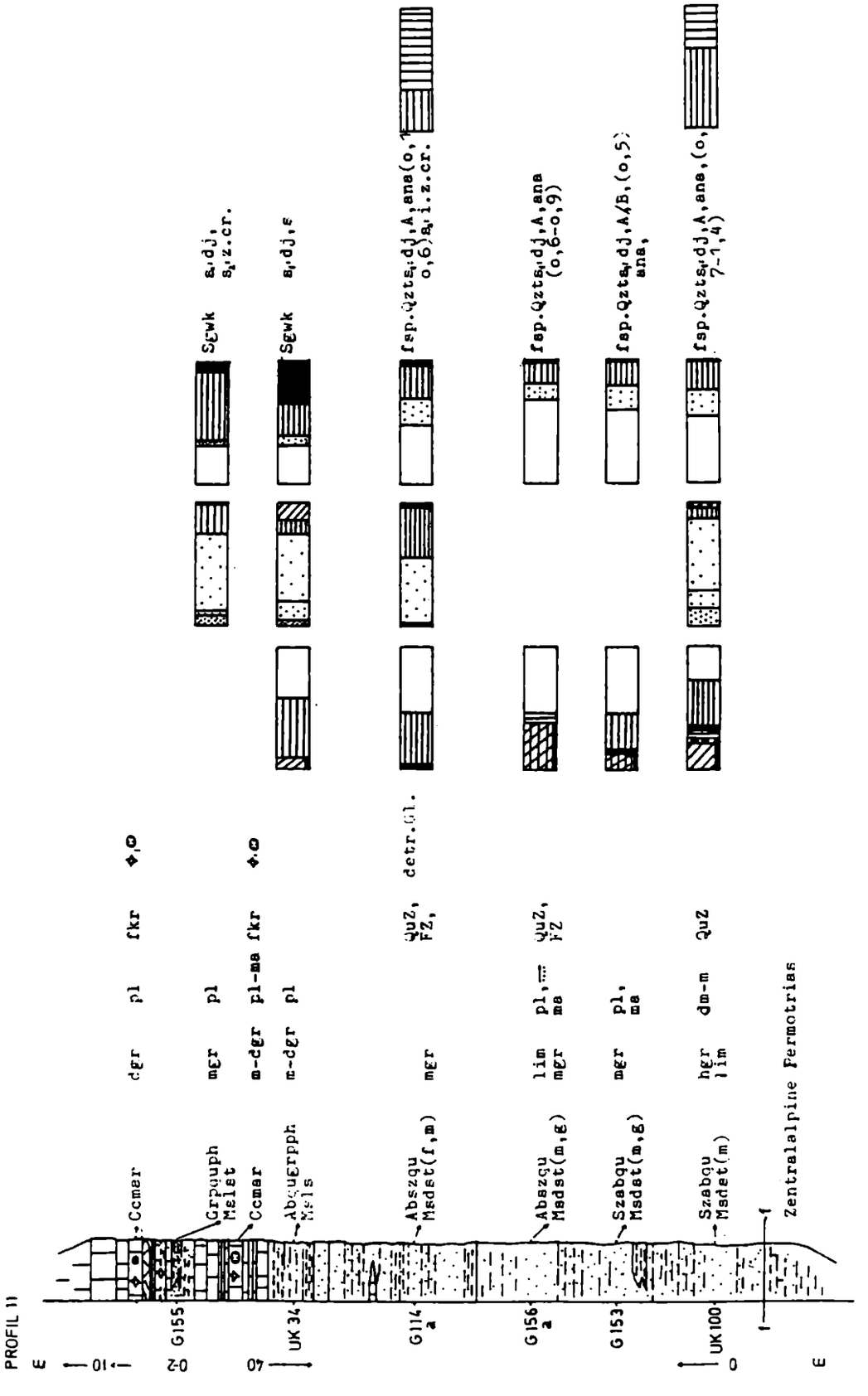
Typ4: Typus Kalkschiefer, dgr-tw.grafitisch, reichlich klastische Einstreuung, fossilführend(Crinoiden)

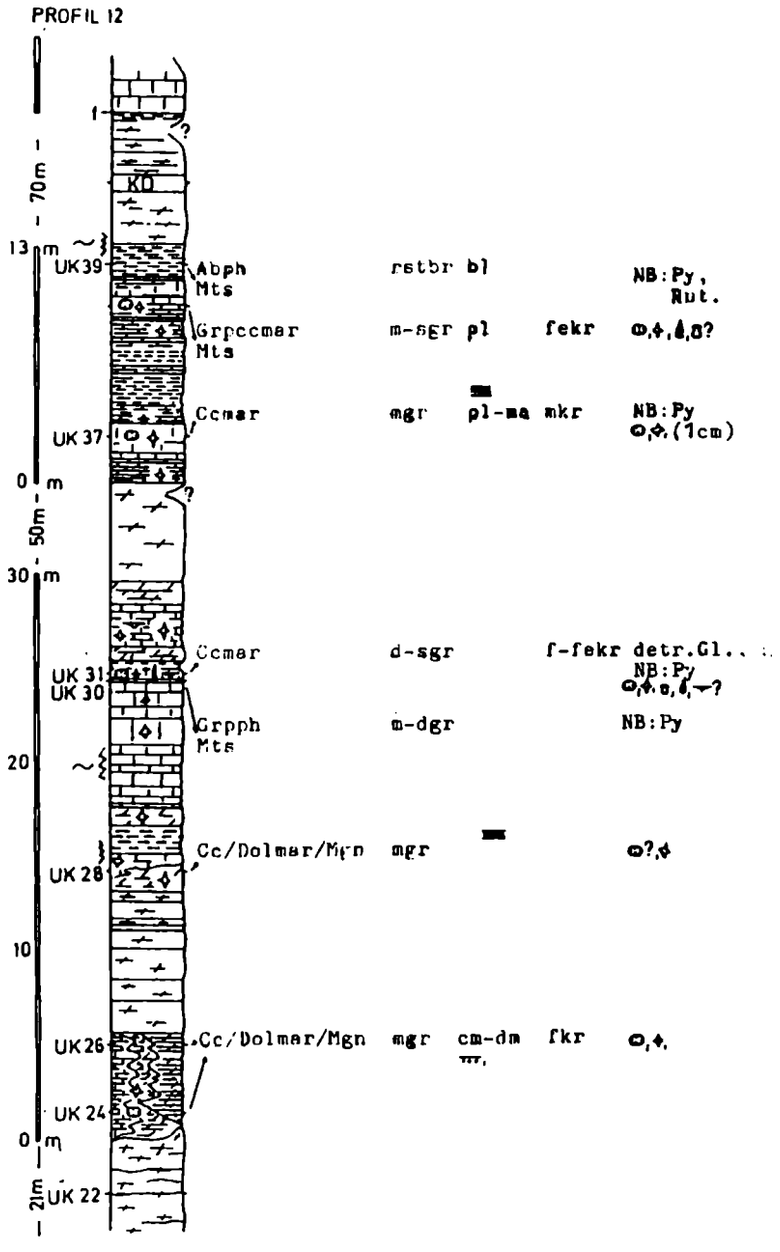
PROFIL 9

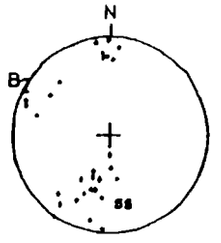


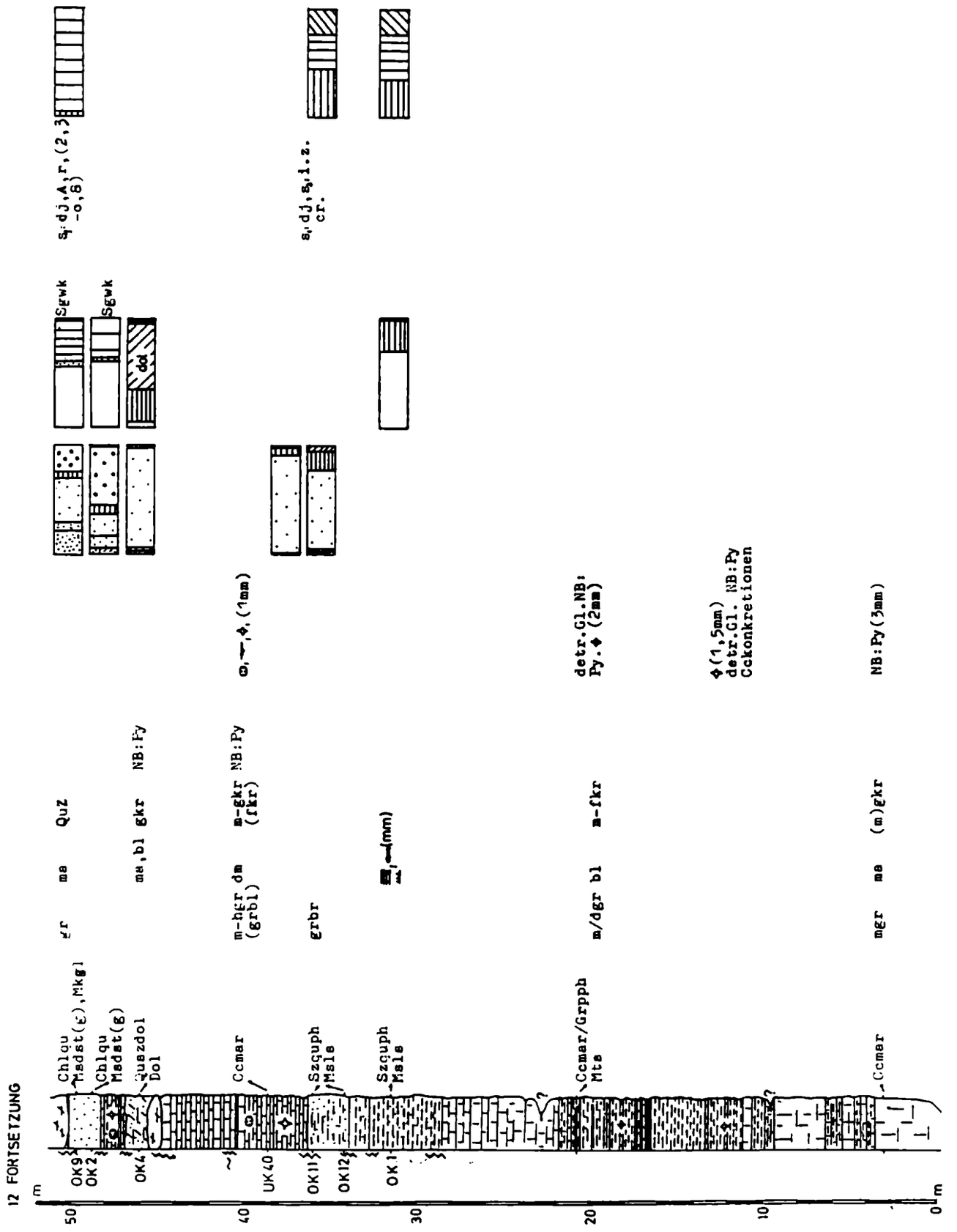
PROFIL 10




PROFIL 11
E
G155
UK 34
G114
G156
G153
UK100
E
Ccmar
Grpuph
Melst
Ccmar
Abquerpph
Melst
Abszqu
Msdst(f,m)
Abszqu
Msdst(m,g)
Szabqu
Msdst(m,g)
Szabqu
Msdst(m)
Zentralalpine Permotrias
dgr
mgr
m-dgr
m-dgr
mgr
lim
mgr
mgr
hgr
lim
pl
pl
pl-ma
pl
fkr
detr.Gl.
QuZ,
FZ,
pl,
ma
QuZ,
FZ
pl,
ma
dm-m
QuZ
fkr
Sgwk
s,dj,
s,z.cr.
Sgwk
s,dj,ε
fsp.Qzts,dj,A,ana(o,
o,6),s,i.z.cr.
fsp.Qzts,dj,A,ana
(o,6-o,9)
fsp.Qzts,dj,A/B,(o,5)
ana,
fsp.Qzts,dj,A,ana,(o,
7-1,4)


PROFIL 12
- 70m -
- 50m -
- 21m -
13 m
0 m
30 m
20
10
0 m
UK39
UK 37
UK 31
UK 30
UK 28
UK26
UK 24
UK 22
KD
Abph Mts
Grpccmar Mts
Ccmar
Ccmar
Grpph Mts
Cc/Dolmar/Mgn
Cc/Dolmar/Mgn
rstbr bl
m-sgr pl fekr
mgr pl-ma mkr
d-sgr f-fekr
m-dgr
mgr
mgr cm-dm fkr
NB:Py, Rut.
NB:Py
(1cm)
detr.Gl.
NB:Py
NB:Py


N
B
ss


12 FORTSETZUNG
m
50
40
30
20
10
0
m
OK9
OK2
OK4
UK40
OK11
OK12
OK1
Chlqu
Msdst(ε),Mkgl
Chlqu
Msdst(ε)
Quszdol
Dol
Ccmar
Szquph
Msls
Szquph
Msls
Ccmar/Grpph
Mts
Ccmar
gr
ms
Quz
ms,bl gkr
NB:Py
m-bgr dm
(grbl)
m-gkr
(fkr)
NB:Py
grbr
m/dgr bl
m-fkr
mgr
ms
(m)gkr
Sgwk
Sgwk
dol
detr.Gl.NB:
Py.♦ (2mm)
♦(1,5mm)
detr.Gl. NB:Py
Cckonkretionen
NB:Py(3mm)

2. Sedimentologie

a) Sunk - Formation

Metakonglomerate

Gerölle liefern Information über Ursprungsort, Transportweg und Absatzbedingungen. Morphometrische Untersuchungen (d.h. Größe, Form, Rundung, Sortierung, etc., siehe Diskussion bei BEHRENS 1977) in deformierten Gebieten beschreiben weitgehend die postsedimentäre Geschichte (Diagenese und tektonische Deformation) eines Geröllhorizontes. Die moderne geometrische Strukturanalyse (siehe Teil 3) vermag primäre Vorzugslagen elliptischer Gerölle, ein mittleres Deformationsellipsoid (Hautachsenverhältnis 3,13 : 1,43 : 1 im untersuchten Gebiet) und die geeignetste Fläche (YZ-Fläche des Deformationsellipsoides) für qualitative morphometrische Untersuchungen zu liefern. Es sei ausdrücklich betont, daß die aus Geröllmessungen gewonnenen Parameter nur Geländeaussagen überprüfen sollen und keinerlei weitergehende Schlüsse zulassen!

Gemessen wurden Packungsdichte und Sortierung an geeigneten Kluftflächen im Bereich des Profiles 1 (hangende Veitscher Decke), am Triebenstein NE-Grat und E' des Lärchenkogels. Für alle Untersuchungen wurde wegen Kontrastschwierigkeiten erst ab einer Geröllgröße von 0,5 cm aufwärts gemessen!! Die Sortierung wurde mittels Quartilmaße berechnet und in Sortierungsgraden (für Sandsteine!) nach FÜCHTBAUER 1959 angegeben. Die Packungsdichte wurde mittels Linien- und Flächenmethode (KAHN 1956) bestimmt und ist in % der beanspruchten Fläche angegeben. Weiters wurde sie nach Schaubildern (E. FLÜGEL 1978) abgeschätzt. Die Abrundung wurde mittels Vergleichsbildern (KRUMBEIN 1941) im Gelände bestimmt.

Resultate

a) Geröllgröße

Normalverteilung um einen Mittelwert bei 1,6 cm. Die Schwankungsbreite zwischen den einzelnen Aufschlüssen kann groß sein. Generell übersteigt die Geröllgröße nicht 5 cm (YZ-Schnitt des Deformationsellipsoides). Maximale Komponentengrößen finden sich SE' des Lifteneckes, wo ein durchschnittliches Achsenverhältnis von 18,3:8,2:4,75 (maximale Komponente 48:16:9) gemessen wurde. Rechnet man die für diesen Aufschluß gemessenen Deformationswerte ab (bzw. dazu), ergeben sich primäre Achsenverhältnisse von 9,2:8,9:8,8 bzw. 23:18:17 für die größte Komponente.

b) Packungsdichte

Sie schwankt in den 12 gemessenen Aufschlüssen zwischen 11 und 48 %. Der Mittelwert liegt bei 25 %. Zu beachten ist:

- daß die Untergrenze von der verfügbaren Meßfläche limitiert wird
- daß das vermessene Korngrößenintervall die Auswahl dichtgepackter Aufschlüsse bevorzugt.

24 Proben für die geometrische Strukturanalyse lieferten einen Mittelwert von 20,5 (13,7 SD) %. Die Auswahl der Proben erfolgte aus methodenspezifischen Gründen aus dichtgepackten Parakonglomeraten (vgl. PETTIJOHN 1975). So sind die angeführten Werte als Obergrenze zu werten. Ordnet man die im Gelände abgeschätzten %-Gehalte von Geröllen und Matrix in die Klassifikation von WILLMAN 1942 (lit.cit. in PETTIJOHN 1975) - Abbildung 7 - ein, so erweisen sich "pebbly siltstones (mudstones - sandstones)" als am weitesten verbreitet (im folgenden wird der Terminus Konglomerat der Einfachheit wegen trotzdem beibehalten).

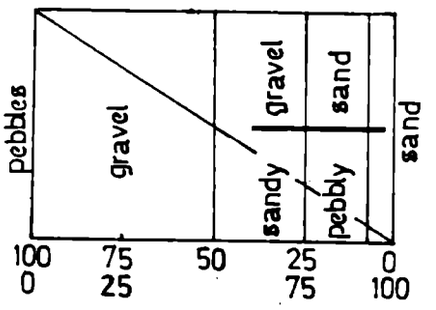


Abbildung 7:

Klassifikation von Sand und Schottermixturen nach WILLMAN 1942: Der eingezeichnete Balken gibt den durch Schätzung ermittelten Hauptverbreitungsumfang der Parakonglomerate in der Sunk - Formation.

Die Gerölle (tw. bis 10cm) erweisen sich als"matrix supported" und zeigen bimodale Korngrößenverteilung (mit dem Hauptmode im feinen Bereich). Diese Geröllbänke zeigen keine internen Strukturen, es ist nicht oder kaum erkennbar, die Mächtigkeit kann 10m erreichen.

Dichtgepackte ("grain-supported"), gut sortierte Konglomerate bleiben in der Minderheit. Sie erreichen Mächtigkeiten bis zu 6 m.

c) Sortierung

Die Werte liegen zwischen 1,36 und 2,94 (Q_3/Q_1) bei einem Mittelwert von 1,8 (Geröllgröße über o,5 cm!), was einem guten Sortierungsgrad nach FÜCHTBAUER 1959 entspricht. Dagegen sind alle "pebbly mud(silt-)stones" schlecht sortiert und haben polymodale Korngrößenverteilung.

d) Sphärizität

Aussagen über die primäre Kugeligkeit erlaubt die geometrische Strukturanalyse (Abbildung 81 und 134), Diskussion in Teil 3, p.272 ff. Nimmt man die mittleren initialen Geröllachsenwerte aus dieser Analyse (1,75;1,62;1,44), so erhält man einen Sphärizitäswert von 0,9, eine Angabe, die sich unter Berücksichtigung der Mittelwertsberechnung aber eher auf eine gute ziellose Verteilung der Geröllängsachsen bezieht. Betrachtet man Einzelanalysen bleibt die Sphärizität trotzdem hoch (vergleiche auch die Berechnungen unter a)).

e) Abrundung

Der Rundungsgrad liegt über o,4 (PETTIJOHN 1975), vorwiegend im Bereich "rounded". Eckige Komponenten finden sich selten, gut gerundete häufig, vgl. Abbildung 8.

f) Orientierung und Regelung

Ist durch die Deformation bestimmt. Führt man diese zurück, so erhält man eine ziellose bis leicht in ss bevorzugte Regelung der Geröllängsachsen. Obwohl die Auswahl der 24 untersuchten Proben auf ziellose Ausgangsorientierung ausgerichtet war (siehe Teil 3), dürfte diese Aussage doch wenigstens für einen Großteil der lose gepackten Geröllvorkommen gelten.

g) Geröllbestand

Umfaßt Gangquarz, Quarzite, feldspatführende Quarzite, Grauwacken, Arkosen, Pelite, schwarze Lydite, (opazitisch durchstäubten) dunklen Gangquarz und saure Plutonite nach abnehmender Häufigkeit geordnet. Die Abbildungen 9 und 10 geben eine Übersicht und Einordnung.

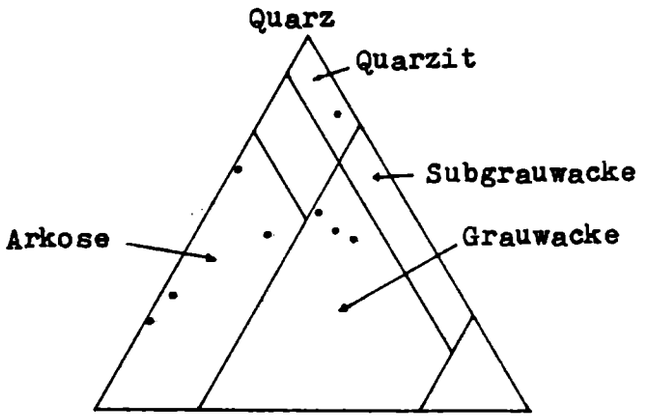


Abbildung 9:

Stellung sedimentärer Lithoklaste in der Sandsteinklassifikation nach PETTIJOHN 1949.

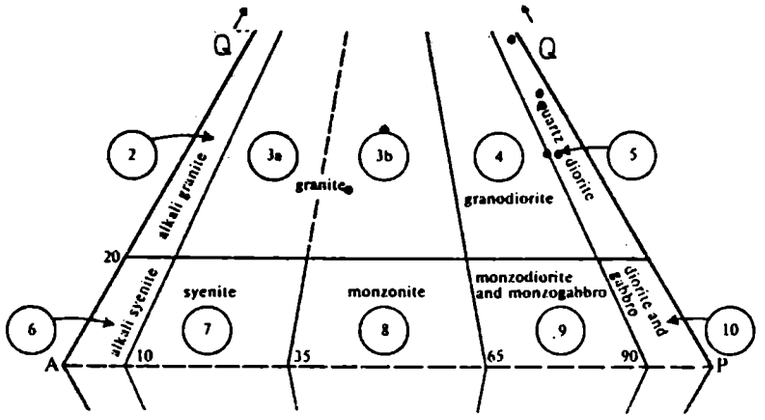


Abbildung 10:

Stellung plutonischer Lithoklaste in Q-A-P-Dreieck nach STRECKEISEN 1976. Klassifikation nach Modalmineralogie.

Die unter Punkt a. - f angegebenen morphometrischen Parameter gelten, soweit dies aus dem heute vorliegenden Erscheinungsbild feststellbar ist, für den ganzen Geröllbestand. Nicht gilt dies für Pelit- und Lyditgerölle und für Gerölle aus "unreiferen" Konglomeraten (siehe unten). Generell übersteigt der Anteil an Nichtquarzlithoklasten nicht 1 % der Gesamtgeröllpopulation. In seltenen Fällen werden 5 % überschritten, meist ist das Sediment dann: nicht gepackt, schlecht sortiert, die Rundung ist schlechter (siehe b), c), e)), der Anteil an detritischem Glimmer, Peliten (Resedimenten), Lyditkomponenten und der Feldspatgehalt erhöht. Generell sind die Konglomerate aber beinahe oligomikt. In einer Kieslage konnten in einem Fall 11 % Gesteinsfragmente gemessen werden, der Komponentenbestand ist gleich den Konglomeraten.

Wichtige Minerale aus den sauren Plutonitgeröllen sind:

- Feldspat: ist serizitisiert, karbonatisiert, fein opazitisch durchstäubt, tw. zerbrochen, Alkalifeldspat ist peritisiert
- Biotit: ist weitgehend chloritisiert (dieser zeigt: blaue Interferenzfarben, schwach pleochroitisch) - vgl. Abbildung 11
- Hellglimmer: zeigt "kink bands" und ist an diesen und randlich durch feine Neubildungen (max. 0,1mm) ersetzt, zeigt Ausscheidung von opaken und TiO_2-Mineralien.

Ein Korngrößenhiatus zwischen Gangquarz und Restgeröllbestand besteht nicht. Die größeren Achsenverhältnisse der Pelit- und Lyditkomponenten beruhen auf Duktilitätsdifferenzen, sind teilweise aber auch primär angelegt (eckige, zerrissene Form). Diese Pelit- und Lyditgerölle werden als "intraformational conglomerates", vgl. PETTIJOHN 1975, gedeutet. Selten ist einer interne "Schieferung"in diesen Lithoklasten entwickelt ($s_i \neq s_e$). Eine Deutung als ehemaliges ss ist möglich (Resedimente) - vgl. Abbildung 12.

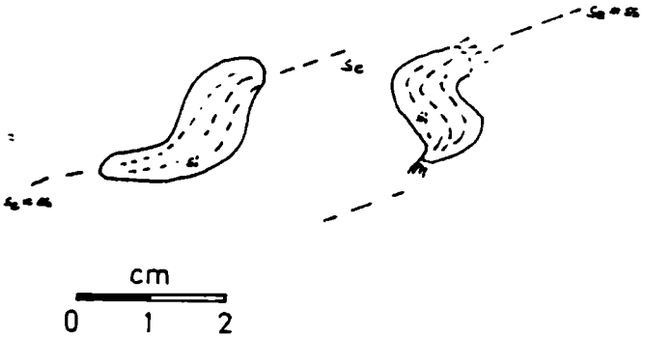


Abbildung 12
$s_i \neq s_e$ in sedimentären Lithoklasten; ehemaliges ss?

Für die genetische Deutung ist das Auftreten von Granitgeröllen, Arkoseresedimentgeröllen und das Fehlen von Geröllen eines metamorphen Liefergebietes interessant. So weist PETTIJOHN 1975 darauf hin, daß Granit neben Kalk das instabilste Geröllelement in rezenten Sedimenten

darstellt (Äquivalente zu Arkosen im gröberen Sediment). So erreichen auch Granitgerölle am raschesten die Obergrenze der Abrundbarkeit. Daher werden die Arkose- und Grauwackengerölle der Sunk - Formation als wiederverfertigte Reste des Zerfallsproduktes eine Plutonitkomplexes gedeutet, deren Wiederaufarbeitung, Umlagerung und Zerfall den heutigen hohen Anteil an detritischen Feldspat in den Sandsteinen bzw. Matrix der Konglomerate lieferte (siehe p. 40 ff).

h) Gradierung

Ist nur in Einzelfällen beobachtbar, sie äußert sich entweder in Zunahme der Packungsdichte und/oder in Korngrößenänderungen.

Selten konnten an der Unterseite einer größeren Sedimentationseinheit (mit oder ohne Bankungsfuge) Linsen (max. 50cm lang, 1-2 gerölldurchmesser dick) dichtgepackter, imbrikatierter Gerölle gefunden werden. Es ist eine Deutung als "coarsing lag pavement" möglich, was höhere Strömungsenergie impliziert.

Auffallend ist eine durch feinverteilten Hämatit bedingte rötliche Färbung in einigen Konglomerataufschlüssen. Zusammen mit schwacher Grafitführung ist sie nur in den Hangendpartien der Abfolge zu finden. Örtlich ist eine deutlich linsige und schichtgebundene Anreicherung zu beobachten. Solche Rotfärbung gilt generell als Indikation kontinentaler Verwitterung (PETTIJOHN et.al., 1973) und wird in diesem Sinne gedeutet.

Eine laterale Verzahnung mit Sandstein (Abbildung 13) und erosive Basisflächen mit Basiskonglomeraten sind Ausnahmen. Regel ist: Linsengeometrie und als auffälligstes Merkmal fehlende Bankungsfügen im Grenzbereich Konglomerat-feinklastischere Ablagerung (Abbildung 14). So zeigen z.B. Siltsteine bei gleicher Zusammensetzung bereichsweise Geröllführung (bis über 10cm Größe und schlechter Sortierung), ohne daß durch eine Bankungsfuge, Farbwechsel etc. eine Trennung angedeutet wäre, vgl. auch Abbildung 14. Damit verbunden sind fehlender Korn-Korn Kontakt der Gerölle ("matrix-supported") und fehlende Gradierung.

Noch nicht einordbar ist eine Beobachtung am Triebenstein NE-Grat, SH. 1045m. Senkrecht zu dem im weiteren Bereich maßbaren ss und s_1 (s_1 = ss) durchzieht eine ca. 20cm breite und 1,5m aufgeschlossenen Geröllschicht das siltige Nebengestein. Ein in diesem Aufschluß nicht sicher meßbaren ss und ein fehlendes dreidimensionales Bild erlauben keine sichere Deutung. 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 (vgl. Abbildung 15 a,b). Eine Bekräftigung gibt die Gefügeanalyse. Nirgendwo im bearbeiteten Gebiet steht s_1 normal auf ss.

Metasandsteine, -tonschiefer, Kalkmarmore

Sie liefern in den untersuchten Profilen kaum sedimentologische Anhaltspunkte. Mindestens eine durchdringende Schieferung prägt die Gesteine um. Korngrößenabschätzungen erlauben nur mehr Schwermineralien (hydraulisches Äquivalent siehe PETTIJOHN, POTTER&SIEVER 1973), klastische Feldspäte und detritische Glimmer.

Schichtung ist deutlich erkennbar wenn: Sandsteine, Konglomerate mit Tonschiefern wechsellagern (dann sind die Kontakte zu den Tonschiefern meistens scharf - siehe Profile), Kalkmarmorbänke eingeschaltet sind, Konglomerate (!), Sandsteine und Tonschiefer Karbonat diffus oder linsig-schichtgebunden führen, Tonschiefer primäre Lamination zeigen (meist durch s_1 verstärkt, -schwierige Trennung), Schwermineralagen im Schliff, Feldspatlagen im Geände und Schliff erkennbar sind.

Gradierung im Schliff und Handstückbereich ist nur in Einzelfällen beobachtbar und zeigt sich durch Abnahme des Quarzgehaltes. Korngrößengradierung ist durch Quarzkristallisation zerstört. Doch nützt diese Gradierung meist wenig, da man über weite Strecken nicht weiß, in welchem Teil einer Großfalte man ist, und so nicht zwischen inverser und aufrechter Gradierung unterscheiden kann.

Die ganze "feinklastische" Abfolge ist monoton, Ausnahmen bilden:

- helle, fast matrixfreie Quarzite bis Feinkonglomerate (Orthoquarzite)
- "Quarzwacken" mit teilweiser reichlicher, lagiger Führung opazitisch durchstäubter Feldspäte
- Einschaltung von Kalkmarmorbänken. Diese Kalkmarmore entsprechen den Typen 3 und 4 im Profil 8. Sie entwickeln sich kontinuierlich aus dem hangenden Triebensteinkalk durch Zunahme des unlöslichen Rückstandes und Einschaltung 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. 1140m ist folgende Abfolge aufgeschlossen:

up
↑ H -3m dichtgepackte Konglomerate, teilweise rötliche Matrix
-2m Sandstein, teilweise rötliche Matrix
-3dm rötlicher Kalkmarmor mit mehrerer mm dicker dunkelroter Basislage
L -dm Silt,-Sandstein

Die Dicke der karbonatischen Roterdeschicht (?) schwankt lateral (Abbildung 16). Wie die meisten Kalkbänke in dieser hangenden Position der Abfolge führt auch diese Lage Crinoiden (marines Ablagerungsmilieu).

In der Sunk - Formation sind den Großzyklus Kalkmarmor+Tonschiefer-Sandsteine-Konglomerate vor allem ab dem Sandsteinniveau "coarsing upward" Kleinzyklen überlagert (Tonschiefer - Sandsteine - Konglomerate). Die im Abbau befindlichen Grafitflöze sollen nach PEER 1980 überwiegend an Konglo-

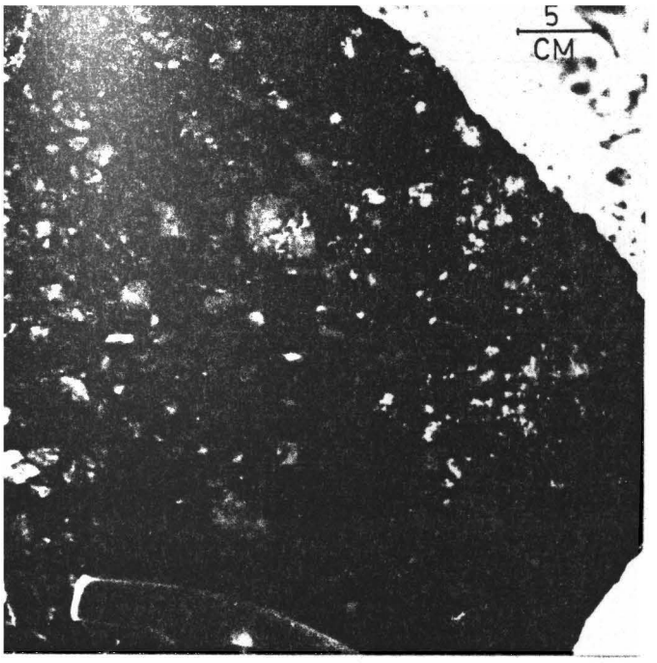


Abbildung 8:

Mittelmäßig sortierte, eckige bis gerundete Gerölle in siltiger Matrix, ± Primärgefüge!, Typus des "pebbly siltstone"; YZ-Fläche des "finite"-Deformationsellipsoides;
Lokalität: Idarevier, verfallener Stollen, Triebenstein N-Seite, SH. 1o4om

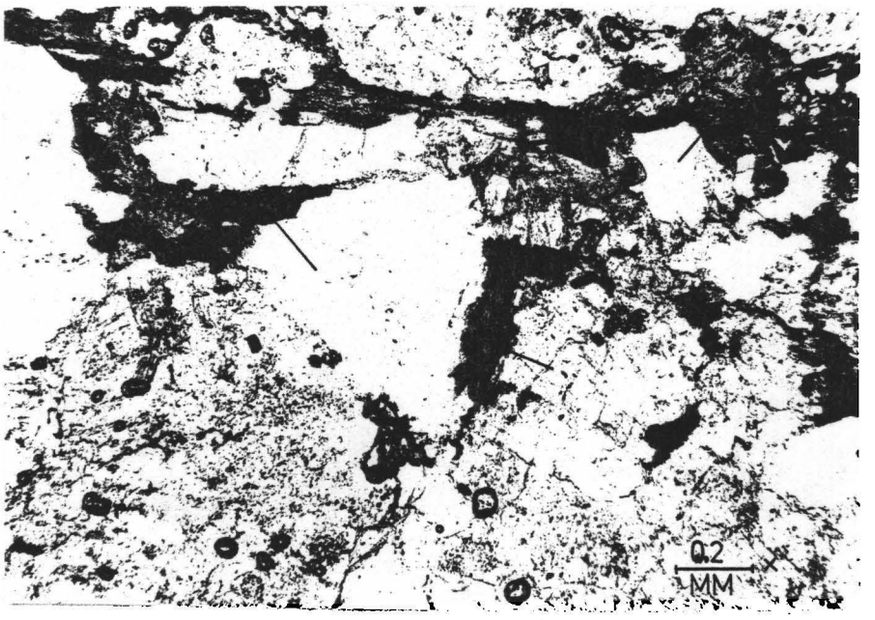


Abbildung 11:

Metagranit mit zersetzten Biotiten (Pfeile),-
Lokalität: Triebenstein NE-Grat, SH. 1o5om, Probe SE 4



Abbildung 13:

Verzahnung dichtgepacktes Konglomerat mit Sandstein, Hertagraben SH. 1ooom, orogr=aphisch rechte Bachseite

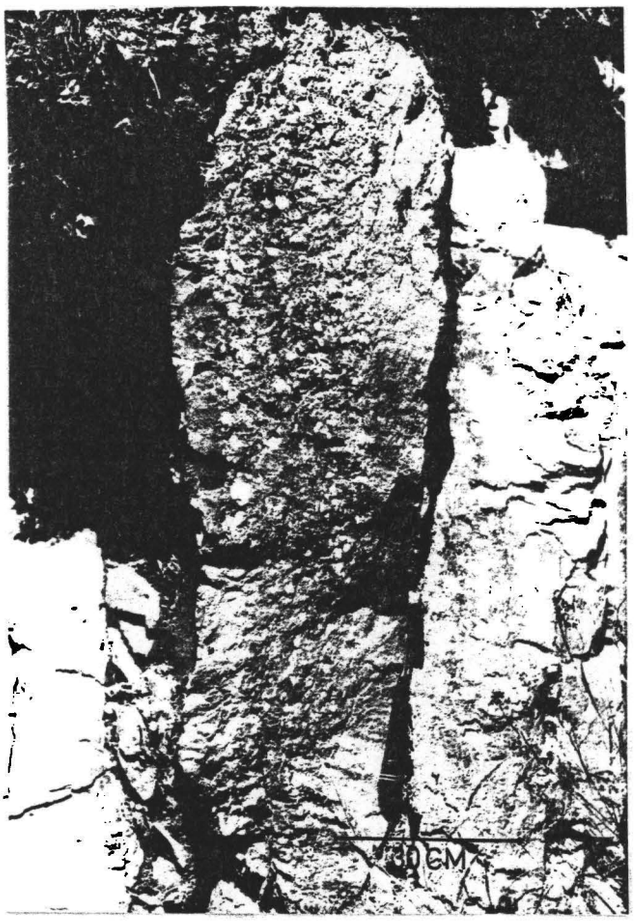


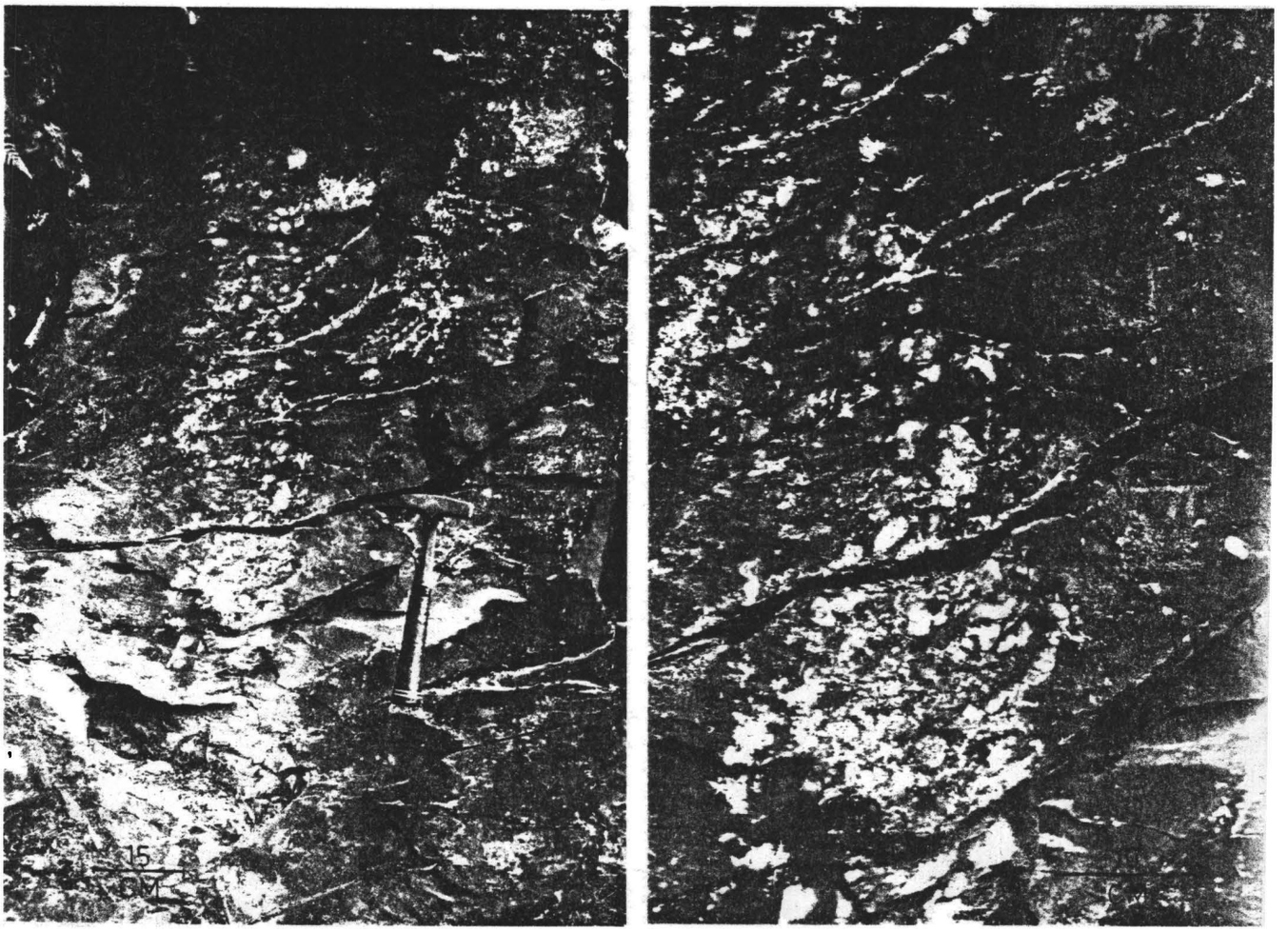
Abbildung 14:

Kontakt Konglomerat-Sandstein aus dem Hangendbereich von Profil 1, Forstweg zum Graphitbergwerk Sunk; Erläuterungen siehe Text

Abbildung 15 a,b:

Sackungserscheinungen am Trieben=stein NE-Grat, SH. 1o2om; beachte Begrenzung der Geröllage senkrecht s_1, statistische Geröllängsachsen=orientierung parallel dem Begrenzungsrand; YZ-Schnitt des Deformationsellipsoides

a. b.



merate gebunden sein, doch ist der Kontakt meist tektonisiert.

In Abbildung 17 ist der Modalbestand der in der Sunk - Formation untersuchten Klastika zusammengefaßt; dabei ist der feinklastische Anteil naturgemäß unterrepesentiert.

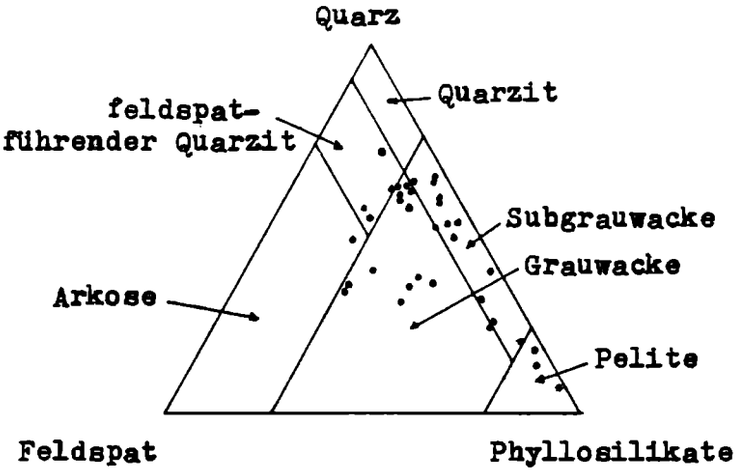


Abbildung 17:

Modalbestand mikroskopisch untersuchter Klastika aus der Sunk - Formation eingetragen in die Sandsteinklassifikation von PETTIJOHN 1949

b) Steilbachgraben - Formation

Abbildung 18 faßt den Modalbestand mikroskopisch untersuchter Klastika zusammen.

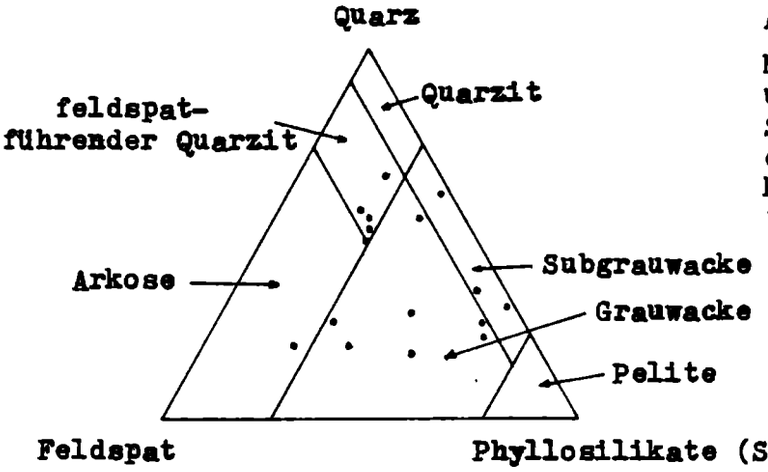


Abbildung 18:

Modalbestand mikroskopisch untersuchter Klastika aus der Steilbachgraben - Formation eingetragen in die Sandsteinklassifikation von PETTIJOHN 1949

An Sedimentstrukturen tritt häufiger als in der Sunk - Formation (SF) Lamination auf (tektonisch überarbeitet), Gradierung ist selten, Schrägschichtung ist in einigen Fällen zu erahnen. Über die Veränderung des Korngrößenspektrums gilt das für die SF angeführte. Dominierende Gesteine stellen siltige Metapelite dar. In den Metagrauwacken ist die Führung an opazitisch durchstäubten Feldspäten schon in Gelände deutlich sichtbar und Kartierungskriterium.

3. Petrologie

a) Quarz

Dominiert in allen gröberklastischen Ablagerungen und bestimmt das mechanische Gesteinverhalten. Selten ist noch ein klastischer Kern mit Anwachszone erkennbar; wobei dann Kern und Anwachszone gleichermaßen von deformationsinduzierter Drucklösung betroffen werden. Es läßt sich auf Quarzzementation schließen. Als Besonderheit treten Rutileinschlüsse auf.

b) Feldspat

Klastische Feldspäte finden sich in allen Sedimenten der Veitscher Decke im Bereich Sunk. Ihre Vielfalt würde zu einer genaueren Untersuchung berechtigen, was aber den Rahmen dieser Arbeit überschreiten würde. Eine spezielle Untersuchung würde das Liefergebiet genauer charakterisieren. Die nachfolgenden Ausführungen sollen einen ersten Überblich liefern.

In den Profilen wurde unterschieden:

- Alkalifeldspat, wobei Schachbrettalbit als häufigste Entmischungsform eigens ausgeschieden wurde
- serizitierter Feldspat, also klastischer Feldspat dessen Ca-Gehalt in Glimmer (+ Karbonat)-Mikolithe ungesetzt wurde
- opazitisch durchstäubter Feldspat (vgl. Abbildung 19 a, b), die opake Komponente, sie betrifft Plagioklas und Kalifeldspat gleichermaßen, ist Hämatit (auflichtmikroskopische Untersuchung)
- neugebildeter Plagioklas bzw. Kalifeldspat.

Zonierte Feldspäte konnten nicht beobachtet werden. Klastischer Feldspat erreicht Korngrößen bis 2 mm, in den stark feldspatführenden Metasandsteinen liegt seine Korngröße meist zwischen 0,5 und 1 mm (beachte aber Lösung an Schieferungsbahen). Klastischer Feldspat ist in der Veitscher Decke vorwiegend Plagioklas, er ist albitisiert, ebenso Kalifeldspat. Eine Übersicht über die Verteilung gibt Tabelle 2.

	Kfs	Plag	serizitis.	opazit.	Neubildung(?)
Sunk - Formation	17,3(17,7)	82,7	31,3(20,5)	28,2(25,1)	39,2(22,9)
Steilbachgraben - Formation	16,8(26,0)	83,2	18,6(19,7)	48,5(26,3)	33,1(23,2)

Tabelle 2: Mittelwert und Standardabweichungen der in den Profilen unterschiedenen Feldspattypen

Ein auffallendes Merkmal stellt die diagenetische Feldspatzementierung dar. Um einen meist einschlußreichen, klastischen Kern ist ein allseitig ausgebildeter, klarer Anwachssaum entwickelt. Wichtig für die genetische Deutung ist die Bildungsfolge: die Anwachssäume entstehen immer nach der Bildung der opazitischen Durchstäubung und vor der deformationsinduzierten Drucklösung (vlg. Abbildung 19b, 20). Bisherige Bearbeitungen fordern marine Bedingungen (Porenflüssigkeit) für diagenetische Feldspatbildung (vgl. PETTIJOHN 1975), was für die gesamte Sunk - Formation marine Sedimentation belegen würde. Für Bildungsmilieu 3 ("contninental, non-marine, volcanic") von KASTNER&SIEVER 1979 gibt es keine Anhaltspunkte.

In Profil 12 (StF) tritt in siltigen Metapeliten Feldspatneubildung auf. Gut gerundete, ovale, selten rechteckige, manchmal einfach Wachstumsverzwillingte (Albitgesetz), 0,3–0,5mm große Feldspäte werden von erzführender Serizitmatrix umflossen (vgl. Abbildung 21 a,b und Erläuterungen).

In Tabelle 3 ist der klastische Feldspatgehalt in der SF und der StF aufgelistet. Neubildungen, soweit ausscheidbar, wurden nicht berücksichtigt.

Profil Nr.	Zahl der Proben	Mittelwert	Standartabweichung
SF			
1	6	14,55	7,6
2	5	20,46	12,6
3	8	10,4	5,3
4	9	7,5	3
5	1	27,0	
6	1	22,0	
7	1	13,6	
Σ	31	13,1	8,3
StF			
9	6	23,9	20,3
10	3	13,8	4,2
11	6	13,65	7,3
12	2	3,3	0,4
Σ	17	16,1	13,9

Tabelle 3: Klastischer Feldspatgehalt in Metasandsteinen und Metakonglomeraten

Die Profile 5, 6, 7 sind nicht signifikant, da nur eine Messung vorliegt, und diese die erste Grobklastikabschüttung umfaßt, welche dem Niveau der Profile 1 und 2 entspricht. In Profil 12 werden nur zwei Proben ausgewertet, da es sich beim Feldspatgehalt der übrigen Proben überwiegend um Neubildungen handelt. Aus den Profilen und der Tabelle 3 läßt sich klar die Zunahme des Feldspatgehaltes mit der Ablagerung gröberklastischer Sedimente korrelieren. Der Mittelwert der klastischen Feldspäte aller psammitischer Proben aus der SF (Tabelle 3), 13,1 %, liegt nahe am representativen mittleren Feldspatgehalt nordamerikanischer Sande und Sandsteine ("Normsandstein" – zusammengestellt aus allen verfügbaren Analysen verschiedenster Environments – siehe PETTIJOHN et.al. 1973) von 15 %, der Mittelwert aller Proben aus der StF mit 16,1 % etwas darüber.

In einigen Proben läßt sich nach detritischer Mikroklin nachweisen.

Die vorliegenden Daten lassen sich folgendermaßen interpretieren:

- im Bereich der Sunk lassen sich SF und StF signifikant nach ihrer Feldspatführung trennen
- durch das kombinierte Auftreten von: Geröllen saurer Plutonite, hohem Feldspatgehalt (mit primär höherem An-Gehalt), das Fehlen metamorpher klastischer Minerale bzw. Gerölle wird ein sauer plutonisches Liefergebiet als wahrscheinlich angesehen
- der Hämatitgehalt der opazitisch durchstäubten Feldspäte wird als Resultat einer intensiven Paläoverwitterung im Liefergebiet und

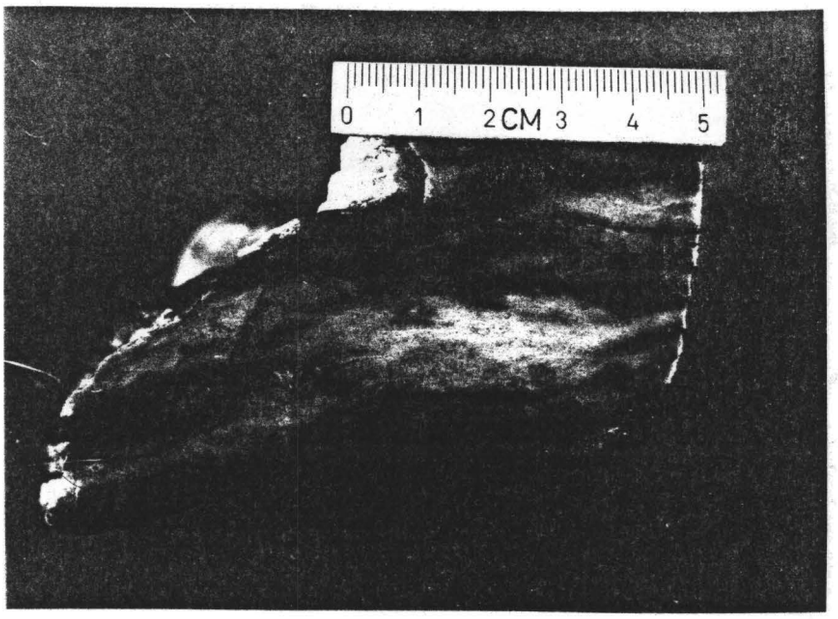


Abbildung 16:

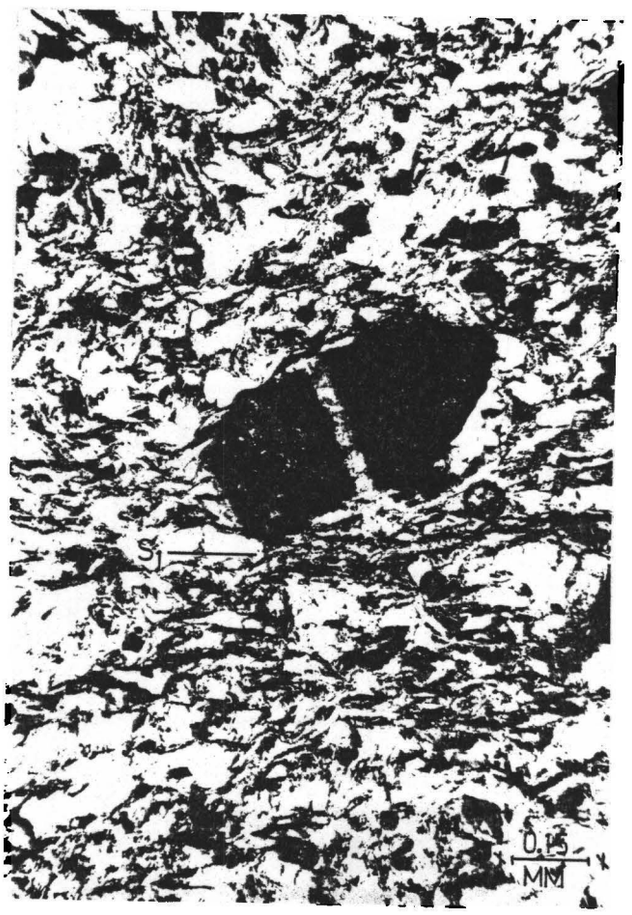
Kalkmarmoreinschaltung an der Basis einer sandig-konglomeratischen Abfolge, wie sie für den Hangendenbereich der Sunk - Formation typisch ist; beachte die rötliche Basislage (Roterde?) und die Crinoidenbruchstücke (Pfeile).

Abbildung 19 a, b:

a) stark opazitisch durchstäubter, serizierter Feldspat, Steilbachgraben - Formation, Profil 10, Probe 13; beachte Bruchfläche mit fasrigem Quarz und Hellglimmer gefüllt, die Faserrichtung liegt schräg zum s_1; weiters asymetrischer Anwachssaum und Druckschatten, dies zeigt: das "last incremental strain"-Ellipsoid liegt schräg zu s_1,-die Deformation ist rotational mit dextralen Schersinn

b) opazitisch durchstäubter Feldspat mit orientierter Einlagerung der Hämatitmikrolithen (nach Spaltflächen ?); beachte weiters: allseitiger Anwachssaum an s_1 gekappt; asymmetrischer Druckschatten,- es gelten dieselben gefügekundlichen Implikationen wie bei a).

a.



b.

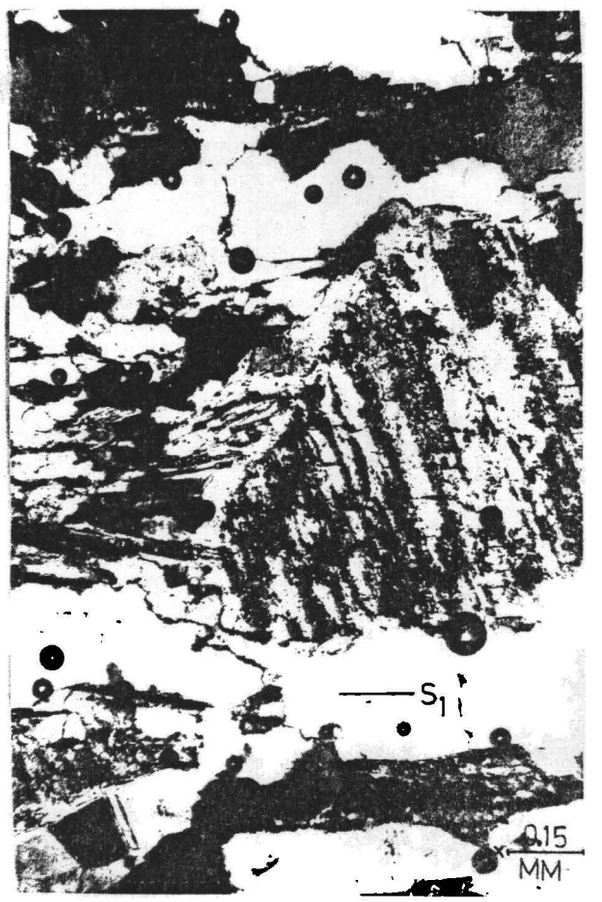




Abbildung 20:

Klastisches Feldspatkorn mit Rutilnadeln (R) als Einschlüsse und klarer, diagenetischer Anwachszone (A); s_1 (Drucklösungskontakt) kappt Altkorn und Anwachszone; YZ-Schnitt des Deformationsellipsoides, Profil 3, Sunk - Formation; die Rutileinschlüsse werden als "exsolution" - Nadeln gedeutet

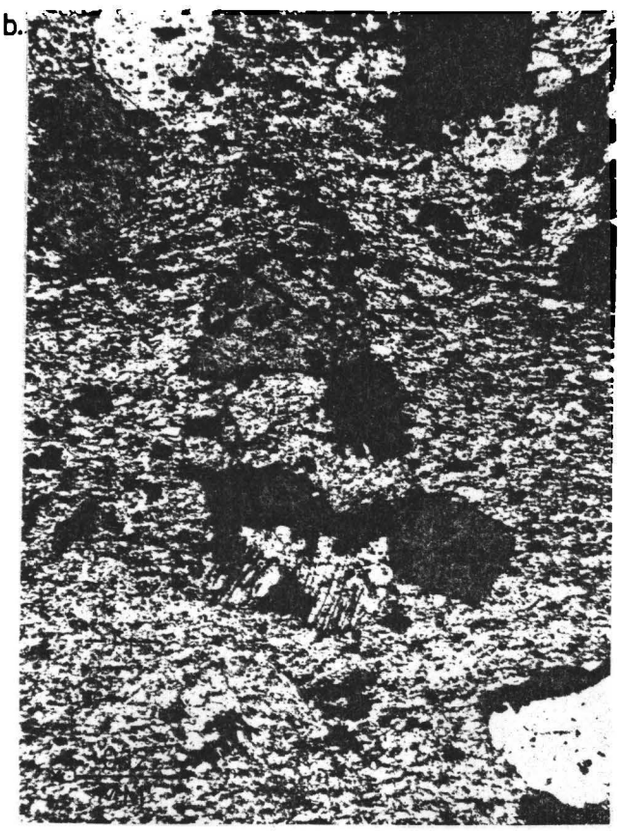
Abbildung 21 a, b:

Feldspatneubildung in Profil 12, Steilbachgraben - Formation, Probe UK39; nadelige Hellglimmer und Rutile sind als s_1 in den Feldspäten erhalten, $s_1 = s_e$ (generell); beachte aber die ziellosere Orientierung der Nadeln in den Feldspäten und die Eindellung der Schieferungsflächen durch die Blasten; manchmal ist eine Zunahme der Mikrolithenregelung zum Rand der Feldspäte feststellbar; präkinematischer Wachstunsbeginn und synkinematische Fortwachsung können gefolgert werden

a.



b.



während des Transportes angesehen. Sie sind Feldspäten aus anderen verwitterten Basement-Arealen ähnlich, so z.B. dem prätriassisch verwitterten und abgetragenen Basement des Aquille Roughes Massives,- Helvetikum,- Schweizer Alpen.

- für das Vorhandensein von opazitisch durchstäubten Feldspäten in der SF (obwohl in wesentlich geringeren Prozentsätzen als in der StF) gibt es zwei Erklärungsmöglichkeiten:
  a. Aufarbeitung von StF-Klastika und Resedimentation in der SF
  b. Fortsetzung der Anlieferung aus dem Liefergebiet der StF.
  Die Möglichkeit b. ist wahrscheinlicher, da es keine sicheren Anzeichen für ein völliges primäres Ausfallen der Karbonatentwicklung (TF) in den von mir untersuchten Gebieten gibt
- klimatische Variationen nichtbeachtend, erscheint mir die Interpretation des zweimaligen Anlieferns hoher Feldspatgehalte, zusammen mit ihrer Zusammensetzung, als durch erhöhte tektonisch Aktivität im (?selben) Hinterland kontrollierte Sedimentation, sinnvoll. In Zusammenhang mit diesen hypothetischen, tektonischen (d.i. topographischen) Variationen des Hinterlandes lassen sich auch die klar unterschiedlichen Absenkungsraten im Sedimentationsraum bringen (vgl. dazu die stark unterschiedlichen Absenkungsraten in der TF, in der lokal mächtigen Karbonatentwicklung (Triebensteinkalkmarmor s.str.) in der"Ruhepause" der klastischen Schüttung).

c) Glimmer

Detritische Hellglimmer sind häufig erhalten und finden sich in allen Stadien der Zersetzung. An s_1, s_2 Bahnen sind sie geknickt, rotiert. Oft zeigen sie opakes Material ausgeschieden, besonders in (001) konzentriert (vgl. Abbildung 21 a, b).

d) Schwermineralien

Opake Mineralkörner wurden nicht detaillierter behandelt. Nach übersichtsmäßigen auflichtmikroskopischen Untersuchungen an Gesteinsanschliffen handelt es sich dabei zumeist um Pyrit, Hämatit und Leukoxen. Der unterschiedliche Leukoxengehalt beeinflußt naturgemäß die Auswertung der durchsichtigen Ti-hältigen Schwerminerale. Die folgende Ausführung bezieht sich auf die Menge an durchsichtigen Schwermineralien (SM).
Die Ergebnisse der Analyse sind in den Profilen und der Beilage 2 dargestellt. Appendix 1 gibt die Urliste der SM-Daten aus der Veitscher Decke.

Bevor die geologische Signifikanz der Analyse diskutiert wird, sollen im folgenden Kriterien besprochen werden, die besondern in metamorphen und deformierten Gebieten das Spektrum beeinflussen, da ich glaube, daß in solchen Arealen bereits erhebliche Fehler bei der Bearbeitung passiert sind. Weiter werden die klastischen Minerale näher charakterisiert.

Folgende Faktoren sind bei der Datenerstellung zu berücksichtigen:

- Probenauswahl und Aufbereitung - siehe Methodik
- Postsedimentäre Neubildungen; als Neubildungen kommen vor: Chlorit, Klinozoisit, Epitot, Disthen, Granat, Titanit, Rutil, Anatas, Turmalin, Apatit; sie sind für die Abklärung der Metamorphosebedingungen interessant
- tektonische Zerbrechung "starrer" Mineralien
- sedimentationsbedingte Differentiation

Apatit

Hier sind am schwersten klastischer Bestand und Neubildungen abzutrennen, Als Neubildungskriterien gelten idiomorpher Umriß und scharf begrenzte opake Einschlüsse in sonst völlig klaren Individuen. Die opaken Einschlüsse finden sich in zahlreichen Beispielen in Anwachssäumen von Apatit und Turmalin und offenbaren damit ihre diagenetisch-metamorphe Bildung. Als klastische Kriterien gelten Trübung und Abrundung und ein klastischer Kern im sonst klaren, meist hypidiomorphen Mineral. In Ausnahmefällen sind zwei Anwachszonen auszumachen. In einigen Fällen wird die Unterscheidung zwischen Kern und Anwachszone problematisch: neben noch deutlich getrübten Kernen gibt es Körner deren Kerne fast enttrübt sind. Mit VOLL 1969 läßt sich dieses Phänomen als temeraturbedingter, diffusiver Vorgang beschreiben, der unterhalb der Granatzone einsetzt. Meine Beobachtungen bestätigen dies Angaben. In den SM-Präparaten läßt sich nicht beurteilen, ob der hohe Anteil an neugebildeten Apatiten von bei der mechanischen Probenzerkeinerung abgesprengten Fortwachsungen oder von echten Neubildungen stammt. VOLL 1969 findet Apatitneubildung erst in hochmetamorphen Gneisen. THUM&NABHOLZ 1972 legen den Beginn der Apatitneubildung in den anchimetamorphen Bereich. Idiomorphe Gestalt in den SM-Präparaten wie in Schliffen sprechen für wenigstens einen Tel der Apatite für echte Neubildungen. Auffallend ist, daß solche Spektren, in denen hohe Neubildungsgehalte (fast monomineralische Spektren) sehr offensichtlich sind, ausschließlich an feinkörnige (tonigesiltige) Gesteine gebunden sind, was eine Bindung der Apatitneubildung an eine bestimmte chemische Zusammensetzung des Ausgangsgesteins vermuten läßt (vgl. THUM&NABHOLZ 1972). Streckung 1 parallele Zerreißung und verdriftung wie bei Turmalin konnte ich hier nicht beobachten. Berücksichtigt man die angeführten Schwierigkeiten muß man den angegebenen klastischen Apatitprozentwerten (siehe Appendix 1) einen Variationsbereich von mehreren Prozenten zubilligen. In 17 Proben wurde das Verhältnis klastischer Apatite zu Neubildungen aufgezeichnet (Mittelwert: 31,2(16,3):68,8(16,3)%; ≈ 1:2,2). Der Fehler bei Nichterkennen oder Nichtberücksichtigung des Neubildungsanteiles in der Gesamtanalyse ist offensichtlich.

Turmalin

Die Abtrennung klastischer Bestand - Neubildungsanteil ist weitgehend unproblematisch. Klastische Individuen haben kräftigen braunen, seltener grünen, ausnahmsweise blauen Pleochroismus. Sie sind fast ausnahmslos weitergewachsen. Die Fortwachsungen zeigen blassen bräunlichen oder grünlichen Pleochroismus, sind parallel c gestreckt und mit der Längsachse mehr oder weniger in str_1 orientiert. Schöne Beispiele treten in den

Quarzphylliten des Verrucano auf, weil dort die Fortwachsungen nadelförmig und wesentlich stärker ausgebildet sind als in der Veitscher Decke, wo sie sich selten zu idiomorphen Kristallen auswachsen. Der Borgehalt im Gitter der Tonmineralien in der Tonmineralfraktion war also in der Veitscher Decke quantitativ gesehen geringer oder, wahrscheinlich, bei gleicher Menge Bor im Gitter der Tonmineralien, ihr quantitativer Anteil am Mineralgehalt des Gesteins generell geringer. Es scheint also ein direkten Zusammenhang zwischen Größe der Fortwachsungen und Tonmineralgehalt zu geben.

Die klastischen Kerne sind stets scharf abgegrenzt, nie wie bei Apatit verschwommen. Wieder stellt sich die Frage: sind die idiomorphen, kernlosen Turmalinindividuen mechanisch abgebrochene Fortwachsungen oder entsteht Turmalin völlig neu? Diese Frage läßt sich in der Veitscher Decke nicht eindeutig beantworten. Sichere, nicht klastisch geimpfte Turmaline finden sich, vorausgesetzt, daß die impfenden Kerne nicht unauflöslich klein sind, häufig im Verrucano. Turmalinneubildung ist daher schon im Bereich der Grünschieferfazies zu fordern (vgl. dagegen VOLL 1969) und ist fast ausnahmslos an pelitreiche Lagen gebunden. (nicht berücksichtigt wird hier die quantitativ unbedeutenden Turmalinbildung unter diagenetischen Bedingungen - vgl. HARDER 1959).

Deformationsbedingtes Zerbrechen und Auseinanderdriften der Fragmente ist eine Fehlquelle deren Bedeutung nicht abschätzbar ist (vgl. Abbildung 23), doch dürfte sie besonders bei den großen klastischen Turmalinen der Sunk - Formation bedeutend sein. Im Dünnschliff lassen sich Brüche erkennen, die ein Korn in bis zu 10 Einzelteile zerlegen können, im Schwermineralpräparat weisen splitterförmige Körner auf solche Entstehung hin. Das Turmalinspektrum gliedert sich dann in:

- überwiegend, große gerundete Turmaline mit teilweiser einschlußreicher Fortwachszone
- ± idiomorphe Prismen
- blasse, gezackte Splitter

Obwohl Dünnschliffuntersuchungen der Probenauswahl vorangingen, läßt sich dieses Phänomen weder ausschalten noch genauer quantitativ fassen. Daß die Fortwachsungen nicht diagenetisch, sondern syntektonisch-metamorph entstanden sind, beweist Abbildung 24. Um einen grünlichbraunen Kern (0,14 mm) bildet sich eine fasrige in s_1 gestreckte, einseitige, asymmetrische Anwachszone mit länglichen Glimmereinschlüssen (Länge des Saumes 0,15 mm). Nach einer durch opazitische Einschlüsse abgesetzten Zone folgt eine schmale, unregelmäßige zweite Fortwachszone (0,04 mm), allseitig ausgebildet, daher stress-frei gewachsen.



a.



b.

Abbildung 22 a,b

a) klastischer Hellglimmer aus der Steilbachgraben-Formation, Profil 1c; beachte Auswurf von opaker Substanz in (001), randliche Umsetzung und Größen=hiatus zu den umgebenden metamorphen Glimmern
b) Probe G6, Veitscher Decke Bereich Sunk; klastischer Hellglimmer de=formiert durch Gleitung entlang (001), Dehnung entlang str_1 (beachte Chlorit=füllung (chl)), Rotation=Knickung (z.B. "kink boundary" (KBB) links oben) und Drucklösung an s_{1s}-Kontakt (scharfer Kontakt und Winkel zwischen Längsachse und (001) des Kornes),- zum Mechanismus vgl. auch BEUTNER 1978, MANKTELOW 1979; beachte dextralen Schersinn!

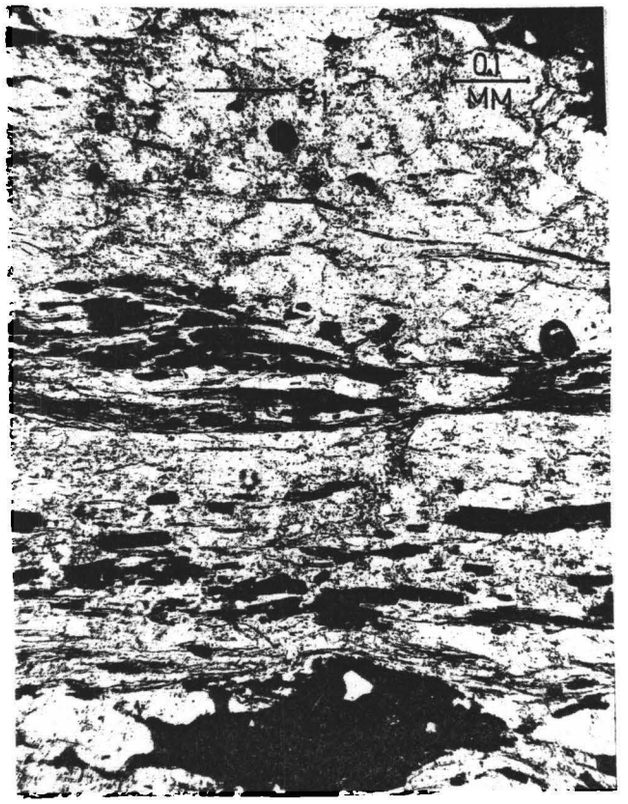


Abbildung 23

Turmalinneubildung und Deformation im Verrucano, Lorenzergraben - Triebener Tauern Paß Areal, XZ - Schnitt des Deformationsellipsoides; beachte Turmalinanreicherung in Phyllosilikatlagen und Regelung in str.

Zirkon

Als einziges, klar erkennbar klastisches Mineral bleibt Zirkon mit allen Entwicklungsformen, idiomorph und ideal gerundet, selten mit Zonarbau, getrübt oder klar erhalten. Die folgenden Ausführungen sollen die Zirkone der Veitscher Decke:

- beschreiben,
- statistische Daten liefern, die einen Vergleich mit anderen Untersuchungen an sedimentären Zirkonen erlauben (vgl. z.B. POLDERVAART 1955, HEIMLICH et al., 1975),
- mögliche Unterschiede der Zirkonpopulationen in der stratigraphischen Abfolge aufzeigen,
- das Liefergebiet abgrenzen helfen.

Appendix 1 gibt Übersicht über die Verteilung von idiomorphen (subhedrale und euhedrale Form zusammengefaßt), gefärbten (braun, rosa) und farblosen Zirkonen in der Sunk - Formation und der Steilbachgraben - Formation. Letztere ist zirkonreicher (1,63*), führt mehr idiomorphe Individuen (1,56*) und ist ärmer an gefärbten Zirkonen (0,78*). Insgesamt sind über 92% der Zirkone farblos (SF: 1:93%, StF.:3:91%); 89,6%, einschließlich aller gefärbten Zirkone sind gut bis sehr gut gerundet (SF 87,1%, StF 89,6% der farblosen Individuen). Aufwachsungen ("overgroth") und Kerne sind selten, finden sich aber in einigen Präparaten. Selten sind diese euhedral (vgl. Abbildung 25), meist bereits gerundet.

Als Besonderheiten finden sich Einschlüsse, Parallelverwachsungen und Zonierung. In einigen Beispielen wird idiomorpher Zirkon von Apatit eingeschlossen (vgl. dazu die Kristallisationsabfolge in sauren Plutoniten, zusammengestellt z. B. bei LARSEN&POLDERVAART 1957). Der beträchtliche Verschmutzungsgrad der Proben verhindert eine genauere Typisierung.

Statistische Daten basierend auf Längs-Breiten Messungen sind in Tabelle 4 zusammengefaßt.(zur Methodik siehe POLDERVAART 1955, 1956, LARSEN&POLDERVAART 1957). Ausgewählt wurden acht Proben, je vier aus der Sunk - Formation und aus der Steilbachgraben - Formation, einem Korngrößenbereich von Siltschiefern bis geröllführenden Sandsteinen entsprechend (siehe Tabelle 4), mit jeweils einem korngrößenmäßig zusammenpassenden Paar aus jeder Einheit. Dazu kommen noch Zirkonspektren aus Geröllen aus der handenden Veitscher Decke.

Diskussion:

Mittlere Länge und Breite zeigen nur kleinere Schwankungen und scheinen korngrößenunabhängig.

Der Korrelationskoeffizient beschreibt die lineare Beziehung zwischen Zirkonlänge und -breite. Der Wert 0 zeigt fehlende lineare Beziehung, positive Werte beschreiben gleichzeitige Zunahme von Länge und Breite, negative Werte geben Zunahme oder Gleichbleiben eines Parameters bei Abnahme

Proben Nr	G 15o	G 94	G 8o	G 1o8	OK 11	G 132	OK 9	G 155	G 1o6	G 142
N	96	8o	59	6o	56	8o	5o	1oo	86	54
xL	91,2	81,9	78,4	81,2	64,9	99	78,7	91,7	138	88,6
xB	61	52,5	53,2	53,5	45,1	56,2	49,1	56,2	84	54,8
sL	23,6	17,9	15,6	23,4	13,2	34,6	19,1	3o,4	28,6	23,5
sB	16,6	9,4	6,7	11,9	8,6	17,7	7,1	15,1	17,3	8,4
r	o,597	o,1o6	o,o86	o,592	o,462	o,538	o,132	o,482	o,249	o,159
a(°)	35,1	27,7	23,2	26,9	33,1	27,1	23,2	26,4	31,2	2o,4
e	1,5	1,56	1,47	1,52	1,44	1,76	1,6	1,63	1,64	1,62
Lith.	Sds/Sls	Gwk	Quwa	Kgl	Sls	Gwk	Quwa	Kgl	Oqu	Gwk

Statistische Zirkonparameter
xL,xB = mittlere Länge und mittlere Breite in Mikron
sL,sB = Standardabweichung
r = Korrelationskoeffizient
e = Elongation
a = mittlerer Anstieg im RMA-Diagramm in Grad (36o°)
Lith. = Lithologie (Meta-Siltschiefer,-Grauwacke, -Quarzwacke,-Konglomerat,-Orthoquarzit)
Probengruppen 1-4 aus Sunkformation, Probengruppe 5-8 aus Steilbachformation, Probengruppe 9-10 Gerölle aus Sunk-Formation
Beachte gute Korrelation zwischen entsprechenden Lithogruppen der Sunk-Formation und der Steilbach-Formation
Weitere Erläuterungen siehe Text

Tabelle 4

Sunk-Formation		Steilbachgraben-Formation		Sunk/Steilbachgraben-Formation	
G15o-G1o8	za:3,97	G132-OK9	za:1,86	G15o-G132	za:3,78
G15o-G94	3,24	G132-OK11	2,74	G15o-OK11	o,89
G94 -G1o8	o,37	G155-OK9	1,53	G1o8-oK11	2,85
		OK9 -OK11	4,37	G1o8-G132	o,12
				G1o8-G155	o,25

Mittelwert Sunk-Formation - Mittelwert Steilbachgraben-Formation
za: o,37

Zirkon aus der Veitscher Decke
za: statistischer Vergleichsparameter für den Anstieg im RMA-Diagramm (z-Verteilung, 95% Signifikanzniveau = 1,96,- bei Werten größer als 1,96 unterscheiden sich die Anstiege zweier RMA-Geraden signifikant); beachte Werte für Sunk-Formation und Steilbachgraben-Formation und entsprechender Lithologie

Tabelle 5

des anderen. Für plutonische Gesteine wird hohe positive Korrelation gefordert, sedimentäre Zirkone sollen wegen der überwiegenden Längenreduktion negative Korrelation liefern. Die Korrelationskoeffizienten in der Veitscher Decke sind variabel, aber alle positiv und erreichen in einigen Fällen Werte von magmatischen Gesteinen (vgl. z.B. LARSEN&POLDERVAART 1957)

Alle mittleren Elongationen (mittlere Längen durch mittlere Breiten) fallen unter einen Wert von 2,0, den POLDERVAART 1955 als Obergrenze für sedimentäre Zirkone angibt (vgl. Abbildung 26). Extreme Elongation (4.0) ist sehr selten, als maximaler Wert wurde 5,33 gemessen.

Elongationsgistogramme (Abbildung 26) sind rechtsschief, aber wegen der überwiegenden Unimodalität geben sie Anhaltspunkte für ein einheitliches Liefergebiet. Die Proben aus der Steilbachgraben - Formation (OK11, G132, OK9, G155) zeigen etwas größere Variabilität als die der Sunk - Formation (G150, G94, G80, G108). Die Breitenhistogramme zeigen fast ausschließlich Unimodalität (vgl. auch ähnliche mittlere Breite Tabelle 4), was wieder für eine einheitliche Lieferpopulation spricht. Die hohe Längendiversität (polymodale Verteilung in den Histogrammen der Abb. 26) erscheint typisch für aquatischen Transport. Bruch und selektive Rundung sind ausschlaggebend. Breite "peaks" und mehrere Maxima sprechen für schlecht sortiertes Sediment, POLDERVAART 1955.

Abbildung 27 gibt RMA ('reduced major axis')-Diagramme (zur Mehodik siehe LARSEN&POLDERVAART 1957). RMA's von Zirkonen aus einem einheitlichen Plutonkörper zeigen meist Parallelität und die Verlängerungen schneiden durch den Ursprung. Die RMA's für die Veitscher Decke zeigen eingeschränkte Varabilität, sowohl in der Parallelität als auch im Anstieg. Verblüffende Übereinstimmung ergibt sich, wenn man entsprechende Lithologien (aus verschiedenen Einheiten) vergleicht, siehe Abbildung 27.

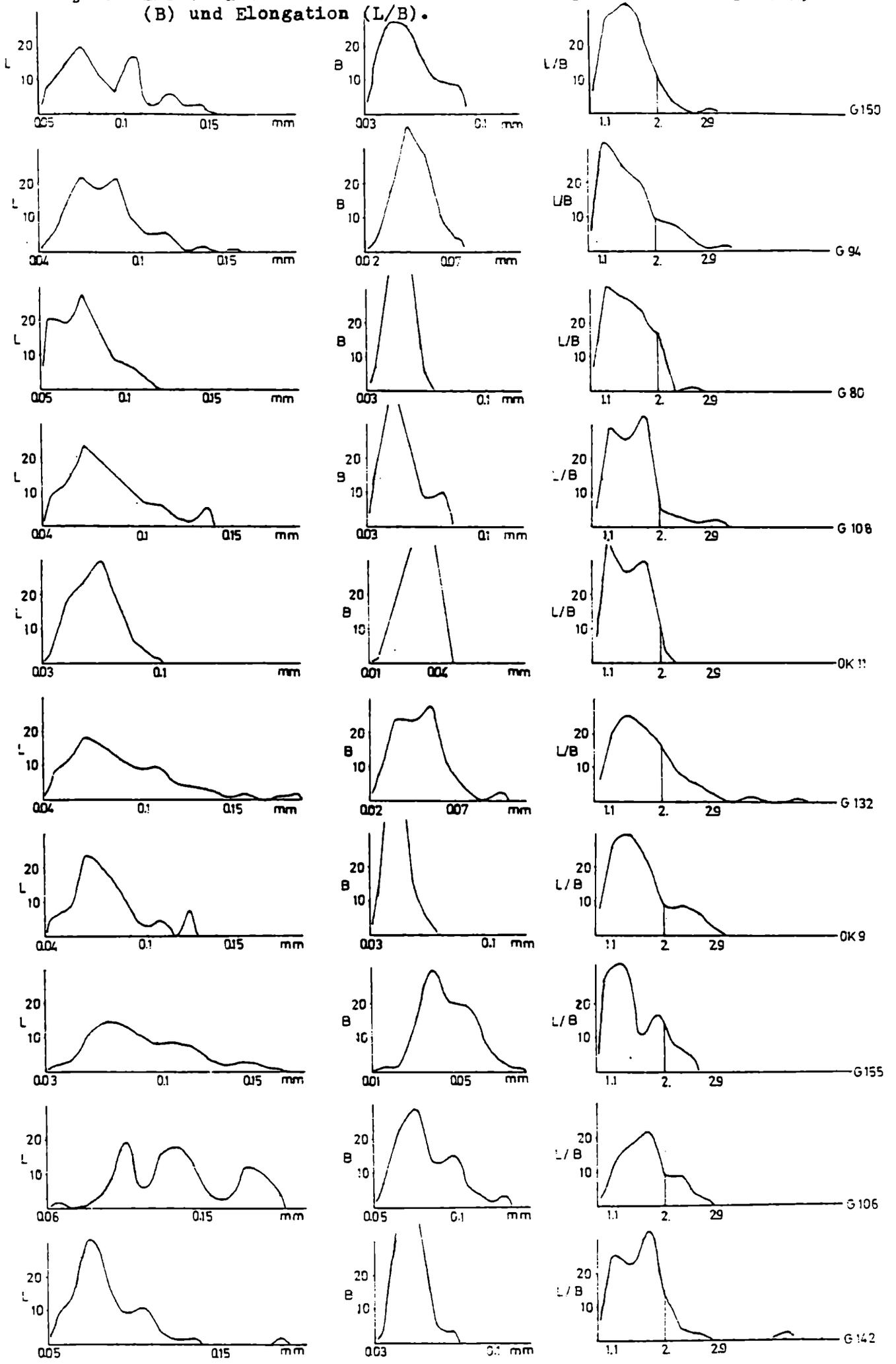
Vergleicht man den Anstieg der RMA-Geraden (z-Verteilung), so ergeben sich keine signifikanten Unterschiede für diese Proben, ebenso für die Anstiegsmittelwerte von der Sunk - und Steilbachgraben - Formation. Es dürfte also für die ganze Veitscher Decke ein einheitliches Liefergebiet vorliegen (Werte siehe Tabelle 5).

Zirkone aus Lithoklasten (Proben G106, G142) sind entsprechend der Geröllithologie hochvariabel. Die zwei untersuchten Spektren (aus einem Orthoquarzit und einem Grauwackengeröll) zeigen gegenüber den Restproben erhöhte Elongation, Korngröße und variablere RMA's.

Folgerungen und Interpretation:

- statistische Parameter umfassen das Intervall für detritische Zirkone
- Geröllzirkone sind entsprechend der Geröllithologier hochvariabel
- Zirkonfrühausscheidung ist typisch für saure Plutonite

Abbildung 26: **Zirkon aus der Veitscher Decke: Histogramme für Länge (L), Breite (B) und Elongation (L/B).**



- Aufwachsungen an gerundeten Kernen und deren erneute Abrundung belegen die polyzyklische Geschichte der Zirkone
- geringe Schwankungsbreite der physikalischen Eigenschaften erlauben zusammen mit der Häufigkeitsanalyse eine Unterscheidung in eine hangende und liegende Einheit (SF und StF) der Veitscher Decke im Bereich Sunk
- statistische Parameter (Korrelationskoeffizient, RMA), Längen-, Breiten- und Elongationshistogramme geben Anhaltspunkte für sedimentär überarbeitete Zirkone aus einem plutonischen Liefergebiet, wobei die Variabilität in der liegenden Veitscher Decke höher ist
- morphologisch-variationsstatistische Faktoren sprechen für ein ähnliches Zirkonliefergebiet in der ganzen Veitscher Decke des Bereiches Sunk.

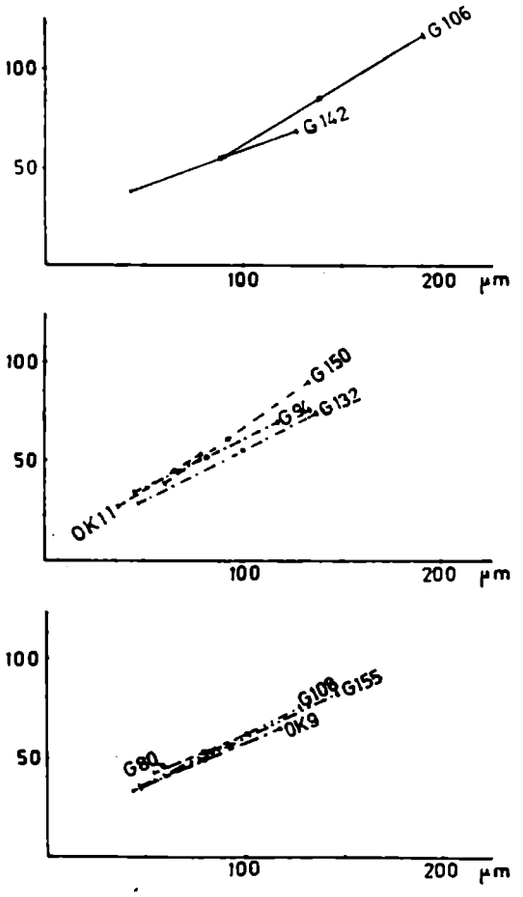


Abbildung 27:

Zirkon aus der Veitscher Decke:
RMA-Diagramme für:
a) Gerölle aus der Sunk - Formation
b, c) Klastika aus der Sunk - und der Steilbachgraben - Formation
beachte die hochsignifikante Übereinstimmung (z-Verteilung) zwischen den Anstiegen entsprechender lithologischer Gruppen aus der Sunk - und Steilbachgrabe - Formation (siehe auch Tabelle 4 und 5).

G150 und OK11: - - - - - --- -
G94 und G132: -.-.-.-.-.-.-
G80 und OK9: -.—.—.—.—.—.
G108 und G155: -..-..-..-..-

Diskussion der Gesamt-SM-Population:

Betrachtet man die SM-Verteilung wie im vorliegenden Fall über größere räumliche Bereiche, stratigraphisch längere Zeiträume und verschiedene (?) Ablagerungsräume, so ergeben sich bei einer Korrelierung Probleme aus verschiedenen sedimentologischen Absatzkriterien. Folgende Variablen, außer den bereits diskutierten, vermögen weiters die SM-Verteilung zu beeinflussen:

- Liefergebiet
- selektive Zerstörung
- Sedimentationsfaktoren

DRUMMOND&STOW 1979 führen in einer Studie im "offshore"-Bereich von Mississippi und Alabama variable SM-Verteilungen auf hydraulische Differentiation zurück. Kleinere, dichtere Mineralien (z.B. Zirkon, Rutil) werden in niedrigenergetischen Environment (Ton-Siltbereich) konzentriert, größere und wenig dichte Mineralien im höherenergetischen Milieu. Selektive Zerstörung spielt nur eine untergeordnete Rolle.

Vergleicht man die in den Profilen 1-7 und der Beilage 2 für die Sunk - Formation dargestellte SM-Verteilung-Lithologiebeziehung, so ergibt sich ein konträres Bild. Zirkon ist überwiegen in gröberklastischen Proben angereichert (Metakonglomeraten), Turmalin in feinklastischen Proben (Metasiltschiefer). Folgende Erklärungsmöglichkeiten sind denkbar:

- primäre hohe Zirkonanlieferung in die gröberklastischen Hangendpartien der Veitscher Decke
- Turmalinlösung in diesem Bereich
- sekundäre Turmalinanreicherung in den feinklastischen Partien infolge deformationsinitiierter Zertrümmerung in engständigen Schieferungsbahnen (vgl. Abstandsangaben in den Profilen), gekoppelt mit sekundärer Zirkonanreicherung in den Grobklastika wegen des Siebeffektes (vgl. Kapitel 5)

Eine entgültige Klärung ist wegen der schwer zu quantifizierenden Faktoren derzeit nicht möglich (vgl. Diskussion über Turmalin). Für Punkt 2 gibt es keine Anhaltspunkte, Punkt 3, die sekundäre Mineralanreicherung ist sehr wahrscheinlich.

Schließlich sei noch auf das unterschiedliche hydraulisch Enviroment in der Sunk und Steilbachgraben - Formation (siehe Faziesinterpretation) hingewiesen.

Die angeführten Daten lassen die Aussagekraft der SM-Spektren (Profile 1-12, Beilage 2, Appendix 1) fraglich erscheinen. Wenn sie dennoch als interpretierbar erachtet werden, so aufgrund folgender Faktoren:

- Aufbereitung
- Berücksichtigung der postsedimentären Geschichte des untersuchten Sediments
- Beschränkung auf stabile Mineralassoziationen
- überwiegend einheitliche Trends in Profilen mit geringem Probenabstand
- deutliche Abgrenzbarkeit der Veitscher Decke von umgebenden Großeinheiten (Beilage 2), trotz ähnlicher Deformations- und Metamorphosegeschichte

Zusammenfassend kann festgestellt werden:

- in der StF dominiert Zirkon bei wechselnden Anteilen Turmalin, Rutil und Apatit
- die SF zeigt hohe Turmalingehalte, die ins Hangende auf Kosten von Zirkon abnehmen; der Apatitgehalt bleibt variabel und erweist sich für die Gliederung als ungeeignet
- Zirkon erlaubt unabhängig, aufgrund morphologiestatistischer Untersuchungen, eine Unterscheidung zwischen SF und StF
- Granat ist in einigen Körnern in beiden Formationen zu finden
- für die gesamte Veitscher Decke im Bereich Sunk kann ein einheitliches, wahrscheinlich sauer plutonisches Liefergebiet angenommen werden

- die Erhaltung instabiler detritischer Leichtminerale (Feldspat, Glimmer) würde die Erhaltung instabiler klastischer Schwerminerale fordern. Das Fehlen solcher metamorph-magmatischer Mineralien spricht für ein Fehlen dieser Mineralien im Liefergebiet (vgl. Annahme eines sauren plutonischen Hinterlandes).

Vergleiche mit Spektren, die STATTEGGER 1982 aus der Veitscher Decke gewonnen hat, zeigen neben der Turmalinzunahme im Hangenden wenig Gemeinsamkeiten. So gibt STATTEGGER (lit.cit.) als wesentliches Gliederungsmerkmal für einen Hangend- bzw. Liegendbereich, den in dieser Studie als unsignifikant erkannten Apatit und einige Prozente Granat (2,6%) an.

Drei Faktoren lassen sich für die Erklärung dieser Diskrepanz finden:

- fehlende genaue Auftrennung von neugebildeten und detritären Apatit. Diese Fehlerquelle erscheint vor allem in den überwiegend feinklastischen Liegendpartien der Veitscher Decke groß. So erwähnt STATTEGGER 1982 Apatitneubildung nicht, in seinen metamorphen Spektren eine Abnahme des Apatits, also den gegenteiligen Effekt, der in dieser Untersuchung beobachtet wurde (vgl. dazu die Abhandlungen über Apatit)
- unrichtige tektonische Zuordnung der Probenpunkte zur Stellung in der Veitscher Decke. Die Zuordnung, der von STATTEGGER 1982 nach Beschreibungen von METZ 1938, 1940, 1953 aufgesammelten Proben (wobei die Nähe von Triebensteinkalkvorkommen für den Liegendanteil der Veitscher Decke sprechen), dürfte in vielen Fällen zweifelhaft sein. So sind die Profile von METZ 1940, 1953 im Bereich des Triebener Tauern Passes unrichtig und es ist im Extremfall möglich, daß bei richtiger tektonischer Zuordnung eine Vertauschung der Liegend- und Hangendserie nach STATTEGGER 1982 möglich ist (wie z.B. im Bereich des Triebenbachgrabens)
- Auswahl der "Hangendserieproben" (siehe STATTEGGER 1982) aus grobklastischen Partien der SF, in denen das Verhältnis Turmalin-Zirkon verschoben ist.

e) Metamorphe Phyllosilikatneubildung

Der Schichtsilikatgehalt (Tonmineralfraktion: < 2µ) ist in den Profilen 1 - 15 aud Appendic 2 zusammengestellt.

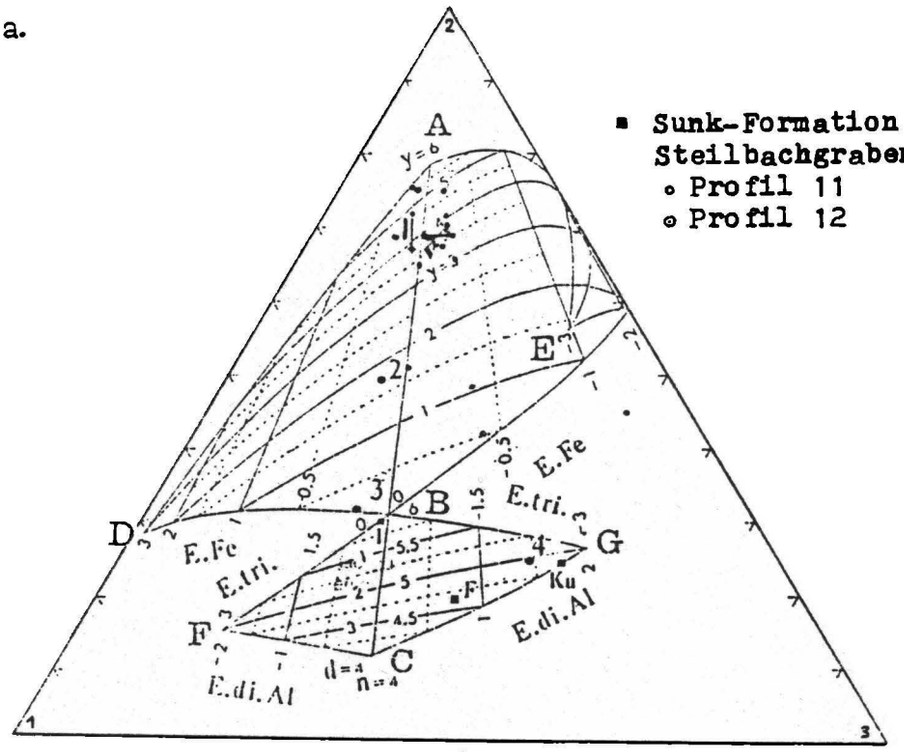
Chlorit

Appendix 3 gibt die Urliste der Berechnungsparameter für die Untersuchungen über die Kristallchemie der Chlorite nach den Diagrammen von OINUMA et al. 1972. Nach diesen (Abbildung 28 a, b) handelt es sich überwiegend um Fe-reiche Chlorite. Dies wird besonders in Histogramm, Abbildung 29, deutlich. Für diese Darstellung wurde die Fe-Kationenzahl in der Oktaederposition (Gesamteisen = Fe^{2+}, Fe^{3+}, Mn^{2+}, Cr^{3+}!!) in Mol%-Fe umgerechnet. Dies kommt teilweise schon einer Überforderung der Aussagekraft der Diagramme nahe; so wird der Verteilung in Abbildung 29 nur statistische Signifikanz zugewiesen und auf eine nomemklatorische Zuordnung verzichtet.

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

Interessant ist aber die Bipolarität und die Zuweisung der Proben zu den geologischen Großeinheiten. So fallen alle Chlorite der Sunk - Formation

a.

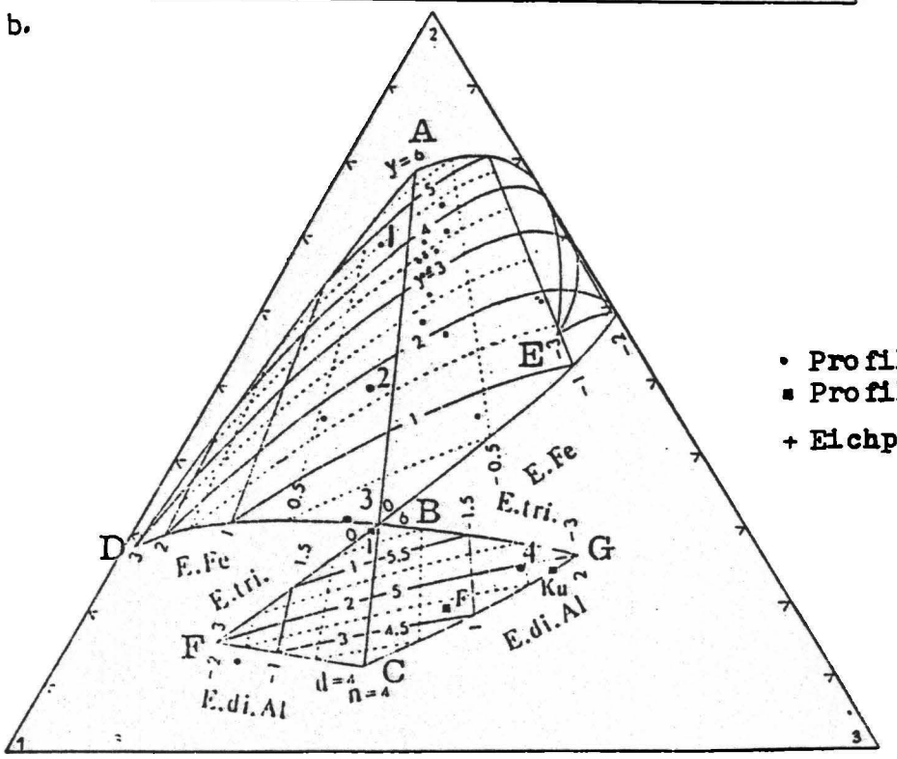


▪ Sunk-Formation
Steilbachgraben-Formation:
◦ Profil 11
◎ Profil 12

Abbildung 28:

Kristallchemische Einordnung der Chlorite aus der Veitscher Decke; Proben um Punkt I entsprechen Fe-Chloriten, Proben um Punkt 3 Mg-Chloriten; Probenfeld zwischen A-B gibt trioktaedrische Chlorite, zwischen B-C di -trioktaedrische, "mixed" Chlorite; die Felder links und rechts der Linie A-B-C geben die Reichweite des Fe-Überschusses in der Silikat- bzw. Hydroxydschicht; Probenpunkte 1, 2, 3 sind Standartproben nach OINUMA et al., 1972;
weitere Erläuterungen im Text
a) Bereich Sunk
b) Bereich Bruck/Mur und Lassing Sonnseite

b.



• Profil 13 Bruck/Mur
▪ Profil 14, 15 Lassing
+ Eichproben KUBLER 1980

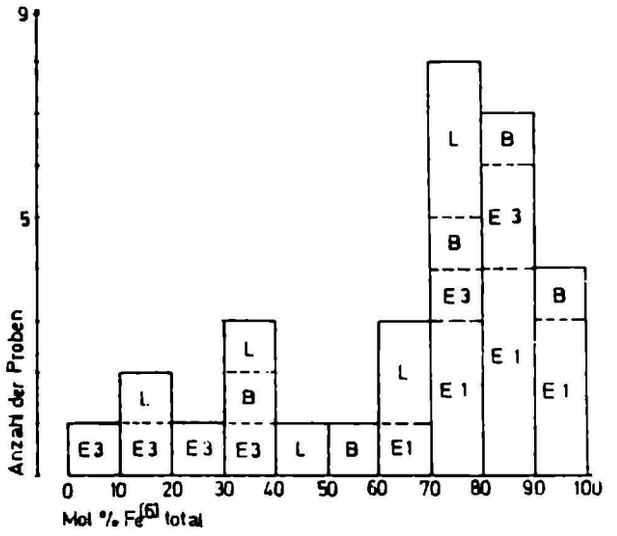


Abbildung 29:
Mol%-$Fe^{[6]}$-total,-Histogramm der Chlorite der Veitscher Decke

E1 ... Sunk - Formation
E3 ... Steilbachgraben - Formation
} Bereich Sunk

B ... Bereich Bruck/Mur
L ... Bereich Lassing-Sonnseite

Erläuterungen siehe Text

in den Bereich der Fe-reichen Chlorite, die Chlorite der Steilbachgraben-Formation dagegen ist Mg- bzw. Mg-Fe-Feld. Zwei Proben aus dem Liegenden des Profiles 12 fallen in den Fe-Bereich. Die Probe OK10 ("Metaquarzwacke") des Profiles 12 läßt sich als Extremfall der Varietät Leuchtenbergit zuweisen (ca. 2 Mol%-Fe), wofür auch optische Daten sprechen. Im Bereich Bruck/Mur sind die wenigen untersuchten Proben gestreut, bei einem Mittelwert um 60 Mol%-Fe total. Die Proben der Lassing zerfallen wiederrum in zwei Gruppen. Die Metatuff(it)- samt zwischengelagerten Metapelitproben enthalten Fe-reiche Chlorite. Die Proben aus dem peltisch-karbonatischen Hangendbereich (entsprechend der Steilbachgraben - Formation im Sunker Profil) sind Mg-bzw. Mg-Fe-Chlorite.

Fast alle Proben haben einen Fe-Überschuß in der Hydroxylschicht. Alle Chlorite sind trioktaedrisch. Probe B3 (Bruck/Mur) fällt aus dem Feld und hat diooktaedrische Anteile (vgl. auch das Verhältnis: I004/I002). Zusammen mit dem in dieser Probe häufigen Kaolinit ist eine Erklärung als Verwitterungsbildung wahrscheinlich (falls kein Meßfehler).

In Appendix 4 sind die Strukturformeln einiger representativer Proben zusammengestellt.

Interpretation: Die Mg-reichen Chlorite aus dem Profil 12 lassen sich durch Beeinflussung aus dem Bereich der Magnesite bzw. Dolomite erklären (sedimentär-diagenetisch und/oder metamorph-metasomatisch)! Auffallend ist der hohe Mg-Gehalt in den Metaklastiken der Steilbachgraben - Formation, auch in Verbindung mit dem hohen Hämatitgehalt. Hier läßt sich in den meisten Fällen eine metasomatische Beeinflussung ausschließen (z.B. bei den Proben aus dem Profil 9). Als Interpretationsmöglichkeit kann, in Verbindung mit der faziellen Deutung (siehe später), ein erhöhtes Mg-Angebot im Porenflüssigkeitsbereich, eventuell zusammen mit erhöhter Salinität, dienen. Jedenfalls scheint dieses erhöhte Mg-Angebot im Vergleich zum Hangendbereich ein Charakteristikum der karbonatisch-klastischen Liegendentwicklung der Veitscher Decke zu sein (vgl. auch Referenzprofile) und seine Ursache im Sedimentationsenvironment zu haben.

Der Fe-Gehalt der Chlorite der Metapelit-vulkanit Wechsellagerung (mit Fe-Gehalt Klastika > Fe-Gehalt Vulkanite) entspricht der normalen Variationsbreite solcher Gesteine, obwohl auch hier der Gesamt-Fe-Gehalt im Chlorit, wie bei allen anderen Proben, Methoden- und Gerätebedingt zu etwas erhöhten Werten verschoben ist.

Der außergewöhnlich hohe Fe-Gehalt der Chorite der SF läßt sich vorläufig auch mit Environmentbedingungen interpretieren. So ergeben sich Hinweise auf a) Salinitätsdivergenzen
b) kontinentalen Einfluß mit erhöhtem Fe-Imput in den Sedimentationsraum

aus der Faziesanalyse.

Hellglimmer

Alle Glimmer sind dioktaedrisch. Abbildung 30 zeigt ein Histogramm, das die Verteilung der Hellglimmer im Bereich Muskovit/Phengit nach der Methode von SASSI&SCOLARI 1974 mit der Grenzlinie bei b_o=9,025Å nach CAPRIANI et al., 1968 (FeO+MgO-Gehalt ca. 3,3% nach GRAESER&NIGGLI 1966) gibt. Dannach sind Phengite nur untergeordnet vorhanden.

Die Illitkristallinität (nach KUBLER 1967 - siehe Teil 2) plotet, wie zu erwarten, in allen Proben der untersuchten Gebiete in den Bereich der Epizone.

Einige Proben führen Paragonit, eine Bindung an irgendeine bestimmte Gesteinsgesellschaft ist nicht zu erkennen.

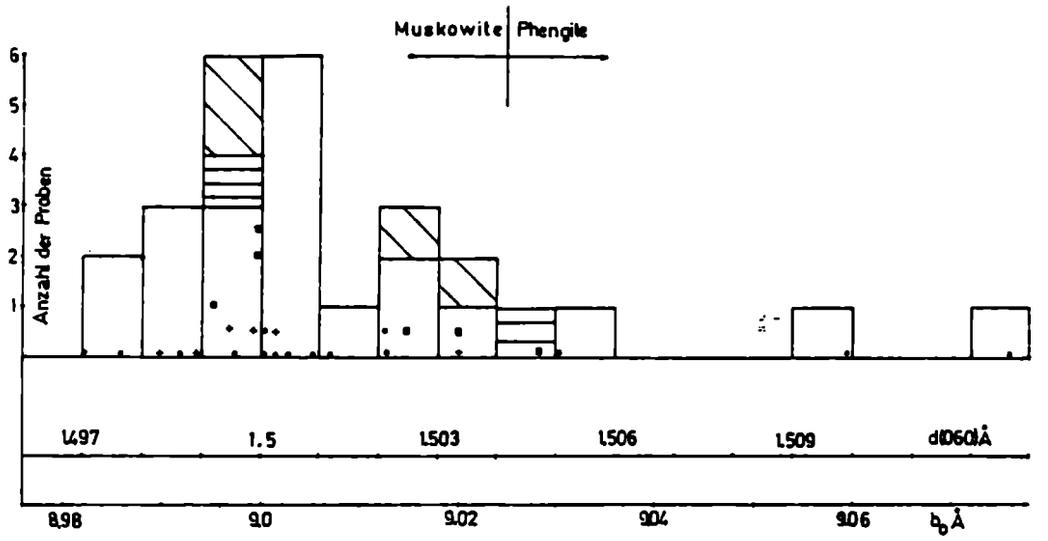


Abbildung 30:

Histogramm der alpidischen Hellglimmer aus der Veitscher Decke unterteilt nach b_o-Werten nach CAPRIANI et al., 1968 für die Grenze Muskovit/Phengit (alle Proben aus der Fraktion < 2μ).

- Bereich Sunk: •..Sunk - Formation; +..Steilbachgraben - Formation
- Bereich Lassing: ▪...Lassing
- Bereich Bruck/Mur: ▪..Bruck/Mur

} Proben

Talk

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

4. Paläontologie - chronostratigraphische Einordnung

57 Mikrofossilproben, vorwiegend aus den Übergangsbereichen der Karbonateinheit, blieben, bis auf schlecht erhaltene Echinodermatenreste, negativ. Zieht man einen Schluß aus der nun schon von mehreren Bearbeitern (mündliche Mitteilungen) festgestellte Conodontensterilität der Veitscher Decke, so läßt sich neben dem Hauptgrund: durchdringende Deformation und Lösungsumsatz auch eine Fazieskontrolle folgern. Dies steht im Einklang mit ökologischen Conodontenuntersuchungen, nach denen Lagunen- und hypersalinare Bereiche (siehe Faziesdeutung) als conodontenfeindlich dargestellt werden (vgl. z.B. BULTYNCK 1976).

Als Neuaufsammlungen ist eine dünnschalige Schalenfauna (Brachiopoden (Isogramma ?), Lamellibranchiaten, Gastropoden) im Profil 12 (Steilbachgraben - Formation) interessant, weiters, die bei der Kartierung aufgefundene weite Verbreitung von Korallen in der gebankten Übergangsfazies zwischen der Triebenstein - und Steilbachgraben - Formation. Die Erhaltung ist schlecht. Nimmt der Gehalt an organischer Verunreinigung ab, so sind Biogenreste nur mehr als helle Linsen im Gestein erkennbar, bis sie im massigen Karbonat durch völlige Rekristallisation gänzlich ausgelöscht werden. Über die Genese der Karbonathauptmasse kann von der Biogenseite her nichts ausgesagt werden.

Eine Korrelation dieser Korallenfauna mit der aus Profil 12, von HERITSCH 1917, 1933 als höheres Visé bestimmten Fauna, ist möglich. So ist für die Steilbachgraben - Formation und, wahrscheinlich, für einen Teil der Triebenstein - Formation Unterkarbonalter belegt bzw. sehr wahrscheinlich.

Aus der überwiegend feinklastischen Abfolge der Sunk - Formation wurden im Bereiche des Lärchenkogels-NE-Abhanges auf SH. 1320m, über dem Stichweg von der Thorsailleralm ein Bruchstück von Calamites sp. und weitere unbestimmbare Pflanzenfossilien aufgesammelt. Die engständige Schieferung zerstört alle diagnostischen Merkmale, doch sind bei weiterer Kartierung in weniger deformierten Gebieten weitere Fossilfunde zu erwarten. Geben diese Pflanzenfossilfunde auch keine genaueren stratigraphischen Anhaltspunkte, so berechtigen sie doch zu einer Parallelisierung mit Pflanzenfundstellen in östlicheren Teilen der Grauwackenzone. In Analogie mit diesen aus vergleichbaren Ablagerungen stammenden Fossilien umfassen demnach Teile der Triebenstein - und der Sunk - Formation sehr wahrscheinlich den Zeitraum Namur - Westphal.

5. Deutung der Genese

Ein Faziesmodell für die Sunk - Formation muß erklären:

- den generellen "coarsening upward" Zyklus; unterlagert von ähnlichen Kleinzyklen,
- das Auftreten von Orthoquarziten,

- intraformationale Konglomerate (z.B. Basis des Profiles 5, Abbildung 5),
- Karbonate innerhalb der ganzen SF, auch im Konglomeratniveau,
- reichliche Ablagerung von organischem Material (teilweise Ausbildung von Grafitflözen)
- das Auftreten von "pebbly mudstones",
- die ziellose Verteilung der Geröllängsachsen in diesen "pebbly mud(silt)stones",
- die hohe Spherizität, gute Abrundung der Gerölle,
- diagenetische Feldspatzementierung,
- den hohen Anteil an unreifen Sediment, d.h. den Gehalt an Feldspäten und Granitgeröllen,
- Rotfärbung einiger Bereiche im Hangenden der Abfolge durch Hämatit und seine Anreicherung in Lagen.

Das Idealprofil der Sunk - Formation entwickelt sich kontinuierlich aus dem Karbonatkomplex (TF). Die Crinoiden-führenden Kalkmarmore und Kalkschiefer zeigen fortlaufenden Zunahme an feinklastischem Material mit reichlich organischer Substanz. Es folgt die feinklastische Entwicklung mit nur mehr geringmächtigen Kalkzwischenlagerungen, die in weiten Teilen des Palten-Liesingtales die gesamte weitere Ausbildung der Sunk - Formation bis zur Norischen Überschiebung ausmacht. Im Idealprofil folgen erste Sandsteineinschaltungen, dann der Sandsteinkomplex, schließlich geröllführende Silt-Sandsteine und Konglomerate. Wie gezeigt kann die Geröllführung bis ins Karbonatniveau herabreichen und umgekehrt Kalkbänke bis ins Konglomeratniveau.

So ist die von TOLLMANN 1977 angegebene Schichtlücke im Namur mit großer Wahrscheinlichkeit nicht vorhanden. Zwar sprechen die in den zwei Kalkmarmorbänken im Liegendanteil gefundenen intraformationalen Konglomerate für Unruhe im Ablagerungsraum, doch ist eine sedimentologisch-fazielle Erklärung möglich. Diskordanzen wurden nicht beobachtet, doch lassen sich geringe Winkelbeträge wegen der extremen Deformation schwer verifizieren. Größere sind auszuschließen!

Karbonatsedimentation und diagenetische Feldspatbildung belegen für große Teile, und machen für die gesamte Abfolge, eine Einstreuung in ein marines Sedimentationsmilieu wahrscheinlich. Die Pflanzenfossilien wären dann als Einschwemmungen zu deuten.

Die Mächtigkeit der klastischen Entwicklung umfaßt im Bereich Sunk maximal 150m, die scheinbar großen Mächtigkeiten sind durch Faltung entstanden. Ähnlicher bis gleicher Deformationsplan findet sich in allen untersuchten Profilen des Palten-Liesingtales, sodaß die dortige Mächtigkeit ebenfalls tektonisch erkärt wird. Die Maximalmächtigkeit der hangenden Veitscher Decke wird also kaum 150m überschreiten.

Betrachtet man die gesammelten Faziesmerkmale, so läßt sich die Abfolge der Sunk - Formation am besten einer Deltafazies ("river-dominated"?) zuordnen.

Folgende Merkmale sprechen für diese Deutung:

- generell mächtigen "coarsening upward" Sequenz, unterlagert von ähnlich aufgebauten Kleinzyklen
- überwiegen der Siltkomponente
- das Auftreten von Kohle-(Grafit)flözen, bzw. Schmitzen
- basale, bzw. 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. Die Großsequenz ist unterteilt (oder geht lateral über) in zahlreiche Kleinzyklen, ebenfalls mit "coarsening upward". Massive, dichtgepackte Konglomerate und Orthoquarzite lassen sich als Rinnensedimente deuten. Charakteristisch ist ihr geringerer Gehalt an organischem Material. Fossilführende (tw. Fossilschutt-) Kalke, Kalkschiefer, Ton- und Siltschiefer können als "distributary bay deposits" und marginale, teils wiederaufgearbeitete (z.B. die intraformationalen Konglomerate) Sedimente als Ablagerungen von verlassenen Deltabereichen gedeutet werden. Diese bilden zusammen mit deltafernen Küstenstreifen Lagunen, teilweise mit Kohleführung und gehen lateral in größere Ablagerungen über oder werden von Sandsteinen und Konglomeraten gekappt (z.B. Profil 6) Kleinzyklen können von Kohleflözen abgeschlossen werden (vgl. Bindung von Grafitflözen 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)" (vgl. Diskussion in LOWE 1979), Sackungen und "dikes(?)" infolge Sedimentüberlagerung. So wird für einen Teil der schlecht sortierten "pebbly mud (silt-)stones" eine Genese als "gravity flow"-Ablagerung vorgeschlagen.

Im folgenden sind die wesentlichen Merkmale, die für diesen Sedimentationstyp sprechen angeführt:

- "matrix supported" Konglomerate,
- polymodales Korngrößenspektrum (schlechte Sortierung),
- ziellose Geröllorientierung ("unordered fabric"),
- fehlende Schichtung und Internstrukturen ("unstratified"),
- generell nicht gradiert; normale, inverse (?) Gradierung vorhanden,
- generelle Assoziation mit Silt-Tonschiefern,
- siltige-tonige Matrix, diese ist oft ident mit der Lithologie außerhalb des "pebbly siltstone"-Bereiches,
- eckige und irregulär geformte, wahrscheinlich aufgearbeitete, Komponenten.

Das Fehlen einer bevorzugten Geröllorientierung impliziert einen Transport und Ablagerungsprozeß in welchem die relative Bewegung der Komponenten gegeneingander eingeschränkt ist und sie folglich nicht individuell auf Strömungsspannungen reagieren können.

Rundung und Sphärizität der Klasten reflektieren eine Vielzahl möglicher Environments, wahrscheinlich fluviatilen Transport, bevor sie in den subaquatischen Suspensionsstrom einbezogen wurden. So reflektieren viele dieser Konglomerate eine Remobilisation anderer Konglomerattypen in das jetzige dominieren siltig-tonige Environment. Ziellose Geröllorienrierung wurde aus anderen analogen Ablagerungen, in denen siltig-tonige Matrix auftritt bekanntgemacht (e.g. LEWIS, LAIRD&POWELL 1980). Die ziellose Orientierung reflektiert entweder eine kurze Transportdistanz (LINDSAY 1968) oder, als Alternative, könnte sie die hohe Viskosität der einheitlichen "gravity-flow"-Phase wiederspiegeln, die das Setzen der Klasten nach dem Zustillstandkommen des Stromes verhindert.

Geringere Viskosität einiger "flows", hohe Sphärizität und geringe Verfestigung des unterlagernden Sediments dürften für örtlich auftretenden invers-normal gradierte Abfolgen (vgl. Abbildung 31) ("inverse-to-normal graded model" - WALKER 1975) und normalgradierte Abfolgen ("graded-stratified model" - WALKER 1975), soweit sie zu diesem Sedimentationstyp passen, und für schwer erkennbare, aber wahrscheinlich recht häufige, Sackungserscheinungen, vor allem großer Klaste, verantwortlich sein.

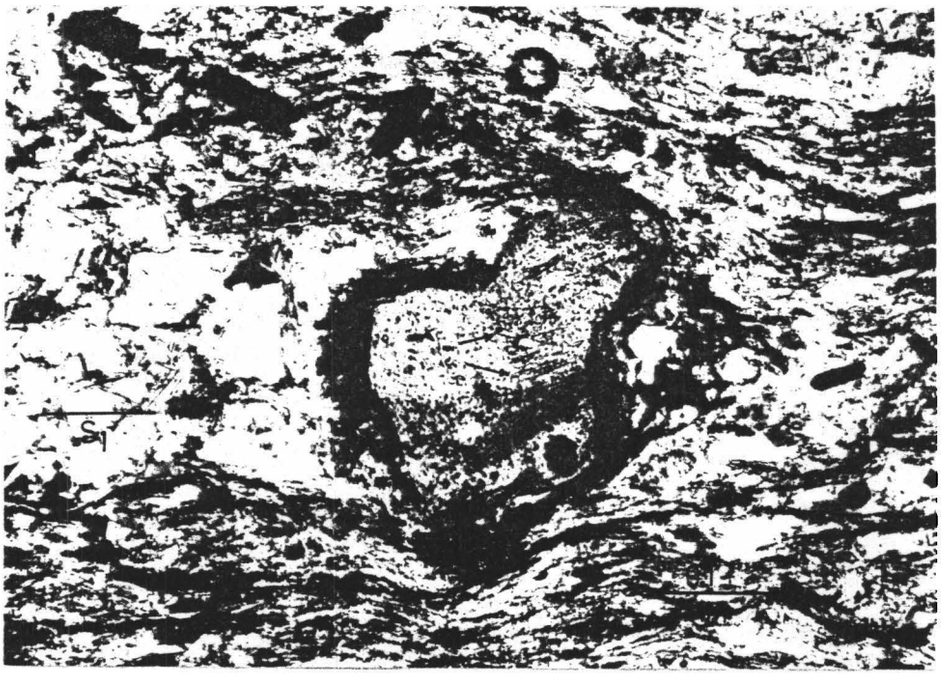
Für einen Teil der "pebbly silt (sand-)stones" wird eine Deutung der Ablagerung bei schwankender Strömungsenergie (vgl. Fig.7.3, WALKER 1975) in fluviatilen Environment angenommen.

Schließlich wird für den "Normaltyp" der mittel bis gutsortierten Konglomerate bzw. "pebbly sand(silt-)stones" ein Ablagerungsmechanismus entsprechend den Hjulström-Kurven gefolgert (vgl. PETTIJOHN 1975) (zum Gesteinstyp vgl. Abbildung 32).

Triebenstein - Formation: ein Faziesmodell nur erkären:

- die Linsengeometrie des eigentlichen Triebensteinkalkmarmorkomplexes,
- die hohe laterale Beständigkeit des Karbonatkomplexes,
- große Reinheit des Marmores des Triebensteines
- Fossilreichtum in der schwächerrekristallisierten Übergangsfazies.

Für den massigen Kalkmarmorkomplex (Bankmächtigkeit: > 10 m) konnte die Ausnahmestellung bezüglich der Mächtigkeit gezeigt werden. Linsengeometrie, Verbindung mit Sauerstoff- und Durchlichtungsreichtung fordernden Organismen (Korallen) in den vor völliger Rekristallisation geschützten Basiskalken und Verbindung mit Lagungenfazies (siehe Faziesinterpretation StF) läßt die Deutung als Bioherm zu. Lokal stärkere Absenkungsrate wird gefordert. Als Normaltyp für die Triebenstein - Formation lassen sich gebankte (Bankmächtigkeit dm bis m), teilweise durch klastische Einstreuung geteilte, lateral beständige Karbonatkörper belegen. Sie bilden das aushaltendste und auffallendste Schichtglied der Veitscher Decke im Westabschnitt. Eine Deutung als subtidale Karbonatfazies wird vorgeschlagen.



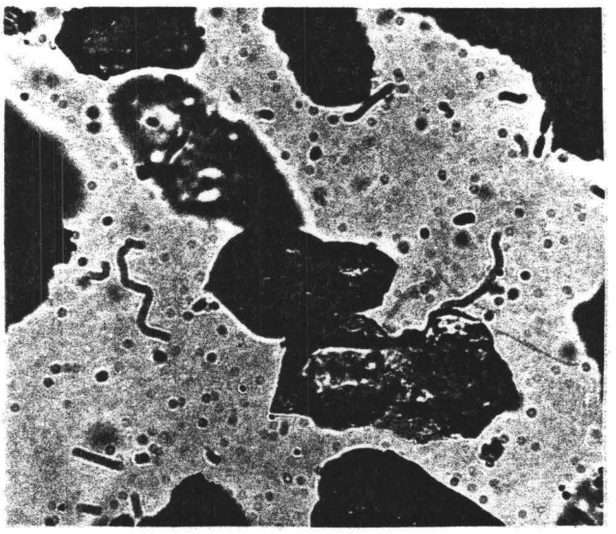


Abbildung 24:

Probe SE3, Triebenstein NE-Grat; syntektonisch-metamorph gebildete Turmalinanwachszone mit orientiert eingewachsenen Glimmereinschlüssen (Pfeile) und stressfrei gewachsener zweiten Anwachszone mit reichlich opaken Einschlüssen

Abbildung 25:

Idiomorphe, bereits wieder angerundete Aufwachsung an Zirkon.

Abbildung 31:

"Pebbly siltstone" am NE-Grat des Triebensteins, Bereich Sunk, SH.1060m; beachte: schlechte Geröllsortierung, ziellose Klastorientierung, invers- zu- normal gradierte Abfolge; YZ-Schnitt des Deformationsellipsoides, $ss \approx s_1$



Steilbachgraben - Formation: ein Faziesmodell muß erklären:

- überwiegend tonig-siltige Sedimente,
- die synsedimentäre Fällung von Pyrit in Teilbereichen des Ablagerungsraumes,
- das Auftreten von gut sortierten, gut gerundeten "Metaquarzwacken" (Barriersande?),
- diagenetische Silifizierung,
- die stratiforme Einschaltung von linsenförmigen Dolomit und Magnesitkörpern,
- schichtgebundene Anlage der Magnesitsprossung,
- Auftreten und die Erhaltung sedimentärer Lamination,
- Schüttung von teilweise sehr feldspatreichen Sedimenten.

Für die in den Profilen 9, 10, 11 dargestellte, überwiegend klastische Abfolge der Steilbachgraben - Formation fehlen weitgehend fazieskritische Merkmale, die die Aufstellung eines Faziesmodelles erlauben würden. So ist die Deutung als Ablagerungsraum im flachmarinen Schelfbereich mit Übergängen in lagunäre Fazies hochhypothetisch. Die Deutung stützt sich auf die generell feinklastische Sedimentation, auf laterale und vertikale Verzahnung mit Karbonaten und auf Hinweise auf hypersalinares Milieu in Teilbereichen. Die Erhaltung der Lamination läßt auf episodische, ruhige Sedimentation unter der Wellenbasis schließen. Unterbrochen wird diese Sedimentation episodisch, besonders im Hangendbereich, durch die Schüttung der charakteristischen opazitischen Feldspäte, aus einem nahen, tief verwitterten (?) Liefergebiet.

Für die karbonatisch-klastische Abfolge des Profiles 12 läßt sich der Deutung als lagunäre, oft hypersalinare, eventuell durch Barriersande abgetrennte Fazies, wie sie FELSER&SIEGL 1977 entwerfen generell folgen. Wenigstens eine sedimetäre Anlage von Dolomit und Magnesit in Teilbereichen des Profiles 12 kann als sicher gelten. Aus den Geländebeobachtungen, einigen Anschliffuntersuchungen und aus dem Gesamtüberblick (Sedimentation, Metamorphose, Deformation) gebe ich einer eo- bis mesogenetischen (vgl. CHOQUETTE&PRAY 1970, MATTES&MOUNTJOY 1980) Dolomit-Magnesitgenesedeutung, wie sie FELSER&SIEGL 1977 zusammenfassen, den Vorzug über andere Interpretationen (vgl. FRIEDRICH 1959, HADITSCH&MOSTLER 1979).

Spekulationen über den genaueren relativen Zeitpunkt des Dolomitisierungsprozesses (primäre Ausfällung bis "deep burial") halte ich solange sie heutige Texturen des Dolomites bzw. Magnesites betreffen bei der gegebenen PT-Überprägung (ca. 450°C, 3-4kbar) als nicht zielführend, obwohl bei der diskutierten Deutung des Kokardendolomites (p.15) ein früher Zeitpunkt wahrscheinlisch ist.

B) Referenzprofile

Aus den im Westbereich der Veitscher Decke begangenen Profilstreifen wurden zwei Lokalitäten zur detaillierteren Profilaufnahme ausgewählt.

1) Bruck/Mur - Kaltbachgraben
2) Lassing - Sonnseite

1) Bruck/Mur - Kaltbachgraben

Abbildung 33a gibt ein Aufschlußkärtchen des aufgenommenen Bereiches (Teilbereich eines für die GBA-Wien kartierten Areals). Abbildung 33b zeigt die zusammen mit der Rollstückkartierung daraus interpretierte geologische Karte.

Zur genaueren lithologischen Typisierung wurde das Profil im Stbr. Gloriette (vgl. HOMANN 1955, SCHÖNLAUB 1979) neu aufgenommen, siehe Profil 13.

Gründe hiefür sind:

- geringfügig weiterer Aushub erweitert die Schichtfolge und legt ein Metatuffband frei,
- in Verbindung mit einem im Abbau befindlichen Stbr. und neuen Aufschlüssen im Zusammenhang mit dem Bau der S6 im Kaltbachgraben ließen sich exaktere Daten zur Gefügeentwicklung bzw. eine genauere Aussage über Schichtwiederholungen erwarten,
- röntgenographische Untersuchungen sollten weitere Aussagen über die Mineralogie der Feinklastika erlauben,
- charakteristische Faziesentwicklung.

Beschreibung des Profiles: Zur Legende siehe Profile 1-12. Die strichlierten Modalbestandsprozentlinien, Kolumne 8, bezeichnen aus Diffraktogrammen an Hauptreflexen abgeschätzte Werte. Feldspat ist dabei in allen Proben naturgemäß überrepresentiert.

Im liegenden Profilbereich fällt ein stratiform in die Karbonatabfolge eingeschaltetes Metatuffband (Abkömmling basischer Vulkanite - ca. 12 cm mächtig) auf. Die 4/5 des Profiles betreffende, extreme tiefgründige, Verwitterung fasse ich als tertiäre Paläoverwitterung auf (zwei Niveaus: a) 550-560m, b) 575-580m). Als Leitmineral tritt Kaolinit (Profilkolumne 10) untergeordnet Al-reicher Chlorit auf (vgl. Abbildung 28 und 29).

Feldspäte: es wurde nicht zwischen klastischem Bestand und Neubildungen unterschieden. Die bis mm-großen, teilweise idiomorphen Feldspäte der Proben B8/12 sind metamorph neugebildete Porphyroblasten.

Schwerminerale: die feinkörnige Abfolge verhindert eine Untersuchung im Profil 13 selbst. Aus einer Metasiltschieferprobe im Hangenden wurde ein Spektrum gefunden, in dem Zirkon über Turmalin dominiert, mit einem hohen Gehalt an sub+euhedralen Zirkonindividuen.

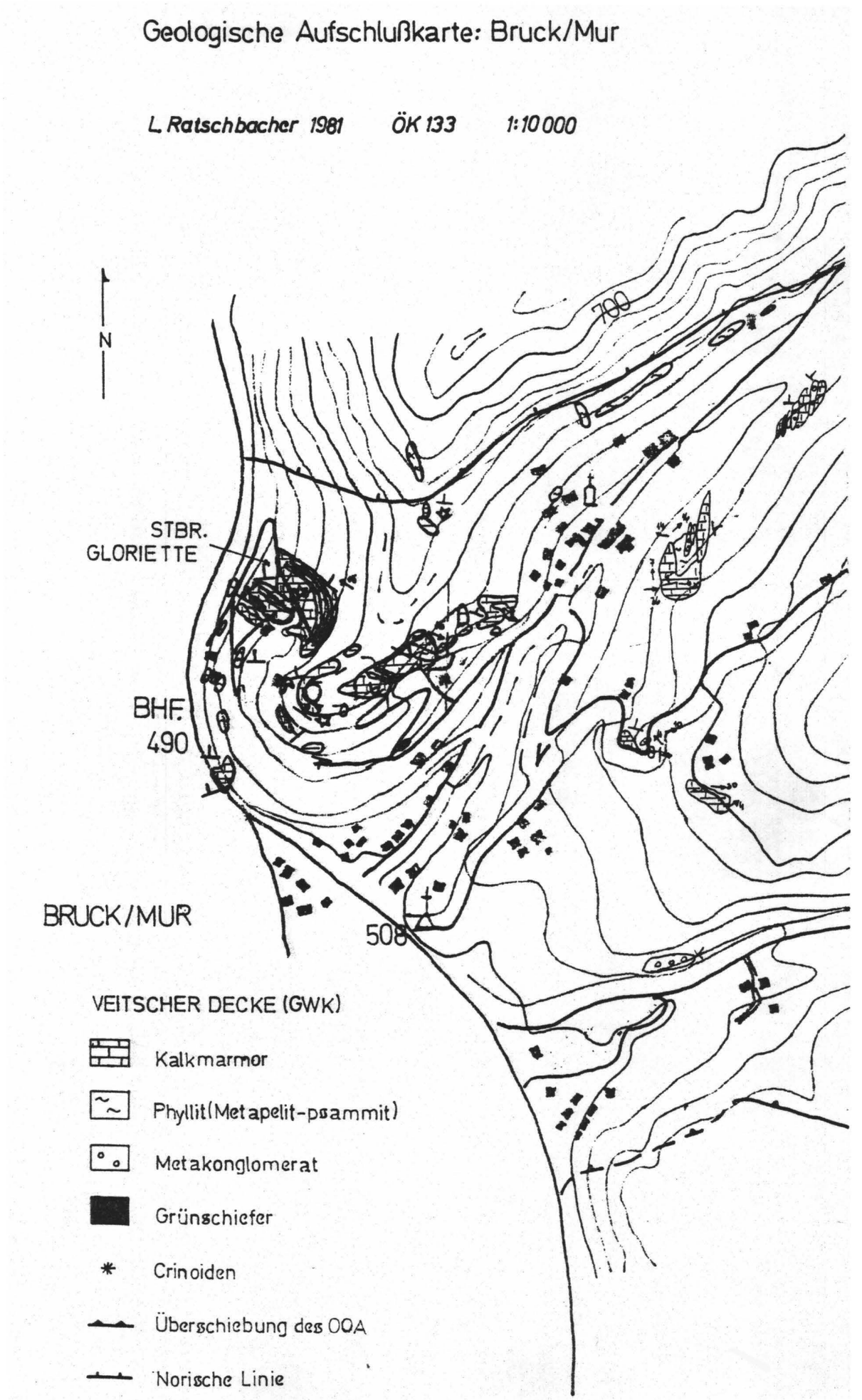
Fossilien: Crinoidenbruckstücke treten reichlich auf, gelängte helle Calcitlinsen können als umkristallisierte Korallen gedeutet werden, sind jedoch nicht eindeutig zu belegen (vgl. dagegen SCHÖNLAUB 1979).

Pyrit und organisches Material ist reichlich an Kalkschiefer und Pelite gebunden, idiomorphe Kristalle auch an Kalkmarmore.

Die Kartierung bestätigt die monotone Gesteinsabfolge. Interessant sind lokale Einschaltungen von hell-mittelgrauen Quarziten und Metakonglomeraten (max. Größe: 2,5cm-YZ-Schnitt des strain-Ellipsoides). Diese sind

Abbildung 33: Erläuterungen siehe Text

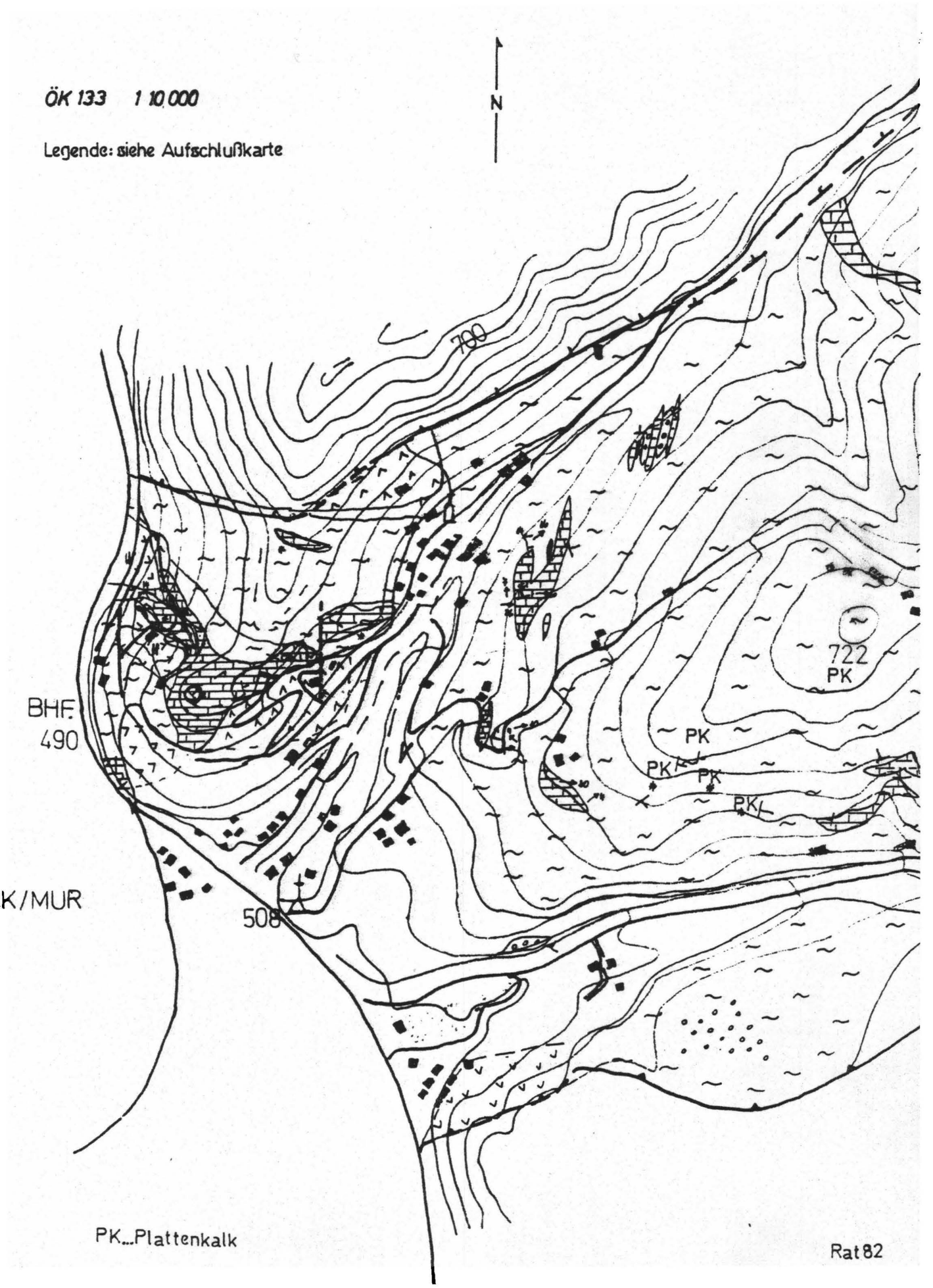
a.

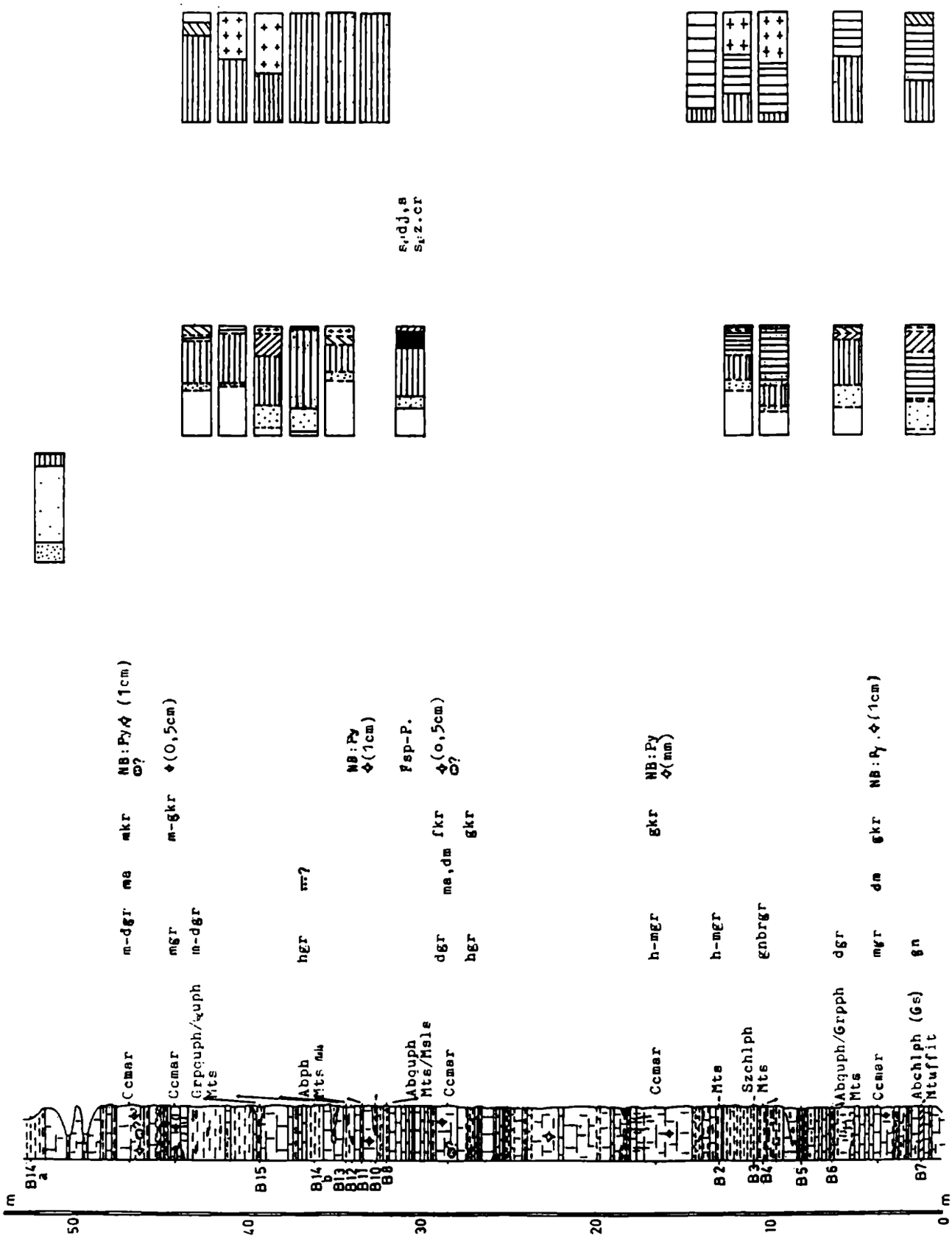


Fallzeichen: horizontal ⊢, bis 15° ⊤, 15 35° ⊤, 35 55° ⊤, 55 75° ⊤, 75 85° ⊤, saiger ⊣

b.

Geologische Karte: Bruck/Mur





PROFIL 13

Legende und Kolumnensignifikanz siehe p. 20,21

weitgehend an Kalkmarmorzüge gebunden. Neben Restquarz führen sie bis maximal 5% "Aplit"gerölle (vgl. Abbildung 34).

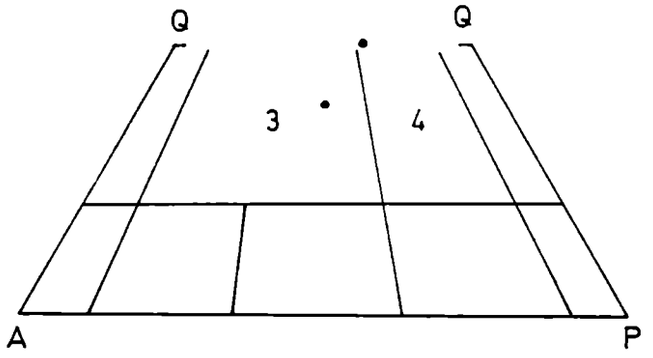


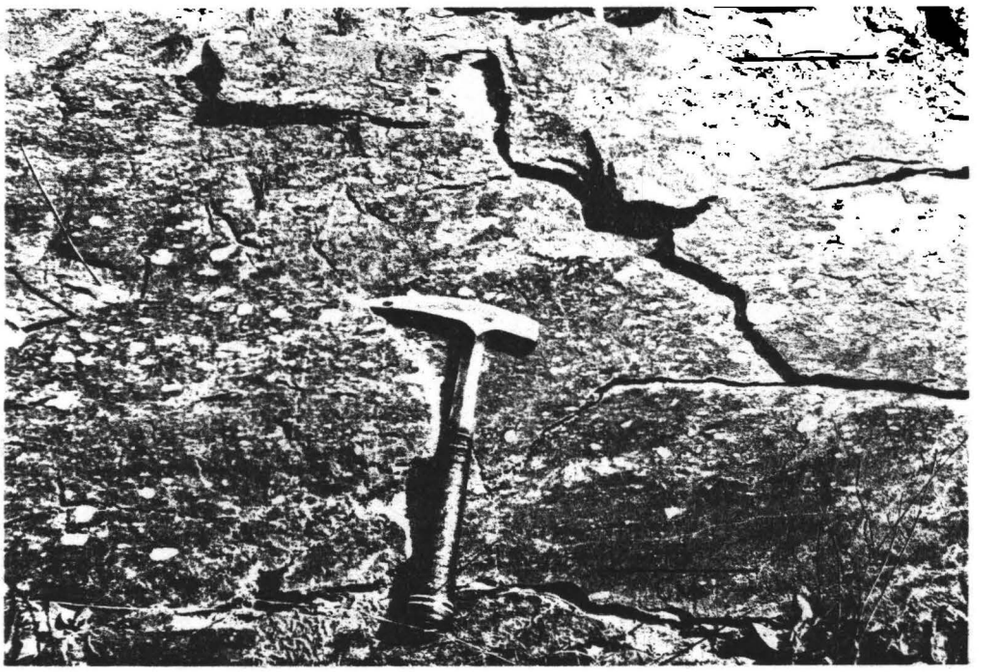
Abbildung 34:
APQ-Streckeisendiagramm für die Gesteinstypen einiger Gerölle aus der Veitscher Decke bei Bruck/Mur

3 Granit
4 Granodiorit

Die assoziierten Quarzite erwiesen sich teilweise als Arkosen. So steht in einer lithoklastenreichen Metakieslage einem Matrixanteil (Quarz, Albit, Schichtsilikate) von 44% ein Anteil aus 3%Quarz, 2% Plagioklas (bis 1,5 mm), 36% Alkalifeldspat (bis 9 mm) und 22% Aplitlithoklasten gegenüber. Plagioklas ist saussuritisiert, Alkalifeldspat perthitisiert (Fleckenperthit)

Örtlich sind in die Schieferlagen bis maximal 1 m mächtige Plattenkalke eingelagert, die Phyllite der Umgebung zeigen dann erhöhten Karbonatgehalt. Weitere Metatuff(it)bänder (1cm-1dm) finden sich, sie sind an Kalkmarmore gebunden. Interessant sind Einlagerungen von massigen Kalkmarmorlinsen (ca. 3 mal 8 m) in dm-gebankten Kalkmarmore; eine Deutung als Bioherme ist naheliegend. Als Besonderheiten gelten Cu-Vererzungen (Malachit) und $MgCO_3$-Linsen.

Deformation: Die Trasse der S6 brachte wegen der mehrere m dicken Schuttdecke nicht die erhofften Aufschlüsse. So bleibt die im folgenden zusammengefaßte Gefügeentwicklung vorläufig, besonders weil die notwendigen Überprägungskriterien spärlich sind. Abbildung 35a faßt die Gefügedaten aus der Veitscher Decke E' Bruck/Mur zusammen. Die indikativste Großstruktur ist in Abbildung 36 abgebildet. Die liegenden "tight-isoclinal" Falten (Öffnungswinkel:> 0^0) lassen den Verdacht auf tektonische Schichtwiederholungen im Profil aufkommen. Untersucht man Profil 13 mittels Markov-Ketten auf zyklisches Verhalten, so ergibt sich dieses für die Signifihanzniveaus 99 und 99,9% (Berechnungsparameter siehe Appendix 5). Dies kann nun als primäres sedimentzyklisches Verhalten oder als tektonische Wiederholungen gedeutet werden, wobei die beschriebene Großfaltenstruktur auf den zweiten Fall hinweist. Weitere "tight-isoclinal" Falten sind im cm-dm Bereich zu finden.





a.

b.



Abbildung 32:

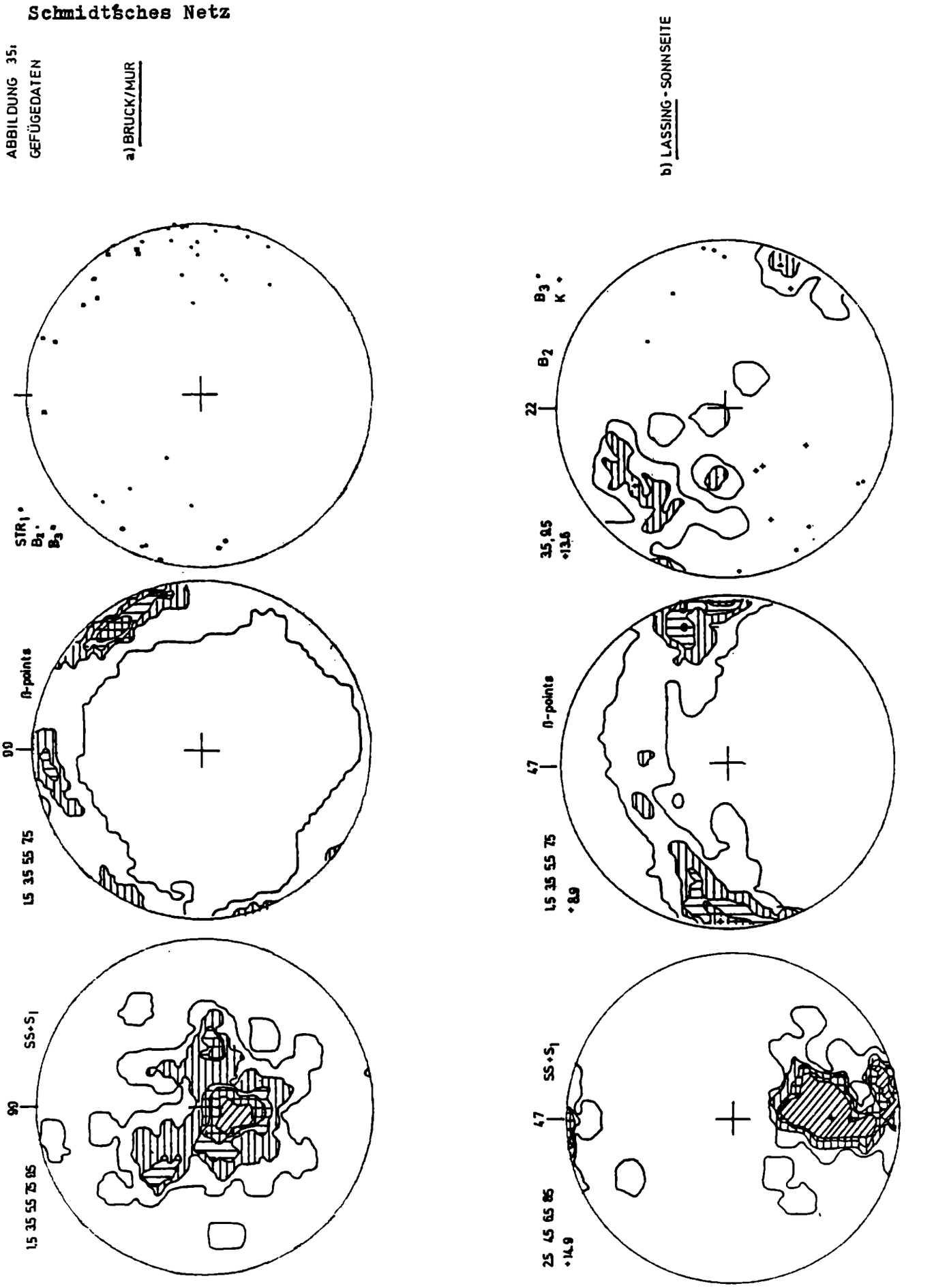
Typus "pebbly siltstone" aus dem Hangendanteil des Profiles 1, Fostwegkum Grafitbergwerk Sunk; beachte fehlende Schichtgrenzen; die Abfolge wird mit bereichsweise schwankender Strömungsenergie gedeutet, YZ-Fläche des Deformationsellipsoides

Abbildung 36 a,b

B_2-Großfaltenstruktur aus dem Stbr. Inzinger, Eingang Kaltbachgraben

Abbildung 35:

Computerkonturierte Sammeldiagramme (Methode nach BEASLEY 1981, adap. Rat. 1982) der Gefügedaten aus den Profilstreifen Bruck/Mur und Lassing-Sonnseite. Generationsfolge der Gefügekriterien nach Stilkriterien
Schmidtsches Netz



Interpretation: Wieder erscheint die Frage der Ursache der Zyklizität für die Interpretation des Ablagerungsraumes nicht entscheidend. Charakteristisch sind die bis mehrere m mächtigen, teilweise fossilführenden Kalkmarmorbänke, die mit allen Übergängen mit karbonatischen Phylliten, Kalkschiefern und Ton-Siltschiefern (Phylliten) verbunden sind. In letzteren steigt teilweise organischer Gehalt und Pyritführung stark an und weist auf reduzierendes Milieu. Am interessantesten sind die Einschaltung tuffogenen Materials und die als Bioherme gedeuteten, massigen Karbonatlinsen.

Die beschriebene Abfolge zeichnet sich durch laterale Konstanz bei großer Eintönigkeit aus. Im wesentlichen werden immer dieselben, durch Faltung komplizierten Kalkmarmor und Phyllitabschnitte angeschnitten.

So deute ich die E' Bruck/Mur aufgeschlossenen und im wesentlichen durch Profil 13 representierte Abfolge als begrenzten Ausschnitt aus dem Sunker Idealprofil, als für weite Teile der Veitscher Decke representative Entwicklung äquivalent zur Triebenstein - und Steilbachgraben - Formation, eventuell auch stratigraphisch tiefer reichend. Damit als subtidale karbonatdominierte Stillwasserfazies im Schelfbereich, örtlich mit reduzierenden Becken, aber auch mit der Möglichkeit für lokale Biohermbildung. Ob die vorwiegend an Kalkmarmore gebundenen Metapsammit-psephitlinsen Äquivalente zu den Profil 12 der Sunk als Barrieren gedeuteten Metasandsteinen darstellen, bleibt offen, ist aber möglich. Generell scheint aber der Anteil an grobklastischen Einschüttungen in diesem Niveau gegenüber dem W-gelegenen Profilen nach E (vgl. Veitsch) zuzunehmen.

So spricht der lithologische Befund für eine Zuordnung ins Unterkarbon, was dem von HOMANN 1955 durch eine Korallenneubestimmung mitgeteilten Visé-Alter entspricht (der Fundpunkt dieser Koralle ist nicht mehr genau festzustellen - vgl. HOMANN 1955). Lediglich im SE-Teil des Brucker Karbonstreifens (Glanzbachgraben), wo dunkle Metaquarzkonglomerate in Metapelite eingeschaltet sind, dürfte die Schichtfolge stratigraphisch höher reichen.

Als Liefergebiet für den klastischen Sedimentanteil läßt sich aus der Geröll- und SM-führung ein sauer plutonisches Areal diskutieren (vgl. dazu den Raum der Sunk).

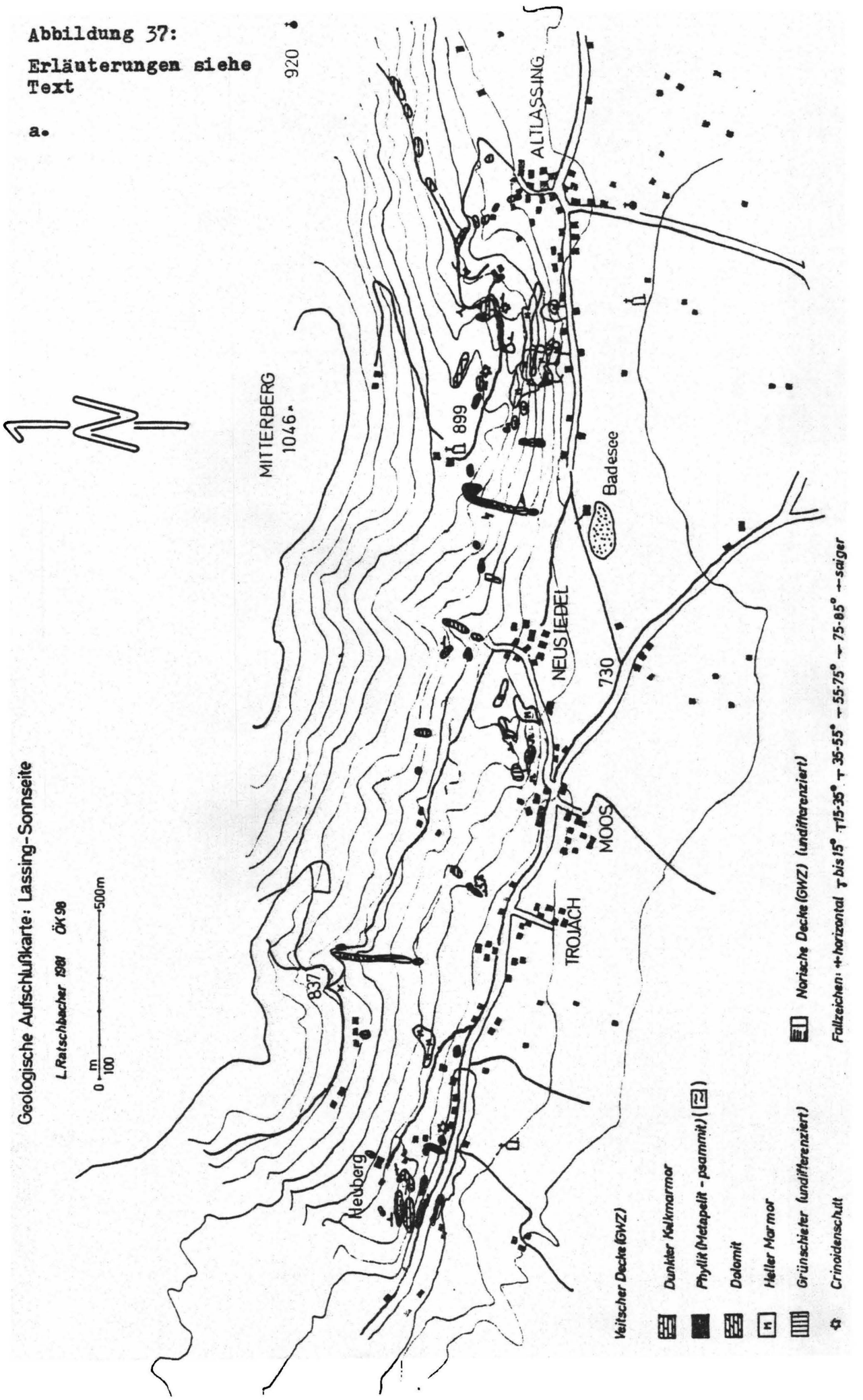
2) Lassing - Sonnseite

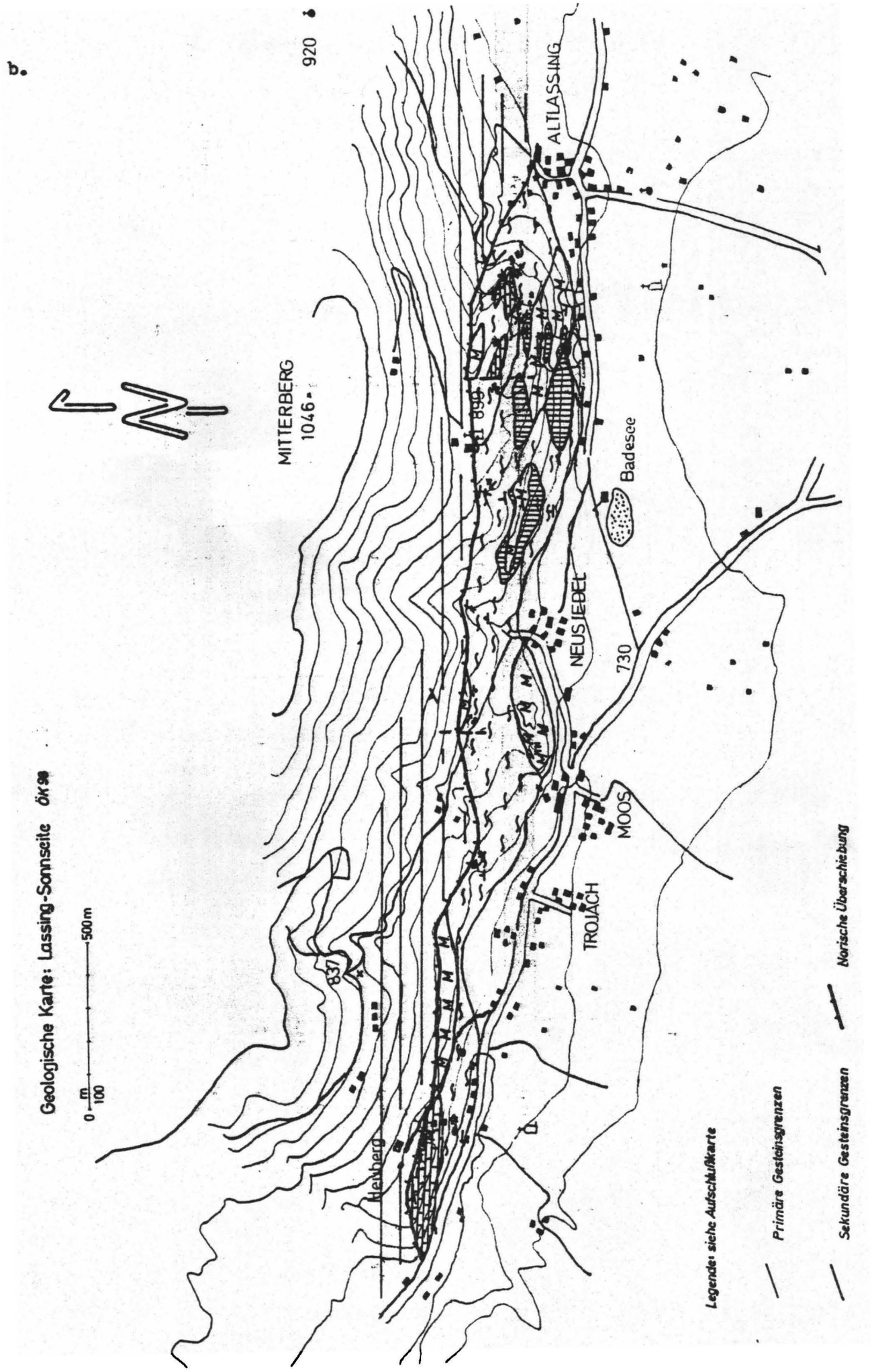
Abbildung 37a zeigt eine Aufschlußkarte des kartierten Bereiches. Extreme Aufschlußarmut läßt die zusammen mit Rollstückkartierung daraus interpretierte geologische Karte (Abbildung 37b) hypothetisch bleiben. So sind ein Großteil der ausgeschiedenen linsenförmigen Gesteinskörper auch als Schuppen deutbar. Profil 14 gibt die Schichtfolge im kleinen Bach nördlich des Wirtshauses am Badeteich zwischen SH. 800 und 880 m.

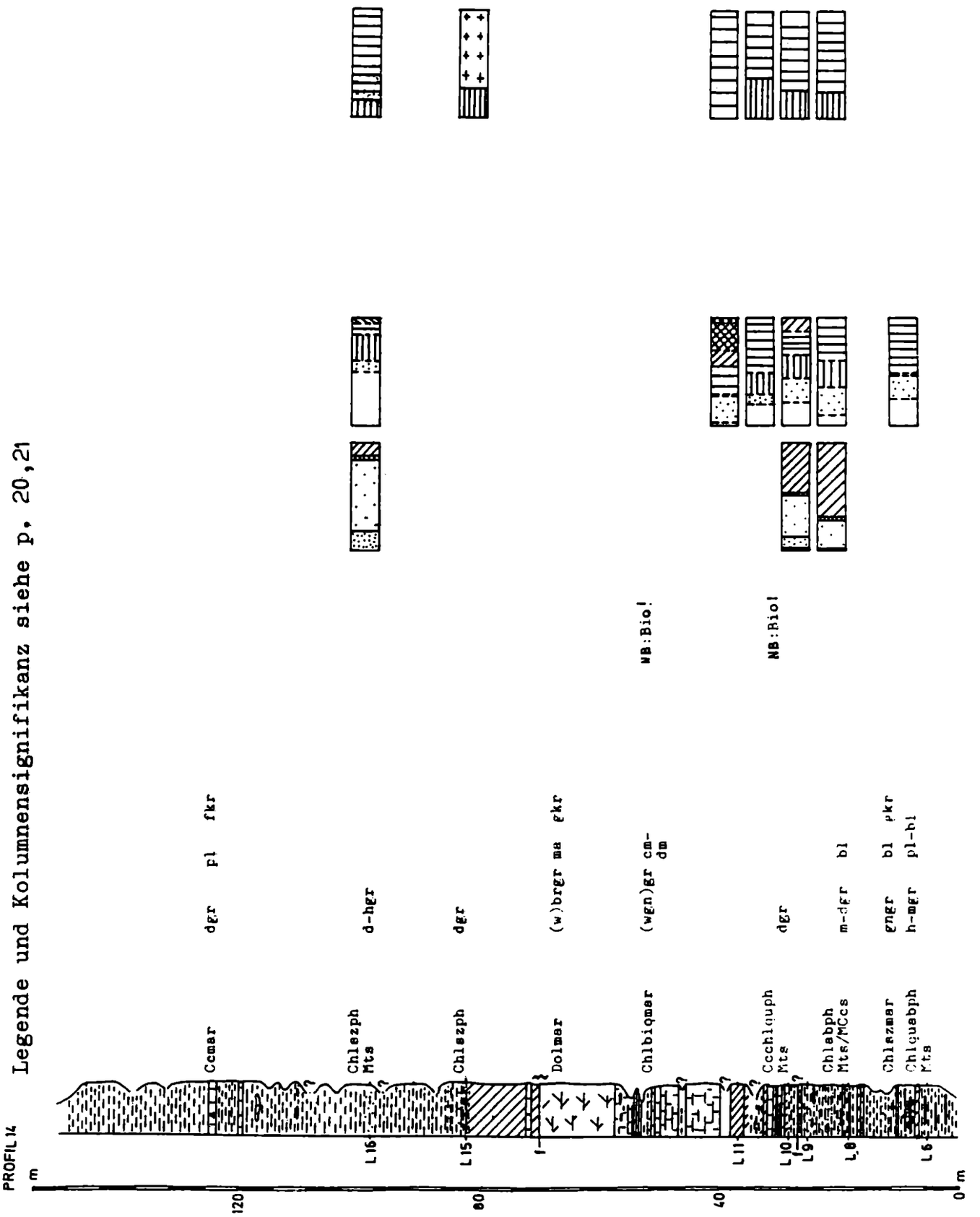
Abbildung 37:

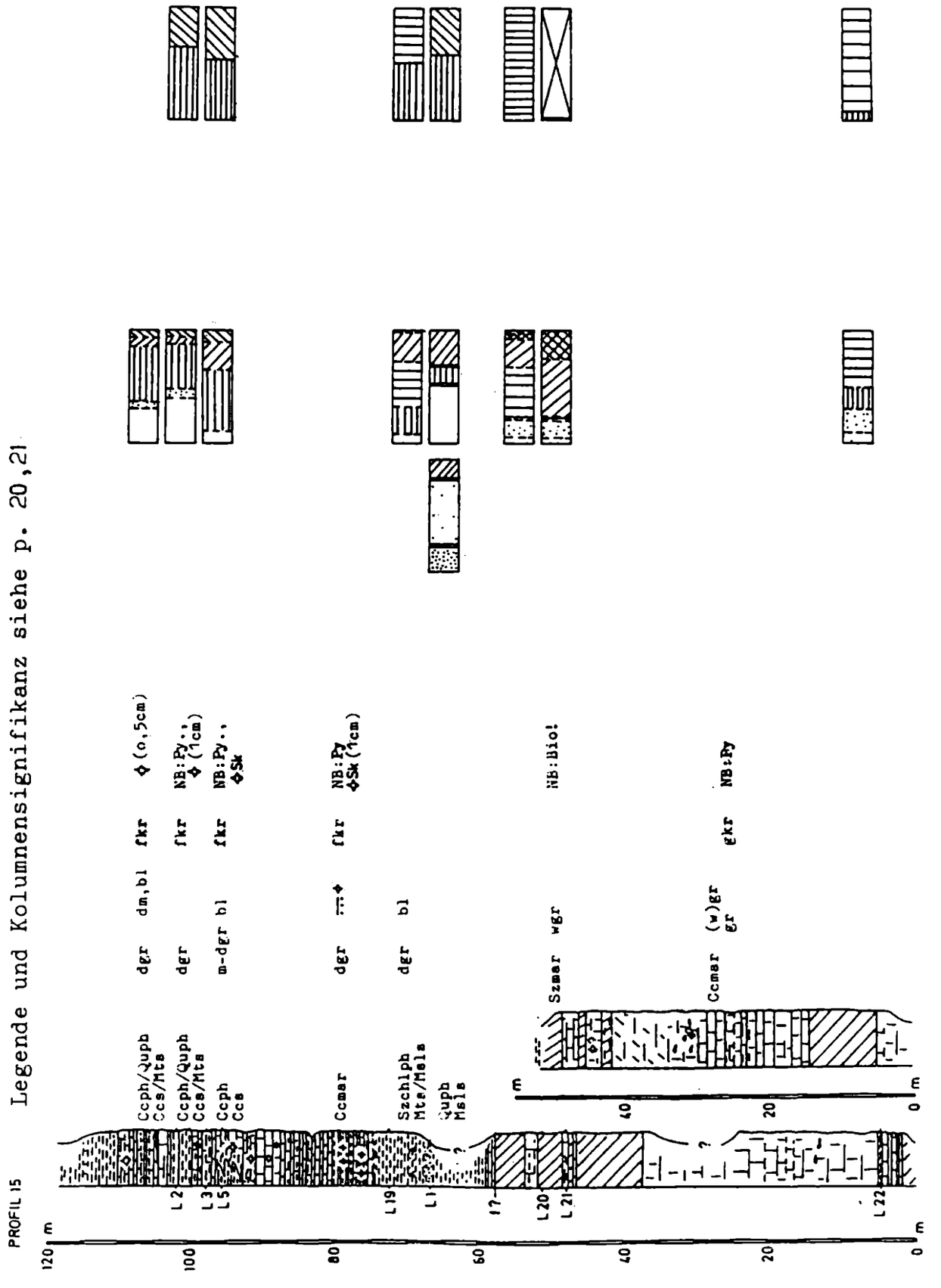
Erläuterungen siehe Text

a.




b.
Geologische Karte: Lassing-Sonnseite ÖK 98
0 m 100 500 m
MITTERBERG
1046
920
ALTLASSING
Badesee
NEUSIEDEL
730
MOOS
TROJACH
837
Legende: siehe Aufschlußkarte
Primäre Gesteinsgrenzen
Sekundäre Gesteinsgrenzen
Norische Überschiebung


PROFIL 14
Legende und Kolumnensignifikanz siehe p. 20,21
m
120
80
40
0
m
Ccmar
dgr pl fkr
Chlszph Mts
d-hgr
Chlszph
dgr
Dolmar
(w)brgr ma gkr
Chlbiqmar
(wgn)gr cm-dm
NB:Bio!
Ccchlquph Mts
dgr
NB:Bio!
Chlabph Mts/MCcs
m-dgr bl
Chlszmar
gngr bl pkr
Chlquabph Mts
h-mgr pl-bl
L16
L15
L11
L10
L9
L8
L6


PROFIL 15
Legende und Kolumnensignifikanz siehe p. 20,21
m
120
100
80
60
40
20
0
Ccph/Qupb Ccs/Mts
Ccph/Qupb Ccs/Mts
Ccph Ccs
Ccmar
Szchlph Mts/Mels
Qupb Mels
Szmar
Ccmar
dgr dm,bl fkr
dgr fkr
m-dgr bl fkr
dgr fkr
dgr bl
wgr
(w)gr gr gkr
◆ (o,5cm)
NB:Py.. ◆ (1cm)
NB:Py.. ◆Sk
NB:Py ◆Sk (1cm)
NB:Bio!
NB:Py
L 2
L 3
L 5
L19
L 1
17
L20
L21
L22
40
20
0

Profil 15 beginnt (hangend - liegend) im kleinen Stbr. W'Kurve 842m des Weges zum Gehöft Schwaigberger, folgt dieser Straße und setzt sich entlang eines Stichweges in die aufgelassenen E'Steinbruchteile (Str. Dreher) fort. Die beigefügte, ca. 50 m mächtige, Lithosäule umfaßt den ungestörten Hangendabschnitt des Dreherbruches und ist mit dem unteren Abschmitt des Gesamtprofiles korrelierbar (vgl. Profil 15).

Beschreibung der Profile: Unter der fossilführenden klastisch-karbonatischen Hangendentwicklung folgt mit eindeutiger sedimentärer Verküpfung eine Abfolge mit überwiegend zuckerkörnigen Marmoren, Metatuffen bis -tuffiten. Die rekristallisierte Karbonatkorngröße ist vom Gehalt an Verunreinigungen (besonders organischen Materials) abhängig und ist kein Ausdruck höherer Metamorphose. Schwermineraluntersuchungen sind durch die feine Korngröße limitiert. Es überwiegt Zirkon, -die Spektren des Liegendanteiles (Apatitreichtum) dürften vulkanisch beeinflußt sein. Der Metamorphosegrad läßt sich mit den an die Grünschiefer gebundenen Mineralen im Biotit und Talk in den Marmoren abschätzen.

Deformation: Siehe dazu die Gefügedaten in Abbildung 35b. s_1 ist überwiegend ss-parallel, wo ein Überschneidungswinkel zwischen ss und s_1 angebbar ist, fällt s_1 flacher nach N. B_1-Falten konnten nicht eindeutig verifiziert werden. Dem s_1-Lagenbau ist B_2, mit "tight-to-isoclinal" Falten, überlagert zusammen mit der achsenebenenparallelen s_2-Schieferung. Teilweise ist s_2 in s_1 einrotiert und preßt B_2-Mikofaltenscheitel aus. Sporadisch tritt ein NW-N vergentes, flachwelliges, teilweise flexurartiges B_3 auf. B_2-Falten mögen für Schichtwiederholungen verantwortlich sein, doch lassen die zugänglichen Aufschlußbereiche keine genaueren Angaben zu. Bruchtektonik betrifft hauptsächlich unterschiedlich kompetente Bereiche.

Interpretation: Die crinoidenführende, karbonatisch-klastische Entwicklung im Hangendbereich ist mit der Triebenstein - Formation des Trieben Tauern Paß Gebietes korrelierbar. In Profil 14 ist die Karbonatentwicklung überwiegend durch Metapelite vertreten. Die liegende Phyllit-Grünschiefer-Marmorentwicklung entspräche dann der Steilbachgraben - Formation des Trieben Tauern Paß Gebietes, ist wahrscheinlich aber auch als Fortsetzung in stratigraphisch liegende Anteile aufzufassen.

7) Paläogeographisches Modell der Veitscher Decke im Westabschnitt

Der Versuch, die verschiedenen Bereiche und die darin erkannten Subfazies zu einem paläogeographischen Modell mit regionaler Gültigkeit auszudehnen, stößt aus 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. Die überwiegenden Teile der Veitscher Decke sind nur übersichtsmäßig kartiert, - ein Einbau dieser monoton erscheinenden Bereiche ist fragwürdig.
3. Die Abtrennung einer "hoher metamorphen" Gesteinsgruppe (vgl. SCHÖNLAUB 1979, p.93) ist noch weitgehend ungelöst. Eigene Begehungen und Kartierungen lassen an der Existenz und Zuordnung dahin gestellter Einheiten zweifeln. So konnten E' des Triebener Tauern Passes solche geröllführende Quarzite, verschiedene Phyllite, Grünschiefer etc. zwanglos dem Zentralalpinen Verrucano bzw. der Norischen Decke der Grauwackenzone zugeordnet werden, wobei der "höhere metamorphe" Charakter einfach der progressiven altalpidischen Metamorphose zugeordnet werden kann und multiple alpidische Deformation das komplexe Bild erzeugt.
4. Eine primäre Unterlage bleibt weitgehend ungesichert.

Abbildung 38 veranschaulicht in einem schematischen, hypothetischen Blockdiagramm das gewonnen Bild, wobei für den Hangendbereich das Modell der Sunk dargestellt wurde:
Über einer überwiegend feinklastischen Entwicklung in die Marmore und basische Metavulkanite eingeschaltet sind, folgt eine karbonatbetonte (transgressive) Abfolge mit einzelnen Biohermen größerer Mächtigkeit. Lokal scheint eine weitere Faziesdifferenzierung möglich (vgl. Bereich Sunk). Das Hangende bildet eine generelle "coarsening upward" Entwicklung, die lokal als Deltaentwicklung gedeutet wird (regressive Folge).

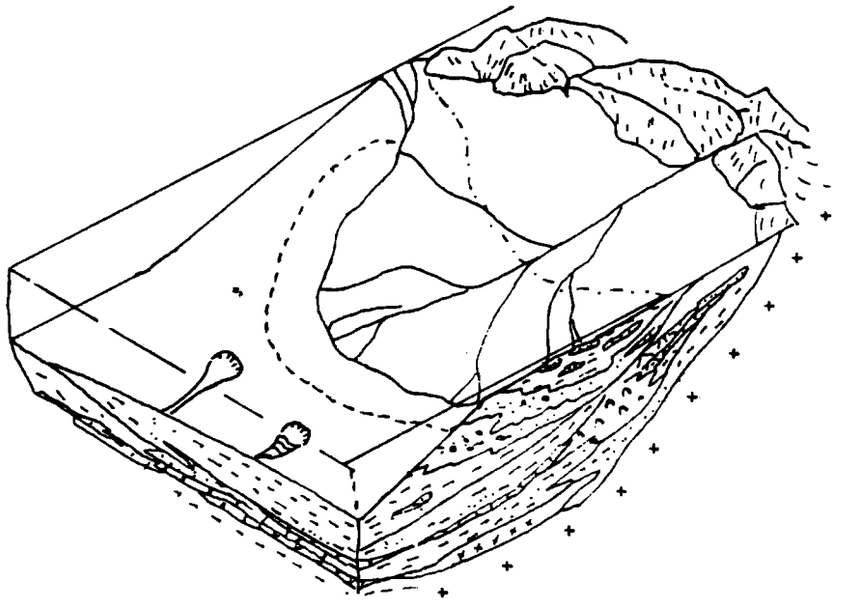


Abbildung 38:

Schematisches, hypothetisches paläogeographisches Modell der Veitscher Decke in ihrem Westabschnitt; als Basement ist ein plutonisches Areal eingezeichnet, wie es der dargestellten Auffassung entspricht.

Als Hinterland konnte für den Bereich Sunk ein sauer Plutonisches wahrscheinlich gemacht werden. Dasselbe gilt für den Raum Bruck/Mur für das Unterkarbon. Metamorphe Gerölle (CORNELIUS 1952) aus dem Raum Veitsch belegen abweichende Schüttungen, doch ist ihre stratigraphische Zuordnung unsicher (vgl. NIEVOLL 1983). Weiters konnte bis jetzt noch nicht völlig klar herausgearbeitet werden, ob alle Gerölle des sauren Plutonitkomplexes un- (oder wenig) metamorph in die Veitscher Decke gelangten. Einfache Chlotitisierung des Biotites und ziellose Verteilung der "alten", groben Hellglimmer machen für eine Zahl der Gerölle eine Abkunft aus einem praealpin unmetamorphen bzw. undeformierten oder nur statisch aufgeheizten Areal wahrscheinlich. Für andere Gerölle ist dies nicht so klar, jedenfalls fehlt es noch an weiteren Gerölluntersuchungen.

Vergleiche mit dem Veitscher Raum (ÖK 103, Krieglach) sind schwierig. Nach NIEVOLL 1983 ist die Aufgliederung des grundsätzlich ähnlichen lithologischen Verhältnisse (mit verschiedenen Karbonaten, basischen Matatuff(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 Kartierungen verzichtet.

8) Regionaler Ausblick

Der Nachweis einer fast das gesamte Karbon umfassende und in verschiedene Faziesbereiche gliederbaren Abfolge wirft die Frage auf, inwieweit sie regional-paläogerographisch mit anderen Karbonvorkommen korrelierbar und in das varistische Orogenschema einbaubar ist. Faßt man Chronostratigraphie, angenommene oder kartierte Mächtigkeiten, interpretaiertes Ablagerungs- und Tektonoenvironment zusammen (vgl. Abbildung 39a), so liegen die Schwierigkeiten für die Korrelation weiterhin in der durch ungenügende Bearbeitung, metamorph-tektonischer Verschleierung etc. bedingten Ungenauigkeit der Typisierung.

Zwei Aspekte der paläogerographischen Verflechtung sollen im folgenden diskutiert werden:

1. Fazielle Beziehung zwischen den Ablagerungen des Unter- und Oberkarbons in denOstalpen
2. Diskussion dieser fazellen Beziehungen und des primären Untergrundes in Licht neuer tektonischer Erkenntnisse

ad. 1.: Die oft zitierten Beziehungen zwischen dem Karbon von Nötsch und der Veitscher Decke (vgl. FLÜGEL 1964) lassen sich im großen Rahmen bekräftigen und genauer fassen. Auch ein Einbau in das "generell akzeptierte Modell" des kontinuierlich von N nach S wandernden varistischen Orogenbereiches ab dem Unterkarbon (vgl. z.B. SCHÖNBERG 1970, FLÜGEL

1977, SCHÖNLAUB 1979; dagegen aber TOLLMANN 1982) erscheint faziell betrachtet vorerst plausibel. Demnach ist die Veitscher Decke als, den ab dem Unterkarbon aufsteigenden nördlichen Hochzonen nahe Entwicklung anzusehen, das Karbon von Nötsch näher den im Süden absinkenden "Flysch"-trögen benachbart anzuordnen. Der beiden Einheiten basal gemeinsame basische Vulkanismus könnte mit den Beginn dieser Umgestaltung übereinstimmen. Seine Tektonoenvironment-Signifikanz wäre zu prüfen (Rifting etc.). Die faziellen Unterschiede im Visé und Namur (?) (überwiegend Karbonatentwicklung - Veitscher Decke; überwiegend klastische Entwicklung - Nötscher Karbon) ließen sich durch die relative Nähe zu den sedimentliefernden Bereichen (bzw. Kanälen) für die im Süden anschließende Flyschentwicklung (?) deuten. Eine gute Beziegung zwischen der progressiven Küstenfazies der Veitscher Decke, der als küstenfernere Canyon- bzw. Fanablagerungen deutbaren Pöllandgruppe des Nötscher Karbons (vgl. KODSI&FLÜGEL 1970; LEWIS,LAIRD&POWELL 1980 für ein deutbares Ablagerungsmodell der Pöllandgruppe) und den Flyschablagerungen (?) des Beckens (Karnische Alpen, Karawanken) ist konstruierbar. (Dies soll nun nicht heißen, daß man das Karbon von Nötsch unmittelbar an das Veitscher Karbon anschließen kann; dies ist schon infolge des unterschiedlichen SM-Gehaltes und Geröllbestandes der Pöllandgruppe (vgl. KODSI&FLÜGEL 1970, SCHNABEL 1976, FLÜGEL 1977) unwahrscheinlich, doch soll eine mögliche geotektonische Stellung im karbonen Ablagerungsraum aufgezeigt werden).

Die im Bereich Sunk beobachtbare starke "coarsening upward" Sequenz (Einheit 1) könnte dabei als eine Punktquelle für die submarinen Rinnensedimente (eingelagert in pelagische Tonschiefer mit Fazies-Spurenfossilien), der Pöllandgruppe ähnlich, angesehen werden.(zum möglichen Sedimentationsmodell vgl. KLEIN, OKADA&MITSUI 1979, GLAESER 1979, DOTT& BIRD 1979).

ad. 2.: Schwierig in diese faziellen Vorstellungen einbaubare Belege liefert die Gefügeanalyse (Teil 3) und die Untersuchungen zur Basis der Veitscher Decke. So kann gezeigt werden, daß die Veitscher Decke im Bereich des Palten-Liesingtales, dem Raum Bruck/Mur und im Mürztal (NIEVOLL 1983) keine höhertemperierte (Grünschieferfazies), wahrscheinlich überhaupt keine, präalpine Metamorphose, keine beobachtbare präalpine Interndeformation erlitten hat (vgl. Teil 2, 3). Dabei kommt der Veitscher Decke die gleiche tektonische Signifikanz zu, wie dem MOA-Verrucano (Sedimenthülle des MOA-Altkristallins); d. h. Verrucano und Veitscher Decke zeigen bei linsenförmigem An- und Abschwellen gegenseitigen Ersatz. Dagegen scheint die Norische Überschiebung, wenigsten im weiteren Bereich das konstantere großtektonische Gefügeelement zu sein. Es wäre also

naheliegend den primären Ablagerungsraum der Veitscher Decke auch auf MOA-Altkristallin zu suchen, was aus anderen Gesichtspunkten schon vorgeschlagen wurde (z.B. FLÜGEL 1977). Dies ist nun schwer denkbar, da Altersdatierungen in diesem Kristallin ein deutliches Metamorphoseereignis im Zeitraum von 330 (bis 270 my im Westen des ostalpinen Kristallins) belegen (vgl. z.B. FRANK et al., 1981, SCHARBERT 1981, THÖNI 1982; Abkühlalter!), welches ja in der Veitscher Decke aller Wahrscheinlichkeit nach fehlt. Nimmt man mit SCHARBERT 1981 an, daß die Bildungsalter einiger Granite der Seckauer Tauern bei 350 my, ihre Abkühlungsalter bei 330 my (Tournai und Visé nach ODIN 1982) liegen, damit die vorhergehende Paragneisdeformation bzw. -metamorphose altvaristisch (bretonisch) ist, und läßt dies auch für anderes MOA-Kristallin gelten, so bleibt kaum Zeit um dieses Kristallin abzukühlen und bis in tiefere Stockwerke zu erodieren um den geeigneten Geröllbestand für eine darauf transgredierende Veitscher Decke zu beziehen. Rezente Untersuchungen über die morphogenetische Phase im "mountain-building" Prozeß (z.B. GANSSER 1983, HANTKE&JÄGER - Vortrag Berchtesgaden 1983) schränken dies insoweit ein, da sie beträchtliche Hebungsraten in geologisch kurzen Zeiträumen belegen.

Zusammengefaßt ergeben sich drei Möglichkeiten für die primäre Position der Veitscher Decke:

- die Veitscher Decke hat als Basis ein Altpaläozoikum, - für dieses gibt es keine sicheren Hinweise.
- ein varistisch (nicht oder kaum) metamorphes Kristallinareal (oder altvarisitsche Intrusiva), welches spätvaristisch (?-kaum möglich) oder alpidisch verschürft wurde, stellt die Basis dar; an eine Position südlich (im) MOA-Kristallin wäre zu denken (hier ist die Frage nach dem Ausmaß von alpidischen Scher- bzw. Überschiebungszonen im Altkristallin, wie sie gerade in den östlichen Ostalpen diskutiert werden, von Bedeutung)
- die Basis der Veitscher Decke bildet ein Teil des MOA-Kristallins, das altvaristisch deformiert und getempert wurde und rasch erodiert wurde. Ob diese Möglichkeit zeitlich denkbar ist, hängt von einer exakteren Datierung dieses bretonischen Ereignisses im Altkristallin im Ostabschnitt der Ostalpen ab, und muß implizieren, daß die heute beobachtbaren, tieferen Teile der Veitscher Decke auch primär die Tiefsten darstellten (vgl. Profile 10-15). Wichtig scheint dabei auch, daß nur Altersdaten aus dem östlichen Altkristallin herangezogen werden.

An eine Kombination der zweiten und dritten möglichkeit ist zu denken.

Zusammengefaßt ergeben sich drei Unsicherheiten:

a) Alter der Liegendgrenze der Steilbachgraben - Formation
b) genauere Datierung des varistischen Metamorphoseereignisses im Kristallin
c) Umsetzung der absoluten Altersdaten in die relative Zeitskala (vgl. ODIN 1982).

Von den diskutierten Möglichkeiten würde letztere, obwohl durch die oben angeführten Zwänge limitiert, beim heutigen Wissensstand, den in dieser Arbeit angeführten Fakten am besten entsprechen. Die Veitscher

Decke wäre dann der MOA-Deckeneinheit (nach TOLLMANN 1963) im alpidischen Geschehen zuzuordnen.

Im folgenden wird anhand von Abbildung 39b kritisch über Vorstellungen zum varistischen (karbon) Orogenablauf in Verbindung mit den gewonnenen Daten aus der Veitscher Dekce Stellung genommen. Abbildung 39b basiert im wesentlichen auf in den letzten Jahren publizierten paläogeographischen Vorstellungen über das ostalpine Paläouoikum von FLÜGEL 1977, 1980, SCHÖNLAUB 1979 (vgl. auch TOLLMANN 1982). Ergänzt wurden einige Daten über Plutonismus und die Implikationen zur Basis, der Metamorphose und Deformation und zur möglichen, obig diskutierten, magnfaziellen Verbindung der Veitscher Decke mit dem übrigen Raum im Sinne des "generell akzeptierten Modells" des kontinuiertlich nach S wandernden varistischen Orogons (siehe oben).

Ausgangspunkt für die varistische Orogenese bildet das Verteilungsschema des Mittel- bis Oberdevons (Abbildung 39b). Als einige unterstützende Argumente für die spezielle, hier presentierte Anordnung der paläozoischen Abla/gerungräume lassen sich anführen:

- faziellе Gründe: neben den z.B. von FLÜGEL 1977 diskutierten sei auf die Diskussion in NEUBAUER 1979 verwiesen. So scheint eine Verbindung der Paläozoika von Mittelkärnten/Murau und der Norischen Decke der Grauwackenzone bekräftigt. Als weitere Indizien können vor allem die bedeutende psammitische Entwicklung im Obersilur-Unterdevon (NEUBAUER 1979, NIEVOLL 1983, Teil 2) angesehen werden, sowie die diesen Räumen gemeinsamen "Porphyroide" in mehreren Horizonten (Ordovizium, Silur, Devon, siehe obige Autoren) und der basiche Vulkanismus,- Entwicklungen die den Karnischen Alpenweitgehend fehlen (vgl. SCHÖNLAUB 1979).
- weitere Gründe erbegen sich aus der alpidischen Orogenese. So ist es (neben (nicht eindeutigen) faziellen Gründen in der Trias) schwer denkbar, die Norische Decke samt Kalkalpen (ca. 10 km) über das Gailtalkristallin und den Drauzug zu bewegen (SCHÖNLAUB 1979), ohne daß dieses stärker metamorph wurde, wenn auch für die Transporte nur wenig Zeit zu veranschlagen ist (z.B. OXBURGH&TURCOTTE 1974). Zwar sind im OO -Paläozoikum nachbretonische Bewegungen möglich (da durch die vorgeschlagene Einordnung der Veitscher Decke und des Nötscher Karbons (Abbildung 39b) auf bretonisch konsolidiertem Kristallin und bei Akzeptierung einer N-S wandernden varistischen Orogenfront die Gründe für die kaum mögliche zeitliche Einordnung nachbretonischer Bewegungen wegfallen (FLÜGEL 1980); also wären z.B. die Bewegungen im MOA bretonisch, in der Norischen Decke und im Mittelkärntner Paläozoikum könnten sie dann namurisch/westphalisch sein, um schließlich im Süden (Karnische Alpen) Westphal C zu umfassen (in Analogie zum "tectonic progradation" in den Alpen, FRISCH 1979)) doch scheinen Überschiebungen großen Stiles, wie z.B. Norische Decke mit Basement über Mittelkärnten/Murau zu dieser Zeit nicht gegeben. Es ist die postulierte Vergenz des Orogens anzuführen, auch sollte ein Austausch ganzer Ablagerungräume im anschließenden (?) Veitscher Karbon mehr als nur Faziesveränderungen bewirken. Die Verbindung des südwärts wandernden Orogens mit der Einordnung der nur alpidisch deformierten Veitscher Decke über bretonisch geprägtem Kristallin erscheint unter diesen Annahmen die in dieser Arbeit mitgeteilten Beobachtungen über die Veitscher Decke zu entsprechen.

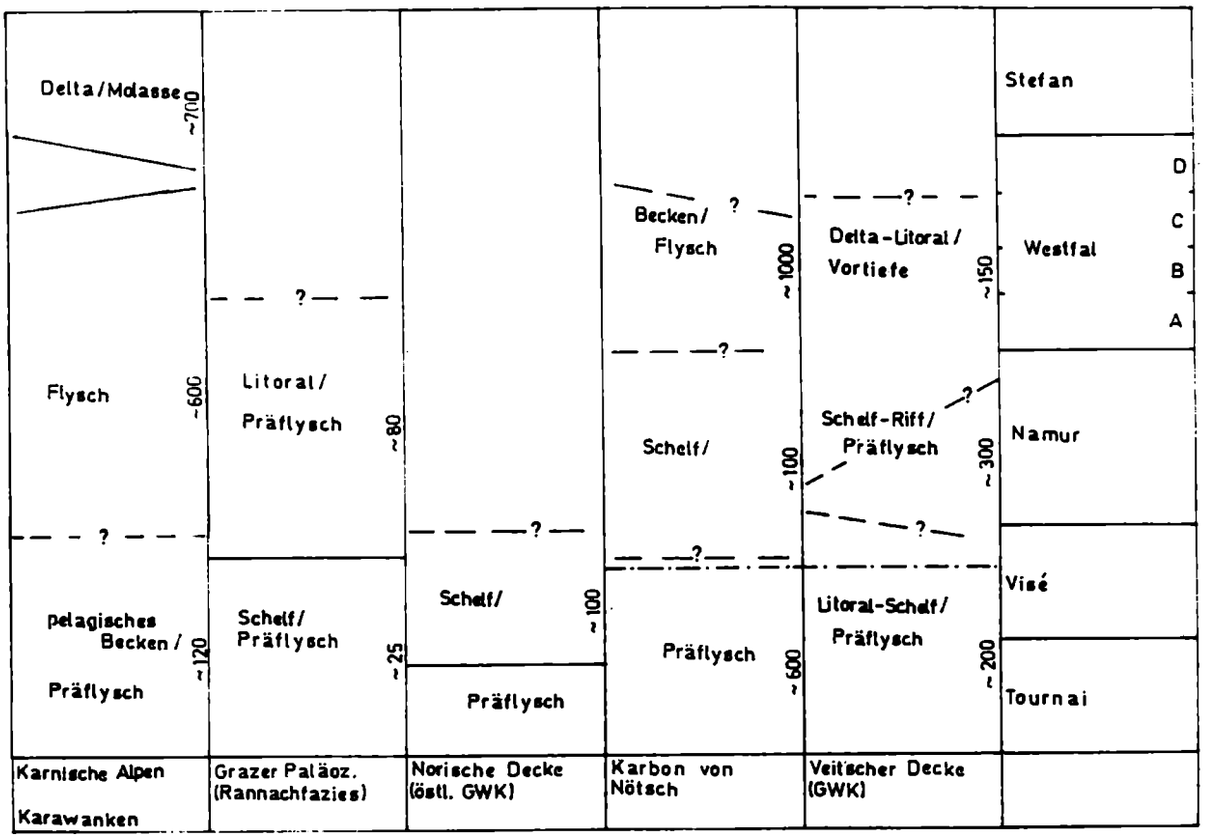
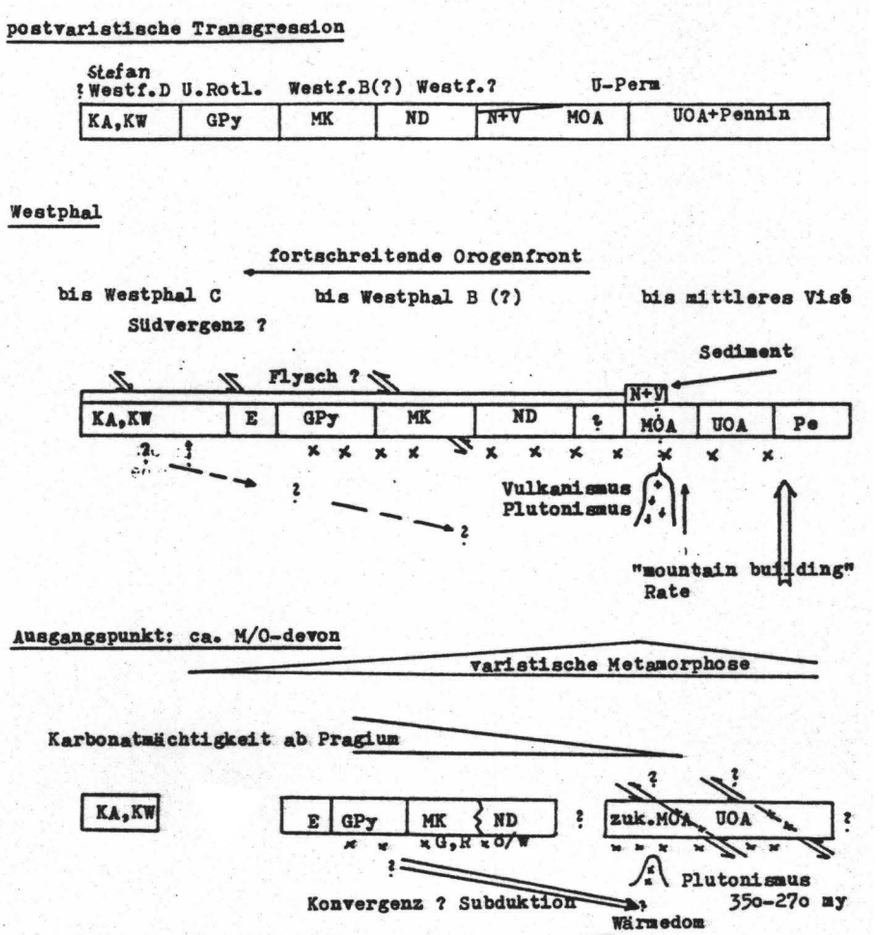


Abbildung 39a:

Übersichtstabelle über Chronostratisgraphie, Mächtigkeit, interpretierte Fazies und geotektonisches Environment im Zeitraum Unter/Oberkarbon für einige relevante Ostalpenablgerungen, ergänzt nach EBNER et al., 1981. Strichlierte Linien und ? geben biostratigraphisch nicht deutlich angebbare bzw. aus lithostratigraphischen Vergleichen festgesetzte Zeitgrenzen; klar erkennbar sind die großen Ungenauigkeiten bei der Einordnung und der erhebliche Spielraum für Einstufungsspekulationen; die selben Ungenauigkeiten gelten für die Fazies und Tectonoenvirontmentaussagen!
Die strich-punktierte Linie in den Spalten des Nötscher und Veitscher Karbons gibt die maximal mögliche, stratigraphische Reichweite ins Liegende bei der Deutung eines MOA-Altkristallins als Unterlage.



Abkürzungen: KA.Karnische Alpen, KW.Karawanken, GPy.Gailtalphyllite, MK.Mittelkärntner Paläozoikum, ND.Norische Decke der Grauwackenzone, N+V.Nötscher und Veitscher Karbon, MOA, UOA, Pe..alpidische Stockwerke, E.Eisenkappler Paläozoikum, G.Grazer Paläozoikum, R.Remschnigg,Sausal, ö/w.östliche/westliche Grauwackenzone, zuk..zukünftiges MOA etc, x.kaledonisches Basement

Abbildung 39b:

Hypothetisches varistisches paläogeographisches Verteilungs- und orogenes Ablaufschema zusammengestellt nach jüngerer Literatur (hauptsächlich FLÜGEL 1977, 1980, SCHÖNLAUB 1979) und Einpassung der Veitscher Decke nach den Ergebnissen dieser Arbeit. Dieses Schema, das vielfach schon "weitgehend akzeptierte" Parameter enthält, dient als Grundlage für eine kritische Stellungnahme zu einigen involvierten Faktoren (siehe Text).

Im folgenden sollen einige Unsicherheiten in diesem paläogeographischen Verteilungs- und geodynamischen Ablaufschema herausgearbeitet werden, um seine Vorläufigkeit klarer, als bisher geschehen aufzuzeigen.

- Faziesgegensätze in den einzelnen in Abbildung 39b zusammengestellten Paläozoika und Einbau des ostalpinen Kristallins. Stellt man die biostratigraphisch eindeutig belegten lithologischen Abfolgen der einzelnen Paläozoika bzw. ihrer Großfaziesbereich zusammen und vergleicht sie untereinander, so zeigt sich, daß neben guter Übereinstimmung in bestimmten Zeitabschnitten in den gleichen Paläozoika in anderen Zeitabschnitten wenig Übereinstimmung feststellbar ist (als Beispiel ist hier

auf die Betrachtungen von FENNINGER&HOLZER 1978 über den Einbau des Grazer Paläozoikums verwiesen). Die Faziesdifferenzierung ist teilweise so ausgeprägt, daß ein paläogeographischer Entwurf der sich alleinig auf das Zusammenpassen von ähnlichen Schichtfolgen stützt, beim jetzigen Forschungsstand, ohne weiteres Kriterien benützend, fragwürdig ist (vgl. dazu SCHÖNLAUB 1979, TOLLMANN 1982). Weitgehend ungeklärt ist der Einbau der ostalpinen Quarzphyllitareale, der Habach- und Greinerserie des Pennins und der Kristallinareale (MOA, UOA).

- zeitliche Annäherung Flysch(?)bildung und "Molasse"stadium: wenn die zeitliche Einstufung korrekt ist, wird z. B. im Mittelkärntner Raum "Molasse" abgelagert (Westphal B(?), C - TENCHOV 1978), während in den Karnischen Alpen der letzte Flysch(?) sedimentiert wird bzw. die orogone Phase abläuft. Zum möglichen zeitlichen Nebeneinander gilt das obig Gesagte. Als Quelle für die südlichen Flysch(?)sedimente kann an Wiederaufarbeitung älterer "Flysche" gedacht werden. Dies kann das Fehlen solcher Ablagerungen über den weiter nördlichen Trögen (Mittelkärnten, Norische Decke) erklären. Das impliziert aber auch daß im Rahmen des obigen Modells (Abbildung 39b) der Orogenanordnung in der Veitscher Decke (und im Nötscher Karbon) irgendwann im Westphal B oder C eine Umstellung des auf p.76ff diskutierten Ablagerungsräume-übergreifenden Sedimentationsmodelles eintreten muß. Diese Umstellung muß keinem abrupten, sich im Sediment deutlich abzeichnenden Schnitt entsprechen. Ob dies in der Veitscher Decke mit der stärkeren Konglomeratanlieferung im Hangenden zu verbinden ist, ist fraglich. Die Überlegungen zeigen deutlich die Schwierigkeiten, die sich durch die ungenügende Einstufung der karbonen Ablagerungen (in den metamorph stärker überprägten Arealen) ergeben.
- mit obigen verbunden ist die Frage, wieweit die in der Literatur (zuletzt TOLLMANN 1982) als Flysch typisierten Sedimente tatsächlich einem (besonders hochorogenen) Flysch entsprechen. Weiters ist die für ein Orogen nur spärliche Verbreitung des "Flysches" auffallen. Schüttungsrichtungsuntersuchungen sind zweideutig (vgl. SCHÖNENBERG 1970, TESSENSOHN 1971).
- varistische Vergenzrichtungen: bis jetzt sind nur in den südlichen Karnische Alpen Südvergenzen, dem orogenen Ablaufschema (Abb.: 39 b) entsprechend, bekannt, (über mögliche südvergente varistische Faltung im Murauer Raum vgl. NEUBAUER 1980, p.48), für andere Bereiche wird auch Nordvergenz vermutet. Zwar fällt das von TOLLMANN 1982 gegebene Haptbeispiel einer nordvergenten Deformation (Koridenüberschiebung) wahrscheinlich dem alpidischen Zyklus zu, dennoch geben diese nordgerichteten Vergenzindikatoren die wichtigsten Einschränkungen für das dargestellte Modell.
- gilt das obige Schema (Abbildung 39b), muß eine allochtone Deutung des Nötscher Karbons, wie sie FLÜGEL 1977 gibt, stimmen (kein Transgressionskontakt mit den Villacher Alpen).
- versucht man im ostalpinem Paläozoikum mit einem selbstständigem Orogen (TOLLMANN 1982) und mit plattentektonischen Vorstellungen zu arbeiten (FLÜGEL 1977, 1980) fällt ein Mangel an orogenen Vulkaniten, insbesondere ein Fehlen von Ophiolithen auf. Zwar gibt es einige Untersuchungen (Inselbogenvulkanismus, -karbonischem (??) Alters im Eisenkappler Paläozoikum, Grauwackenzone - LOESCHKE 1975, vgl. dagegen KOLMER 1978 für das Grazer Paläozoikum, COLLINS et al., 1977 für die Grauwackenzone), doch sind altersmäßige Einstufung und Aussageübereinstimmung mangelhaft.

Diese Überlegungen weisen deutlich den bisher diskutierten Schematas Hypothesencharakter zu.

Zur Einschränkung des Spielraumes für Überlegungen zur varistischen Orogenese und zur Prüfung des dargestellten Modelles sind folgende nächste Schritte naheliegend:

- Prüfung varistischer Vergenzrichtungen; dies ist insbesondere in ausgewählten Teilen der Norischen Decke und der Gurktaler Decke viel-

versprechend, da dort die alpidische Entwicklung jetzt besser bekannt ist,
- magmatogen, chrono- und lithostratiegraphische Neubearbeitung einiger Schlüsselräume (Remschnigg, Sausal, Quarzphyllitareale),
- weitere, vor allem geochronologische Arbeiten im kaledonisch geprägten Basament um die sich abzeichnenden Gemeinsamkeiten zu erhärten.

9. Appendices

Appendix 1 Urliste der Schwermineraldaten aus der Veitscher Decke der Bereiche Sunk, Lassing und Bruck/Mur
Abkürzungserklärung siehe Kapitel "Nomenklatur"

Pr.Nr.	op	ame	zi	zrr	zr	z	tfl	tfr	tbi	tbr	tgi	tgr	tbl	tu	ru	ti	gr	xz	mz	xt	mt	xa	m
G 7	83	16,5	2,4	0,8	3,2	6,4	8	11,2	2,4	47,1		4,8		73,5	1,23					138	222		
(G 8)	87	16,5	4,5	6	3	13,4	10,4		4,4	55,2				70,1	1,6		1,2	144	167	203	400	122	30
G 8	79	25,7	4,2	5,6	14,7	24,5	1,4	4,2	1,4	42,8				49,8			0,4	100	170	195	310	137	23
G 11	80	21,2	4,2	4,4	34,5	45,2	5,3	13,3	4,4	9,7				32,8		0,9		66	86	74	122	72	9
G 26	96	20	3	7,4	13,3	25,2	4,4	4,4	4,4	40				53,3	1,5		1,2	108	177	178	266	142	22
G 37	89	13,8	2	4,7	8,8	15,5	0,7	0,7	11,4	53,8				66,7									
G 40	97	0,49	2	2	33,3	37,3		4,4	0,5	52		1,5		56,4	(3,8)		0,5	71	100	105	180		
G 47	89	38,3	3,5	1,7	1,7	6,9	1,7	1,7	20,9	23,5		1,7		49,6	5,2					119	144	66	11
G 48	95	10	1,2	19	9,7	28,6	2,4	9,7		24,9		1,3		38,3	22,5	0,6	2,2	76	90	100	130	94	11
G 55					11,6	11,6	9,3	51,2	7	18,6				86		2,3		110					
G 70	45	8,1	25,7	11	33	70									22,1		0,4	85	122			49	12
G 80	65	4,7	4,4	7,2	56,5	68,1	8,3	14,1	1,1	6,6				27,2				82	122	84	166	76	9
G 88	58	2,6	5,8	16,7	32,7	54,5	4,4	5,8	3,6	20,3		0,72		34,9	7,3			62	111	59	99	61	8
G 92		23,1	5,7	1	59,6	66,3			1	5,8	1			7,7		2,9							
G 104a		17,8	0,7	4,8	45,9	51,4	0,7		1,4	28,8				30,8									
G 108		29	3,9	7,1	43,2	54,2			1,3	11,6		1,3		14,8	0,7	1,3							
G 123		56,6	3,6	1,8	16,1	23,5	0,6	0,6	0,6	13,3		1,2		16,3	0,6	0,6							
G 150		24,6	0,6	14,5	41,9	57			14	3,9				17,9		0,6							
G 169		4,2			7,7	7,7			76	11,8	0,8			88,2									
(G 65	95	47,4	2,3	5,1	28,3	35,8	0,5	0,5	1,4	12,1				14,4		0,93		85	130	159	200	128	19
(G 102		38,6	0,9	1,8	38,5	47,7			1,8	1,8		0,9		4,6	1,8	5,5)							
G 144		1,2	1,2	2,4	9,5	13,1	2,4		78,5	4,8				85,7		1,2							
SE 7		25,4	5,7	27,9	25,4	59			7,4	4,9	0,8	0,8		13,9	1,6								
SE 8			25		75	100																	
mean		17,2	5,5	7,5	27,9	40,4								37,8		3,45	0,9						
SD		14,5	6,7	7,5	21	26								28,9		6,7							

Pr.Nr.	op	ame	zi	zrr	zr	z	tfl	tfr	tbi	tbr	tgi	tgr	tbl	tu	ru	ti	gr	xz	mz	xt	mt	xa	ma
OK 2			6,1	10,7	19,9	36,2	6,6	1,0		0,5				8,2	54,6		0,5	108	222	111	211	84	111
OK 9	38		21,7	8,7	39,8	70,3	4,3	1,2						5,8	14,5	0,7	3,6	67	111		122	81	
OK 11	91		2,6		89,6	92,2	6,4							6,4	2,6			59	90	76	111	90	90
OK 12	98	4,7	1,6	3,2	72,4	77,9	2,3	3,9	2,4	7,9		0,8		17,3									
OK 4		0,4	3,7	2,9	90,9	96,6	0,4					0,4		0,8	1,3								
UK 34		11,8	5,5	15	55,1	75,6			11,8	0,8				12,6									
UK 100		3,8	15,3	15,4	57,7	88,5			7,7					7,7									
G 128		72,2	7,3	2,7	17,8	27,8																	
G 132			30,9	7,5	61	99,4									0,5								
G 155		0,8	7,8	3,9	61,7	73,4	6,3			3,1	15,6	0,9		25,8									
G 126		75	1,4	4,2	18	23,6				1,4				1,4									
G 114a		1,2	1,2	0,6	53	55				42,6		0,6		43,2	0,6								
12	93	16,2	3,2	2,6	23,4	29,2			13,6	39,6				53,2	1,3			88	155	95	133	95	144
mean		14,3	8,5	5,9	30,8	65,1								14	5,5								
SD		26,8	8,9	5,1	25,6	27,6								17	14,7								
B 14a			19	2,4	70,2	91,7				7,1				7,1	1,2								
L 1		13,9	23	3,6	56,4	81				3				3									
L 6		69	0,9		26,4	27,3				3,6				3,6									
L 9		45,9	2,7	10,8	37,8	51,4			2,7					2,7									
L 16		17,4	13,8	3,7	60,5	78		4,6						4,6									
mean		36,6	10,1	4,5	45,2	59,4								3,5		0,3							
SD		25,9	10,3	4,5	16,	25,2								0,8									

APPENDIX 2

Proben-Nr.	mica	chlorite	parag.	talc	kaol.
G 11	69,7	3o,3			
G 42	57	32	11		
G 48	42,6	18	39,4		
G 52	58	42			
G 63	33,6	62,2	4,1		
G 68	43,1	49,2	7,6		
G 71	46,7	53,3			
G 8o	42,6	57,3			
G 83	72,4	27,6			
G 85	62	38			
G 87	64,9	31,5	3,6		
G 9o	89,5	1o,5			
Y 2	52,7	3,6	43,6		
mean	56,6	35	8,4		
SD	15,4	17,8	15,1		
G 114 a	33,9	66,1			
G 16o	54,9	33,4	11,7		
UK 22		58,2		41,8	
UK 1oo	65,6	34,4			
OK 1	34,4	42,2	23,4		
OK 1o	5	95			
OK 12	44,3	31,6	24		
mean	34	51,6	8,4	6	
SD	24,3	23,3	11,3	15,8	
Eichproben nach KUBLER, 198o					
G 52	68,8	31,2			
G 63	41,5	52	6,5		
G 87	67,7	21,1	11,2		
OK 1	32,7	4o,4	26,9		
Bruck/Mur					
mean	55,3	29	2,1	13,4	(kaol.)
SD	41,1	37,9	4,8	21,7	
Lassing-Sonnseite					
mean	32,4	48,3	6,2	-	-
SD	25	38,7	15,3	-	-

Appendix 2:

Urliste des Schichtsilikat= gehaltes ausgewählter Proben aus der Veitscher Decke in der Fraktion $< 2\mu$; Prozent= werte des Gesamtgehaltes, Mittelwert und Standardab= weichung aufgeteilt nach geographischer Position der Untersuchungsgebiete; Kolumne links oben und Mitte - Bereich Sunk-Trieben Kolumne links unten - Bereich Bruck/Mur und Lassing-Sonnseite

APPENDIX 5

Untersuchungen des Profiles 13 auf zyklisches Verhalten:
127 Datenwerte gliedern sich in: Phyllite (43), karbonatische Phyllite (9), Karbonatphyllite (17) und Kalkmarmore (58), wobei die Ursachenbeziehung in dieser Reihenfolge angenommen wurde. Die Gliederung erfolgte im Gelände. Der x^2- Test ergab 34,32. Die Signifikanzniveaus für 99% und 99,9% sind 2o,o9 und 26,1.

APPENDIX 3

Pr.Nr.	1	2	3	4	1	2	3	2	3	4
G 11	4,5	18	4	12	17	68	15	53	11,8	35,3
G 42	16	73	7	38	16,6	76	7,3	61,8	5,9	32,2
G 48	3	11	2	6	18,75	68,75	12,5	57,8	1o,5	31,5
G 52	13,5	62	14	33	15,6	68,8	15,6	56,9	12,8	3o,3
G 63	13	59	14	37	15,1	68,6	16,3	53,6	12,7	33,6
G 68	21	64	13	32	21,4	65,3	13,3	58,7	11,9	29,3
G 71	29	114	29,5	71	16,8	66,1	17,1	53,15	13,75	33,1
G 8o	16	78	14	4o	14,8	72,2	13	59,1	1o,6	3o,3
G 83	6	28	3	1o,5	16,2	75,7	8,1	67,5	7,2	25,3
G 85	11,5	65	1o	3o,5	13,2	75,1	11,5	61,6	9,4	28,9
G 87	13	51	7	24	18,3	11,8	9,85	62,2	8,5	29,27

G 114a	14	52,3	1o,5	31	17,9	68,6	13,5	56,3	11,o	32,6
G 16o	11	22,5	13,5	22	23,4	47,9	28,7	38,8	23,3	37,9
UK 22	76	128	1o6	94	24,5	41,2	34,1	39	32,3	28,6
UK 1oo	6,5	11	4	7	3o,2	51,2	18,6	5o	18,2	31,8
OK 1	15	57,5	11	36	17,9	69	13,1	55,2	1o,4	34,4
OK 1o	8	57	63	75	6,25	44,5	49,2	29,2	32,3	38,5
OK 12	5,5	25	5	11	15,4	7o,4	14	6o,9	12,1	26,8

Eichproben nach KÜBLER, 198o

G 52	46	167	3o	77	18,9	63,7	12,3	6o,9	1o,9	28,1
G 63	36	119	22	46	2o,3	67,2	12,4	63,6	11,8	24,6
G 87	23	7o	12	28	21,9	66,7	11,4	63,6	1o,9	24,45
OK 1	34	116	25	58	19,4	66,3	14,3	58,3	12,6	29,15

Pr.Nr.	1	2	3	4	1	2	3	2	3	4
B 2	51	91	59	58	25,3	45,2	29,3	43,7	28,3	27,8
B 3	3o	4	9	4	69,7	9,3	2o,9	23,5	52,9	23,5
B 4	2o	117(?)	18	42	12,9	75,4	11,6	66,1	1o,1	23,7
B 6	5o	151	46	1o4	2o,2	61,1	18,6	5o,1	15,2	34,5
B 7	15	6o	13	29	17	68,1	14,7	58,8	12,7	28,4
B 11	12	49	12	23	16,4	67,1	16,4	58,3	14,2	27,3

L 8	3o	1o5	24	56	18,9	66,o	15,1	56,6	12,9	3o,4
L 9	12	39	1o	2o	19,6	63,9	16,4	56,6	14,4	28,9
L 1o	24	12o	29	76	13,8	69,3	16,7	53,3	12,8	33,7
L 11	76	192	64	122	22,8	57,8	19,2	5o,7	16,9	32,2
L 16	78	152	11o	115	22,9	44,7	32,3	4o,3	29,2	3o,5
L 19	4	1,1	4,5	7	2o,5	56,4	23	48,8	2o	31,1
L 2o	23	88	21	52	17,4	66,6	15,9	54,6	13	32,2
L 22	2o	69	18	39	18,6	64,4	16,8	54,7	14,2	3o,9

Appendix 3:

Chlorit aus der Veitscher Decke: relative Intensitäten der "peaks" 1,2, 3,4 (14, 7, 4.7, 3.5 Å); Prozente für die übersichtsmäßige Bestimmung der Kristallchemie nach OINUMA et al.,1972; erstes Probenset: Sunk-Formation, zweites Probenset: Steilbachgraben-Formation, Probenset unten: Bereich Bruck/Mur und Lassing-Sonnseite

APPENDIX 4

Strukturformeln einiger Chlorite aus der Veitscher Decke

Bereich SUNK:

Einheit 1: G 63: $(Mg_{1,0}Fe_{3,6}Al_{1,4})(Si_{2,6}AL_{1,4})O_{10}(OH)_8$

Kationen am Oktaederplatz in der Silikatschicht:
$(Mg,Al)_{1,325}Fe_{1,675}$

Kationen am Oktaederplatz in der Hydroxylschicht:
$(Mg,Al)_{1,375}Fe_{1,625}$

Einheit 3: UK22: $(Mg_{4,4}Fe_{0,5}Al_{1,1})(Si_{2,9}AL_{1,1})\ O_{10}(OH)_8$

Silikatschicht: $(Mg,Al)_{2,975}Fe_{0,025}$

Hydroxylschicht: $(Mg,Al)_{2,525}Fe_{0,475}$

OK10: $(Mg_{4,8}Fe_{0,1}Al_{1,1})(Si_{2,9}Al_{1,1})\ O_{10}(OH)_8$

BRUCK/MUR: B6: $(Mg_{2,15}Fe_{2,6}Al_{1,25})(Si_{2,75}Al_{1,25})\ O_{10}\ (OH)_8$

Silikatschicht: $(Mg,Al)_{1,835}Fe_{1,165}$

Hydroxylschicht: $(Mg,Al)_{1,565}Fe_{1,435}$

LASSING: a) Metatuff (Basis)

L20: $(Mg_{1,2}Fe_{3,4}Al_{1,4})(Si_{2,6}Al_{1,4})\ O_{10}(OH)_8$

Silikatschicht: $(Mg,Al)_{1,4}Fe_{1,6}$

Hydroxylschicht: $(Mg,Al)_{1,2}Fe_{1,8}$

b) Metapelit (Hangendbereich)

L16: $(Mg_{4,15}Fe_{0,75}Al_{1,1})(Si_{2,9}\ Al_{1,1})\ O_{10}(OH)_8$

Silikatschicht: $(Mg,Al)_{2,865}Fe_{0,135}$

Hydroxylschicht: $(Mg,Al)_{2,385}Fe_{0,616}$

Literatur: siehe Gesamtverzeichnis

2. Teil

Altalpidische Metamorphose in einem Querprofil vom Altkristallin zur Kalkalpenbasis: eine Übersicht (Triebener Tauern Paß - Flitzenschlucht; Paltental, Stmk)

Inhalt

1. Zusammenfassung	88
2. Einleitung und Problemstellung	89
3. Methodik	89
4. Geologische Grundlagen	91
A. Triebener Tauern Paß Gebiet	91
1. Altkristallin	91
2. Zentralalpines Permomesozoikum	93
3. Veitscher Decke	101
4. Norische Decke	101
B. Flitzenschlucht	112
5. Petrologie	113
1. Reliktmineralien	113
2. Alpidische Phyllosilikatneubildungen	116
3. Alpidischer Restbestand	128
6. Mineralgesellschaften	132
7. PT-Bedingungen	132
8. Geothermischer Gradient	135
9. Geochronologische Resultate	137
10. Conclusions	138
11. Appendices	140
Literatur: siehe Gesamtverzeichnis	294

1) Zusammenfassung

Geländestudien über Schichtumfang und Gefügeentwicklung an Altkristallin, permomesozoischer Hülle, beiden Grauwackendecken und den basalen Kalkalpen geben Anlaß über die dabei beobachtete progressive alpidische Metamorphose zu berichten. Es wird über Schichtfolge, präalpinen Reliktbestand und alpidische Mineralneubildungen, teils neu aufgefundener Vorkommen, soweit sie nicht anderswo bereits behandelt wurden, berichtet (vgl. KLIMA 1979, Teil 1).

Maximal 3oom mächtiges Altkristallin gliedert sich in (Liegend-Hangend): Augengneise-Amphibolite-Serpentinite(Ultrabasite)-Kalksilikatfelse mit basischen Metavulkaniten und Glimmerschiefern. Diese Abfolge entspricht der "Speikserie" der Gleinalm (BECKER 1977), darauf transgrediert (teilweise tektonisch überarbeitet) Alpiner Verrucano. Im Bereich E' Hohentauern enthält dieser, neben sauren und intermediären(?), auch basische Metavulkanite. Ca. 65om Veitscher Decke und ca. 15oom Norische Decke beschließen die Schichtfolge südlich des Paltentales. In der Norischen Decke wird ein Ordovizium-Silur(?) Profil beschrieben, mit einer vulkanoklastischen Entwicklung im Ordovizium (ca.4oom), einem Blasseneckporphyroidäquivalent (ca.5om) und einer klastisch-karbonatischen Hangendentwicklung mit sauren und basischen Metavulkaniteinschaltungen (Silur?), ca.11oom. 5oom Zentralalpine Permotrias, 3oom Veitscher Decke, 1ooom Norische Decke und eine 1ooerm mächtige Prebichl-Werfenerschichten-Entwicklung beschreibt KLIMA 1979 nördlich des Paltentales.

An präalpinen Reliktmineralien werden Schwermineralien wie Turmalin, Zirkon, Apatit, Granat, Titanit deren Verbreitung und Geschichte während des alpidischen dynamometamorphen Ereignisses diskutiert. An Phyllosilikatphasen läßt sich im Querprofil nachweisen: Chlorit (Fe-Mg reich), Muskovit (2M, 1Md, Illitkristallinität überwiegend<4.o), Phengit, Paragonit, Talk, Margarit, mixed layer Paragonit/Muskovit(?), Biotit, Chloritoid. Ihre Verbreitung in den einzelnen großtektonischen Einheiten wird diskutiert. An Restphasen wird Graphit, Granat, Albit näher beschrieben, weiters die Mineralgesellschaften aufgelistet und das "low grade" Querprofil mit den Indexmineralien Chloritoid-Biotit-Granat in Mineralzonen gegliedert. Die Temperatur erreichte an der Kalkalpenbasis Werte>3oo°C, an der Basis der Norischen Decke südlich des Paltentales ca. 46o°C, an der Altkristallinobergrenze < 49o°C bei ca.4kbar. Der geothermische Gradient wird mit Rücksicht auf die thermische Konduktivität und die duktile und nichtduktile Mächtigkeitsreduktionen der Schichtfolge diskutiert. Geochronologische Daten belegen bei großer Varianz das altalpidische thermische Ereignis.

Ein varistisches Metamorphoseereignis kann nur im Altkristallin und der Norischen Decke nachgewiesen werden, es erreichte in der Norischen Decke ähnliche Intensität wie das Alpidische.

2) Einleitung und Problemstellung

Abbildung 4o zeigt die Lage der Untersuchungsgebiete, sie umfassen:
a) den Flitzengraben nördlich Gaishorn-Paltental, ÖK 99-Rottenmann und
b) das Triebener Tauern Paß Gebiet, ÖK 13o-Trieben (Oberzeiring)

KLIMA 1979 faßt die Geologie des Flitzengrabens zusammen. In Verbindung mit der von mir durchgeführten Bearbeitung des Triebener Tauern Paß Gebietes soll eine Überschau über Intensität und mineralogische Zusammensetzung des Metamorphosegeschehens in diesem Querprofil gebracht werden, soweit Resultate aus Geländearbeit und übersichtsmäßiger Beprobung vorliegen.

Für die geologisch-petrographische Beschreibung der Flitzenschlucht (mit der Abfolge: Kalkalpenbasis- Norische Decke - Veitscher Decke - Zentralalpine Permotrias) wird auf KLIMA 1979 verwiesen (vgl. Beilage 2 in KLIMA 1979). Eigene Untersuchungen in diesem Abschnitt beschränken sich auf Vergleichsbegehungen betreffs Schichtfolge, Gefügeentwicklung und auf die Beprobung für die röntgenographische Mineraluntersuchung.

Ziele dieser Studie sind:

- Erarbeitung der geologischen Grundlagen im Triebener Tauern Paß Gebiet
- Beschreibung des klastischen, metamorphen bzw. magmatischen Altbestandes und dessen Geschichte während der alpidischen Metamorphose im Triebener Tauern Paß Areal
- Beschreibung metamorph neugebildeter Mineralien, deren Verbreitung, ihre Gesellschaften und ihr Erstauftreten in der alpidisch progressiv metamorphen Abfolge des Querprofiles
- genauere Typisierung der Phyllosilikatphasen in der Fraktion $< 2_{\mu}$
- absolute Datierung der Metamorphose

Begriffsdefinitionen sind, soweit sie speziell diesen Teil betreffen, in Appendix 6 zusammengefaßt. Beilage 3 und 4 (Kartentasche) geben zusammen mit den wichtigsten tektonischen Flächen (Beilage 3 nach KLIMA 1979) die Lokalitäten, der in dieser Arbeit röngenographisch untersuchten Phyllosilikatproben.

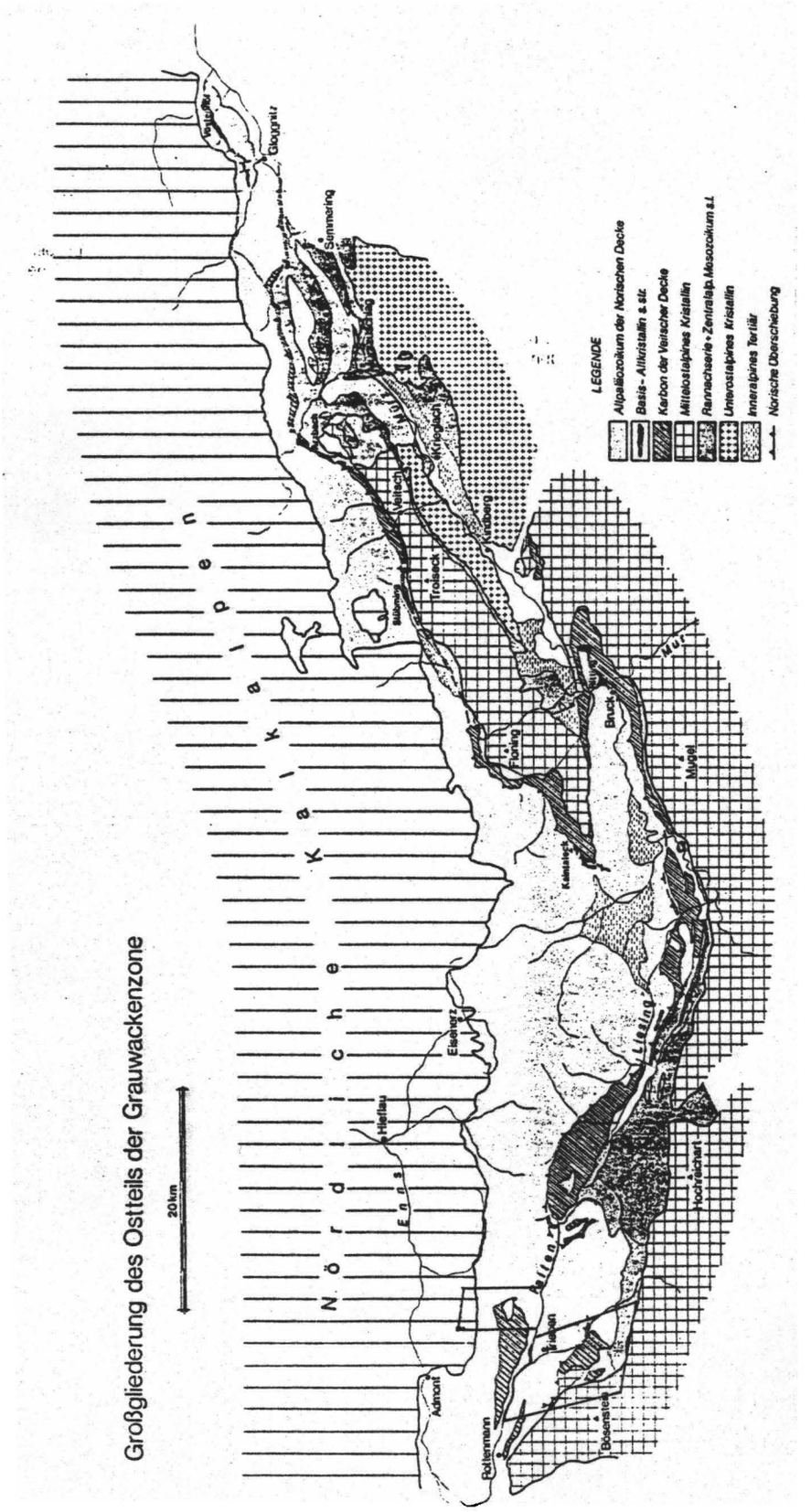
3) Methodik

Neben üblichen mineraloptischen Untersuchungsmethoden wurden 69 Proben röntgenographisch (insbesondere die Tonfraktion $<2_{\mu}$) näher untersucht, wobei die üblichen Methoden angewandt wurden (dargestellt z.B. in FREY 1969,1978). Ein Siemens-Röntgendiffraktometer (CuK_{α}-Strahlung bei 4okV und 22mA) diente zur Indentifizierung der Phyllosilikate anhand der Basisreflexe an Sedimentationspräperaten. Die Geräteeinstellung für semiquantitative Analysen und für die Illitkristallinität (KUBLER 1967) wurde an eigenen, von KUBLER (KUBLER 198o) untersuchten, Proben geeicht. In der Regel wurden mehrere Proben aus der selben Lokalität gewonnen und untersucht.

Der Chloritchemismus wurde aus Diagrammen nach OINUMA et al.,1972 mittels Basisreflexen abgeschätzt. Das Mengenverhältnis von Chlorit relativ zu

Abbildung 40:

Lage der Untersuchungsgebiete (umrandet) im Rahmen der östlichen Grauwackenzone (Abbildung nach SCHÖNLAUB 1979, p.85)



Glimmer wurde aus den "peak"-Höhen der (002)-Chlorit und (001)-Glimmer Reflexe gewonnen. Der (002)-Chlorit "peak" wurde deshalb gewählt, da er am wenigsten auf Mg-Fe-Variationen reagiert (vgl. TOWE&GRIM 1963).

Die Muskovit/Phengit Verteilung wurde nach der Methode von SASSI&SCOLARI 1974 abgeschätzt. Statt Gesteinsplättchen wurden Pulverpräperate verwendet. Die große Ungenauigkeit der Methode wurde durch Mittelung von mindestens drei Aufnahmewiederholungen eingeschränkt, die Präzision durch die Beifügung einer "Standardprobe" bei allen Läufen getestet. Die Grenzlinie Muskovit/Phengit wurde mit CAPRIANI et al.,1968 bei b_o=9,025Å angenommen, was einem (FeO+MgO)-Gehalt von annähernd 3,3% entspricht (GRAESER&NIGGLI 1966). Vergleiche auch NÄEF&STERN 1982 und PADAN,KISCH&SHAGAN 1982 zur Diskussion und für genauere methodische Angaben. Die Aufnahmewiederholungen ergaben bei der "Standardprobe": mean b_o(Å):9,0016, SD: ca.0,004 (vgl. Verschiebungen in Abbildung 59).

Der Anteil an Illitmodifikationen wurde semiquantitativ nach der Methode von MAXWELL&HOWER 1967 bestimmt. Dabei gibt das Intensitätsverhältnis der "peaks" 2,8A/2,58Å an der von Biotit und Chlorit befreiten Fraktion<2µ einer Probe Auskunft über die Anteile der Illitmodifikationen 2M und 1Md. Nach MAXWELL&HOWER 1967 und FREY 1969 beträgt die untere Nachweisgrenze für 2M-Illit 25- bzw.8%. Durch gerätebedingte Schwierigkeiten bei der Untersuchung von "random" orientierten Pulverpräperaten am Grazer Institut, dürfte diese Nachweisgrenze nicht erreicht werden. Als optimal erwies sich ein Korkpulver-Probenpulver Mischungsverhältnis von 1:1 (Mengenverhältnis.

Organisches Material wurde nach den Angaben von LANDIS 1971 näher untersucht.

4) Geologische Grundlagen

A. Triebener Tauern Paß Gebiet

1. Altkristallin

Das untersuchte (MOA)-Altkristallin tritt in einem Großfaltenscheitel als Fenster unter Grauwackendecken und Permomesozoikum hervor (siehe Beilage 1). Abbildung 41 charakterisiert in einem schematischen Säulenprofil die Abfolge.

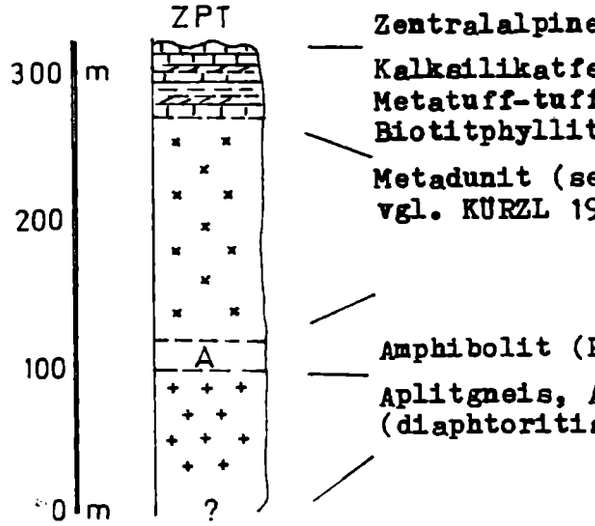
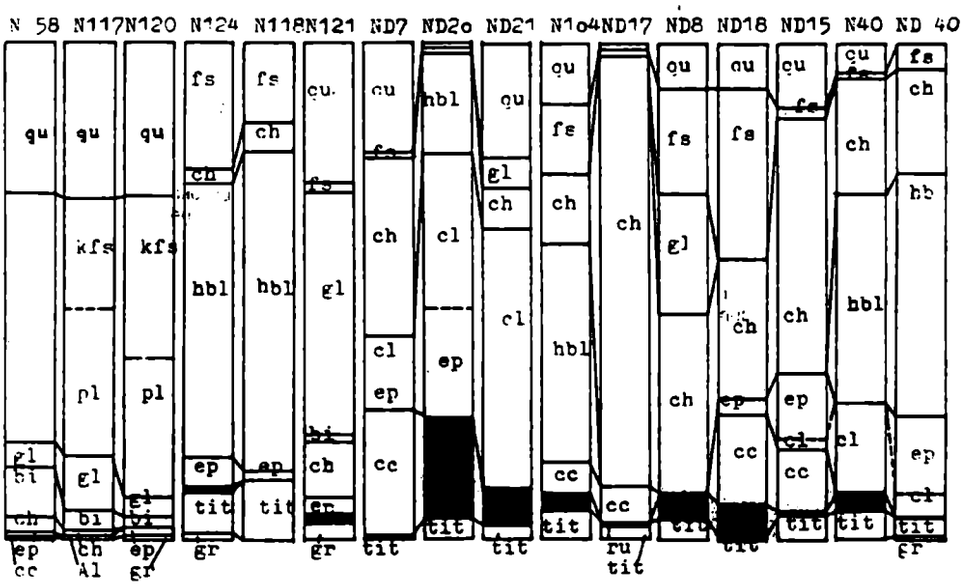


Abbildung 41:
Schematisches Säulenprofil durch das Altkristallin NW des Triebener Tauern Passes (Lärchkogel,Lorenzergraben);Signaturen wie Beilage 1 (Kartentasche); Mächtigkeitsangaben sind Näherungswerte

Sie läßt sich zwanglos mit der "Speikserie" (vgl. BECKER 1980) der Glein-Stubalm vergleichen. Basalere Anteile sind im untersuchten Gebiet nicht aufgeschlossen, höhere Anteile vor der Ablagerung des Alpinen Verrucano ("Rannachserie") abgetragen worden.

Abbildung 42 gibt die Modalzusammensetzung von 16 mineraloptisch untersuchten Proben aus dieser Abfolge.



Modalanalyse von 16 Proben aus dem Altkristallin (Lorenzergraben-Lärchkogel)-entsprechend Säulenprofil Abb.: 41
6Linien teilend: qu,fs(kfs,plag),hgl(mu,phe,para,mar,etc.),bi,chl, ep(ep,clz,zo,al),cc,dol,op(Erze:Magnetit-Ilmenit, Hämatit,Pyrit,Graphit),Sm-tit,gr

Abbildung 42:

Legend links - hangend rechts. 1- 3: Augengneis, Aplitgneis, 4 - 5: Amphibolit, 6: Glimmerschiefer, 7 - 9: Kalksilikatfels, 9 - 16: Metatuff, Metatuffit, Metasedimente, etc.

Der Ultramafitkomplex blieb dabei unberücksichtigt, da eine rezente Bearbeitung davon vorliegt (KÜRZL 1980). KÜRZL 1980 deutet aufgrund geochemischer Parameter den Serpentinitkomplex als metamorphen Dunitkörper, bzw. als Kumulüspartie eines Ophiolithkörpers. Die bunte Gesteinsfolge im Hangenden läßt sich als Wechsellagerung von teilweise stark verunreinigten Kalken bzw. Dolomiten mit teils sedimentbeeinflußten basischen Vulkaniten deuten.

Präalpiner Altbestand ist in kompetenten Gesteinen erhalten (Augengneis, massige Metavulkanite), in feinkörnigen Paragesteinen und Metavulkaniten (Tuffe, Tuffite) völlig ausgelöscht. An Altbestand ist erhalten: Quarz (qu) (rekristallisiert etc.), Feldspat (fs), Granat (gr), Turmalin (tu), Amphibol (hb) (alt: $z \wedge c$: 14,5-31°, jung: 10-21° - Trennung ± deutlich), Allanit (al), Biotit ?? (bio), Hellglimmer (hgl), Klinozoisit (clz), Dolomit (dol), Zirkon (zi), Graphit (gra), diverse Erze (op).

Im APQ-Streckeisendiagramm (Abbildung 43) ploten zwei mineraloptisch untersuchte Proben aus den Aptit-Augengneishorizont (Ausbißlokalitäten siehe Beilage 1, je eine representative Probe stammt aus den Vorkommen N' und

S' des Lärchkogels) ins Granitfeld (die Problematik der An_{0-5} -Abgrenzung für diese Diagrammdarstellung wird hier nicht erörtert). Magmatische Relikte können in diesem Gneiszug in Kalifeldspat und Allanit vermutet werden.

kfs: ø 1 cm, Mikroklingitterung örtlich erhalten, großteils perthitisiert, vgl. Abbildung 44

plag: erreicht in den mikroskopisch untersuchten Proben über 1 mm und ist durchwegs von Mikrolithen (überwiegend ep-Gruppe) durchsetzt; Zonierung konnte bis jetzt nicht gefunden werden (vgl. Abbildung 44)

al: (Abbildung 45); meist idiomorph, umgeben von fast farblosem clz-ep, oft mit Übergangszonierung; ein Teil dieses Randes könnte magmatisch gebildet sein

Ein Größenhiatus zwischen "Einsprenglingen" und Grundmasse besteht.

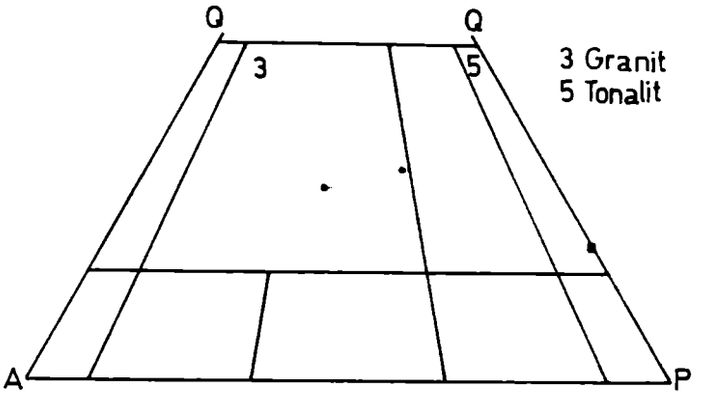


Abbildung 43

APQ-Streckeisendiagramm für zwei Proben aus dem basalen Alt= kristallin des Lärchkogels (•) und für eine Geröllprobe aus den Metapsephiten des Alpinen Ver= rucano des Lorenzergrabens (▪)

2. Zentralalpine Permotrias

Beilage 1 zeigt die Verbreitung der großteils neu aufgefundenen und hier erstmals näher beschriebenen Vorkommen. Nach lithostratigraphischen Vergleichen liegt nur Alpiner Verrucano (sensu TOLLMANN 1964), also Perm vor. Die Vorkommen verteilen sich auf:

A) Abfolge über dem Altkristallinfenster des Lorenzergrabens und des Lärchkogels; mit großteils tektonisch überarbeitetem Transgressions= kontakt ("Bereich Lorenzergraben")

B) Abfolge in Faltenkernen an der Basis des Triebensteins bei Hohentauern ("Bereich Triebenstein - Hohentauern")

A) Bereich Lorenzergraben

Profil 16 (Lageindikation Beilage 4) gibt das Idealprofil des Verrucano im Lorenzergraben; Legende und Symbolik siehe Profil 1-15, p.20 ff.

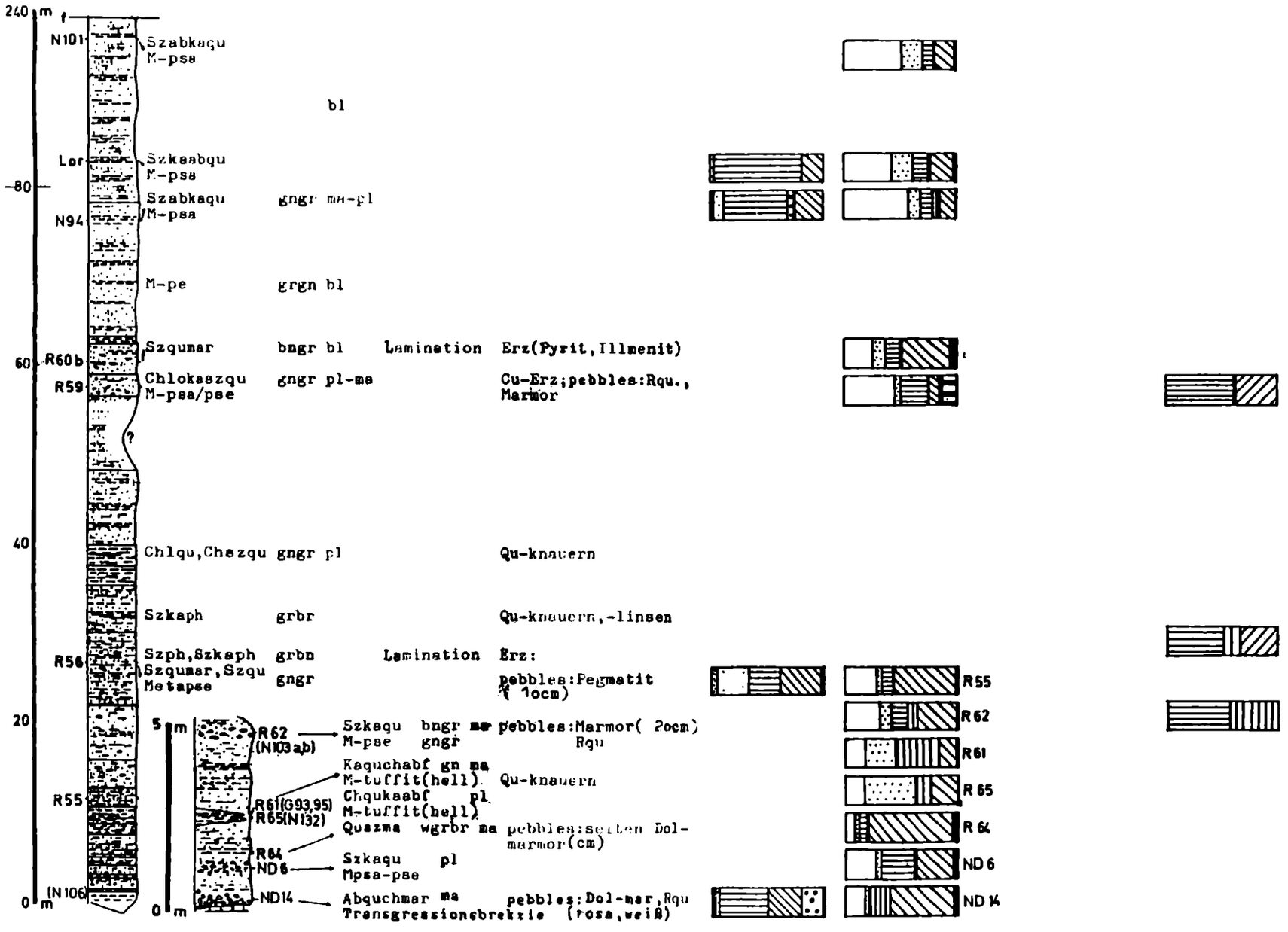
Tabelle 6 faßt den Modalbestand von Proben außerhalb des Idealprofiles zusammen, die relative Stellung zu diesem ist durch die Beifügung in Klammer gegeben. Das Insert-Detailprofil in Profil 16 charakterisiert den Basalkontakt auf SH.1010m an der orographisch rechten Schluchtseite des Lorenzergrabens.

Profilbeschreibung:

a) Metapsephite

Örtlich ausgebildete Transgressionsbrekzien führen weißlichbraune Dolomitmarmorkomponenten des unmittelbaren Untergrundes.

PROFIL 16 Legende und Kolumnensignifikanz siehe p. 20, 21, Teil 1



Pr.Nr.	qu	fs	gl	bi	ch	cc	op	tu	ti	ru	clz
G 93	16	24	4		14	42					
G 95	31	31	9	2	17	6	2		2		
G 103a	31	15	25		1	25	3				
G 103b	37	13	17		2	31					
N 106	24	2	36		10	24	4				
N 127	19	17	9		49		5		1		
N 132	25	42	1	1	29		1				1

Tabelle 6

Modalbestand von 7 Proben aus dem Alpinen Verrucano im Bereich Lorenzergraben
Position im Profil 16, siehe dieses

Sedimentologische Parameter (Diskussion ihrer Signifikanz siehe Teil 1,p.31): Rundung: angular-subangular; Sortierung: sehr schlecht; Packungsdichte: 10-50 % (mean: 32,6%); Regelung: teilweise tektonisch (Parameter nach PETTIJOHN 1975, KAHN 1956).
Untergeordnet weiße und violettrosa Quarzgerölle; Komponentengröße bis dm; Matrix: grünlichgrau, Modalzusammensetzung siehe Probe ND 14, Profil 16; auffallend: Karbonatphase ist Dolomit, Chlorit ist Leuchtenbergit (optische Bestimmung); äquivalente Dolomitmarmorgerölle finden sich bis ca. 2cm über der Transgressionsbasis.
Restquarz, Intraklaste, Plutonit und Marmor bilden den Restgeröllbestand. Marmor und Pegmatit scheinen auf eine Geröllage, ca.5m über der Verrucanobasis, beschränkt, diese ist im S und E Bereich des Lorenzergrabenfensters durchgehend kartierbar; sedimentologische Parameter: gut bis sehr gut gerundet; lose gepackt; Komponentengröße bis 10cm; Marmorkomponenten: der Mikrobereich zeigt selten druckverzwillingte, grobsuturierte Calcitkristalle, reichlich Erz und selten Chlorit im Intergranularbereich, deutlich Verwitterungsrinde ausgebildet (Paläoverwitterung); Plutonitkomponenten: im APQ-Streckeisendiagramm (Abbildung 43) plotet ein mineralogisch untersuchtes Geröll ins Tonalitfeld; Intraklaste: Abbildung 46a zeigt die Zusammensetzung von zwei mikroskopisch untersuchten Proben

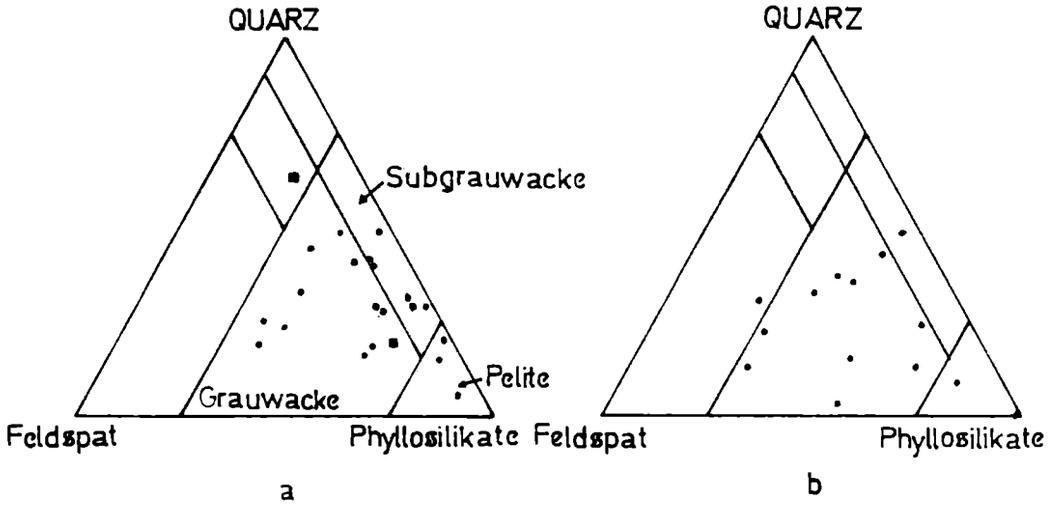


Abbildung 46 a,b

Metasedimente des Alpinen Verrucano südlich des Paltentales dargestellt in Sandsteinklassifikation nach PETTIJOHN 1949 (leicht modifiziert)
a)Bereich Lorenzergraben, Quadrate markieren die Zusammensetzung von Intraklasten, b) Bereich Triebenstein - Hohentauern; die Zuordnung zu Gesteinsklassen hat nur größenordnungsmäßige Relevanz

b) Metapsammite,-pelite

Versucht man den klastischen Altbestand darzustellen, eignet sich das von PETTIJOHN 1949 für die Sandsteinklassifikation vorgeschlagene Diagramm (vgl. Abbildung 46a). Die Beeinflussung und Umwandlung des Altbestandes durch Mineralreaktionen und stress-induzierte Vorgänge (z.B. Drucklösung - von PLESSMANN 1964) weist der Einordnung der dargestellten Probenpunkte nur Größenordnungscharakter zu.

c) "Helle" Metavulkanite

Hellgraue, geringmächtige Metatuffite und Metatuffite mit Sedimentvormacht lassen sich lokal wenige m über dem Basalkontakt nachweisen (vgl. Profil 16). Trotz starker metamorphosebedingter Veränderungen sind folgende Merkmale für die vulkanitische Beeinflussung indikativ:

- hoher Feldspatgehalt; überwiegend saussuritisierter Plagioklas; Kalifeldspat nur untergeordnet; Reste von Einsprenglingen
- erhöhter Gehalt an (Fe-reichem) Chlorit; geringer Karbonat-, Glimmergehalt
- erhöhter Gehalt an Erz (Ilmenit-Magnetit, Hämatit(Anschliffuntersuchungen)), Titanit(+Leukoxen), Apatit; Auftreten von Allanit mit ep/clz-Saum
- Lagentextur alternierend mit reinem Sedimentmaterial (Cc,hgl,qu)
- Karbonatblasten (bis 5 mm ø)

In diesen hellen Metavulkaniten treten bis 5mm große ovale Gebilde aus Phyllosilikaten(Hellglimmer, Chlorit, Biotit), untergeordnet Albit, Erz auf (-"blebs", vgl. ETHERIDGE&LEE 1975) - vgl z.B. Abbildung 47). Eine genauere optische Bestimmung der Phyllosilikatphasen verhindert die Feinkörnigkeit der Aggregate. Die Genese ist unklar, als Deutung wird vorgeschlagen:

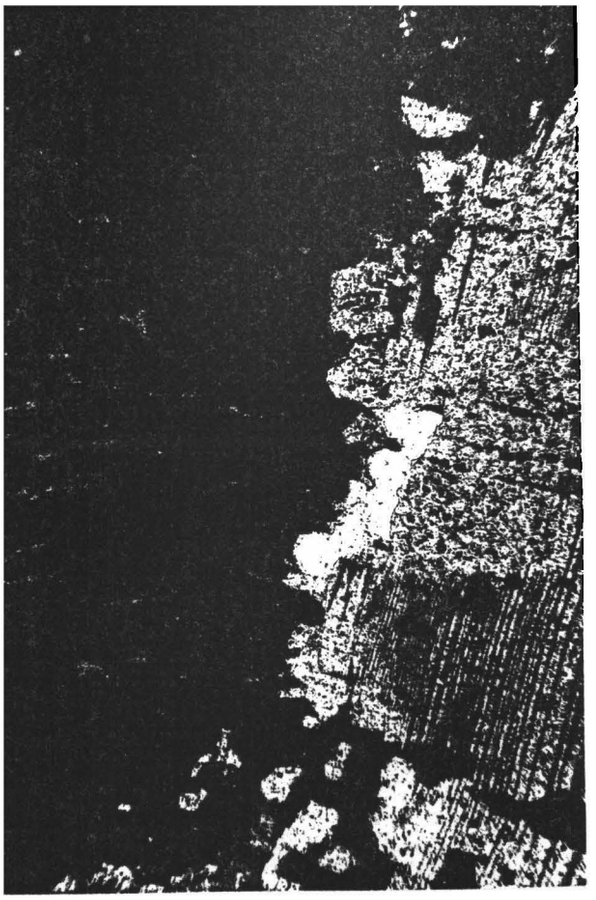
- Pseudomorphosen (nach Pyroxen, Amphibol ??)
- frühdiagenetische Bildungen (vgl. ETHERIDGE&LEE 1975)
- Pyroklasten

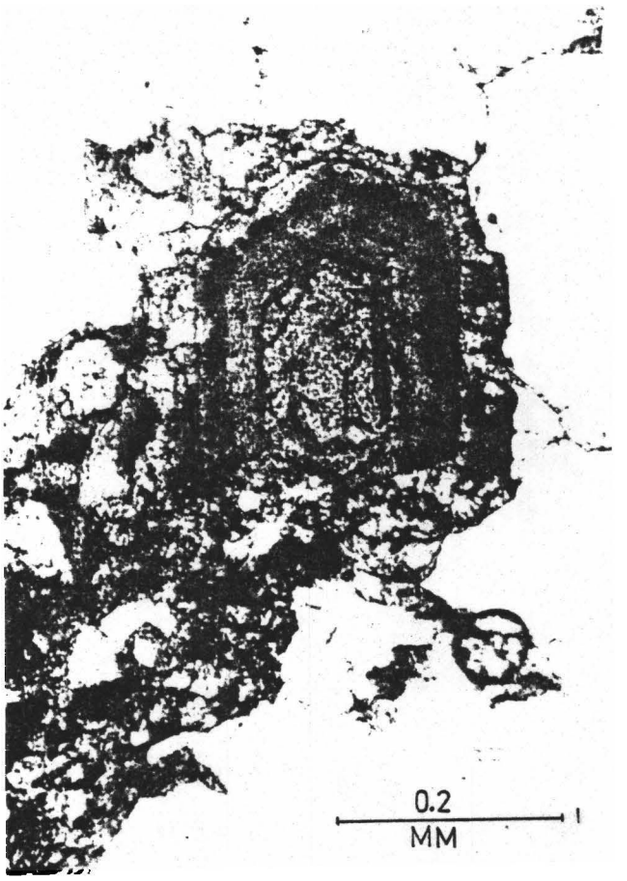
Als Edukt für die "hellen" Metavulkanite lassen sich saure bis intermediäre, umgelagerte Vulkanite annehmen. In Zusammenhang mit diesen Gesteinen treten linsenförmige Anreicherungen von Hämatit, untergeordnet Ilmenit-Magnetit, Rutil, Pyrit auf. Anschliffuntersuchungen lassen an Erzschlamm denken. Ellipsoidförmige Ilmenit-Hellglimmer-Chlorit Vergesellschaftungen, die diese Lagen begleiten sind typisch. Unbedeutende Cu-Vererzung ist nachweisbar.

Dolomitisierung von Teilen der Verrucanobasis, als auch Bildung von blaßgrünen Glimmern ("Fuchsit?")(Phengit ist auf Grund von übersichtsmäßigen b_o-Parameter Bestimmungen unwahrscheinlich) werden durch Mg-bzw. Cr-Zufuhr aus dem basalen Ultrabasitkomplex erklärt.

Die extreme Karbonatführung kann nur durch marines Ablagerungsenvironment erklärt werden. Die Transgression erfolgte dabei im Kleinbereich auf akzentuiertem Relief, so bilden verschiedene Niveaus der Altkristallinabfolge (Kalksilikatfelsniveau) des Lorenzergrabens die Unterlage (tektonische Beeinflussung nichtberücksichtigend).

Eine direkte Auflagerung auf das Ultramafitniveau konnte nicht beobachtet





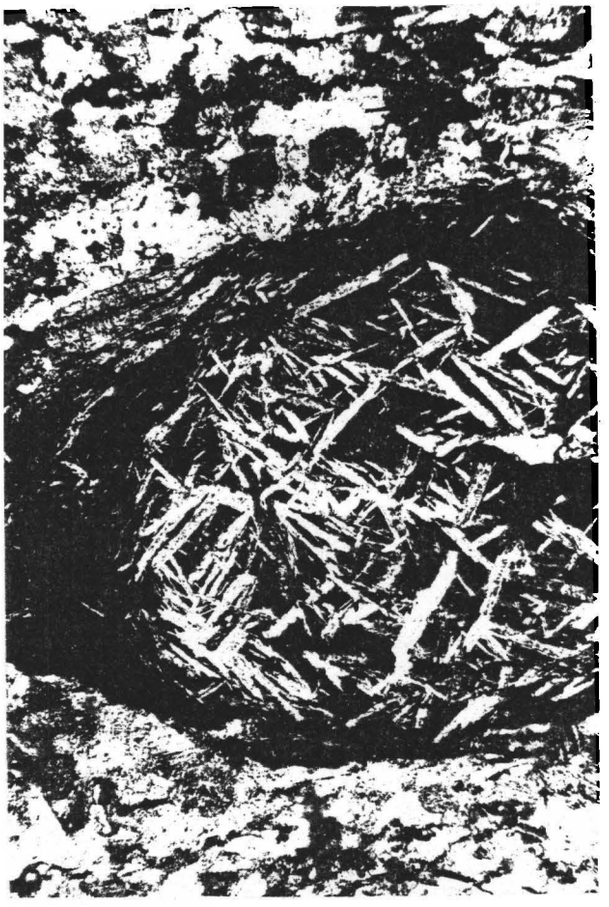


Abbildung 44: (links oben)

Feldspat aus dem Augengneisniveau des Altkristallins; links perthitisierter Alkalifeldspat, rechts saussuritisierter Plagioklas, beachte entmischte Quarz-und Albitdomänen; diese Umwandlungsstadien sind typisch für alle "alten" (klastischen) Feldspäte

Abbildung 45: (oben)

Magmatischer (?), idiomorpher Allanit umgeben von Klinozoisit-Epitot, aus dem Augengneisniveau des Altkristallins

Abbildung 47: (links)

"Blebs" aus dem Niveau der hellen Metavulkanite des Verrucano im Lorenzergraben; Erläuterungen siehe Text

werden (keine Gerölle), ortsfremde Plutonit und Marmorgerölle belegen aber einen größeren Einzugsbereich. Es wird aber betont: viele Gerölle sind bereits als polykristalline Aggregate ins Sediment gelangt, sie waren grobkörnig, d.h. hochtemperiert deformiert, tw. mit groben Glimmern; dagegen fehlen Quarzgerölle aus weniger metamorphen Serien (mit feinkörnigeren Re= kristallisaten etc.).

B) Bereich Triebenstein - Hohentauern

Für den Verrucanobereich Triebenstein - Hohentauern läßt sich wegen komplexer Tektonik und schlechten Aufschlußverhältnissen kein Idealprofil erstellen. Aufgrund des Geländebefundes wurde dennoch ein Säulenprofil zusammengestellt (vgl. Profil 17), in das die in diesem Bereich unter= suchten Proben projeziert wurden. Profil 17 liegt kein Maßstab zugrunde; so umfaßt die hangende Metasedimentabfolge die größte Mächtigkeit und die weitaus größte Verbreitung (vgl. Beilage 1).

Profilbeschreibung: a) Metasedimente

Sie umfassen typischen Alpinen Verrucano. Abbildung 46b gibt die Ein= ordnung in das Diagramm nach PETTIJOHN 1949. Auffallend ist der geringere Karbonatgehalt gegenüber dem Lorenzergrabenprofil, auch treten Metapsephit= lagen nur selten auf; diese führen Restquarzgerölle, nur in Annäherung an den Seckauer Kristallinkomplex Gerölle aus diesem. In Teilen des Profiles nimmt der Karbonatgehalt (vorwiegend Calcit) zu. Dabei gibt es Lagen (cm-dm), in denen Karbonat die Matrix zwischen Grobsand, Glimmern und einigen Geröllen bildet. Mächtigkeitsangaben schwanken entsprechend der tektonischen Hangendamputation und der nachfolgenden Faltungskomplikation. Einige 1oer m bis über 1oom(?) sind wahrscheinlich.

b) "Helle" Metavulkanite

Es handelt sich wie im Lorenzergraben um Metatuffite (teils mit Sediment= vormacht); Mächtigkeit ca. 1m. Als vulkanischer Abkunft gilt:

- Feldspatgehalt; plag: saussuritisiert, kfs: selten!, Einsprenglinge erkennbar (vgl. Abbildung 48a)
- reichlich bis o,5cm große Karbonatflecken (mit Einschlüssen von ep,ab), meist quaderförmig (vgl. Abbildung 48b,c)
- hoher Gehalt an Erz, Leukoxen

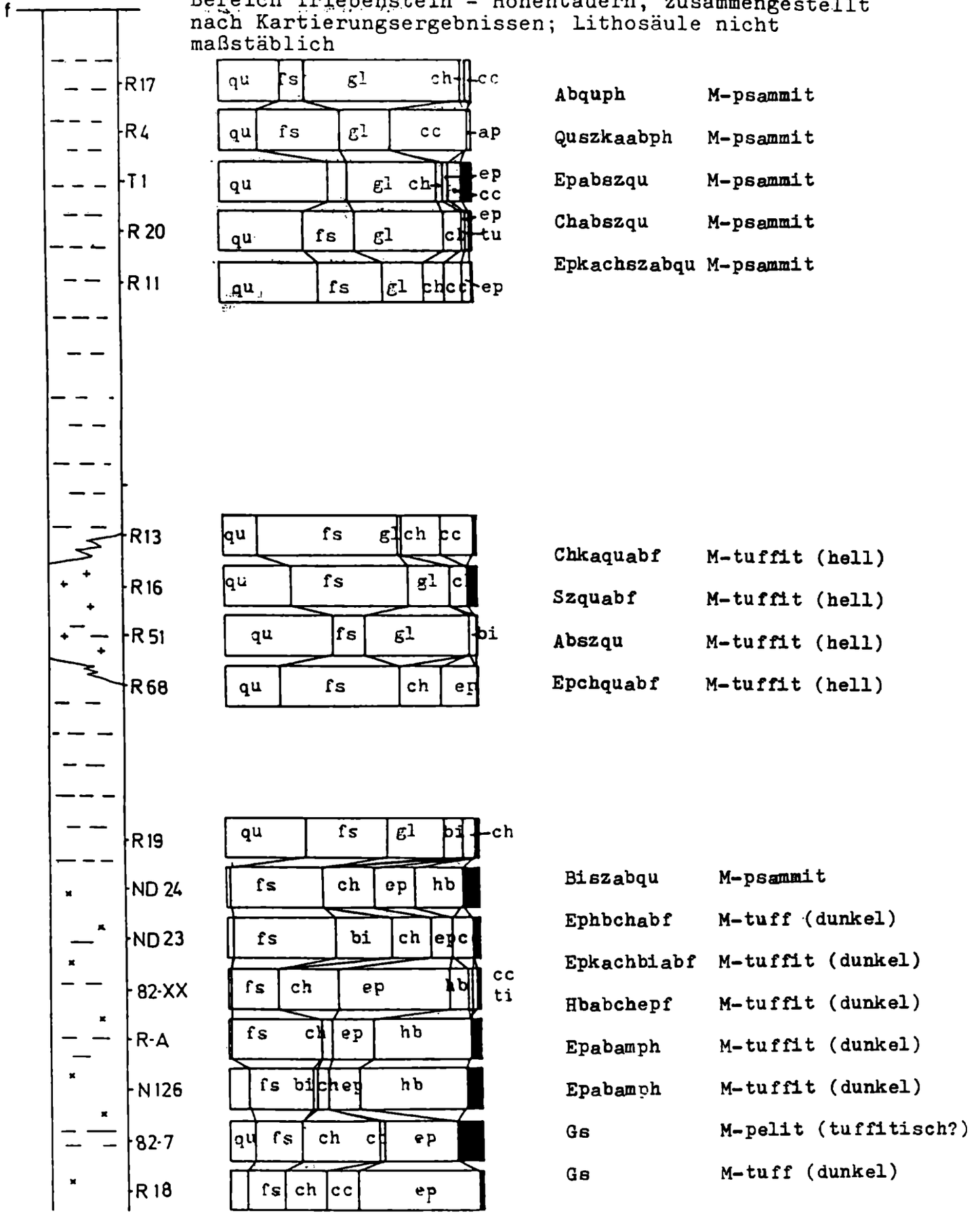
c) "Dunkle" Metavulkanite

Über den erstmaligen Nachweis basischer Metavulkanite im Zentralalpinen Verrucano soll nur ein erster Vorbericht gegeben werden, der auf Kartierungsergebnissen und einigen Schliffauswertungen basiert (vgl. Profil 17). Weitere Untersuchungen betreffs Verbreitung, Abgrenzung, Basalkontakt, chemischer Variationsbreite etc. werden durchgeführt.

Im untersten Steilbachgraben (P.1o2o - Tauernstraße) und im Mühlgraben läßt sich diese Gesteinsgruppe auskartieren (Beilage 1), weiters liegen Einschaltungen E' des Brodjägers vor. Ihr Auftreten ist damit auf tiefere Anteile der Abfolge beschränkt. Als Edukt lassen sich basische Tuffite bis

PROFIL 17

Hypothetisches Säulenprofil durch den Verrucano im Bereich Triebenstein - Hohentauern, zusammengestellt nach Kartierungsergebnissen; Lithosäule nicht maßstäblich



Abquph	M-psammit
Quszkaabph	M-psammit
Epabszqu	M-psammit
Chabszqu	M-psammit
Epkachszabqu	M-psammit
Chkaquabf	M-tuffit (hell)
Szquabf	M-tuffit (hell)
Abszqu	M-tuffit (hell)
Epchquabf	M-tuffit (hell)
Biszabqu	M-psammit
Ephbchabf	M-tuff (dunkel)
Epkachbiabf	M-tuffit (dunkel)
Hbabchepf	M-tuffit (dunkel)
Epabamph	M-tuffit (dunkel)
Epabamph	M-tuffit (dunkel)
Gs	M-pelit (tuffitisch?)
Gs	M-tuff (dunkel)

Abkürzungen: M-Meta, f-Fels, amph-Amphibolit, Gs-Grünschiefer; siehe auch "Nomenklatur"

Metamorphosenomenklatur nach FRITSCH et al., 1967; Erläuterungen siehe Text.

a.

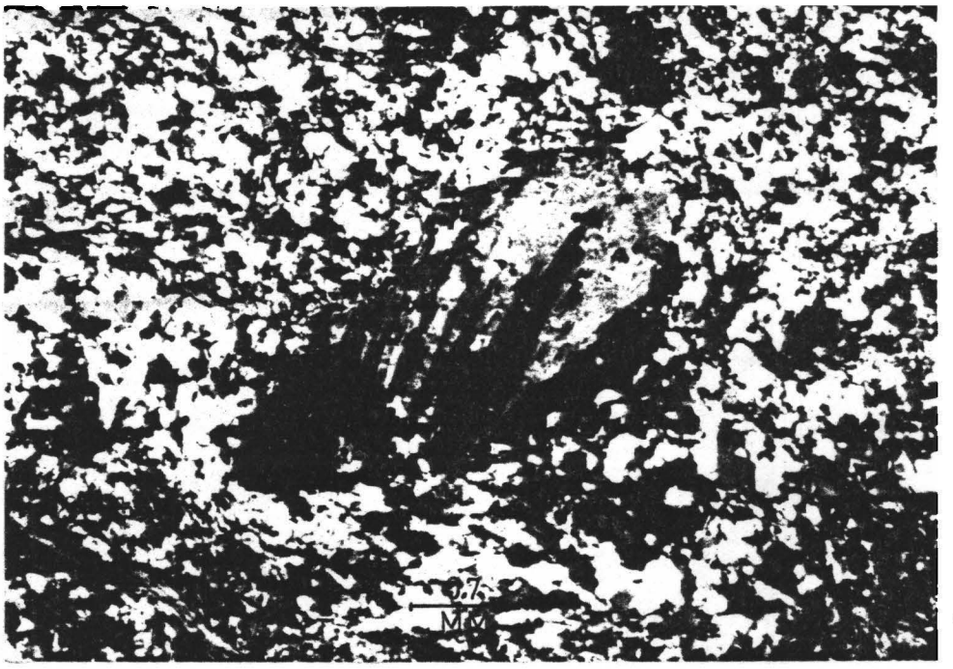


Abbildung 48 a-c:

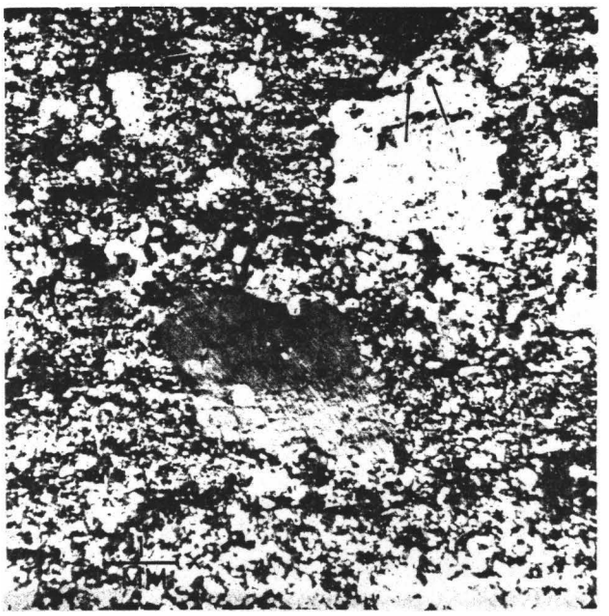
"Helle" Metavulkanite aus dem Alpinen Verrucano des Bereiches Triebenstein - Hohentauern

a) Alkalifeldspateinsprengling (Bruchstück); beachte fast glimmerfreie Matrix

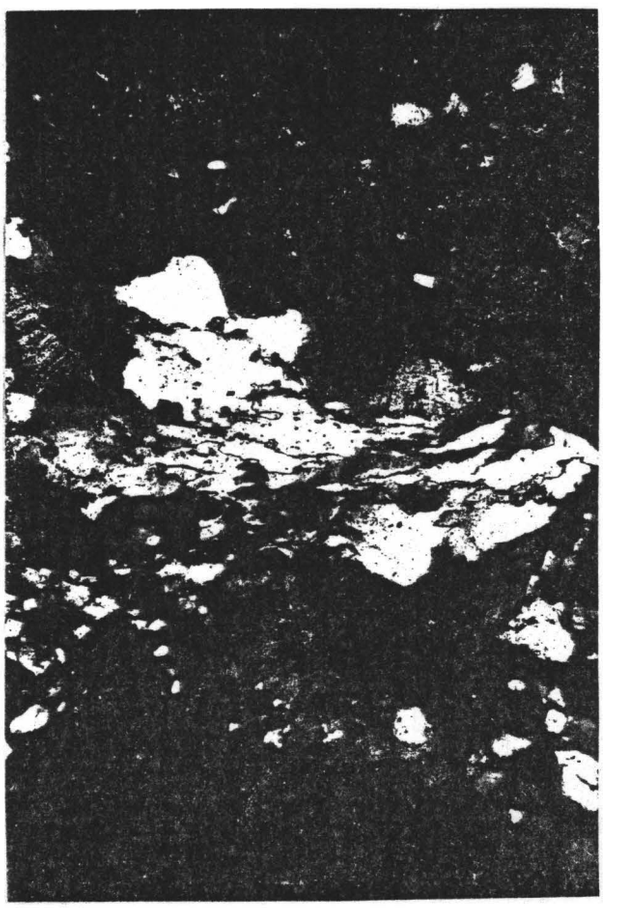
b) quaderförmige Karbonatflecken (teils mit Epitot und Albiteinschlüssen), Karbonat ist Calcit, maximale Größe ≤ 5 mm; beachte fast glimmerfreie Matrix

c) Detail aus b) (Pfeile in b)): Quarz unterliegt zwischen zwei Karbonatflecken "high strain" -syndeformativer Rekristallisation ("ribbon"-Rekristallisate), vergleiche dagegen Grundmasse Rekristallisation in a), b); die Karbonatflecken verhalten sich demnach bei der Deformation als starre Körper, eventuell ist auch an einen Ersatz von Feldspat zu denken

b.



c.



Tuffe ableiten. Eine Abgrenzung im Gelände zum übrigen Verrucano ist insofern schwierig, weil man großteils nicht eine lithologische Grenze kartiert, sondern einen subjektiven Farbumschlag zu deutlich grünen Gesteinen,- eine Zunahme der gn-bzw.grünbraunen Gesteinsfarbe in das Liegende des Verrucanoprofiles, mit Zunahme von Epitot/Klinozoisit (primärer Ca-Gehalt), Chlorit und Biotit ist ein Ergebnis der progressiv-metamorphen Abfolge, also nicht generell mit dem Auftreten der dunklen Metavulkanite verbunden. Das Auftreten der Ca-reichen Phasen ist durch die fortschreitende Umwandlung von z.B. Plagioklasen mit höheren primären An-Gehalt in Albit zu erklären; Belege sind in jedem Schliff zahlreich. Die "dunklen" Metavulkanite lassen sich überwiegend erst im Schliffbereich nach folgenden Merkmalen bestätigen:

- stark umgewandelte Reste von Einsprenglingen (Feldspat, Amphibole):
  plag: stark saussuriert (vgl. Abbildung 49a), teilweise völlig durch ein Epitothaufenwerk ersetzt (vgl. Abbildung 49 b)
  hbl: teilweise hypidiomorphe Kristalle (?Einsprenglinge); Barroisit(?) zΛc: 11-21°, mean: 16°, blgn Pleochroismus (vgl. Abbildung 50a)
- hoher Gehalt an Erz, Titanit, Chlorit, Feldspat, Apatit, Amphibolen (vgl. Abbildung 50b)
- deutliches Lagengefüge spricht für Tuffe bzw. Tuffite (vgl. Abbildung 50b)
- geringer oder fehlender Hellglimmergehalt

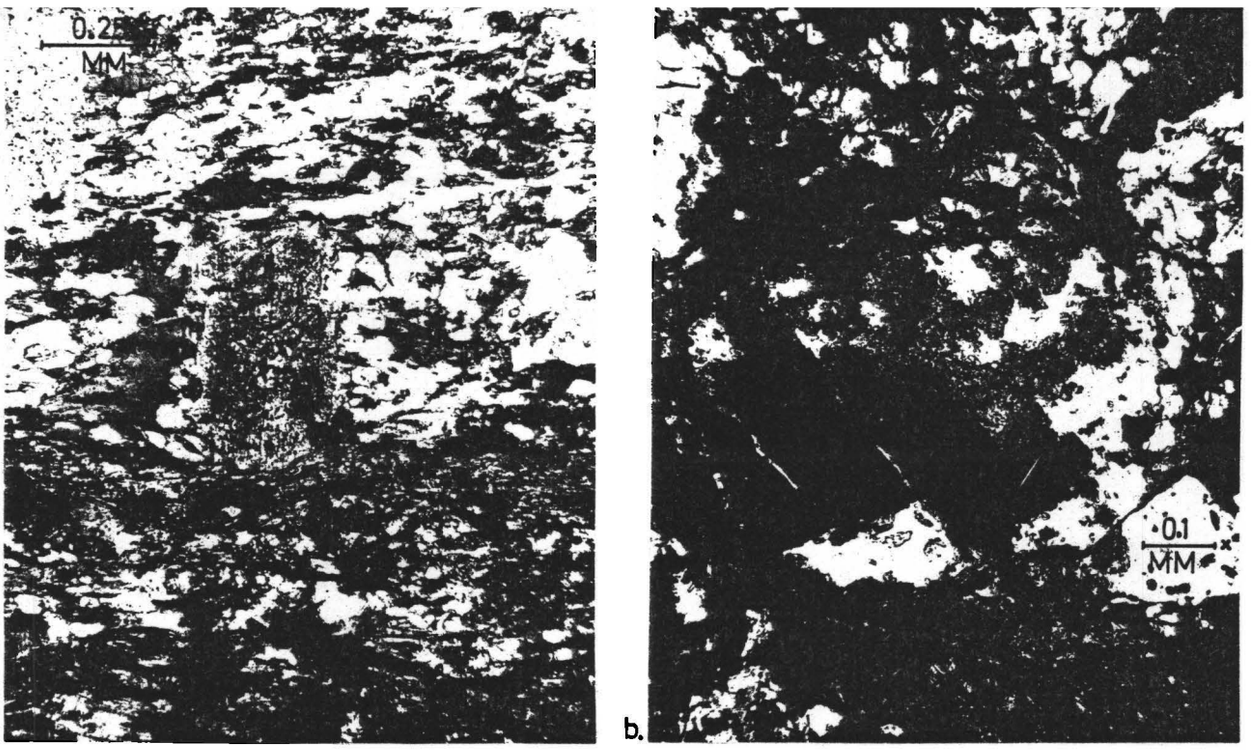
Auf weitere Diskussion, sowie regionale Einbindung wird vorläufig verzichtet!

3. Grauwackenzone - Veitscher Decke

Die Abfolge südlich des Paltentales ist in Teil 1 dargestellt.

4. Grauwackenzone - Norische Decke

Eine zusammenfassende Übersicht wird vorangestellt: Eine Gliederung in drei Kartiereinheiten ist möglich (vgl.Beilage 1). Die basale "Quarzit=einheit" umfaßt Metapelite,-psammite und stark epiklastisch beeinflußte Metavulkanite. Das hangende Quarzporphyrniveau läßt sich als Äquivalent zum Blasseneckporphyroid auffassen und weißt damit der Basisabfolge ordovizisches Alter zu. Im Lorenzergraben-Westhang (unter Petal) und im oberen Lorenzergraben bildet diese basale Einheit (ohne Porphyroid) wahrscheinlich eine eigene Schuppe, E des Liftenecks (Wolfsgrabenseite) dürfte großteils ein ± normaler Kontakt zum Hangenden vorliegen. Im Bereich des Kreuzberges und des Guglzipfs (vgl. Beilage 1) folgt die "Graphitphyllit=einheit", in die die basischen Metavulkanite des Hohenbühels konkordant eingelagert sind. Kennzeichnende Gesteine sind ± quarzitische Graphitphyllite ("Schwarzschiefer") mit geringmächtigen Kalkmarmor und Lyditlinsen. Mit fließendem, sedimentärem Übergang folgt im Norden (hangend) die "Bremsberg=einheit", durch Quarzite, Quarzphyllite und Chloritserizitphyllite charakterisiert. Saure Metavulkanite bzw. deren Tuffe und Tuffite finden sich als geringmächtige Einschaltungen in beiden letzgenannten Kartier=einheiten.



a. b.

Abbildung 49 a, b:

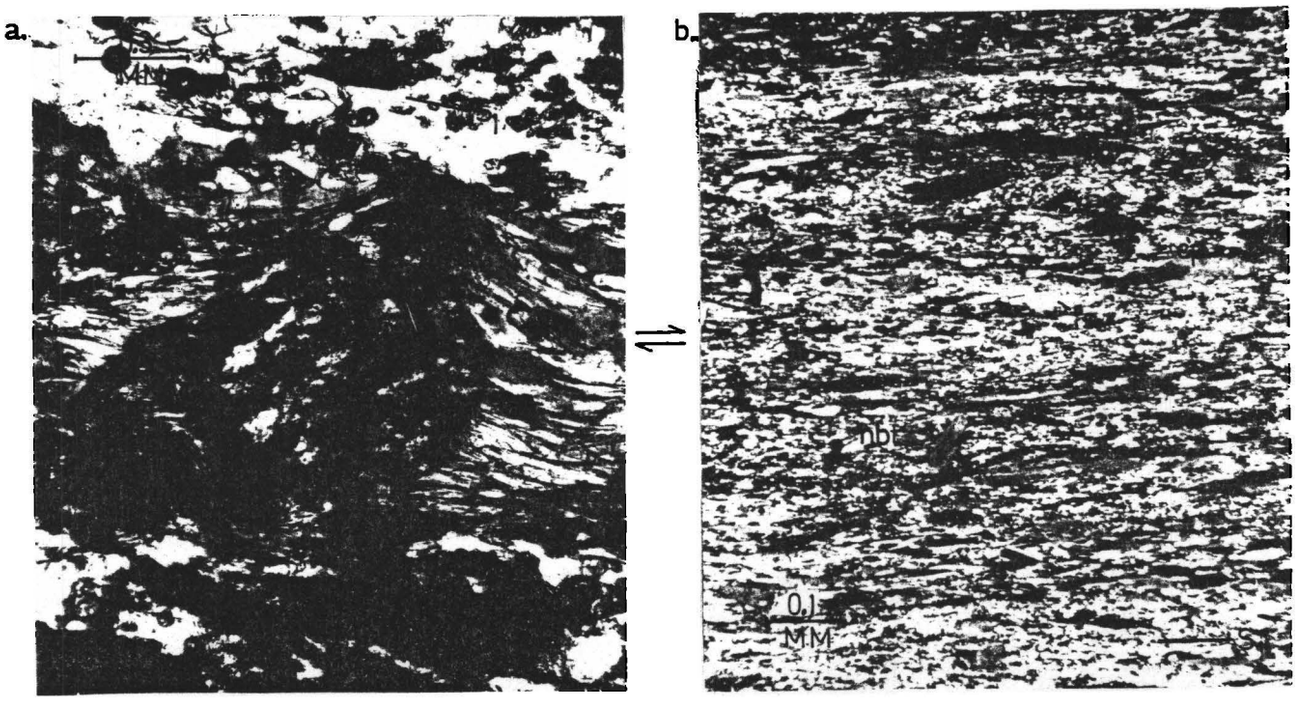
"Dunkle" Metavulkanite aus dem Verrucano des Bereiches Triebenstein - Hohentauern

a) Probe 82-XX, E'Mayrbach (Brodjäger E), SH.1320m, Forstweg; XZ-Schnitt des Deformationsellipsoides; einfach verzwillingter, saussuritisierter Plagioklaseinsprengling
b) Probe ND 24, Steilbachgraben, Rollstück: Plagioklaseinsprengling, fast völlig durch Epitotmikolithen ersetzt.

Abbildung 50 a, b:

"Dunkle" Metavulkanite aus dem Verrucano des Bereiches Triebenstein - Hohentauern

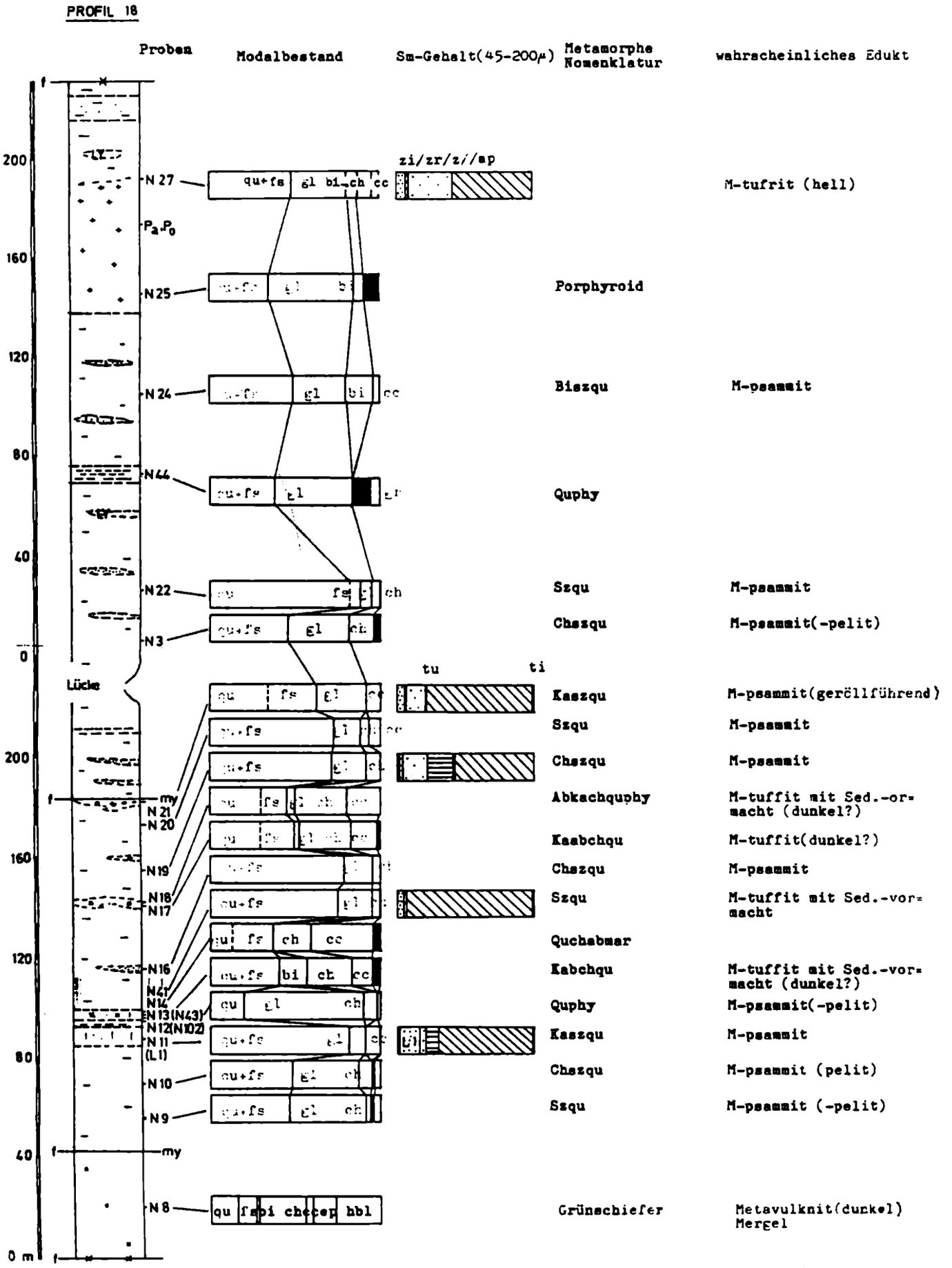
a) Probe 82.XX (siehe oben): barroisitische (?) Hornblende nach Einsprengling; beachte asymmetrischen Chloritanwachssaum mit dextralem Schersinn,
b) Probe R-A, Forstweg Mühlbachgraben, 940m: völlig metamorph überprägter "dunkler" Metatuffit; hbl-Amphibol, fs-Feldspat, ep-Epitot
a) b) XZ-Schnitt des Deformationsellipsoides



Das vorliegende Datenmaterial aus der Norischen Decke ist in schematischen Säulenprofilen (Profile 18, 19, 20) dargestellt. Vergleicht man diese mit Profilen bei FLAJS&SCHÖNLAUB 1973; SCHÖNLAUB 1977, 1979 und HEINISCH 1981, so ist aus dem Serienvergleich ein ordovizisch-silurisches Alter für die dargestellte Abfolge sehr wahrscheinlich. Vor allem die "Graphitphylliteinheit" zeigt eine fast idente Ausbildung wie Profile in den südlichen Eisenerzer Alpen, die dort mittels Conodonten in das Llandovery und Wenlock datiert werden konnten. Die Unterschiede zu diesem Raum liegen in der Einschaltung von sauren Metavulkaniten in der Abfolge über dem Blasseneckporphyroidniveau, in der überwiegend phyllitischen Ausbildung im höheren Anteil (Obersilur?) und, teilweise, in der Ausbildung der Abfolge unter dem Porphyroidniveau. Das Fehlen der Porphyroideinschaltungen (Profile 19 und 20) im Eisenerzer Raum läßt sich auf das teilweise schwierige Erkennen solcher Gesteine im Gelände zurückführen (vgl. aber HAJAK 1966). Die gröberklastische Entwicklung ("Bremsbergeinheit") zeigt Ähnlichkeiten mit Profilen in der Veitsch (vgl. NIEVOLL 1983). Eine direkte Korrelation ist aber durch die wesentlich stärkere Durchbewegung und die etwas höhere Metamorphose im hier untersuchten Raum und die damit verbundene Auslöschung zahlreicher primärer Merkmale erschwert.

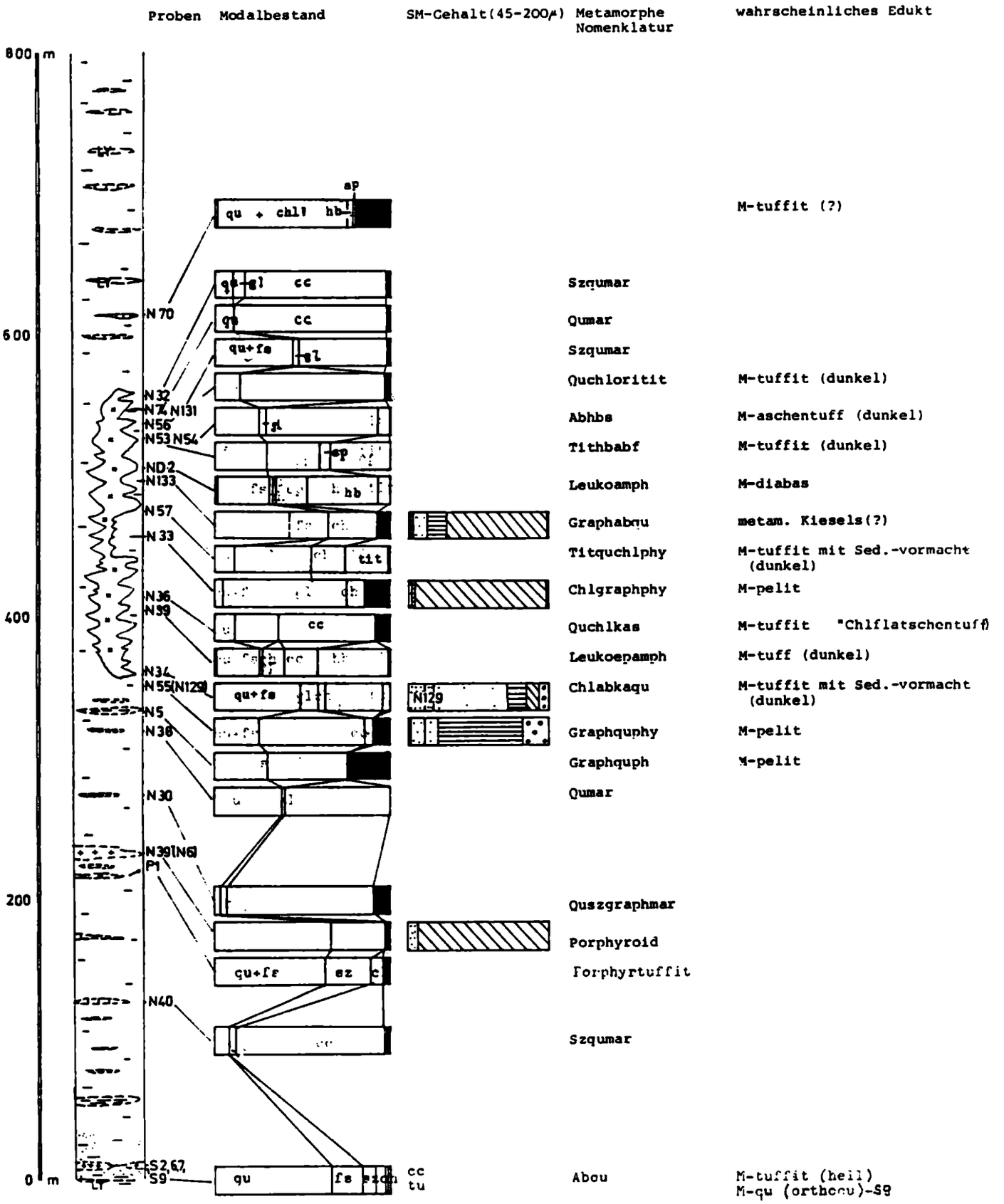
Beschreibung der Profile: Die Profile wurden entlang den Forststraßen am E-Abfall zum Tauernbach (Wolfsgraben) aufgenommen. Proben, die außerhalb dieses Bereiches aufgesammelt wurden und die sich mit den einzelen Abschnitten korrelieren lassen, wurden, in Klammer gesetzt, in diese aufgenommen. Ausnahme bildet Profil 20 ("Bremsbergeinheit"), das aufgrund fehlender Wegaufschlüsse nach Kartierungserfahrungen zusammengestellt wurde. Die Mächtigkeitsangaben sind Maximalwerte, isoklinale Faltung und damit Schichtwiederholungen sind möglich. Die laterale Verfolgung von Schichtgliedern im Gelände gestaltet sich infolge der metamorph-deformationsbedingten Veränderungen, der sicher auch primären lateralen Veränderungen und wegen ausgedehnter rezenter Rutschungen an übersteilten Hängen schwierig.

Als Edukt für die unter dem Porphyroidniveau aufgeschlossenen Gesteine lassen sich überwiegend feinkörnige, quarzreiche Sedimente mit wechselnder chemischer Zusammensetzung folgern. Karbonat ist lokal angereichert, doch fehlen reine Marmore. Charakteristisch sind linsige Quarziteinschaltungen. Tuffogene Beeinflussung eines basischen (?) Vulkanismus ist örtlich belegbar. In jedem Fall bestätigt die SM-Analyse den (oft schwierigen) Gelände- und Schliffbefund. Für alle Metatuffite ist eine Reduktion des epiklastischen SM-Anteiles offensichtlich, bei reiner vulkanischer Abkunft (Profile 19 und 20) besteht das Spektrum nur mehr aus Zirkon und Apatit, wobei ein hoher Anteil an sub+euhedralen Zirkonen auffällt (vgl. Profile 18 - 20).



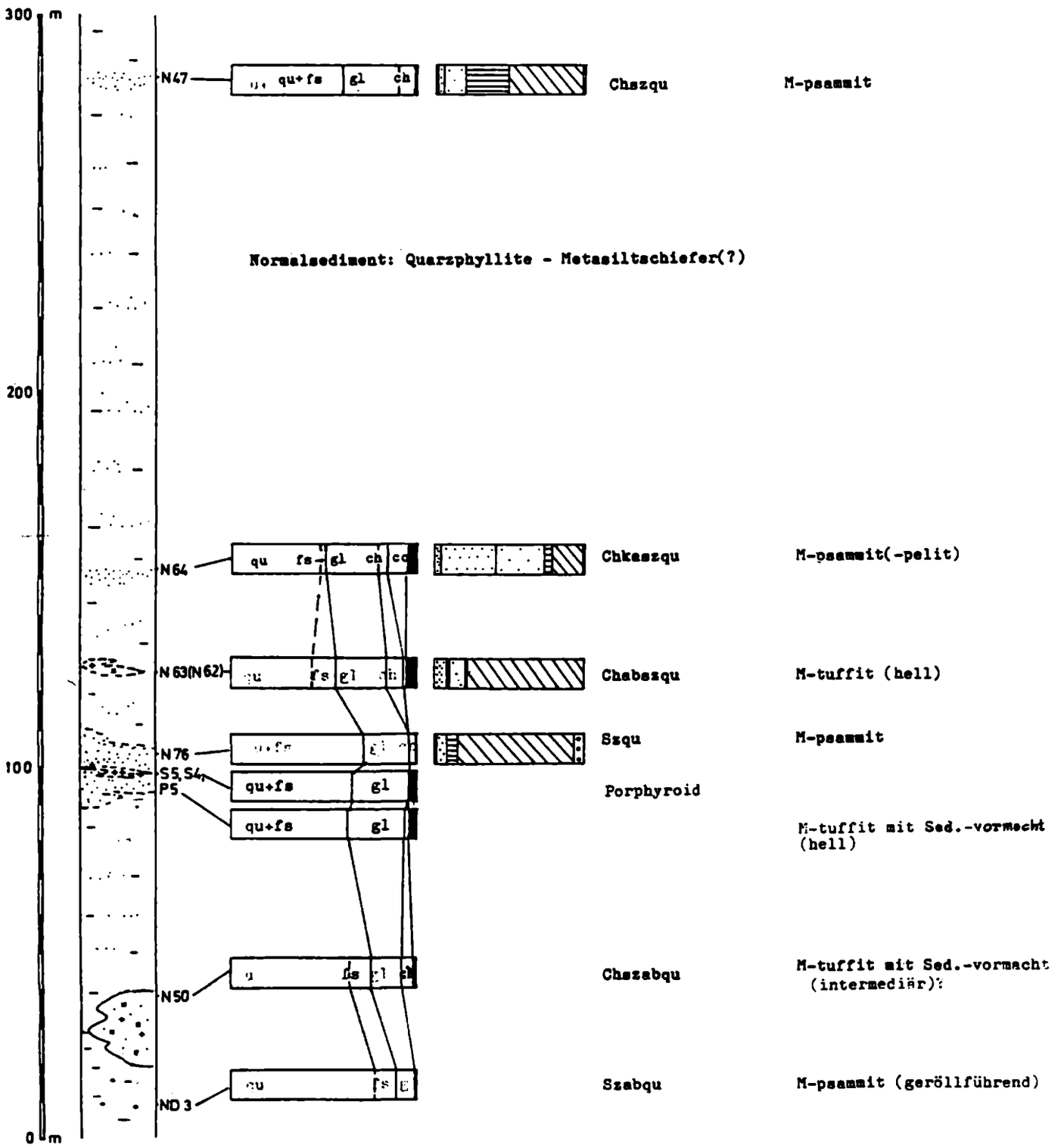
Idealprofil durch die "Quarziteinheit" der Norischen Decke südlich des Faltentales,
Mächtigkeitsangaben sind Maximalwerte
Abkürzungen: ly-Lydit, my-Mylonit, f-fault etc., SM-Schwermineralien, qu-Quarzit, phy-Phyllit, s-Schiefer, f-Fels, mar-Marmor

PROFIL 19



Idealprofil durch die "Graphitphylliteinheit" der Norischen Decke südlich des Feltentales.
Abkürzungen siehe Profil 18 und "Nomenklatur"

PROFIL 20



Idealprofil durch die "Bremsbergeinheit" der Norischen Decke südlich des Faltentales, Abkürzungen siehe Profil 18,und "Nomenklatur"

Im Bereich der Probe N10 (Profil 18) liegen in einem Grundgewebe aus Quarz, Hellglimmer und Chlorit maximal 2×0,7 mm große hypidiomorphe Titanitporphyroblasten. Sie zeigen opake Einschlüsse und bilden damit ein Si ab, das in manchen Fällen etwas gegen das s_e verstellt ist. Korrosion und die Spuren einer postkinematischen Verhellung von Rissen und anderen Zerbrechungsstrukturen mittels Quarz und Hellglimmer sind deutlich.

Geröllführende Lagen sind selten (Ø 1,5 cm). Im Bereich der Probe N21 (Profil 18) fallen große Feldspateinkristalle und saure Plutonite als Komponenten auf (plag: 7×5 mm, XZ-Schnitt des Deformationsellipsoides, teilweise extrem in Quarz und Karbonat zersetzt, kfs: 2×2 mm, mit amöboiden Albit, Karbonat und Glimmer als Einschlüsse).

Die Geröllführung bestärkt die Annahme eines kontinentalen Basaments für die Norische Decke (vgl. DAURER&SCHÖNLAUB 1978, F.R.NEUBAUER Vortragsmitteilung). Basalstes Schichtglied bildet der in der Literatur oft zitierte Grünschiefer der Sunkbrücke, für den ein basisches vulkanisches Edukt möglich ist, für die Proben aus dem Sunker Bereich wäre auch an einen metamorphen Mergel zu denken.

Das Äquivalent des Blasseneckporphyroides wurde erst in einigen Schliffen untersucht. Es handelt sich um rekristallisierte Porphyroide (vgl. HEINISCH 1982), d. h. um Gesteine, bei denen es sich zweifelsfrei um Porphyroide im weiteren Sinne handelt, bei denen aber eine nähere Typisierung nicht mehr möglich ist (z.B. Ablagerungsmechanismus).

Alle Gesteine dieses Types sind durch das qu/ab Pflastergefüge der Grundmasse gekennzeichnet, in Teilbereichen ist noch ein feinkristalliner Filz aus sz/qu/ab/chl bestehen geblieben. Korngröße der qu/ab-Granoblasten: 0,01-0,03 mm (selten bis 0,1 mm), fs: kfs: max. 3 mm, stark pertithisiert (Fleckenperithit).

Tabelle 7 gibt den Modalbestand einiger Proben. Im K-G-L Diagramm (Abb. 51) liegen die Proben ausnahmslos im Feld der Glastuffe. Da zu erwarten ist, daß ein Teil der Kristalle zur Grundmasse unkristallisiert ist, ploten die primären Edukte näher zu den kristallreichen Pophydroiden.

Einheit:	Proben	Einsprenglinge qu	kfs	pl	Σ	Glas	Bims und Fremdgestein	
Blasseneck-porphyräquivalent	P_A	8	2	3	13	87	o	
	P^A	5	1	1	7	93	o	
	N 25	11	2	1	14	86	o	
"Graphitphyllit-einheit"	P1	3	9	0	12	83	5	ein Zug
	N 39	5	3	2	10	90	o	
	N 6	2	3	1	6	94	o	
	S 7 (S_6)	5	1	1	7	93	o	
"Bremsbergeinheit"	S 5	13	1	3	16	84	o	

Tabelle 7:

Modalanalyse rekristallisierter Porphyroide aus der Norischen Decke südlich des Paltentales; Abkürzungen: qu-Quarz, kfs-Alkalifeldspat, pl-Plagioklas.

Nach Westen scheint das Blasseneckporphyräquivalent auszukeilen (SH.1050m, siehe Beilage 1), eventuell ist auch an eine lokale tektonische Grenze

zu denken. Eine Entscheidung ist schwer, weil Schuttströme den entscheidenden Bereich verdecken und der Einfluß der Faltungstektonik unklar ist. Über dem Porphyroid folgen im Profilbereich noch maximal einige 10erm Quarzphyllite, die Grenze zur "Graphitphylliteinheit" bildet dann die Einschaltung von "Lydit"-Bänken, einige m darüber folgt das erste dmmächtige, 'helle' Metatuffband in Quarzite eingebettet. Kurz darüber setzen dann die typischen Grafitphyllite ein, die das Profil 19 dominieren.

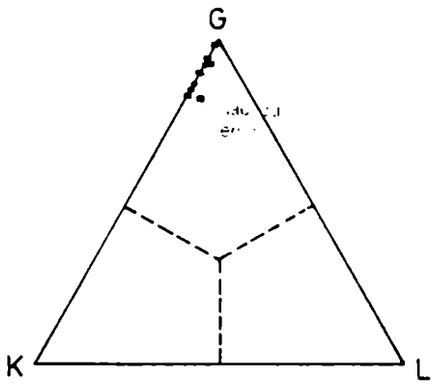


Abbildung 51:
K(Kristall)-G(Glas)-L(Bims, Fremdgesteindiagramm der sauren Metavulkanite in der Norischen Decke südlich des Paltentales (Ordovizium-Silur(?));
Blasseneckäquivalent: ".",
höhere Niveaus : "•"

Fast alle Kalkmarmorvorkommen, wobei es sich um maximal m, meist cm-dm mächtige dunkelgraue, graphitische Plattenkalke und Kalkschiefer handelt, wurden auf Conodontenführung getestet, bisher negativ (33 Proben). Hauptgrund dürfte die starke Rekristallisation und die starken stressbedingten Lösungsvorgänge sein.
Generell lassen sich zwei Cc-ausbildungsformen unterscheiden.a) gleichkörniger (o,o2mm)Cc mit geraden Korngrenzen b) in Lagen ungleichkörniger (o,o55-o,16, max.2mm) Cc, durchwegs druckverzwillingt, amöboider Quarz in Nestern, sz in Strähnen, ärmer an opaker Substanz. In Analogie mit qu-Untersuchungen läßt sich auf ein "inclusion inhibition" durch die feinverteilte opake Substanz in den feinkörnigeren Lagen und auf Sammelkristallisation in den primär reineren Lagen schließen (vgl. z.B. FOLK 1965, BATHURST 1971, WHITE 1979).

Die basischen Metavulkanite wurden in einigen Schliffen untersucht. Diese zeigen, soweit noch auf primäre Strukturen rückschließbar ist, nur untergeordnet echte vulkanische Ergüsse. Von 13 typisierbaren Schliffen, lassen sich zwei als Metadiabase, sechs als Metatuffe und fünf als Metatuffite mit einiger Wahrscheinlichkeit ansprechen. Fließende Übergänge zu reinem Sedimentmaterial liegen vor allem im Liegenden vor. Eine genauere Unterteilung in Ablagerungseinheiten gelingt nicht, mindestens drei sind örtlich durch Phylliteinlagerungen nachweisbar. Überwiegend liegen wohl Metaaschentuffe vor, dafür sprechen:
- lagige Textur
- fehlende homogene Mineralverteilung
- geringer Anteil an Auswürflingen

Ein Teil der Proben läßt sich als "Metakristalltuffe" (vgl. jedoch FISHER 1966) bezeichnen, charakteristisch ist der erhöhte Anteil an Einsprenglingen. Der Übergang in Metatuffite ist durch Einstreuung von Hellglimmer und Quarz gekennzeichnet, ein Teil des fast immer präsenten Quarzes (vgl. Profil 19)

ist sicher metamorpher Natur.

Auffallend sind: "Chloritflatschentuffe" (Flatschen 3/4 cm^2 in s_1, 2-3 mm dick = Maximalwerte, aus: bn chl, qu, cc)(vgl. GROSCHOPF 1970, LOESCHKE 1970). Diese lassen sich als Umwandlungen von Glasfetzen oder mafischen Einsprenglingen deuten. - weiters: Metatuffite an der Basis der Metavulkanitabfolge (N34 - Profil 19), mit Anreicherung von neugebildetem tu in Lagen und Linsen, in denen er 10% des Modalbestandes erreicht. Das Gestein ist im Hangenden mit Metatuffen, im Liegenden mit karbonatischen Graphitphylliten verknüpft. Es zeigt deutlichen Lagenbau mit chl/qu/fs/sz/tu/Erz - Lagen alternierend mit Lagen reich an qu/cc. Erstere werden zusammen mit stark saussuritisierten fs-Einsprenglingen (Ø ca. 0,5 mm) als vulkanischen Ursprunges, letztere als sedimentäre Einstreuung gedeutet. Der tu ist schwach in s_1 eingeregelt, zeigt bräunlichen Pleochroismus, überwiegend idiomorphe Kristallgestalt und nur selten Einschlüsse. Relikte älterer tu fehlen. Als Genese wird an eine syn- bis postkinematische Bildung aus an Schichtsilikate und Karbonate gebundenen Borgehalt gedacht, wobei dieser durch vulkanische Tätigkeit geliefert und in diese Minerale eingebaut wurde. Mit steigenden PT-Bedingungen wurde der instabil werdende Borgehalt der Schichtsilikate und Karbonate in den Turmalin eingebaut (vgl. ABRAHAM, MIELKE&POVONDRA 1972).

Nach ECKHARD 1971 und HERMANN&WEDEPOHL 1970 ist eine isochemische Umwandlung von Basalten in die Paragenese Albit/Chlorit/Aktinolit/Epitot/Quarz/Karbonat im Temperaturintervall von 200 - 400 °C möglich.

Im vorliegenden Fall ist Aktinolit durch barroisitische Hornblende (?) ersetzt (optische Daten: $z \wedge c$: 11-18°, mean: 14,5°, $n\alpha$: hellgelb, $n\beta$: schmutzig-blaßgrün, $n\gamma$: schwach bläulichgrün, vereinzelt Zwillinge nach (001) max. Doppelbrechung um 0,023) und steht mit grünem Biotit im Gleichgewicht. Feldspat ist überwiegend stark saussuritisiert, wo bestimmbar mit einem An-Gehalt von 0 - 27 %, überwiegend liegt reiner Albit vor. Chlorit ist meist Fe-Mg-Chlorit. Primäre Mineralrelikte fehlen fast völlig. Abbildung 52 a - c faßt einige bemerkenswerte Formrelikte zusammen.

Folgt man der Definition con CORNELIUS&CLAR 1939, p.152 können fast alle Grüngesteine petrographisch als "Prasinite" bezeichnet werden, da sie als Hauptgemengteile Albit/Epitot/Chlorit und/oder Amphibol führen. Wegen der großen Heterogenität wurden im Profil 19 die Gesteine aber nach der Mineralhäufigkeit benannt (vgl. FRITSCH et al., 1967). In Verbindung mit dem sauren Vulkaniten wird eine chemische Bearbeitung vorgeschlagen.

Die sauren Vulkanite über dem Blasseneckporphyroidniveau sind ebenfalls erst in einigen Schliffen untersucht. Der Modalbestand dieser Proben ist in Tabelle 7 zusammengefaßt, Abbildung 51 gibt die Einordnung ins K-G-L Diagramm. Die mächtigste Einschaltung (Probenberech N39, N6, P1) erreicht maximal 10 m, die übrigen bleiben unter 1 m, meist im dm-Bereich. Bei einigen Proben ist die Unterscheidung zu rein klastischen Gesteinen auch im Schliff sehr schwierig. Als Unterscheidungskriterien gelten:

- vulkanische Feldspäte und Quarze (meist stark zersetzt)
- Inhomogenität der Korngrößenverteilung,- große Einsprenglinge in feinkörniger Grundmasse (Unterschied in der Korngröße ca. Faktor 100, bei gut erhaltenen Individuen).

Abb. 53 a-d gibt eine Übersicht über das Erscheinungsbild und über die Größenordnung der metamorph-tektnoschen Umwandlungen an den sauren Metavulkaniten der Norischen Decke.

a.



b.



c.



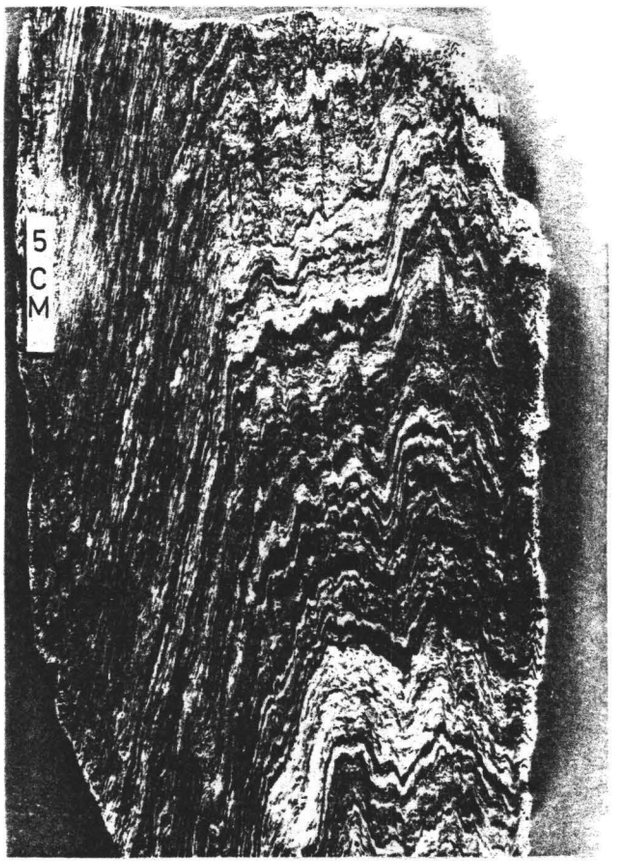
Abbildung 52 a–c:

Übersicht über einige bemerkenswerte Formrelikte aus den basischen Metavulkaniten der Norischen Decke

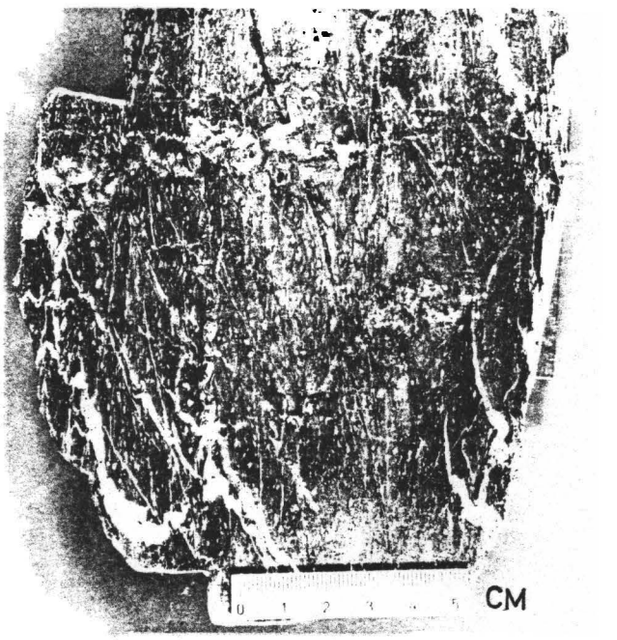
a) Probe N100: oberster Lorenzergraben "gebleichter Hornblendeeinsprengling, optische Daten: $z \wedge c: 15^{o}$, $n\alpha$: blgn, $n\beta$: blgelb, $n\gamma$: blgelb; deutlich //c weitergewachsen, schwach bnliche Eigenfarbe, Druckschatten mit qu, chl.

b) Probe ND2: ENE' Guglzipf, SH. 1000m; Titanit-Leukoxen-Amphibol Aggregat als Pseudomorphose nach (?)-Pyroxen, beachte Umriß

c) Probe N66: Schwarzenbachgraben – Grünschieferzug; tektonisch-metamorph überarbeiteter Mandelstein(?), Mandeln(?) enthalten Chlorit, aktinolithische(?) Hornblende, Albit, Epitot, Grundmasse: Feinfilz aus: 90% Leukoxen, Albit, Chlorit, aktinolithische Hornblende



a.



b.

Abbildung 53 a-d:

Erscheinungsbild und metamorph-tektonische Veränderungen an den sauren Metavulkaniten der Norischen Decke südlich des Paltentales (Ordoviz - Silur (?))

a),b):Gesteinsanschliffe aus dem Blasseneckporphyräquivalent (Profil 18)
a) Metatuffit mit B_4 (?)-Biegescher-faltung ("flexural flow folding")
b) massiger Porphyroid; beachte Quarz/Feldspat-Einsprenglinge und multiple Quarzgangdurchäderung

c),d):Mikroskopisches Bild; silurische (?) Porphyroide (Profil 19)
c) Probe P1: Lapilli; beachte asymmetrischen Druckschatten
d) Probe N39: rekristallisierte Grundmasse (Albit, Quarz, Hell-glimmer) und stark zersetzte Einsprenglinge (z.B.Kalifeldspat - Pfeil)

c.



d.



1 MM ×

Als Edukte für die Gesteine der"Bremsbergeinheit" lassen sich überwiegend Metasiltsteine wahrscheinlich machen (Korngrößenabschätzung an SM und klastischen Feldspäten). Quarzite (Metapsammite) sind linsenförmig eingeschaltet. Sehr selten sind geröllführende Lagen (ø der Gerölle max. 1cm), untergeordnet treten "Lydite" auf. Deutliche Lamination läßt sich großteils auf Schieferung zurückführen, im Schliff lassen sich aber oft primäre Anlagen nachweisen ($s_s=s_x$)(Typus der "feinschichtigen Grauwackenschiefer" HAMMER 1925). Die Gleichsetzung der "feinschichtigen Grauwackenschiefer" mit der "Silbersbergserie", wie sie TOLLMANN 1977 durchführt ist unbegründet.

Generell ist es schwierig, die übrigen Vorkommen der Norischen Decke (Bereich des Lorenzergrabens und der Hölleralm zu der in den Profilen 18–20 dargestellten Idealabfolge zuzuordnen, da diese Schuppen nur kleine Ausschnitte aus dem Gesamtprofil herausschneiden. Eine Zuordnung ist allerdings nur zur "Quarzphylliteinheit" möglich. In Tabelle 8 ist dieses Datenmaterial, soweit es Schliffuntersuchungen darstellt, zusammengefaßt, dazu kommen noch Proben, die bei Übersichtsbegehungen im Bereich E' des Tauernbaches gesammelt wurden. Auf eine nähere Diskussion dieses Teiles der Norischen Decke wird verzichtet.

N 43	5qu/3ofs/5bi/5ch/3oep/15cc/1oop	Grünschiefer	Metatuff
L 1	62qu/12fs/26gl	Abszqu	Metapsammit
L 2	7oqu+fs/15gl/5ch/1oop	Abszqu	Metapsammit
N 1o2	22qu/6fs/56gl/11ch/1op/2ti/2gr	Chquph	Metapelit
N 122	2oqu+fs/4ogl/35ch/2op/3gr	Chquph	Metatuffit(du)
N 7	75qu+fs/15gl/4ch/1op	Szqu	Metapsammit
N 123	6qu/64fs/28ch/1ep/1ti	Quchabf	Metatuffit(du)
N 97	44qu/7fs/42gl/4ch/1ep/2op	Abszqu	Metapsammit-pelit
N 83	8qu/24gl/6ch/62cc	Chszmar	
N 84	21qu/22fs/3gl/19ch/25cc/1oop	Chquabccph	Metapsammit-pelit
N 1oo	14qu/2ofs/8bi/24ch/24ep+cl/8hb/2ti	Grünschiefer	Kristalltuff'(du)
N 113	6qu/27fs/4bi/16ch/15ep/25cc/3op/4ti	Epchccabf	Metatuffit(du)
N 81	5qu/36fs/17ch/29ep/5cc/3hb/5ti	Grünschiefer	Metatuff(du)
N 79	12qu/18fs/5gl/32ch/16cc/3op	Quccabchs	Metatuffit(du)
N 91	15qu/19fs/29ch/36cc/1op	Quabchmar	Metatuffit
N 72	28fs/56ch/13op/3ti	Acchs	Aschentuff'(du)
82-3	27fs/4ch/17ep/4cc/46hb/2ti	Leukoepamph	Metatuff(du)
82-4	16fs/54gl/8ch/8ep/4op	Epchabph	
ND-AbB	62fs/16ch/8ep/2cl/2op	Epchabf	
N 11o	5oqu/6fs/25gl/9cc/2op/4ti/2tu/2zi	Ccszqu	Metapsammit
N 1o9	13qu/12fs/2gl/8bi/38ch/1oep/15cc/1op	Grünschiefer	Metatuffit(du)
N 111	3qu/31pl/6ak/2gl/21ch/1oep/21cc/6op	Epchccabf	Metatuff(du)

Modalbestand einiger Proben aus der Norischen Decke außerhalb des Profilbereiches(Profile 18,19)

Die letzte Probengruppe stellt eine Sondergruppe dar. Einige Geländebefunde lassen große Verwandtschaft zum Zentralalpinen Permomesozoikum erkennen; erste SM-Daten(Probe N 11o) und einige Schliffe bekräftigen diese Möglichkeit. Weitere Untersuchungen zur sicheren Abtrennung sind notwendig; so wird diese Probengruppe vorerst noch bei der Norischen Decke belassen.

Tabelle 8:

B. Flitzenschlucht (Querprofil nördlich des Paltentales)

Es wird auf die zusammenfassende Darstellung bei KLIMA 1979 verwiesen.

5) Petrographie

1. Reliktmineralien

Diese Gruppe umfaßt magmatischen bzw. metamorphen und detritischen Altbestand.

Eine unzweideutige Erkennung der detritischen bzw. der metamorph-magmatischen Natur einiger Mineralien ist nicht immer möglich, besonders wenn eine Mineralphase sowohl als Altbestand als auch als Neubildung vorliegt.

Als Kriterien für Altbestand gelten:
- ungewöhnliche Größe
- gerundeter oder zerstückelter Umriß
- relative Stellung zum alpidischen Mikrogefüge; Umwandlungen

Schwermineralien

Der Gehalt an SM im Verrucano und der Norischen Decke südlich des Paltentales ist in Appendix 7, der für die Veitscher Decke in Appendix 1, zusammengefaßt. Beilage 2 (Kartentasche) zeigt die Schwermineralverteilung im betrachteten Gebiet. Tabelle 9 faßt Mittelwerte und Standardabweichung der einzelnen Formationen zusammen. In der Norischen Decke wurde zwischen den Klastikern im Liegenden des Blasseneckporphyroidäquivalentes (Ordovizium) und dem Hangendanteil (Silur ?) unterschieden. Zur Problematik bei der Auswertung metamorph-tektonisch überprägter Spektren, zur Methodik der Aufbereitung etc. gilt das in Teil 1 p. 44 ff gesagte.

Zusammenfassend läßt sich feststellen:
- alle Einheiten umfassen ein reifes Spektrum
- die SM-Führung in den einzelnen großtektonischen Einheiten ist generell hochvariabel (hohe Standardabweichung)
- eine deutliche Abgrenzbarkeit der drei untersuchten Einheiten ist trotz starker metamorph-tektonischer Überprägung gegeben
- das Charakteristikum der SM-Verteilung des Alpinen Verrucano (Turmalinvormacht) ist im untersuchten Gebiet deutlich ausgeprägt
- die hier erstmals vorgestellte Unterscheidung im Altpaläozoikum der Norischen Decke (Ordovizium/Silur) ist signifikant
- Vergleiche mit SM-Daten aus dem Raum Eisenerz für die basale Norische Decke ("Gerichtsgrabengruppe"), STATTEGGER 1982, sind kaum möglich. Neben in Teil 1 diskutierten Gründen lassen sich daraus Variationen im Liefergebiet mit der Änderung in der (paläo-)geographischen Position schließen.

Im folgenden wird die Geschichte einiger klastischer Schwermineralien bzw. präalpin gebildeter Mineralien während des alpidischen dynamometamorphen Ereignisses diskutiert (vgl. Teil 1, p. 44 ff).

Zirkon

Wurde nur in der Veitscher Decke näher untersucht. Interessant wären Untersuchungen an den sauren Vulkaniten der Norischen Decke (vgl. Profile 18-20). Zerbrechung und Verdriftung entlang str_1 konnte ich nur in einem Fall beobachten, vgl. Abbildung 54, sonst erweist sich Zirkon als verläßlichstes SM, besonders auch zur Feststellung der Korngröße mitsedimentierter Leichtmineralien.

Tabelle 9

	ap	zi	zrr	zr	z	tu	ru	ti	gr
Zentralalpine Permotrias (n=11)	37,4	4	1,9	11,3	16,6	41,5	4,2		o,2
	24,4	4,1	2,1	o,9	13,2	22,9	6,8		
Veitscher Decke (n=34)	15,6	6,3	6,4	36,5	49,3	30,2	4,1	o,3	o,3
	19,7	7,9	6,5	25	29,1	27,5	10,6	o,7	o,75
Norische Decke Hangend (n= 8)	48,6	3,4	8,9	16,9	29	17,1	3,1	o,9	o,2
	34,9	4,1	12,5	17,3	27,2	19,7	4,2	2,1	
Norische Decke Liegend (n=3)	7o	2,3	5,1	12,7	21,3	9,9	+	o,3	o,3
	11,6	2,1	6	7,3	1,1	9,8		o,2	

Schermineralverteiliung im Triebener Tauern Paß Gebiet. Die Zahlen bedeuten Mittelwerte, darunter stehen die Standardabweichungen von Kornprozenten für die einzelnen angeführten Formationen.
+=einzelne Körner; ap=Apatit; zi=idiomorpher Zirkon(in %von z); zrr=braun-rosa gefärbter Zirkon(in %von z); zr= farbloser-gerundeter Zirkon(in % von z); z= Zirkon gesamt; tu=Turmalin; ru=Rutil; ti=Titanit; gr=Granat; n=Probenzahl
Erläuterungen siehe Text.

Apatit

Siehe auch Teil 1. Im Verrucano und der Norischen Decke ist es schwer zwischen Altbestand und Neubildung zu unterscheiden, denn einerseits ist vor allem im Verrucano die Trübung, die normalerweise klastische Kerne auszeichnet, undeutlich (Selbstdiffusionsgrenze der Kerne erreicht, vgl. VOLL 1969), andererseits fehlen oft die typischen opaken Einschlüsse in Anwachszonen und Neubildungen, wie sie für die Veitscher Decke charakteristisch sind. Trotzdem wurde, um die Vergleichbarkeit zu gewährleisten, eine Unterscheidung versucht. Diese hat aber oft subjektiven Charakter. Apatit erweist sich damit als das am wenigsten aussagekräftige Mineral, die Kornprozente stellen Maximalwerte dar. Apatit soll daher nur in Ausnahmefällen zu SM-Spektrenunterscheidung herangezogen werden. Deutlich ist die Zunahme der Apatitneubildungen mit der Zunahme der Phyllosilikatführung korreliert.

Turmalin

Seine Geschichte während der alpidischen Metamorphose und Deformation wurde in Teil 1, p.45 ff diskutiert. Hier noch einige Ergänzungen:

Die Farbe der tu-Fortwachsungen schein von den PT-Bedingungen unabhängig zu sein. So lassen sich ähnliche Mengenverhältnisse von grünen und braunen, seltener farblosen und blauen Fortwachsungen bzw. Neubildungen bei ähnlicher Probenlithologie von den hangendsten Bereichen der Norischen Decke bis in die liegendsten Anteile des Verrucanos finden. Sie scheinen eher von Chemismus der Gesteine abhängig zu sein, in denen sie sich bilden. In Tabelle 10 sind Kornprozentzahlen für verschiedene Farben von idiomorphen Anwachszonen relativ zur gesamten tu-Führung angegeben. Deutlich ist erkennbar:

- der Häufigkeitsunterschied der idiomorphen Fortwachsungen in den einzelnen Einheiten
- unterschiedliche Farbverteilung in diesen.

Damit lassen sich Untersuchungen von VOLL 1969 quantitativ bestätigen. Obwohl für die SM-Untersuchungen wegen der Vergleichbarkeit ähnliche Probenlithologie angestrebt wurde, gilt:

- die Häufigkeit der Fortwachsungen ist vom Schichtsilikatgehalt abhängig (wobei nach HARDER 1961 b, STUBICAN&ROY 1962 etc. vor das

Al^{4+} in Schichtsilikaten ersetzen kann, vgl. phyllitischer Verrucano - quarzitisches Oberkarbon der Veitscher Decke).
- phyllitische Gesteine zeigen einen erhöhten Anteil an grün gefärbten Anwachszonen
- der Verhältnis Kern zu Anwachszone ist in schichtsilikatreichen Gesteinen am größten.

	flid	brid	gnid	bl	ges	gesid
Zentralalpine Permotrias	0,9	24,4	13,6	0,6	60,6	39,5
Veitscher Decke	4,7	14,1	0,9	+	80,2	19,8
Norische Decke	5	11,9	9,7	2,9	73,1	26,9

Tabelle 10
Kornprozentzahlen von Turmalin mit und ohne verschiedenfarbiger idiomorpher Anwachszone; Kerne in allen großtektonischen Einheiten überwiegend braun; der Häufigkeitsanteil der Anwachssäume und ihre Farbe ist lithologie- und formationsspezifisch; Erläuterungen siehe Text; id-idiomorph, fl-farblos, br-braun, gn-grün, bl-blau, ges-gesamt

Als Besonderheit treten im Verrucano, besonders schön in der Veitscher Decke, zwei voneinander unterscheidbare Anwachssäume auf (vgl. Abbildung 24 und Diskussion Teil 1, p.46). Dies belegt:
- die Metamorphose überdauerte die duktile Deformation kurz
- durch das Auftreten der Zonarität im Verrucano ist das alpidische Bildungsalter derselben Strukturen auch für die Veitscher Decke erwiesen. Dies ist ein weiterer Nachweis für die nur alpidische Temperung in dieser.

Opake Mineralien

Ilmenit (Titanomagnetit?), charakteristisch für alle vulkanisch beeinflußten Gesteine zeigt alle Umwandlungsstadien zu Titanit bzw. Leukoxen. Dasselbe gilt für Magnetit. Pyrit und Hämatit liegen sowohl als primäre und sekundäre Bildungen vor, Hämatit auch als charakteristische sekundäre Anreicherung zusammen mit Chlorit in Quarzgängen des Verrucano.

Titanit

Ist teilweise zu feinkörnigen, oft idiomorphen Kristallen umgewandelt. Ein Leukoxensaum ist für Relikttitanit typisch. Titanitneubildungen machen gelegentlich 10er % des metamorphen SM-Spektrums aus.

Granat

Im Altkristallin bzw. der Norischen Decke können Reliktgranate einem präalinen Metamorphosezyklus zugeschrieben werden.

Sie sind meist größer als die alpidisch Neugesproßten (max. 2-3 mm), getrübt, zerbrochen und überwiegend in Chlorit umgewandelt, mit Einschlüssen aus Erz, qu, fs und idiomorphen Chloritoid (!). Erz zeichnet ein $s_i \neq s_e$ nach. Diese Umsetzung in Chlorit ist auch der Grund warum sich präalpine Granate kaum im SM-Spektrum der Norischen Decke findet.

Regionalgeologische Korrelation und Vergleiche mit dem als sicher varistisch ableitbaren Gefüge in der gesamten bearbeiteten Abfolge der Norischen Decke weisen auf varistisches Bildungsalter. Interssant ist, daß sich dieser, sehr wahrscheinlich varistische Granat nur in der basalen Norischen Decke findet.

Er deckt sich dabei ziemlich mit dem Verbreitungsgebiet des klaren, deutlich abtrennbaren, alpidisch (d.h. in der datiert alpidischen Mineralgesellschaft stabilen) Neugesproßten. Da die aus der Umsetzung der Granate entstandenen Chlorite immer blaue, anormale Interferenzfarben zeigen (vgl. ACKERMAND&MORTEANI 1977), ist "Reliktgranat" auch als Ausgangspunkt für das Chlorithaufenwerk anzunehmen, wo keine Reste mehr verbleiben. Gründe, warum dieser Granat als varistisches (siehe oben) Metamorphoseprodukt und nicht als klastisch ererbt (d.h. ins ordovizische Sediment eingebracht) angesehen wird, sind:

- ähnliche Korngröße
- oft hypidiomorpher Umriß
- ähnliche Ausbildung (Trübe, Einschlüsse, etc.)

Das sind für detritische Mineralien untypische Eigenschaften.
Daraus wird geschlossen: die varistische Metamorphose der Norischen Decke im Triebener Tauern Paß Gebiet hatte ähnliche Reichweite (im stratigraphischen Profil) und ähnliche, nach der Korngröße, etwas höhere Intensität wie die alpidische (vgl. FRITSCHER 1979). Für die Veitscher Decke fehlen alle Anzeichen für eine varistische Metamorphose.

Leichtmineralien

Hellglimmer

Sie sind vor allem in den quarzphyllitischen Gesteinen der hangenden Veitscher Decke, seltener im Verrucano, gut erhalten. In Schliffen zeigt sich der Korngrößenhiatus zu den metamorphen Glimmern (bis 10 : 1), weiters sind sie häufig rotiert, geknickt ausgefran t. Das Ausscheiden feiner opaker Substanz, besonders in (001) zeigt chemische Veränderungen an. Klastische Quarze und Feldspäte sind im zweiten Anhang (Teil 3) näher behandelt.

Die bisher untersuchten Reliktparagenesen in der Norischen Decke zeigen, daß die "medium grade" Abteilung der Metamorphose nicht erreicht wurde.

2. Alpidische Phyllosilikatneubildungen

Der Phyllosilikatgehalt der untersuchten Proben (Fraktion $< 2\mu$) ist in Appendix 8 zusammengefaßt und in Abbildung 55 dargestellt (vgl. auch Profil 16). Appendix 9 stellt die Lithologie der Proben, soweit sie aus Bereichen nördlich des Paltentales stammen, zusammen und gibt eine Zuordnung in die Permotriasprofile (Zentralalpin und Nordalpin) von KLIMA 1979. Dieser charakterisiert diese Lithoeinheiten mineraloptisch.

An Proben aus dem Graphitbergwerk Sunk bei Trieben wurden etwaige Verwitterungseinflüsse auf den Phyllosilikatgehalt geprüft, - es konnten keine auffallenden Abweichungen festgestellt werden.

In der "Tonmineralfraktion" treten akzessorisch auf: Quarz, Plagioklas, selten Kalifeldspat und verschiedene Karbonate.

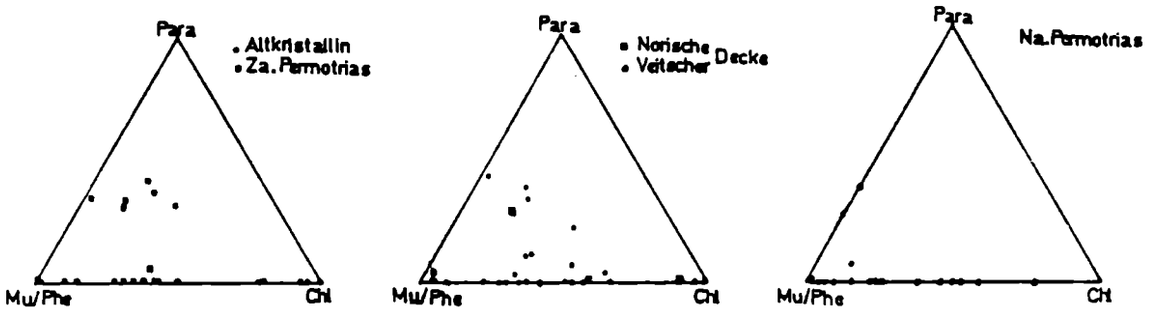


Abbildung 55:

Verteilung der alpidisch neugebildeten Phyllosilikatphasen im Querprofil Kalkalpenbasis - Altkristallin (Flitzenschlucht - Triebener Tauern Paß); die einzelnen lithologischen (und tektonischen) Großeinheiten unterscheiden sich deutlich durch ihren Phyllosilikatgehalt; die sehr variable Gesteinschemismen bedingen, daß keine Deutung dieser Verteilung im Sinne einer progressiven Metamorphose versucht wird
Abkürzungen: Mu/Phe-Muskovit/Phengit, Para-Paragonit, Chl-Chlorit, Za-Zentralalpin, Na-Nordalpin

Auffallend ist, daß die Veitscher Decke den höchsten Chloritanteil zeigt, ein Faktum, das aus den Geländebeobachtungen und den optischen Untersuchungen überrascht. Der Chlorit ist an Graphit gebunden (vgl. BRINDLEY&EDWARDS 1976), damit auch an primär feine Korngrößen.

Chlorit

Appendix 1o gibt die Urliste der Berechnungsparameter für die kristallchemische Übersichtsuntersuchungen nach den Diagrammen von OINUMA et al., 1972. Abbildung 56a ordnet die "höher metamorphen" Chlorite südlich des Paltentales in ein solches Diagramm ein. Die Proben umfassen den Bereich Altkristallin bis einschließlich Basis der Norischen Decke und sind durch das Erstauftreten von alpidisch neugesproßtem Granat gekennzeichnet. Abbildung 56b,c zeigt die Chlorite nördlich des Paltentales, Abbildung 56d faßt alle Messungen in einem Sammeldiagramm, geordnet nach tektonische Großeinheiten, zusammen. Das Histogramm in Abbildung 57 verdeutlicht die gewonnene Verteilung. Für diese Darstellung wurde die Fe-Kationenzahl in der Oktaederposition (Gesamteisen = Fe^{2+}, Fe^{3+}, Mn^{2+}, Cr^{3+}!) in Mol%-Fe umgerechnet. Dies ist teilweise schon eine Überforderung der Ausagekraft der Diagramme; so wird der gewonnenen Verteilung nur statistische Signifikanz zugestanden und auf eine nomenklatorische Zuordnung verzichtet. Vergleiche mit Standardproben (KUBLER 198o) und statistische Variationsbreiten von Chloriten aus ähnlichen Gesteinen zeigen, daß die gemessenen Fe-Gehalte zu etwas höheren Werten hin verschoben sind.

Folgende Aussagen lassen sich treffen:

- alle Chlorite sind trioktaedrisch und zeigen überwiegend einen leichten Fe-ionen Überschuß am Oktaederplatz in der Hydroxylschicht (vgl. Abbildung 56 a-d)

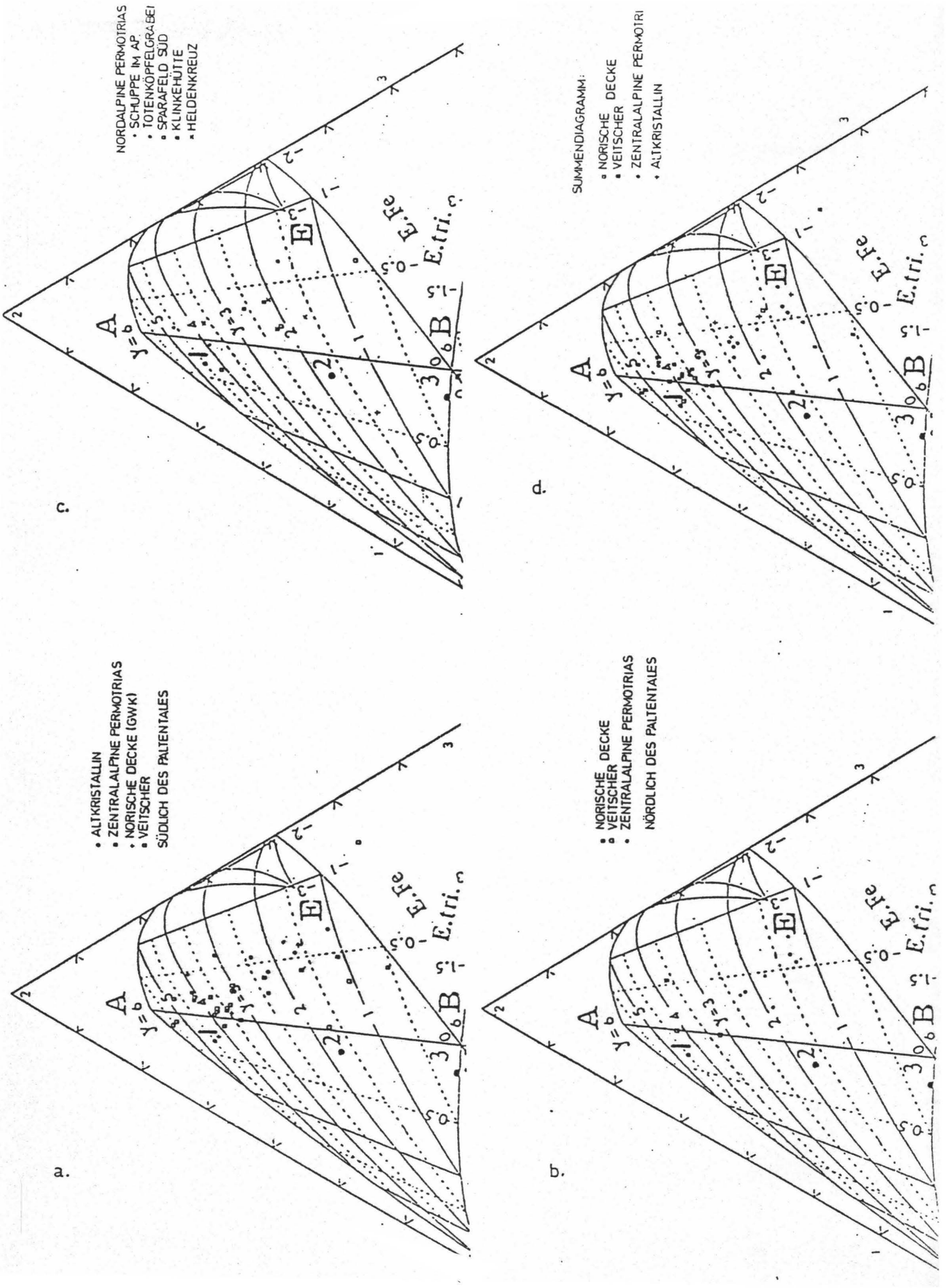
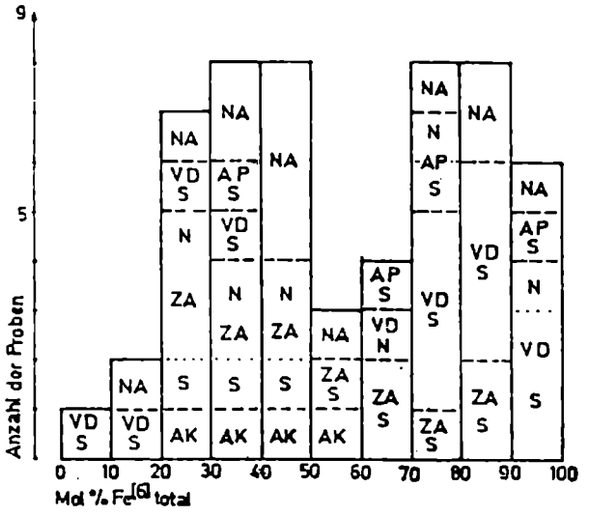


Abbildung 56: Übersicht über die Kristallchemie der Chlorite des Querprofiles; der untere Teil der Diagramme fehlt, a–d Erläuterungen siehe Text



Abkürzungen:

AK...Altkristallin
ZA...Zentralalpine Permotrias
VD...Veitscher Decke
ND...Norische Decke
NA...Nordalpine Permotrias
S....südlich des Paltentales
N....nördlich des Palten= tales

Abbildung 57:

Mol% fe-total Histogramm der Chlorite aus dem Querprofil;
Erläuterungen siehe Text.

- der Chloritchemismus zeigt große Schwankungsbreite: Fe-reiche bzw. Fe-Mg-Chlorite dominieren (vgl. Abbildungen 56 a-d und 57)
- steigender Metamorphosegrad bewirkt keine deutliche Veränderung des Chloritchemismus, dieser scheint lithologieunabhängig, damit vom Sediment bzw. dem Sedimentations-Diagenese-Environment abhängig (Vgl. Abblidung 56a mit Abbildung 56 b, c)
- großtektonische Einheitenlassen sich im untersuchten Querprofil nach dem Chloritchemismus trennen. So liegen die Chlorite der Zentralalpinen Permotrias im Fe-Mg-Feld (das ebenfalls hier plotende Altkristallin erlaubt wegen zu geringer Probenzahl keine signifikante Aussage, zudem stammen die Proben überwiegend aus "unüblichen" Gesteinen, so Metavulkaniten und Kalksilikatfelsen. Davon scheiden sich die Chlorite der Grauwackenzone signifikant ab. Der Trend wird noch ausgeprägter, nimmt man die Mg-reichen Chlorite aus der Basis der Veitscher Decke (Triebener Tauern Paß, Steilbachgraben - Formation nach Teil 1), wegen ihres möglicherweise salinitätsbedingt erhöhten Mg-Gehaltes (vgl. Diskussion in Teil 1, p.55) aus der Analyse (vgl. dazu die Abbildungen 56 d und 57).
- die Nordalpine Permotrias zeigt den größten Variationsbereich. Eine befriedigende Erklärung kann bis jetzt dafür nicht gegeben werden, wahrscheinlich reflektieren die Chloritchemismen die äußerst variable lithologische Zusammensetzung.

Frägt man nach den Ursachen dieser Auftrennung, so lassen sich mehrere Gründe ventilieren:

- Metamorphosedifferenzen (mit Mg-Zunahme zur höheren Metamorhohse hin), vgl. TOBSCHALL 1969
- generell verschiedenes Sedimentangebot
- Salinitätsdivergenzen im Sedimentations- bzw. Diageneseenvironment (vgl. die Koppelung der niedrigen Mg-Gehalte der hangenden Veitscher Decke im Raume des Triebener Tauern Passes mit der Deutung ihres Environment als progressive Küstenfazies; oder die Koppelung der hohen Mg-Gehalte der basalen Veitscher Decke in diesem Gebiet mit dem als hypersalinar gedeuteten Ablagerungsraum - vgl. Teil 1).
- mit obigem gekoppelt: kontinentaler Einfluß mit erhöhtem Fe-Imput in den Sedimentationsraum
- Bindung des Fe bzw. Mg an andere Mineralien
- vulkanische Beeinflussung (z.B. Norische Decke).

Eine Entscheidung läßt sich aus den vorliegenden Daten noch nicht gewinnen. Für alle Möglichkeiten gibt es Anhaltspunkte. Der heterogene Gesteinschemismus erlaubt keine Aussage über die Chloritveränderung bei der progressiven Metamorphose. Die Mg-reichen Chlorite des Altkristallins lassen sich teilweise als "Sekundär"-Chlorite nach metamorph-magmatischem Altbestand deuten. Geringsten Fe-Gehalt zeigen zwei Proben aus Kalksilikatfelsen.

Die Chlorite aus der Zentralalpinen und der Nordalpinen Permotrias ploten als annähernde Normalverteilung um das Fe-Mg-Chloritfeld, wie es für Para-Metamorphite und für das für sie interpretierte normal-marine Environment typisch ist (vgl. Chlorite aus rezent-marinen Sedimenten).

Trägt man die oktahedrale Zusammensetzung der Chlorite gegen das verhältnis Chlorit/Hellglimmer für die Veitscher Decke und die Zentralalpine Permotrias auf (Abbildung 58), so zeigt sich:

- die hohen Fe-total Gehalte in der Veitscher Decke sind mit einen hohen Chlorit/Hellglimmerverhältnis gekoppelt. Die Werte für das Zentralalpin ploten bei niedrigeren Fe-total und niedrigeren Chlorit/Hellglimmerverhältniswerten. Ob dafür primäre Environmentunterschiede verantwortlich sind (vgl. TOWE&GRIM 1963, LIEBLING&SCHERP 1976) müssen weitere Untersuchungen an unmetamorphen Sedimenten zeigen, ist aber wahrscheinlich.

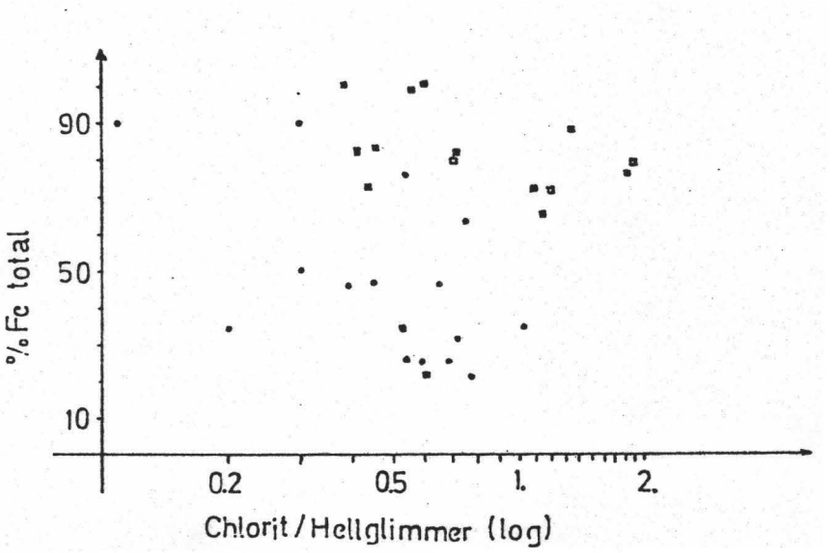


Abbildung 58:

Beziehungen zwischen dem Chlorit/Hellglimmerverhältnis und der Chloritzusammensetzung in der Veitscher Decke (■ ... Sunk - Formation, □ ... Steil bachgraben - Formation siehe Teil 1) und dem Zentralalpinen Permomesozoikum (•); beachte die signifikante Trennung der beiden großtektonischen Einheiten.

Muskovit/Phengit

Alle Glimmer sind dioktaedrisch. Abbildung 59 zeigt ein Histogramm , das die Verteilung der Hellglimmer im Bereich Muskovit/Phengit nach der Methode von SASSI&SCOLARI 1974 mit der Grenzlinie bei b_o=9,025Å nach CAPRIANI et al.,1968 darstellt(siehe "Methodik").

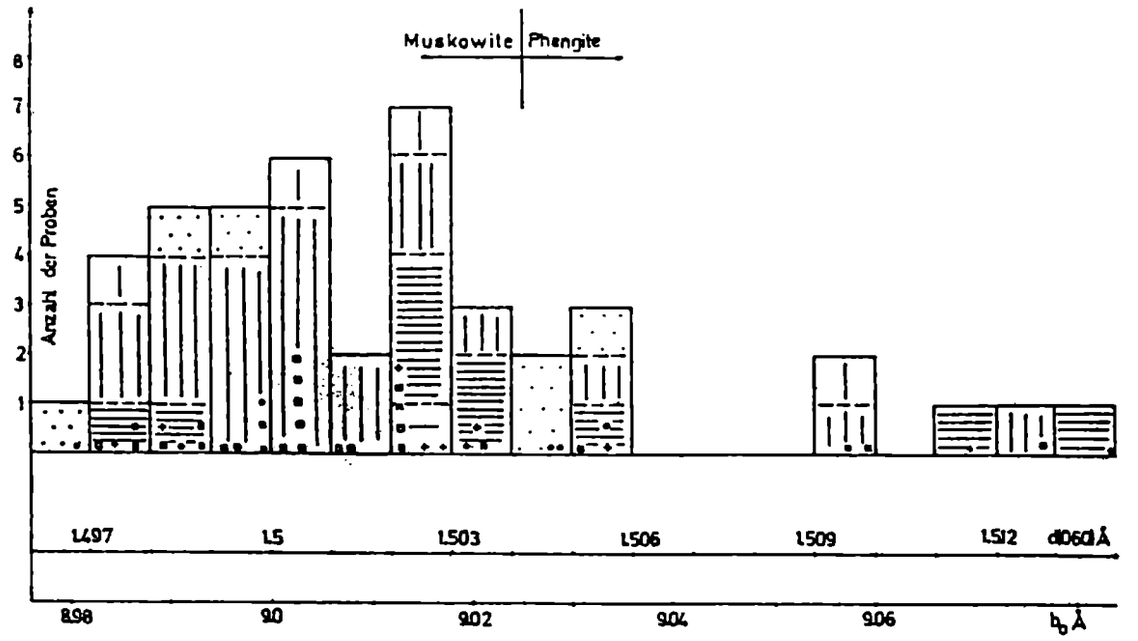


Abbildung 59:

Histogramm der alpidischen Hellglimmer aus dem Querprofil unterteilt nach b_o-Werten nach CAPRIANI et al.,1968 für die Grenzlinie Muskovit/Phengit (alle Proben aus der Fraktion 2)

"+"..Zentralalpine Permotrias

"□"..Veitscher Decke

"▭"..Norische Decke

"·"..Nordalpine Permotrias

Erläuterungen siehe Text

Nach Abbildung 59 überwiegen Muskovite über Phengite. Generell läßt sich feststellen, daß höher metamorphe Proben geringeren Phengitgehalt aufweisen. Vor allem die Proben der Veitscher Decke ploten überwiegend ins Muskovitfeld. Tektonische Großeinheiten lassen sich aufgrund ihres Muskovit bzw. Phengitgehaltes nicht unterscheiden,- die spricht auch für ein einheitliches Metamorphoseprofil.

Illitkristallinität (KUBLER 1967) gegen das Intensitätsverhältnis 002/001 für Glimmer ist in Abbildung 6o aufgetragen. Nach ESQUEVIN 1969 soll diese Intensitätenbeziehung ein Maß für das Al/(Fe+Mg)-Verhältnis von dioktaedrischen Glimmern sein. Im Prinzip zeigt sich eine ähnliche Verteilung wie für die b_o-Werte, doch ploten mehr Proben in das Phengit-

Feld. Mehrere Autoren (zuletzt KISCH 1980a, PADAN, KISCH&SHAGAM 1982) finden kaum Korellation zwischen dem Al/(Fe+Mg)Verhältnis und I002/I001. Abbildung 61 bestätigt diese Ergebnisse.

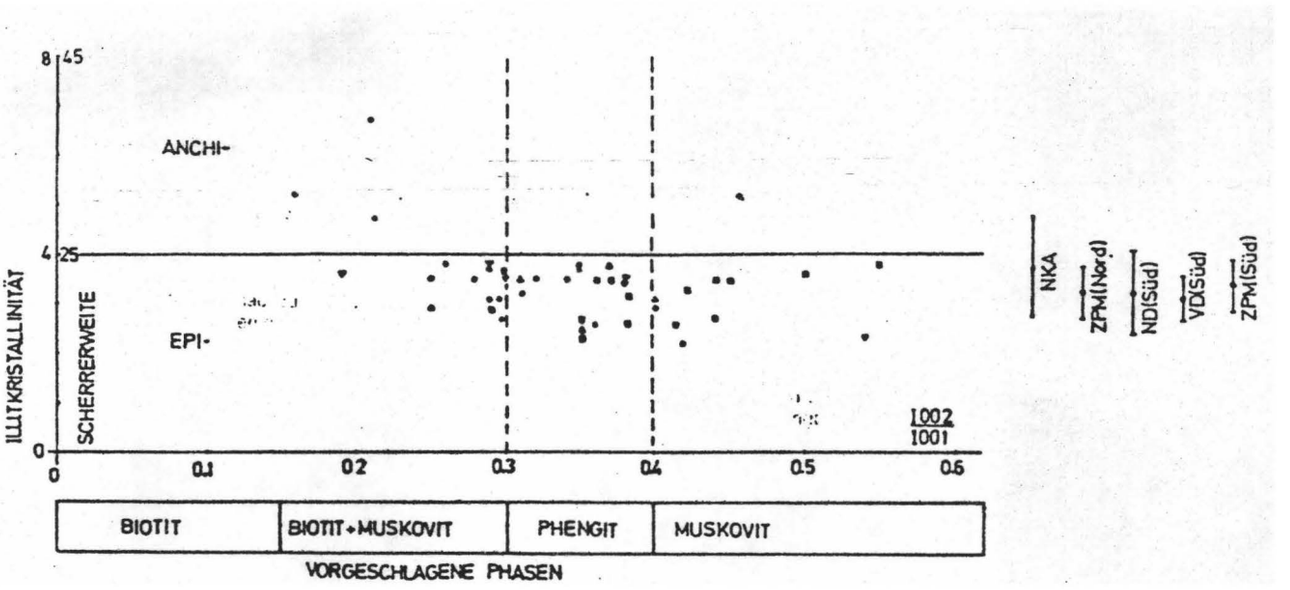


Abbildung 6o:

Illitkristallinität (und Scherrerweite) gegen das Intensitätsverhältnis I002/I001 von Glimmer, Diagramm nach ESQUEVIN 1969
Erläuterungen und Abkürzungen:

"▾"...Zentralalpine Permotrias Süd
"▴"...Zentralalpine Permotrias Nord
"▫"...Veitscher Decke
"▪"...Norische Decke
"•"...Nordalpine Permotrias

NKA...Nördliche Kalkalpen
ZPM...Zentralalpines Permomeso=zoikum
ND....Norische Decke
VD....Veitscher Decke
N/S...Nord/Süd bezüglich des Paltentales

⟵⟶ :Mittelwert und Standardabweichung der untersuchten Illit=kristallinität in Bezug zu großtektonischen Einheiten im Profil N-S

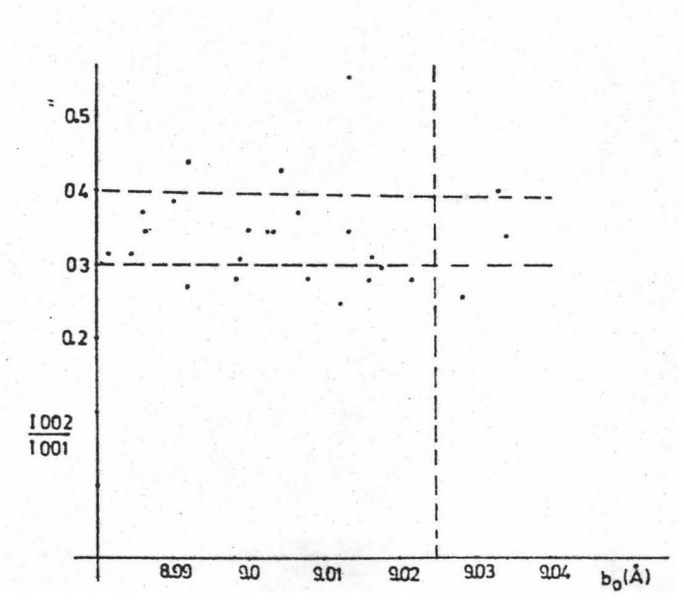


Abbildung 61:

b_o-Werte gegen I002/I001 von Glimmern aus dem Querprofil; die Probenverteilung bevor=zugt gegenüber den Abbildungen 59 und 6o die Proben aus dem Zentralalpinen Permomesozoikum; beachte fehlende Korrelation! vgl. auch KISCH 1980, PADAN, KISCH&SHAGAM 1982; weitere Erläuterungen siehe Text

Folgende Ursachen für das Vorhandensein Phengit-armer K-Glimmer lassen sich dikutieren:

1. Al-reicher Gesteinschemismus (z.B. GUIDOTTI&SASSI 1976)
2. barometrisches Environment (z.B. VELDE 1965, GRAESER&NIGGLI 1966, SASSI&SCOLARI 1974)
3. Rekristallisation von Phengit zu Muskovit (z.B. BEACH 1979)

ad 1.: Ein direkter Zusammenhang scheint zwischen Paragonit-Gehalt und Phengit-Gehalt gegeben zu sein. Bei 1o daraufhin untersuchten paragonit=führenden Proben treten b_o-Werte < 9,o25Å auf (vgl. auch HÖCK 1974, HOINKES 1978). Als Erklärung ist der erhöhte Al-Gehalt der Proben bei der Anwesenheit von Paragonit offensichtlich (vgl. dagegen PADAN,KISCH&SHAGAM 1982); das Gleiche gilt natürlich für Chloritoid-führende Proben.

ad 2.: Rückschlüsse auf das barometrische Environment bei der Metamorphose nach SASSI&SCOLARI 1974 und SASSI 1972 scheinen mir nicht überzeugend, obwohl ein Großteil der untersuchten Proben die von diesen Autoren geforderten Voraussetzungen für eine solche Aussage mitbringen. Rezente Untersuchungen über Entwicklung und chemische Aspekte von metamorphen Lagengefügen ("Schieferung" im weiteren Sinn) haben gezeigt, daß sich bevorzugt in solchen Zonen phengitische Glimmer neubilden (vgl. z.B. STEPHENS et al.,1979). Und gerade Gesteine in denen sich diese tektonischen Strukturen beworzugt bilden (Phyllite, Quarzphyllite nach FRITSCH et al., 1967) sind nach SASSI&SCOLARI 1974 für die barometrischen Untersuchungen am geeignesten !?.

Für eine barometrische Aussagekraft sprechen sich PADAN,KISCH&SHAGAM 1982 aus. In Abbildung 62 sind die b_o-Werte aus dem Querprofil zusammen mit relevanten Referenzprofilen nach SASSI&SCOLARI 1974 eingetragen (vgl. auch die Ergebnisse von PADAN et al.,1982).

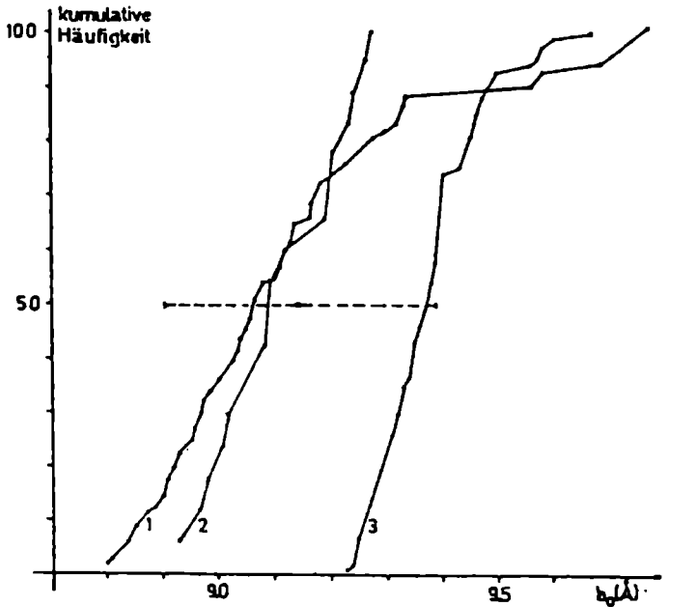


Abbildung 62:

b_o-kumulative Häufigkeits=kurven: (1) aus dem Querprofil 43Meßpunkte, mean b_o:=9,o127 (o,o25SD)(——); Kurven (2),(sind die Referenzlinien nach SASSI&SCOLARI 1974, (2): N New Hampshire(mean b_o: 9,o11(o,o1)), (3): Eastern Alps(9,o38(o,oo8); Erläuterungen siehe Text

Nach Abbildung 62 liegt das Querprofil im Bereich der "low-to-intermediate pressure metamorphism" (mit der Abfolge Chlorit-Biotit-Almadin in der progressiven Metamorphoseabfolge). Das stimmt auffallend gut mit dem aus geologischen Überlegungen und Mineralgesellschaften berechneten Wärmegradienten (vgl. Kapitel 8, p.135) und den Mineralzonen im Querprofil überein. Die Seltenheit von phengitarmen K-Glimmern ist auch deshalb bemerkenswert, weil mehrere Autoren (vgl. FAUPL 1970, VETTERS 1970, FRANK 1976, etc.) Phengit als charakteristischen Glimmer des Verrucano belegen.

In Abbildung 63 ist Fig. 3 von GRAESER&NIGGLI 1966 (nach VELDE 1965) wiedergegeben, sie zeigt:

- die obere Stabilitätsgrenze eines bestimmten Phengites (Daten siehe Abbildung 63), weiters
- die Mittelwertkurve des geothermalen Gradienten aus dem untersuchten Querprofil (strichlierte Linie) mit den Berechnungspunkten (siehe p.135 und Appendix 11),
- eine hypothetische Geothermalgradientenkurve mit 33,3°C/km (punktierte Linie).

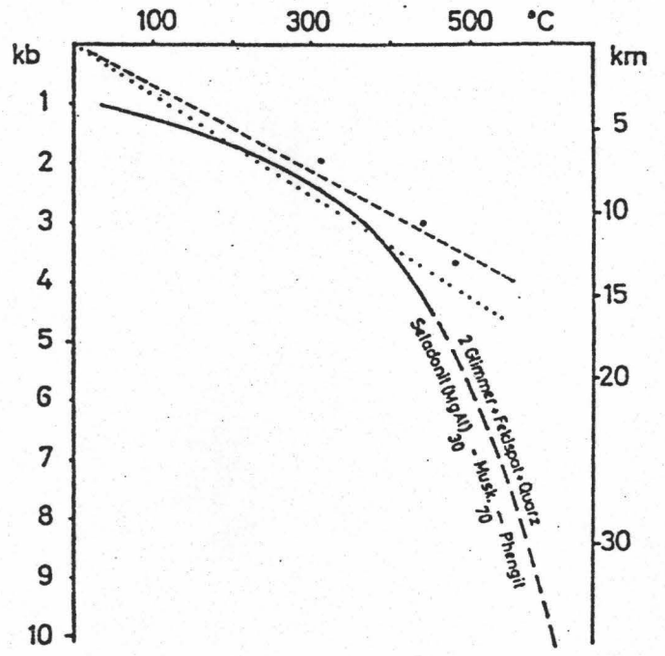


FIG. 3. Obere Stabilitätsgrenze eines Phengits mit 30 Mol-% (Mg Al)-Seladonit. Der Wert für 2 P eines solchen Phengits beträgt 30. Horizontale Achse: Temperatur in °C, vertikale Achse: Druck in kb, rechts entsprechende Tiefe in der Erdkruste, falls nur Belastungsdruck. Nach B. VELDE (1965).

Abbildung 63:

Obere Stabilitätsgrenze eines Phengites mit 30Mol% (Mg-Al)-Seladonit (nach GRAESER&NIGGLI 1966, bzw. VELDE 1965); geothermischer Gradient im Querprofil: "- - - -",(.)-Berechnungspunkte; hypothetischer geothermischer Gradient mit ca.30m/°C bzw.33,3°C/km: "......"; weitere Erläuterungen siehe Text

Der geringe Phengitgehalt der Proben aus dem bearbeiteten Metamorphosequerprofil kann durch den steilen geothermischen Gradienten, der nicht das Phengitfeld quert erklärt werden, das Auftreten von Phengit in einem bestimmten T-Intervall in anderen Gebieten (vgl. FREY 1969 a, p.125) durch einen etwas flacheren Gradienten (vgl. Abbildung 63). Solche flachere Gradienten sind in anderen Querprofilen über die selben Großeinheiten, sowohl im W als auch im E zu erwarten (vgl. SCHRAMM 1982, NIEVOLL 1983).

Dennoch: Barometrisch stichhältige Aussagen im Sinne von VELDE 1965 und GRAESER&NIGGLI 1966 scheinen mir nur dann gerechtfertigt, wenn zusätzliche Untersuchungen, z.B. am Gehalt von 2- oder 3-wertigen Kationen an Phengiten und koexistierenden Chloriten (vgl. cit. Autoren und FANCETT&YODER 1962) durchgeführt werden. Ich schlage solche Untersuchungen vor.
ad 3.: BEACH 1979 beschreibt Phengit-bildende und Phengit-abbauende Reaktionen während der Deformation von unreifen Sand-Siltsteinen durch Drucklösung (von PLESSMANN 1964). In Teil 3 wird gezeigt, daß Drucklösung einen wichtigen Anteil an der Deformation im untersuchten Querprofil hat. Untersuchungen über den Zusammenhang Mineralreaktionen-Schieferungsbildgung-Deformationsmechanismen zeigen, daß sich Phengit bevorzugt in Zonen hoher Reaktionskinetik bildet (Schieferungdomänen) - vgl. z.B. KNIPE 1981. Seine Abbaureaktion ist temperaturgesteuert. Diese T-Schwelle könnte im Untersuchungsgebiet überschritten sein.

Die Illitkristallinität (KUBLER 1967) liegt fast ausschließlich im epimetamorphen Feld. Darin ist erwartungsgemäß keine Differenzierung nach zunehmender Metamorphose mehr möglich, die Illitkristallinität erreicht ein "Gleichgewicht" (vgl. Abbildung 60). Nur die Proben aus der Kalkalpenbasis ploten etwas näher der Grenzlinie Anchi-Epizone. Der Wertbereich stimmt mit den Ergebnissen von SCHRAMM, zuletzt zusammengefaßt in SCHRAMM 1982, überein. Die Beeinflussung durch detritäre Glimmer wird nach dem Geländebefund gering erachtet (siehe auch Altersdaten - Tabelle 12), die erhaltenen Werte könnten damit (auch im Vergleich zu den anderen Metamorphoseparametern) signifikant bezüglich ihrer Metamorphoseaussage sein (vgl. JUNG 1980).

Illitmodifikationen wurden in 11 Proben nördlich des Paltentales, vorwiegend aus der Kalkalpenbasis untersucht (siehe "Methodik" und MAXWELL& HOWER 1967). Als Standard diente ein Pegmatitmuskovit (Raum Salla). Alle Aufnahmen wurden, um gerätebedingte Schwankungen zu kompensieren, mindestens dreimal wiederholt und gemittelt. Die Probe KF 1 wurde in vier unterschiedlichen Präparationen gefahren um die Standardabweichung bei der Polymorphenbestimmung zu erhalten. Der Mittelwert für das Intensitätsverhältnis 2,8A/2,58A für diese Probe ist 0,22 die Standardabweichung ist 0,02 oder 10 % des Mittelwertes. Die Standardabweichung von 0,02 ist äquivalent zu ± 8 % 2M-Polymorphe. Einige andere Doppelpräparationen weisen auf höhere Standardabweichung, der Hauptfehler scheint demnach in der Probenpräparation zu liegen, - die gewonnenen Werte haben nur Größenordnungscharakter. In allen Nichtkalkalpenproben, ausgenommen der Probe KF 1 (Veitscher Decke N' des Paltentales) liegen erwartungsgemäß nur

2M-Illite vor. Fünf Proben aus der Kalkalpenbasis zeigen Beimengungen anderer Illitmodifikationen; diese Proben stammen aus dem Bereich der Oberst-Klinkehütte und den Totenköpflgraben (siehe KLIMA 1979 und Beilage 3). Einige Proben korrelieren mit erhöhten Illitkristallinitätswerten, das Ergebnis allgemein mit dem Fehlen von Chloritoid in den untersuchten Gesteinen und damit mit einer generellen Metamorphoseabnahme in der Schichtfolge nach N. Abbildung 64 faßt die Daten, soweit sie unter 100 % 2M-Modifikationen fallen zusammen.

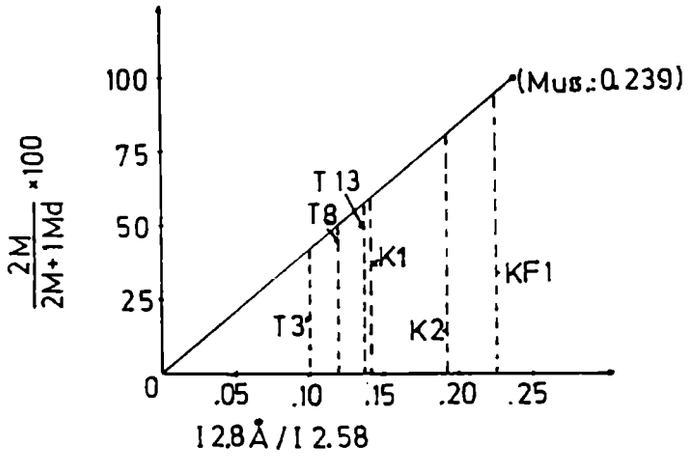


Abbildung 64:

Kurve zur Bestimmung der %-Gehalte von 2M-Glimmermodifikationen; Muskovitstandard ist ein Pegmatitglimmer; strichlierte Linien repräsentieren die Werte für die untersuchten Proben mit 2M<100%, weitere Erläuterungen siehe Text

Paragonit

Im ganzen Querprofil wurde in einigen Proben Paragonit nachgewiesen. Das bedeutet:

- das geochemische Milieu war relativ reich an Na,
- die Illitkristallinitätswerte werden in Gegenwart von Paragonit vergrößert, sie sind für die Metamorphoseeinstufung ungeeignet,
- Paragonit ist innerhalb der ganzen Epizone stabil (vgl. FREY 1974, 1978),
- die Stabilität unterhalb von Chloritoid (im Profil der Kalkalpenbasis hangend zum letzten Chloritoidauftreten) könnte dem Eintreten in die Anchizone entsprechen (siehe Chloritoid).

Talk

Tritt in Magnesit-Dolomitkörpern der Veitscher Decke im Triebener Tauern Paß Gebiet auf.

Margarit

Konnte nur in drei Proben mit Sicherheit nachgewiesen werden und hier nur röntgenographisch. Er kommt zusammen mit Chlorit, Muskovit (?) und Paragonit vor. Die Unterscheidung der drei Hellglimmer erfolgte in im 2θ Bereich zwischen 45 und 48°. Bei Vorhandensein von Margarit in der Probe ist das Intensitätenverhältnis zwischen dem ersten und dritten Basisreflex für Paragonit immer »1:«1, für nur paragonitführende Proben

konstant 1:1. Die Proben stammen aus:

- in die Norische Decke nördlich des Paltentales eingeschuppte Werfener Schichten (karbonatführende Phyllite)
- der Veitscher Decke (karbonatführende Phyllite)
- der Kalksilikatfelsgruppe des Altkristallins

Mixed layer Paragonit/Muskovit

Dieses Mineral (FREY 1969 "mixed layer paragonit/phengite"; FREY 1978) konnte nur einmal in einer K-Feldspat-freien Probe des Altpaläozoikums nördlich des Paltentales wahrscheinlich gemacht werden (vgl. Abbildung 65).

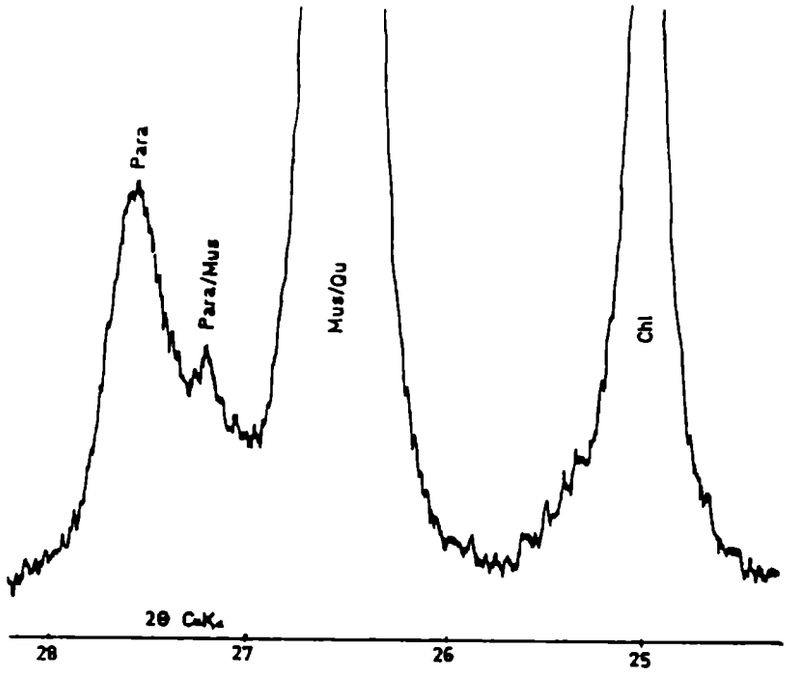


Abbildung 65:
X-ray Diffraktogramm der Probe AP1 (Flitzengraben); Fraktion<2µ; "mixed layer" Paragonit/Muskovit (?)
Abkürzungen:
Para...Paragonit
Mus....Muskovit
Qu.....Quarz
Chl....Chlorit

Biotit

Sein Erstauftreten liegt in den basischen Metavulkaniten des Hohenbühels(Norische Decke südlich des Paltentales). Bei den in der Flitzenschlucht gemeldeten Biotiten handelt es sich wahrscheinlich um Fehlbestimmungen (KLIMA 1982-mündliche Mitteilung). Biotit erscheint zögernd, in kleinen Fasern, überwiegend nur mikroskopisch erkennbar, mit wenigen Mineralprozenten, nur in geeigneten Gesteinen. In den Hohenbühelvulkaniten zeigt Biotit ausnahmslos olivgrüne Farben und innige Verwachsung mit Chlorit und Hellglimmer. In den unterlagernden Metapeliten der "Graphitphylliteinheit" fehlt er (ungeeigneter Gesteinschemismus?), im Blasseneckporphyroidäquivalent setzt er wieder, diesmal mit brauner Farbe ein und ist dann durch die untersuchte Abfolge zusammen mit Chlorit und Hellglimmer stabil. Im Verrucano treten ausnahmslos nur mehr braune Farben auf. Das frühe Auftreten olivgrünen Biotites (hoher Fe_2O_3-Gehalt) in den basischen Gesteinen läßt sich mit MIYASHIRO 1973 durch erniedrigte

Stabilitätsbedingungen in diesen Gesteinen erklären.
Die eigentliche Biotitzone, wie sie in den Metapeliten auftritt ist relativ schmal und umfaßt nur einige 1ooer Meter.

Chloritoid

Tritt als Durchläufer von den basalen Kalkalpen ("Chloritoidschiefer" bei KLIMA 1979) bis an die Basis des Verrucano südlich des Paltentales auf. Er ist meist postkinematisch zur duktilen Deformation gewachsen und tritt in idiomorphen Kristallen auf (vgl. Abbildung 66), oft mit polysynthetischer Verzwillingung. Geringe Gehalte an Feldspäten können koexistieren; meist tritt er zusammen mit Calcit im Dünnschliff auf. Das Fehlen von Pyrophyllit in der Paragenese ist wahrscheinlich auf das Vorhandensein von Chloritoid als Al-verbrauchende Phase zurückzuführen, wobei der Al-Gehalt des Gesteins nicht zur Bildung der Gesellschaft Chloritoid-Pyrophyllit ausreicht; weitere Untersuchungen sind notwendig. Chloritoid tritt scharf begrenzt an der Kalkalpenbasis auf. Nach FREY 1978 entspricht sein Erstauftreten ungefähr der Grenze "very low" zu "low grade metamorphism" (cf. WINKLER 1979). Die epizonalen Illitkristallinitäts-werte gehen noch etwas über den Chloritoidstabilitätsbereich hinaus, ebenfalls Paragonit. Die tektonische Hangendamputation der Kalkalpen-basisfolge (Einschuppung von Haselgebirge etc., vgl. KLIMA 1979), sowie ausgedehnte Schuttbedeckung machen eine genaue Lokalisierung der Anchi-Epizonengrenze schwierig. Ich halte sie aber im Grenzbereich Werfener Schichten-Gutensteiner Kalk- Wettersteindolomit für wahrscheinlich, also etwas oberhalb des letzten Chloritoidauftretens (und etwas unterhalb seines Stabilitätsbereiches)(vgl. FREY 197o, 1974, 1978).

3. Alpidischer Restbestand (Auswahl)

Organisches Material

Liegt in der Veitscher Decke südlich des Paltentales ("Graphitberg-werk Sunk") als $\underline{d}_{1A}$-$\underline{d}_1$-Graphit vor (LANDIS 1971). Er ist im Diffrakto-gramm charakterisiert durch einen intensiven (002)-peak, der aber deutliche Verbreiterung nach unten und merkliche Schiefe zu niedrigen 2Θ-Werten zeigt.

Disthen

Tritt in Schwermineralpräperaten in der Norischen und Veitscher Decke südlich des Paltentales zusammen mit Chlorit und Chloritoid in einigen Körnern auf. Bei diesen Neubildungen dürfte es sich um Kristallisationen unter erniedrigten Stabilitätsbedingungen handeln (vgl. FRY 1974). Sie werden deshalb nicht weiter diskutiert (vgl. Kluftdisthen westlich von Admont - HIESSLEITNER 1958).

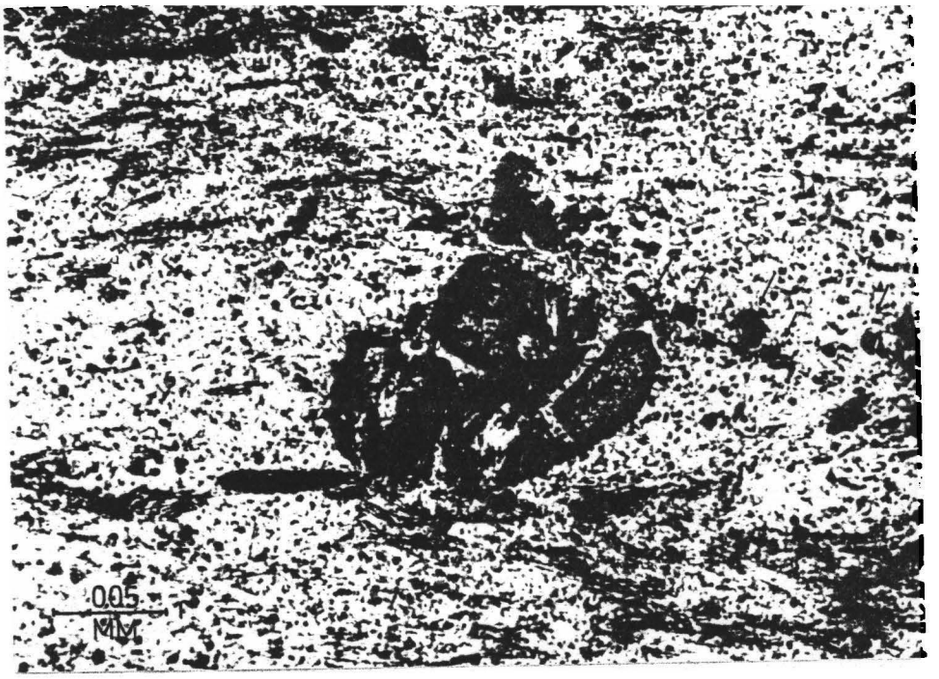


Abbildung 54:

Einziges Beispiel eines deformationsbedingten Zerbrechens von Zirkon; Probe P5 - tuffogene Metaquarzite der "Bremsbergeinheit"; beachte dextralen Zerscherungssinn und die weite rechtssinnige Verdriftung der Teile (Pfeile), die impliziert Klastrotation; XZ-Schnitt des Deformations-ellipsoides



Abbildung 66:

"Postkinematische"Chloritoid-rosette; beachte "Eindellung" der Schieferung und die Druckschattenwirkung; dies zeigt: Chloritoid ist in der Endphase der Deformation gewachsen ; zur Problematik der Deformation-Metamorphose-beziehung bei Chloritoid siehe auch NABHOLZ&VOLL 1963

Granat:

Alpidisch neugebildeter Granat tritt kurz oberhalb der Norischen Überschiebung im bearbeiteten Metamorphoseprofil erstmals schlagartig auf. Die Grenze ist im Bereich weniger 10- oder 100er Meter kartierbar, im Gegensatz z.B. zu Biotit. Dieses schlagartige Auftreten von Granat (neben möglichem Reliktgranat) in der basalen Norischen Decke hat wahrscheinlich einige Autoren (z.B. SCHÖNLAUB 1979) dazu veranlaßt einen Metamorphosehiatus zwischen Norischer und Veitscher Decke zu postulieren. Dieser besteht für das alpidische Metamorphoseereignis nicht. Nur paßt meist der Gesteinschemismus, besonders in der monotonen Veitscher Decke (Quarz, Chlorit, Hellglimmer), für das Auftreten von Indexmineralien nicht. So tritt selten im Schliff, häufiger im SM-Präparat, sowohl im Verrucano als auch in der Veitscher Decke, manchmal idiomorph, meist aber unregelmäßig begrenzt, derselbe Granat auf, wie im Altkristallin, bzw. der Norischen Decke. Der Granat bildet mit der Umgebung (alpidisch datierte Mineralgesellschaft) ein offenes System, teils erscheint er noch nicht stabil, als wenn er wieder abgebaut würde. Dort wo im Altkristallin und in der Norischen Decke präalpiner Granat vorliegt, sind die neugebildeten Granate größer, oft idiomorph, einschlußreicher (Quarz, Epitot, generell aber sehr einschlußarm) und häufiger. Ich führe dies auf herabgesetzte Keimbildungsenergie, geeigneten Lösungen durch Anwesenheit der "alten" Granate und auf paßenden Gesteinschemismus zurück.

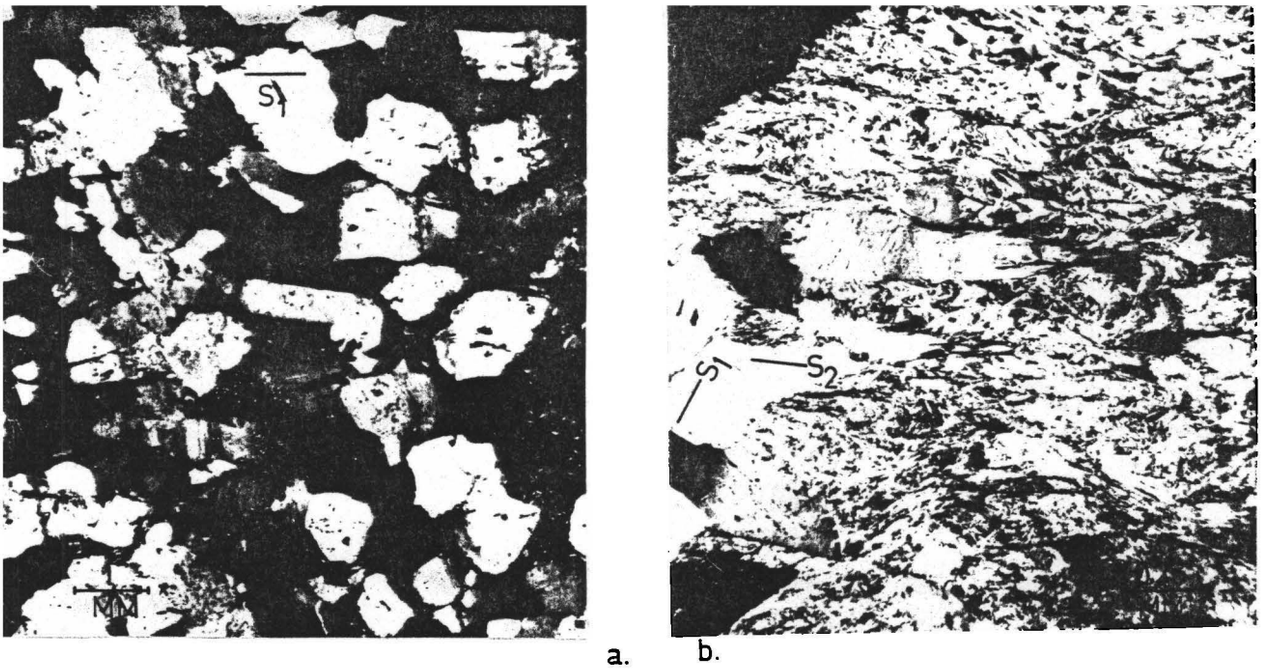
Amphibole

Der steigende Metamorphosegradient im Profil korreliert auch mit der Auslöschungsschiefe (z∧a)bei Amphibolen in basischen Metavulkaniten. In der Norischen Decke schwankt der Meßbereich zwischen 11-18° (mean: 14,5°), in den basischen Vulkaniten des Verrucano zwischen 11-21° (mean: 16°).

Albit

An der Basis der Norischen Decke südlich des Paltentales (E' Brodjäger) setzt intensive Neubildung von Albit durch Wachstum neuer Keime im Phyllosilikatgewebe ein. Er schließt Erz, Epitot, Klinozoisit, Apatit ein, ist überwiegend unverzwillingt, nie deformationsverzwillingt, selten mit einfachen Wachstumszwillingen nach dem Albit-, seltener nach dem Periklingesetz. Er ist assoziiert mit blau(rotem) Chlorit (Fe-reich nach der Röntgenanalyse), Epitot/Klinozoisit, Erz und Hellglimmer, selten Quarz in der Grundmasse. Die Albitblasten erreichen mehrere mm Durchmesser, sind nach str_1 gelangt, wenn str_2 vorhanden auch nach str_2 und bilden Druckschatten.

Einerseits wachsen die Ab-blasten s_1 als s_1 vor allem in Form von ep/clz-Stengeln einschließend, rasch mit vielen Kernen bis mehrere mm Größe, bilden dann ein "festes" Gerüst und verhalten sich bei bachfolgenden Deformationen starr. Diese Deformation zeigt sich nur mehr im Grundgewebe



a. b.

Abbildung 67 a-d:

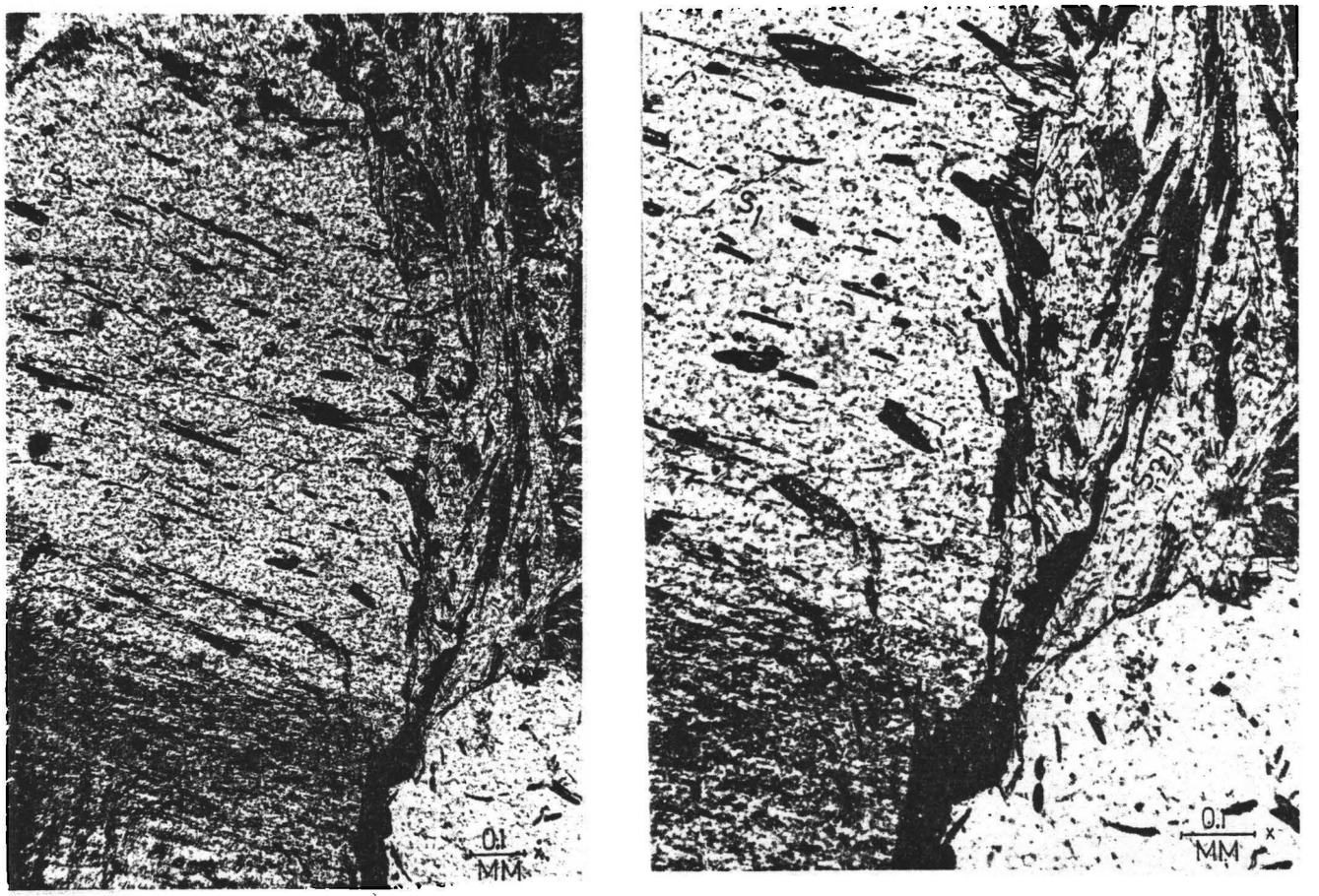
Neubildung von Albit durch Wachstum neuer Keime im Phyllosilikatgewebe; Forstweg östlich Brodjäger, Norische Decke südlich des Paltentales

a) Probe ND-AbB: schwach in str_1 gelängte Albite in einem Gewebe von Pennin; beachte einfache Wachstumsverzwillingung

b-d) Probe 82-4: beachte: Wachstum syndeformativ zu $s_1(D_1)$ und $s_2(D_2)$ (bzw. str_1, str_2), Druckschatten nach str_1 und str_2; der Schliff belegt: die D_2-Deformation ist noch getempert abgelaufen, teilweise kam es zur Zerreißung nach str_2 und Verheilung mit fasrigem Quarz

Alle Strukturen sind alpidisch!

c. d.



(vgl. Abbildung 67 a). Andererseits bilden sich auch in s_2 (wenige) Keime neu und wenn sich die Ab-blasten nicht verzahnen kann die D_2-Deformation (mit s_2 und str_2) voll wirksam werden (vgl. Abbildung 67b – d). Es zeigt sich ein sigmoidales Einlenken des $s_1 = s_i$ Gefüges beim Fsp-weiterwachstum in das s_2, weiters teilweise mit abruptem Umschlag ein Weiterwachsen mit $s_i = s_2$ parallen zu str_2. In einigen Fällen konnte das Wachstun entlang str_2 nicht mit der Deformation schritthalten, der Ab-blast driftet parallel str_2 auseinander, die Naht wird mit Faserquarz verheilt. Die Enden der Ab-blasten sind stark ausgefranst. Im Grundgewebe werden vor allem s_1 - abbildende Chloritpackete parallel str_2 gedehnt und mit hgl ausgeheilt. Örtlich dominieren die Ab-blasten den Mineralbestand (vgl. Proben NB-AbB, 82-4, Tabelle 8).

Die Neubildung von Albit durch Wachstum neuer Keime in diesem Ausmaß wurde bis jetzt nur an der Basis der Norischen Decke beobachtet, stets zusammen mit Gesteinen mit alpidisch neugebildetem Granat. Die für die Keimbildung aus dem Phyllosilikatgewebe nötige Energie dürfte also erst an der Untergrenze der Granatzone erreicht sein. Nach VOLL 1969 kommt es nur in Gebieten mit normalen Wärmegradienten zu ausgeprägter Albitblastese.

6. Mineralgesellschaften

Tabelle 11 a-g listet die Mineralgesellschaften von alpidischen Neubildungen, aufgeteilt nach lithologischen Großeinheiten, auf.

Folgende Faktoren lassen sich ableiten:

- bei schwankendem Gesteinsinhalt zeigen die einzelnen lithologischen Großeinheiten typische, unterschiedliche Mineralgesellschaften
- die Veitscher Decke zeichnet sich durch große Monotonie aus
- mit steigender Metamorphose wird Ca verstärkt in die Epitotgruppe eingebaut, Karbonat koexistiert aber im ganzen Profil
- Paragonit koexistiert im ganzen Profil mit Karbonat
- die progressive alpidische Metamorphose ist durch die Mineralzonen Chlorit - Biotit - Granat gekennzeichnet; Chloritoid hat sein Erstauftreten an der Kalkalpenbasis, Biotit in der "Graphitphyllit-einheit" der Norischen Decke südlich des Paltentales, Granat etwas tiefer in der "Quarzeinheit".

7. PT-Bedingungen

Eine PT-Abschätzung der alpidischen Metamorphose aus den vorliegenden Daten kann nur eine Übersicht darstellen. Eine Isograd-Reaktionsuntersuchung liegt außerhalb des Rahmens dieser Arbeit.

Paragonit:

Für das untere Limit der Paragonitstabilität sind aus dem geologisch gegebenen Druckrahmen folgende Reaktionen möglich:

Na-Montmorillonit+Albit----Paragonit+Quarz 2-7kbar/335-315°C (1)

Koalinit(oder Pyrophyllit)+Albit----Paragonit+Quarz+H_2O (2)

(1) nach CHATTERJEE 1973 (2) nach ZEN 1960

Biotit/Granat:

Die physikalischen Bedingungen, die zur Bildung dieser Mineralien führen, sind nur schwer abgrenzbar, da die Zusammensetzung der fluiden Phase eine

Tabelle 11 a-g: Mineralgesellschaften

Tabelle :11 a-g
Mineralgesellschaften alpidisch neugebildeter Mineralien aufgeteilt nach den einzelnen lithologischen Großeinheiten.(optische Indentifizierung)

qu	gl	ch	bi	ep/cl/zo	gr	cc	do	hb	ti	ap	fp	No. Pr.
+	+	+	+	+								2
+	+	+	+	+	+				+		+	1
+	+	+	+	+		+			+			1
+	+	+		+	+	+			+			1
+	+	+							+		+	1
+		+		+		+		+	+			1
	+	+	+	+		+						1
	+	+			+				+			2
		+	+	+	+			+	+			1
		+		+	+	+		+	+	+		1
		+		+	+	+				+	+	1
		+		+	+			+	+	+		1
						+	+					1

Tabelle: 11a
Gesellschaften alpidisch neugebildeter Mineralien in 16 Proben des Altkristallins aus dem Bereich Lorenzergraben und Lärchkogel.

gl	bi	ch	cc	do	ep/cl	cd	ti	gr	tu	ru	ap	No.Pr.
+		+	+		+				+			5
+		+	+		+	+						2
+		+	+						+			2
+	+	+	+		+							2
+		+	+					+				1
+		+	+				+		+	+		1
+		+	+							+		1
+		+	+			+			+	+		1
+	+	+									+	1
+		+					+		+			1
+		+	+	+					+			1

Tabelle: 11b
Gesellschaften alpidisch neugebildeter Mineralien in 17 Proben des Alpinen Verrucano aus dem Bereich Lorenzergraben.

gl	bi	ch	cc	ep/cl	gr	ru	tu	hb	ti	ap	No.Pr.
+		+		+			+				2
+		+	+	+			+				2
+		+		+							2
		+	+	+							2
+		+	+		+	+	+				1
+		+	+			+	+				1
+	+										1
+	+	+		+							1
	+	+		+				+		+	1
	+	+		+				+			1
	+	+	+	+							1
		+		+				+		+	1

Tabelle: 11c
Gesellschaften alpidisch neugebildeter Mineralien in 16 Proben des Alpinen Verrucano aus dem Bereich Hohentauern.

Bemerkungen zu Tabelle
Wo nicht eigens aufgelistet sind Quarz und Feldspat obligatorisch.
Turmalin nur angeführt wo impfender Kern fehlt.

fs	ch	ep/cl	cc	do	ez	tu	cd	gt	ti	r	No.Pr.
+	+				+			+			10
+	+		+		+			+			10
+	+				+	+		+			7
+					+						3
+			+		+			+			3
+	+							+			3
+					+			+			2
+			+						+		1
				+	+						1
+	+								+		1
+	+				+				+		1
								+			1
+			+					+			1
+	+		+					+			1
+			+		+			+	+		1
+	+		+		+	+		+			1
+					+	+			+		1
+	+				+			+	+		1
+					+	+		+			1
+	+	+	+	+					+		1
	+	+			+		+				1

Tabelle: 11d
Gesellschaften alpidisch neugebildeter Mineralien in 54 Proben der Veitscher Decke südlich des Paltentales. Hellglimmer und Quarz obligatorisch. Turmalin nur angeführt wo impfender Kern fehlt.

qu	fs	gl	ch	pa	ta	ep/cl/zo	cc	ez	gt	gr	mg	bi	No.Pr.
+	+	+	+					+	+				4
+	(+)	+	+	+				+					3
+	+	+	+				+	+	+				3
+	(+)	+	+	+			+						3
+	+	+	+				+			+			2
+	(+)	+	+	+		+	+						1
+	+	+	+					+		+			1
+	(+)	+	+	+				+	+				1
		+			+						+		1
+	+	+	+			+		+					1
+	+	+	+					+				+	1
+	+	+	+	+									1
+	+	+	+				+	+					1
(+)	(+)	+	+					+		+			1

Tabelle: 11e
Gesellschaften alpidisch neugebildeter Mineralien in sowohl optisch als auch röntgenographisch untersuchten Proben des Querprofiles.
Erläuterungen siehe Text.

Tabelle: 11 f
Gesellschaften alpidisch neugebildeter Mineralien in 72 Proben der Norischen Decke südlich des Paltentales. Turmalin, Apatit nur angeführt wo impfender Kern fehlt.
(A): 'Bremsbergeinheit' und Grafitphylliteinheit'
(B): 'Metavulkanite der Norischen Decke, im wesentlichen in der 'Grafitphylliteinheit'
(C): 'Quarzphylliteinheit'
Erläuterungen siehe Text.

	fs	gl	bi	ch	ep/kl/zo	cc	hb	ti	ap	ez	tu	gt	gr	cd	qu	No.Pr.
(A)	+	+													+	2
		+				+						+			+	2
	+	+		+						+					+	2
	+	+				+						+			+	1
	+	+		+						+		+			+	1
	+	+		+					+			+			+	1
	+	+				+									+	1
	+	+							+						+	1
	+	+		+	+					+					+	1
	+	+		+							+				+	1
	+	+		+	+	+									+	1
	+			+		+				+		+			+	1
		+				+						+	+		+	1
(B)	+			+		+				+					+	3
	+	+		+	+	+	+	+							+	2
	+	+		+		+				+					+	2
	+	+		+	+	+				+					+	1
	+		+	+	+		+	+	+						+	1
	+			+	+	+	+	+		+					+	1
	+		+	+	+			+	+	+					+	1
	+		+	+	+					+					+	1
	+		+	+	+	+	+								+	1
	+			+	+			+							+	1
	+					+	+	+	+	+					+	1
	+			+	+	+	+	+							+	1
	+	+		+		+	+								+	1
	+			+						+					+	1
	+	+		+		+		+		+					+	1
	+			+	+	+	+			+					+	1
	+	+	+	+			+								+	1
	+			+	+				+						+	1
	+															
(C)	+	+		+		+				+					+	6
	+	+		+											+	4
		+		+	+									+	+	2
	+	+		+	+					+					+	2
	+	+	+	+		+				+					+	2
	+	+	+	+	+			+		+					+	2
	+	+		+		+			+	+	+				+	2
	+	+				+									+	1
	+	+		+						+					+	1
	+	+	+			+									+	1
	+	+	+	+		+									+	1
	+	+								+			+		+	1
	+	+								+					+	1
	+	+		+	+					+					+	1
	+	+		+				+		+					+	1
	+	+		+	+	+	+			+					+	1
	+			+	+					+					+	1
	+			+	+	+		+	+	+					+	1
	+	+		+		+			+	+			+		+	1
		+	+	+	+					+			+			1

Tabelle: 11 g
Gesellschaften alpidisch neugebildeter Mineralien aus 95 Proben nördlich des Paltentales; Daten aus KLIMA 1979 zusammengestellt.
1. Probengruppe: Zentralalpine Permotrias
2. Probengruppe: Veitscher Decke
3. Probengruppe: Norische Decke
4. Probengruppe: Nordalpine Permotrias
Amphibol=Aktinolit
Erläuterungen siehe Text.

qu	fs	gl	ch	cc	ep/cl	gt+ez	hb	ti	cd	No.Pr.
+	+	+	+			+				10
+	+	+	+	+		+				6
+	+	+								6
+	+	+				+				4
+	+	+			+					3
+	+	+	+		+	+				3
	+	+	+			+	+			1
+	+	+	+	+		+				10
+	+	+	+			+				8
+	+	+	+	+	+	+				1
+	+	+	+			+				9
+	+	+				+				9
	+		+			+	+			2
	+		+	+	+	+	+	+		1
+	+		+	+	+	+				1
+	+			+		+	+	+		1
+	+	+	+	+		+		+		1
	+		+		+	+	+			1
+	+		+	+		+				1
+	+	+	+			+			+	5
+	+	+	+			+				5
+	+	+	+	+		+			+	4
+	+	+	+	+		+				3
+	+	+		+		+				1

große Rolle spielt. Vor allem die Position der Biotit-Mineralzonengrenze kann eher verschiedenen Gesteinschemismus aus den Methamorphosegrad reflektieren (siehe vorhergehende Diskussion).

Folgende T-Abschätzungen sind durchführbar:

1. Bei einem geologisch realistischen Überlagerungdruck von 3-4 kbar für die Basis der Norischen Decke ist nach der Reaktion Stilpnomelan+ Phengit+(Aktinolit)----Biotit+Chlorit+(Quarz+Epitot+H_2O) (3) nach NITSCH 1970 eine Temperatur von ca. 440°C wahrscheinlich.
2. Nimmt man für den alpidisch neugesproßten Granat almandinische Zusammensetzung an (wofür das optische Erscheinungsbild spricht, vgl. auch Granatchemismusbestimmungen aus ähnlichen Gesteinen), so ist für seine Bildung ca. 460°C bei ca. 4kbar zu folgern (cf. WINKLER 1979). Da die Spessartin-komponente des Granates nicht näher bekannt ist, bleibt diese Aussage vorläufig. Folgt man WINKLER 1979, ist der höhertemperierte Bereich der "low grade" Abteilung jedenfalls erreicht. Demgemäß haben die Drucke 4kbar wahrscheinlich überschritten (siehe WINKLER 1979). Dies ist die einzige Druckangabe die aus der Paragenese gewinnbar ist.
3. In den Mafiten zeigt das Fehlen von grüner Hornblende (und des Vorhandensein von Ca-Amphibolen), daß die "hornblende in" Reaktion, damit 500°C, im ganzen Querprofil nicht erreicht ist. Dies entspricht dem Vorhandensein von alpidischen Albit (An_{0-7}) und Margarit im Altkristallin, von Chloritoid+Chlorit+Granat und Paragonit+Calcit im basalen Verrucano. Für die Basis des Alpinen Verrucano südlich des Paltentales sind also 4-5kbar und 460-490°C wahrscheinlich.

8. Geothermischer Gradient

Bei thermischen Überlagerungen über die Auswirkungen der kretazischen Deckenstapelung des OOA und NOA sind als Rahmenbedingungen neben thermischen Konstanten (z.B. spezifische Konduktivität in der Lithosäule) und der nichtduktilen Überlagerungsamputation an den Überschiebungsbahnen auch wesentliche Beträge duktiler Mächtigkeitsreduktion bei der Zergleitung des Deckenstapels zu berücksichtigen (siehe Teil 3, p. 207). Als wesentliches Faktum, das diesen signifikanten Anteil an plastischer Zergleitung im untersuchten Querprofil ermöglichte, ist die relativ starke kretazische Metamorphose (siehe oben) anzuführen. So erlangte die sich nach der alpidischen Deckenstapelung aufbauende Metamorphose die nötigen Aktivierungstemperaturen um bei der weiteren Zergleitung plastische Deformationsprozesse (z.B. Dislokationsgleitung in Quarz, Zwillingsgleitung in Calcit, siehe Teil 3) zu ermöglichen, damit eine plastische Ausdünnung und Streckung der Deckenkörper. Bei dieser Zergleitung wurde die Metamorphose auch weit ins Vorland verschleppt (vgl. Teil 3).

Modelle, die das kretazische thermische Geschehen beschreiben (ähnlich solchen im Tauernfenster für das tertiäre Geschehen) sind für den Ostabschnitt der Ostlpen nicht konstruierbar, da keine Angaben über thermische Konstanten verfügbar sind. So sind die im folgenden beispielhaft angeführten Auswirkungen dieser signifikanten plastischen Ausdünnung auf das thermische Profil in einem der bearbeitenden Gebiete (Meridian Trieben, Ö.K. 130) bestenfalls semiquantitativ.

Die Rahmenbedingungen sind in Appendix 11 definiert, die Berechnungen dort durchgeführt. Zur Erstellung des thermischen Profils wird nur ein Ausschnitt aus der Gesamtdeckenabfolge, nämlich Basis Kalkalpen - Basis Zentralalpiner Verrucano, betrachtet, da dort die Parameter besser überschaubar sind.

Unter Berücksichtigung dieser Limitationen ist deutlich:

- geothermischer Gradient bzw. Wärmefluß in heute meßbarem Rahmen sind ungewöhnlich hoch (max. ca. 60° C km^{-1}; 90-211 mWm^{-2} - Siehe Annahmen in Appendix 11)
- bei Berücksichtigung der duktilen und nichtduktilen Mächtigkeitsreduktion im betrachteten Bereich reduzieren sich obige thermische Größen signifikant (ca. 35° C km^{-1}; 52-121 mWm^{-2} - siehe Annahme in Appendix 11). Die rekalkulierten Überlagerungsmächtigkeiten reichen aus, um bei etwas erhöhten Wärmefluß (ca. 36° C km^{-1}; 52-121(89) mWm^{-2} - Appendix 11) die beobachteten Mineralparagenesen zu erzeugen. Damit ist aber auch der Einwand, daß die uns bekannten Mächtigkeiten in den Ostalpen nicht ausreichen um höhertemperierte (> 500° C) kretazische Metamorphose im Altkristallin zuzulassen (vgl. Diskussion bei FRANK et. al. 1981) einzuschränken. So können wir bei obigen Bedingungen (vgl. p.135 und Appendix 11) die 500° C Isotherme zwischen 0,6 - 1,1 km, die im Altkristallin festgestellte Maximaltemperatur (ca. 570° C) zwischen 2,1 - 4,8 km unter der Verrucanobasis im Meridian Trieben erwarten. Auch diese Mächtigkeiten sind dann noch bei der alpidischen Zergleitung duktil ausgedünnt worden.

OXBURGH&TURCOTTE 1974, OXBURGH&EINGLAND 1980 etc. haben gezeigt, daß geothermische Betrachtungen in großmaßstäblichen Überschiebungsarealen wie den Ostalpen keinen konvektiven thermischen Gesetzen folgen. So dürfen wir die heute meßbaren Temperaturen und geothermische Parameter nur als Maximalwerte des nach der Stapelung des OOA auf dem MOA (oder zusätzlich einer noch denkbaren Stapelung innerhalb des MOA) erreichten thermischen Gleichgewichtes ansehen.

Setzt man beispielweise den Konvergenzbeginn im kretazischen Überschiebungsereignis bei 110 - 120 my BP (z.B. nach FRITSCH 1979, OBERHAUSER 1980) und den Metamorphosehöhepunkt im MOA-OOA westlich des Tauernfensters bei 90 my BP an, so stehen ca. 20 - 30 my für den Aufbau eines thermischen Gleichgewichtes zur Verfügung. Nach Fig. 3 in OXBURGH&TURCOTTE 1974 stellen die an der Basis eines 10 - 13 km dicken Deckenstapels (was wohl einer realistischen Mächtigkeitsabschätung für das Deckgebirge entspricht) erreichten Temperaturen ca. 80 % der finalen Gleichgewichtstemperatur dar. Ein geothermischer Gradient von 45-58° C km^{-1} würde benötigt um diese 80 %

Gleichgewichtstemperatur im Deckenstapel zu erreichen (siehe Appendix 11). Das entspricht einem Wärmefluß von 110-145 mWm^{-2} bei einem Konduktivitätswert von 2,5 $Wm^{-1}K^{-1}$.

Um abzuschätzen, welchen Betrag zu diesem geothermischen Gradienten der Mantelwärmefluß liefert, muß die Wärmeproduktion im Deckgebirgsstapel und im überschobenen Basement bekannt sein. Einen wesentlichen Beitrag dazu vermag nur die radioaktive Aufheizung zu liefern. Die Wärmeproduktion im Sedimentstapel wird allgemein als unbedeutend angesehen (beachte aber den uranführenden Verrucano und die reichlich graphitführende Veitscher Decke), über die im Basament stehen im betreffenden Bereich keine Angaben zur Verfügung. OXBRUGH&TURCOTTE 1974 nehmen für die radioaktive Wärmeproduktion in der Altkristallindecke des Tauernfensters einen Wert von 20-25 mWm^{-2} an, eine direkte Übertragung auf das MOA im hier betrachteten Bereich ist aber nicht möglich. Doch ist zu erwarten, daß der Gesamtwärmefluß mindestens um diesen Betrag zu reduzieren ist, um den Mantelwärmefluß zu erlangen. Dieser liegt dann größenordnungsmäßig im Bereich von tektonisch aktiven Arealen.

Zusammenfassen werden folgende Überlegungen zur Diskussion gestellt:

- die Metamorphose ist durch die Deckenstapelung initiiert worden und ermöglichte nach seiner Aufheizung dessen Zergleitung mit einem signifikanten Anteil an plastischer Ausdünnung (siehe auch Teil 3)
- bei Überlagerungsabschätzungen sind duktile Mächtigkeitsreduktionen zu berücksichtigen
- die amphibolitfazielle Aufwärmung im Altkristallin östlich des Tauernfensters erscheint durch die Überlagerung des OOA möglich, doch ist ein erhöhter geothermischer Gradient nötig, wahrscheinlich im Zusammenhang mit einem verstärkten Mantelwärmefluß
- es erscheint naheliegend, diesen im Zusammenhang mit einer aktiven Subduktionszone zu bringen, die unter dem MOA die nötige Tiefe zur Wärmegeneration erlangte.

9. Geochronologische Resultate

7 K/Ar - Altersdaten aus Norischer und Veitscher Decke und dem Verrucano, gemessen am Labor der Universität Wien, liegen vor, siehe Tabelle 12.

Die Daten zeigen ungewöhnlich hohe Streuung und teilweise beträchtliche Fehlergrenzen. Diese Limitationen werden hier nicht näher diskutiert. Die lokale Bedeutung solcher Schwankungen zeigt sich im Vergleich des niedrigsten und höchsten Alters (Proben UK100, OK12), die aus Proben mit ähnlicher stratigraphischer Position und der selben großtektonischen Einheit (basale Veitscher Decke) bei lateraler Entfernung von wenigen km stammen.

Folgende Aussagen werden abgeleitet:

- keine Verunreinigung der Fraktion < 2µ durch klastische (oder varistisch gebildete) Glimmer
- alle großtektonischen Einheiten erhielten die gleiche metamorphe Hauptprägung
- der Mittelwert der erhaltenen Alter liegt in der Oberkreide
- die Werte reflektieren (trotz Ungenauigkeit) das altalpidische thermische Ereignis (im weiteren Sinn)
- diese letzte Metamorphose muß 350±50°C ("blocking"-Temperatur für Muskovit/Phengit) überschritten haben.

Labor-Nr. Proben-Nr.	Probenbeschreibung	analysierte Min. Korngröße	%K	^{40}Ar rad. $cm^3 \cdot 10^{-4}/g$	%Ar rad	Alter(my)
WAP 1037 N 44	heller grführ.Szpy, basale N.D.,Trieben Stmk.	hgl $\cdot 2_\rho$	5.95	17,96	31,3	76+12
WAP 1034 G 52	dunkler Grafchpy, hangende V.D.,Sunk, Trieben,Stmk.	hgl/chl(3:2) $\cdot 2_\rho$	5,19	11,9o	21,3	58+15
WAP 1033 G 83	mgr.Chszpy,hangende V.D.,Graf.-bgw.,Sunk, Sohle 1121, Trieben	hgl/chl(5:2) $\cdot 2_\rho$	2,95	9,o9	29,3	78+13
WAP 1032 Y 2	mgr.Paraszpy,hang. V.D.,Gabe Gottes S' St.Lorenzen,Stmk	hgl/para/chl (14,6:12,1:1) $\cdot 2_\rho$	2,o1	5,45	12,o	69+28
WAP 1036 OK 12	mgr.Chlszqupy,basa. V.D.Tagbau Mg.-Bgw, Hohentauern-Stmk.	hgl/chl/para (1,8:1,3:1) $\cdot 2_\rho$	2,19	8,56	21,5	98+23
WAP 1035 UK 1oo	mgr.Chlszqupy,basa. V.D. E Hohentauern, Stmk.	hgl/chl (2:1) $\cdot 2_\rho$	2,75	5,76	33,1	53+8
WAP 1031 Ra-H 8/2	Verrucano,Chlszphy, N' Hohentauern,Stmk.	hgl/chl (1,2:1) $\cdot 2_\rho$	4,23	12,33	37,8	73+1o
					mean	72
					SD	14,7

K/Ar Altersdaten aus dem Querprofil südlich des Paltentales
Zur Analysenmethodik und den Kalkulationsparametern siehe FRANK et al. 1977,p.2.

Tabelle 12:

10) Conclusions

- die Altkristallinvorkommen des Lorenzergrabens/Lärchkogels umfassen den "Amphibolitkomplex" (Speikserie) (BECKER 1981) und sind in der lithostratigraphischen Altkristallingliederung der Muriden nördlich der Bösenstein-Seckauer Masse ("Gneiskomplex") die höchsten Anteile.
- der Alpine Verrucano transgrediert sowohl im Klein- als auch im Großbereich auf akzentuiertem Relief; z.B.: im Lorenzergraben südlich St. Lorenzen im Paltental am gegliederten oberen "Amphibolitkomplexniveau", auf der Schöneben südlich Unterwald im Paltental (unpublizierte Untersuchungen) am "Gneiskomplexniveau"
- im Zentralalpinen Verrucano werden erstmals basische Vulkanite nachgewiesen; sie liegen unterhalb des "Porphyroidniveaus"
- das "Porphyroidereignis" in der nördlichen Grauwackenzone (Norische Decke) besitzt größere geographische aber auch stratigraphische Verbreitung als bisher angenommen
- das untersuchte Querprofil Kalkalpenbasis - Altkristallin gibt für das altalpidische thermische Ereignis ein lückenloses Metamorphoseprofil und steht im Zusammenhang mit der altalpidischen Deckenstapelung im Ostalpin
- das Vorhandensein bzw. Fehlen von Chloritoid, Paragenit, Biotit und Granat wird zur Unterteilung des "low grade" (WINKLER 1979) Metamorphoseprofiles verwendet

- das Erstauftreten von: alpidischem Chloritoid liegt etwas über der Grenze Prebichl-Werfener Schichten in der Kalkalpenbasis; von : alpidischem Biotit liegt im Bereich des Blasseneckporphyroidäquivalentes südlich des Paltentales (sieht man von der Bildung von olivgrünen Biotit in basischen Metavilkaniten in etwas höherer stratigraphischer Position ab); von : alpidischem Granat liegt einige 10er m über der Basis der Norischen Decke südlich des Paltentaltes
- an der Untergrenze der "low grade" Metamorphose (cf. WINKLER 1979) stehen Illitkristallinität und Verbreitung von Illitmodifikationen mit dem Auftreten von grenzspezifischen Phyllosilikatphasen (Paragonit, Chloritoid) im Einklang
- das altalpidische thermische Ereignis lief im wesentlichen syndeformativ zur duktilen Hauptdeformation ab, einige Mineralphasen überdauern sie kurz (z.B. Chloritoid, Turmalin)
- unter Berücksichtigung der thermischen Konduktivität einzelner Lithoeinheiten und der duktilen und nichtduktilen Mächtigkeitsreduktion ergibt sich ein geringfügig erhöhter geothermischer Gradient während der Metamorphose.

11. APPENDICES

Appendix 6

Nomenklatur - Teil 2

Anchizone (= "very low grade metamorphism" nach WINKLER 1979), Illit= kristallinität nach KUBLER 1967 zwischen 7,5 und 4, Scherrer= weite zwischen 25 und 45.

Epizone (="low grade" nach WINKLER 1979), Illitkristallinität kleiner 4, Scherrerweite zwischen o und 25,— "greenschist facies".

Metamorphe Mineralneubildungen werden in einem weiten Sinn verstanden, wenn nicht eigens eingeengt, so kann ein als metamorph neugebildet an= gesprochener Feldspat auch diagenetischen Ursprungs sein.

Der Terminus "Isograde" wird im Sinne von CARMICHAEL 197o verwendet.

Appendix 9

Kurzbeschreibung der für die Phyllosilikattypisierung nördlich des Paltentales aufgesammelten Proben.

Kalkalpen

Sp 1	gn Metatonschiefer,Sparafeld-Süd,SH.132o,Werfener Schichten
Sp 2	gn Metatonschiefer,Streuglimmer,Sparafeld-Süd,SH. 135o, Werfener Schichten.
W 3	blgngr Metatonschiefer, Sparafeld-Süd,SH.1375,obere Werfener Schichten.
Ha 3	gn Metatonschiefer,Streuglimmer,Sparafeld Süd,SH.132o, Haselgebirge(?)
H 1	rote Metatonschiefer,Streuglimmer,W'Heldenkreuz, Werfener Schichten
H 4	rote Metasilt-tonschiefer,Streuglimmer, schwach karbonatisch, W'Heldenkreuz,Werfener Schichten.
H 5	rote Metasilt-tonschiefer,Streuglimmer, schwach karbonatisch, W'Heldenkreuz,Werfener Schichten.
K 1	roter Metasiltschiefer,Streuglimmer,E'Klinkehütte,Werfener Schichten
K 2	roter Metesilt-tonschiefer,Streuglimmer,E'Klinkehütte,Werfener Schichten
K 3	gnrote Metatonschiefer,E'Klinkehütte,Werfener Schichten
K 4	gn Metasiltschiefer,Streuglimmer,E'Klinkehütte,Werfener Schichten
T 2	hgn-mgn Chloritoidschiefer(Chszquph),Prebichlschichten,SH.128o, Totenköpfelgraben
T 3	gn Metakonglomerat,Prebichlkonglomerat,SH.1295,Totenköpflgraben
T 6	gr Chloritoidschiefer(Chszph),Prebichlschichten,SH. 132o, Totenköpflgraben.
T 8	weißlgr Metasiltschiefer,Streuglimmer,Werfener Schichten(?), SH.134o,Totenköpflgraben
T 11	hgn Metasiltschiefer,Streuglimmer,Prebichlschichten,SH.1325, Totenköpflgraben.
T 13	gr Chquszph,Prebichlschichten,SH.1275,Totenköpflgraben
TE 1a/1	blaßgn phyllitische Quarzite,Prebichl-Werfener Schichten in Norische Decke eingeschuppt.

Norische Decke

ApF 1	mgr,seidig glänzender Chszqu.

Veitscher Decke

KF 1	dgr Szchqu.
KF 3	dgr Chszqu.

Zentralalpine Permotrias

Fl 1	bngngr,blättriger Chquszph.,Alpiner Verrucano
Fl 2/3/4	blättrige,gngr,Chquszph.,Alpiner Verrucano
Fl 7/8	gngr,plattig-blättriger Chquph.,Alpiner Verrucano
Fl 12	gngr,plattiger Szchquph.,Alpiner Verrucano
Fl X	weißlgr.massiger Szqu.,Semmeringquarzit.

Zur Probenverteilung siehe auch Beilage 3

APPENDIX 7

Pr.Nr.	op	ame	zi	zrr	zr	z	tfl	tfr	tbi	tbr	tgi	tgr	tbl	tu	ru	ti	gr	xz	mz	xt	mt	xa	ma
RaH 1	80	50	1	3,4	6,4	12,3				19,6				19,6	18,1			97	144	121	167	124	178
N 119	59	53,5	2,3	2,1	10,3	14,4			11,3	8,2	9,3	1,0		30,9	1								
R 20	48	72	0,8		6,5	7,3			14,6	0,8	4,1	0,8		20,3									
ND 14	28	30	0,9	1,7	3,5	6,1	3,9		3,9	0,4	30,9	3,9	0,9	43,9	17,8		2,2						
N 94	76	23,5	1,4	0,5	9	10,9	0,5		35,3	10,4	7,7	0,5	1,4	57	5,4	0,5	0,5						
Lor		16,3			3,1	3,1			30,1	4,6	33,1	7,6	2	78									
N 127		15,1	1	1	12,9	15			53,7	14	1,1	1,1		69,9									
R 19		71,6	1,4	3,3	17,7	22,3			3,3	1,9				5,2	0,5	0,9							
RaH 8	70	46,4	1,6	0,5	0,5	2,6	2,1	1	7,8	33,8		4,7		49,5				61	111	87	144	85	122
R 55		35,2	5,5		27,7	33,2			11,1	7,4	9,3	1,9		29,6	1,8								
G 98		18,7	8,5	7,3	30,3	46			5,5	28,4		0,6		34,5		0,6							
mean		37,4	4	1,9	11,3	16,6								41,5	4,2		0,2						
SD		24,4	4,1	2,1	0,9	13,2								22,9	6,8								

Pr.Nr.	op	ame	zi	zrr	zr	z	tfl	tfr	tbi	tbr	tgi	tgr	tbl	tu	ru	ti	gr	xz	mz	xt	mt	xa	ma
L 1	57	74,4	1,2	11,8	4,5	21,1	4,1	1,6	0,4	2,4			0,4	8,9			0,8	65	111	86	199	71	111
N 19	80	56,8	0,9	3,2	18,3	22,5		0,9		19,3				20,2		0,5		83	120	109	130	90	140
N 21	62	78,7	4,7	0,3	15,3	20,3	0,3			0,3				0,6		0,3		52	99		77	77	99
N 27	70	58	6,7	2,2	33	41,9												65	88			67	88
N 33	82	91,3		0,5	0,9	1,4				1,8	0,5			2,3			1,4			84	88	70	88
N 39	80	93,6			6,5	6,5												63	88			87	122
N 41	70	93,7	4,2	1	0,7	5,9									0,3			47	77			74	144
N 47	65	50,6	1,5	3,1	15,4	20	10,8	12,4	1,2	3,9				28,2		0,8		49	111	60	99	66	99
N 55	95		0,5	10,6	10,6	21,6	5,9	20	0,9	29,8		0,5	4,8	61,1	10,6	6		80	110	100	150		
N 63	17	72,9	7,3	0,8	14	22,1			0,9	1,7				2,6									
N 64	55	19,9	3,7	37,4	32	72,9				6,5				6,5	0,5								
N 76	54	77,2	1,4		7,6	9			3,9	3,1		0,4		7,4	7								
N 110		9,4	5,4	2,7	13,5	21,6	0,7		29	10	21	6,1	0,7	69	0,7								
N 129	24	7,4	11,7	6,2	52,4	70,4		0,6	4,2	6,8	1,2	2,5		14,9	6,1								
N 133		69,3	0,7	12,9	2,1	15	0,7		2,8	9,9	0,7			13,4	0,7	0,7							
mean		55,6	3,5	16,2	6,3	24,9								16,6	2,1		1						
SD		33,4	3,4	14,2	4,8	22,3								22,2	4,4								

Appendix 7: Urliste er Schwermineraldaten aus dem Alpinen Verrucano (erstes Probenband) und der Norischen Decke (zweites Proben= band) südlich des Paltentales
Abkürzungserklärung siehe Kapitel "Nomenklatur"

APPENDIX 8

Proben-Nr.	mica	chlorite	parag.	talc	kaol.	marg.	parag./phe
ND 13	2o,3	79,7					
ND 21	7	93					
ND 22	5,6	94,4				+	
N 93	1oo						
R 8	69,4	3o,6					
R 8-2	56,3	43,7					
R 12	34,3	24,5	31,3				
R 17	64,5	35,5					
R 51	88,7	11,3					
R 56	51,3	15,7	33				
R 59	62	3,9	34,1				
R 62	57	43					
G 73	53	16	31(?)				
G 93	2o,3	79,7					
82-3	1oo						
mean	59,7	27,6	11,8				
SD	22,2	22,7	16,3				
N 23	4o,4	59,6					
N 33	57,2	19,4	28,4				
N 34	9,8	9o,1					
N 44	95,8	4,2					
Eichprobe nach KÜBLER,198o							
N 33	61,7	14,9	23,4				
ApF 1	49,6	28,1	3				+
KF 1	49,4	5o,6					
KF 3	79	21					
Fl 1	84,7	18,3					
Fl 2	38,3	2o	41,7				
Fl 3	6o,7	39,3					
Fl 4	39,5	23,6	36,8				
Fl 7	71,8	28,2					
Fl 8	56	38,4	5,6				
Fl 12	49,3	5o,7					
Fl X	1oo						
mean	62,5	27,3	1o,5				
SD	21,8	15,6	17,9				
TE 1a	98	1(?)	1(?)			+	
TE 1	98	2					
T 2	76,5	23,5					
T 3	83	9,5	7,5				
T 6	93	7					
T 8	8o	2o					
T 11	87,4	12,6					
T 13	56,8	34,4					
K 1	81,4	18,6					
K 2	8o,9	19,1					
K 3	65,9		22,7	11,4			
K 4	96,5	9,3					
H 1	64,1	35,9					
H 4	5o	5o					
H 5	52,9	47,1					
Ha 3	28,2	71,8					
W 3	94	6					
Sp 1	42,3	57,7					
Sp 2	23,7	76,3					
mean	71,2	26,4	1,6				
SD	23,3	24	5,4				

Schichtsilikatgehalt(Fraktion<2µ)im untersuchten Querprofil.
%-Werte abgeschätzt an Hauptreflexen,ohne Berücksichtigung akzessorischer Minerale(qu,fs,ka etc.).
Probenkolumne links oben:Altkristallin
Probenkolumne Mitte :Alpiner Verrucano südlich des Paltentales
Probenkolumne links unten:Norische Decke südlich des Paltentales.
Die Werte für die Veitscher Decke südlich des Paltentales sind in Appendix Teil 1 zusammengefaßt.
Restliche Probenkolumnen umfassen:links unten-Norische,Veitscher Decke nördlich des Paltentales,Alpiner Verrucano nördlich des Paltentales; rechts oben:Alpiner Verrucano und Semmeringquarzit nördlich des Paltentales und die Proben aus der Kalkalpenbasis (Tirolikum).
Zur geographischen Probenverteilung siehe Beilagen 2 und 3.

APPENDIX 10

Pr.Nr.	1	2	3	4	1	2	3	2	3	4
ND 13	55	169	111	159	16,4	5o,4	33,1	38,5	25,3	36,2
ND 21	18	79	29	58	14,3	62,7	23	47,6	17,5	34,9
ND 22	55	18o	7o	159	17,8	59,8	22,5	44,8	16,8	38,3
ND 7	65	21o	1o4	171	17,1	55,4	27,4	43,3	21,4	35,2
R 8	6,5	22	8	16	17,8	6o,3	22	47,8	17,4	34,8
R 8-2	19	45	28	36	2o,6	48,9	3o,4	41,3	25,7	33,o
R 12	18	5o	24	33	19,6	54,3	26,1	46,7	22,4	3o,8
R 17	6,5	22,5	5	16	19,1	66,2	14,7	51,7	11,5	36,8
R 51	1	5	1	15	14,3	71,4	14,3	23,8	4,8	71,4
R 5C	6	18	6	1o	2o	6o	2o	52,9	17,6	29,4
R 62	8	49	15	42,5	11,1	68,1	2o,8	46	14,1	39,9
G 73	3,5	16	3	6,5	15,5	71,1	13,3	62,7	11,8	25,5
G 93	29	11o	3o	61	17,1	65	17,7	54,7	14,9	3o,3
N 23	23,5	78	41	71	16,5	54,7	28,8	41	21,6	37,4
N 33	6,5	28	7,5	16	16,3	65,1	18,6	53,8	15,4	3o,8
N 34	22	73	16	38	19,8	65,8	14,4	57,5	12,6	29,9
Eichprobe nach Kübler,198o										
N 33	17	52	8	21	22,1	67,5	1o,4	64,2	9,9	25,9
ApF 1	8	53	13	37	1o,8	71,6	17,6	51,5	12,6	35,9
KF 1	17	67,5	11,5	38,5	17,7	7o,3	12	57,4	9,8	32,8
KF 3	3	9	2	5	21,4	64,3	14,3	56,3	12,5	31,3
Fl 1	15	43,5	22	31,5	18,6	57,8	27,3	44,3	22,9	32,8
Fl 2	21	68	39	49	16,4	53,1	3o,5	43,6	25	31,4
Fl 3	14	44	16	34	18,9	59,4	21,6	46,8	17	36,2
Fl 4	12	45	28	42	14,1	52,9	32,9	39,1	24,3	36,5
Fl 7	11	35	12,5	18,5	18,8	6o	21,4	53	19	28
Fl 8	31	89	51	7o	18,1	52	29,8	42,3	24,2	33,3
Fl 12	29	7o	28	43	22,8	55,1	22	49,6	19,8	3o,4
TE 1a	1	1	1	12,5		-			-	
TE 1	2,5	2,5	1	13	41,7	41,7	16,6	15,1	6,1	78,8

Pr.Nr.	1	2	3	4	1	2	3	2	3	4
T 2	8	27	5	14	2o	67,5	12,5	58,6	1o,8	3o,4
T 11	4	16	8	7,5	14,2	57,1	28,5	5o,7	25,3	23,8
T 13	1o,5	51	8	28	15	73	12	81,8	13,2	4,8
Ha 3	33	91,5	14,5	36	23,7	65,8	1o,4	64,4	1o,2	25,3
H 1	11	24	11	7	23,9	52,2	23,9	57,1	26,2	16,6
H 2	27	11o	25	58	16,5	68	15,4	57	12	3o
H 4	13	39	15	17	19,4	58,2	22,4	54,9	21,1	23,9
Sp 1	29,2	71	25	42	23,3	56,7	19,9	51,4	18,1	3o,4
Sp 2	71	161	125	19	19,9	45,1	35	52,8	41	6,2
K 1	7	17	6	8,5	23,3	56,6	2o	53,9	19	26,9
K 2	5	17	5,5	9,5	18,1	62	2o	53,1	17,1	29,6
K 4	7	21,5	8	11,5	19,1	58,9	21,9	52,4	19,5	28

Chlorit aus dem Querprofil Altkristallin-Kalkalpenbasis.
Probenkolumnen links: Altkristallin
Alpiner Verrucano } nördlich des Paltentales
Norische Decke }
Norische Decke
Veitscher Decke
Alpiner Verrucano, Semmeringquarzit } südlich des Paltentales
Prebichl,-Werfener Schichten in
Norische Decke eingeschuppt
Probenkolumne rechts: Prebichl-, Werfener Schichten der Kalkalpenbasis (Tirolikum)

APPENDIX 11

gegeben:
ca. 325°C an der Kalkalpenbasis
ca. 470°C an der Basis des Zentralalpinen Verrucanos T-differenz ca. 145°C

Mächtigkeit:
a) 2400m: 1500m Norische Decke, 600m Veitscher Decke, 300m Zentralalpiner Verrucano
b) 3200m: Mächtigkeitsreduktion durch Ausdünnen an den Überschiebungsbahnen beim Zergleiten: Für die Zentralalpine Permotrias wird in Analogie mit der Flitzenschlucht und Idealprofilen in anderen Ostalpenabschnitten eine Amputation von 500m für wahrscheinlich gehalten (obere Grenze). Für die Veitscher Decke dürften 100m eine Obergrenze darstellen (siehe Teil 1). Nach den Ausführungen in diesem Teil werden 200m Amputation an der Norischen Überschiebung für wahrscheinlich erachtet, in diesem Bereich ist aber eine große Unsicherheit involviert
c) 4200m. Als Mittelwert für die in Teil 3 quantifizierte duktile Verkürzung wurden 30% angenommen, da der dort (p.) angegebene Wert von der "basement-cover"-Übergangszone (Basis Verrucano bis einschließlich Basis Norische Decke) weg ins Hangende abnimmt, 30% Mächtigkeitsreduktion wird als Untergrenze angesehen.

geothermischer Gradient: $= \beta = \frac{T}{I}$
a) 60°C km^{-1} b) 45°C km^{-1} c) 35°C km^{-1}

Wärmefluß:
für die thermische Konduktivität wird ein Rahmen von 1,5-3,5 $Wm^{-1}K^{-1}$ angegeben, was dem Bereich unmetamorpher Sedimente (vgl. OXBURGH 1980) und Werten aus dem Tauernfenster (vgl. OXBURGH&ENGLAND 1980) entspricht. In Klammer wird der Mittelwert (2,5 $Wm^{-1}K^{-1}$) angegeben, vgl. dazu OXBURGH&ENGLAND 1980.

siehe OXBURGH 1980 $q = \frac{Tz - Ts}{R}$

Tz..T an der Verrucanobasis in °K
Ts..T an der Kalkalpenbasis
R...thermische Resistenz (1/k)
q...Wärmefluß (mean: 55-60 mWm^{-2}, erdenweit)

a) 90-211(151) mWm^{-2} b) 70-158(113) mWm^{-2} c) 52-121(86) mWm^{-2}

T-abschätzung unter der Basis des Zentralalpinen Verrucano, für die Konduktivität des Basements wurde in Analogie mit OXBURGH&ENGLAND 1980 ein Mittelwert von 2,5 $Wm^{-1}K^{-1}$ angenommen.

a) 500°C Isotherme: $l = \frac{k}{q} \cdot (Tz - Ts)$ 52 mWm^{-2}: 1,4 km
121 : 0,6
86 : 0,9

b) 570°C, maximal im Altkristallin erreichtes T 52 mWm^{-2}: 4,8 km
121 : 2,1
86 : 2,9

konvektives System:
470°C = ca. 0,8 T (der Gleichgewichtstemperatur ca. 20-25 my nach dem Überschiebungsereignis, vgl. OXBURGH&TURCOTTE 1974)

Gleichgewichtstemperatur: ca. 587°C
geothermischer Gradient: 10 km "thrust"-Dicke: 58°C km^{-1}
13 km "thrust"-Dicke: 45°C km^{-1}

Literatur: siehe Gesamtverzeichnis

1. ANHANG

ERLÄUTERUNGEN ZUR GEOLOGISCHEN KARTE DES TRIEBENER TAUERN PASSES

Erläuterungen zur geologischen Karte des Triebener Tauern Passes

Einleitung:

In diesem Anhang sollen in sehr geraffter Form einige lokale Aspekte des Triebener Tauern Paß Gebietes behandelt und die Implikationen der geologischen Bearbeitung auf die Bergbau- und Rohstoffprospektionstätigkeit im Untersuchungsgebiet dargelegt werden. Dabei werden die stratigraphischen und metamorph-petrographischen Ergebnisse der Teile 1 und 2 vorausgesetzt, aber auch die Ergebnisse der gefügekundlichen Analyse des zweiten Anhanges (Teil 3), der außerhalb des Dissertationsrahmens erarbeitet wurde, mit eingebaut. Damit fehlt im Begutachtungsrahmen die gefügekundliche Beweisführung für die strukturgeologischen Prospektionsrichtlinien, doch wurde aus Gründen der praktischen Verwendbarkeit nicht auf ihre Beifügung verzichtet.

Lokalitätsnamen sind Beilage 1 (geologische Karte) und der ÖK 130 - Trieben (bzw. Oberzeiring) zu entnehmen.

Teil A

Faßt die Querprofile durch das Arbeitsgebiet zusammen. Es wurden dabei einigen problematischen Profilen nach METZ 1940, 1953 und CLAR 1953 (in MEIXNER&CLAR 1953) der heutige Kenntnisstand gegenübergestellt (vgl. Abbildung 137, Profile 1-6). In Teilen konnte durch "surface mapping" eine weitere strukturgeologische Auflösung erreicht werden (z.B. Bereich Brodjäger-Ost, Bereich Sunkmauer NW-Hertagraben), doch wird auf eine Beifügung dieser Karten aus Platzgründen und geringer regionaler Bedeutung verzichtet. Beilage 1 zeigt alles wesentliche.

Teil B

Hier sollen einige Probleme des Kartenbereiches angeschnitten werden. Vollständigkeit wird nicht angestrebt.

a) Oberster Lorenzergraben

Die Hauptproblematik liegt in der Zuordnung der einzelnen Schuppen der Norischen Decke zu ihrer Abfolge. Ein noch nicht vollständig geklärtes Problem offenbart sich im Vergleich von Beilage 1 mit Profil 3. Ein Teil der Beilage 1 als Norische Decke ausgeschieden wurde, ist in Profil 3 zum Zentralalpinen Verrucano geworden. Die dunklen Metatuff(it)e, die bis jetzt im Verrucano nicht bekannt waren, veranlaßten trotz gefügekundlichen Widerspruches (wahrscheinlich nur alpidisch deformiert) zur Eingliederung in die Norische Decke. Nach Studium der dunklen Metavulkanite in sicheren Verrucanoprofilen scheint die Umdeutung, wie sie in Profil 3 vorgenommen wurde, wahrscheinlicher; SM-Daten und einige Schliffe sprechen dafür (vgl. Tabelle 8, Teil 2), doch muß eine endgültige Aussage weitere Laboruntersuchungen abwarten.

b) Abgrenzung Lärchkogel-Ost

Die Abgrenzung des Lärchkogelkristallins gegen Osten kann nicht voll-

Abbildung 137 - Profile 1 - 6

Es wurden Profilen von METZ 1940 und CLAR 1953 (in MEIXNER&CLAR 1953) der momentane Kenntnisstand gegenübergestellt.

Profil 1 und Profil 2 entsprechen ca. dem Profil I nach Clar 1953

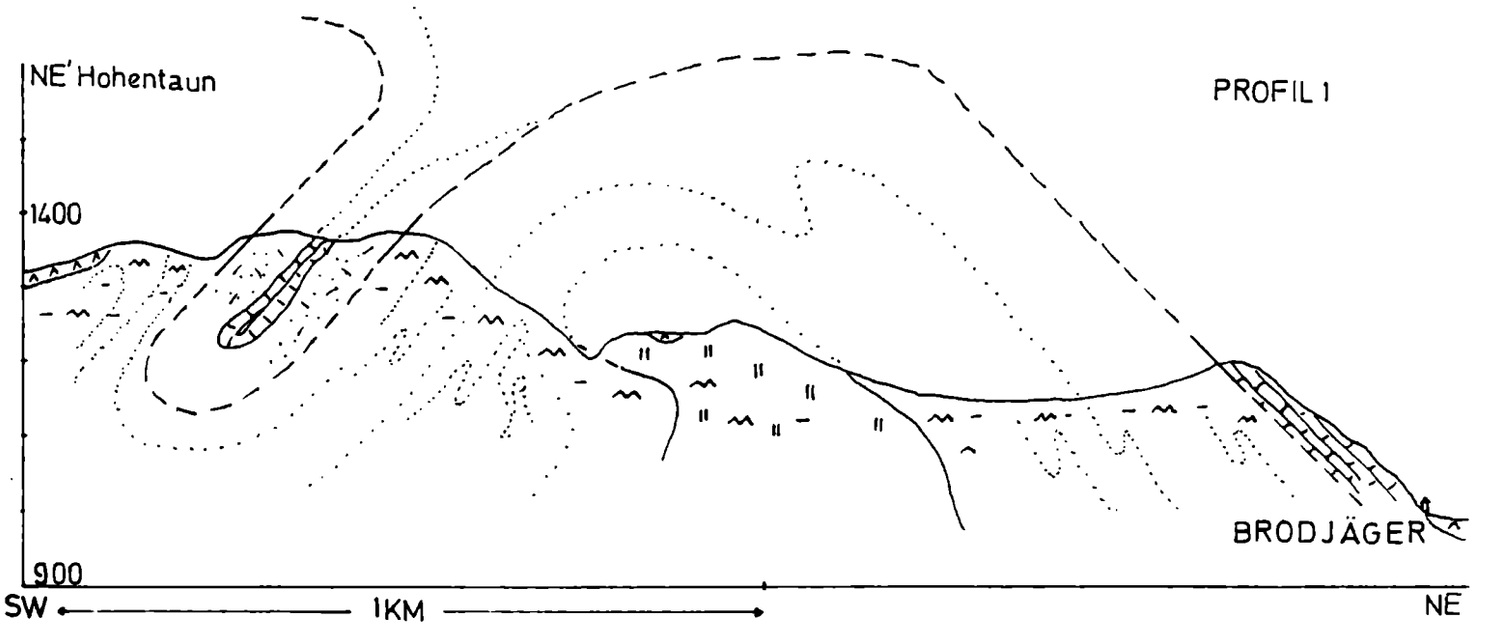
Profil 3 entspricht ca. der Fig.16 von METZ 1940

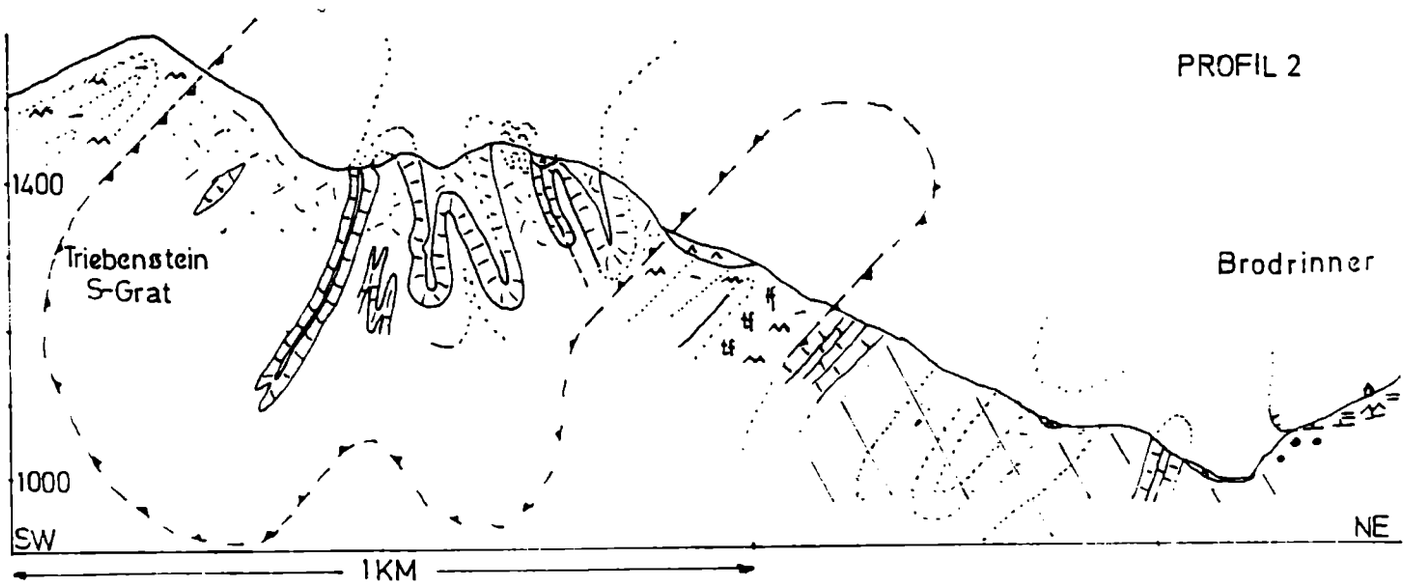
Profil 4 entspricht ca. Profil III nach CLAR 1953 und Fig.14 von METZ 1940

Profil 5 gibt einen Ausschnitt aus Profil IV nach CLAR 1953

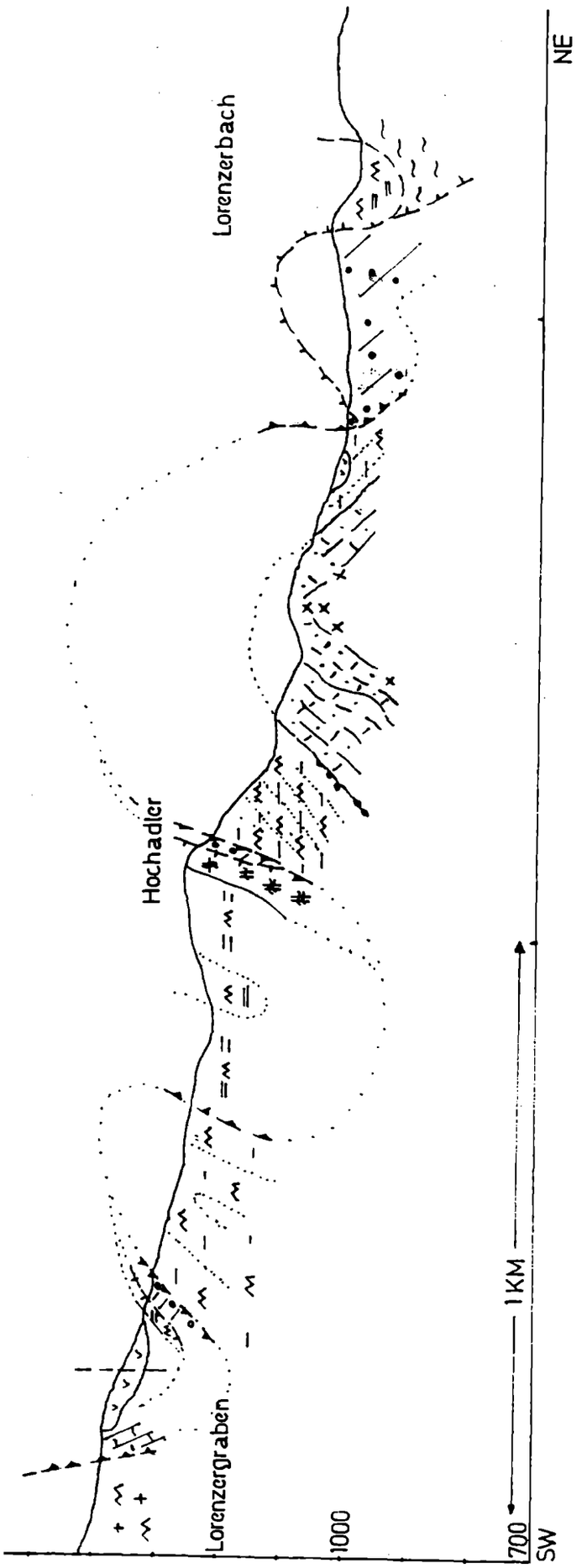
Profil 6 gibt Übersicht über den Bau am Eingang des Triebentales

Signaturen wie Beilage 1; Lokalitätsangaben Beilage 1 und ÖK 130 Trieben

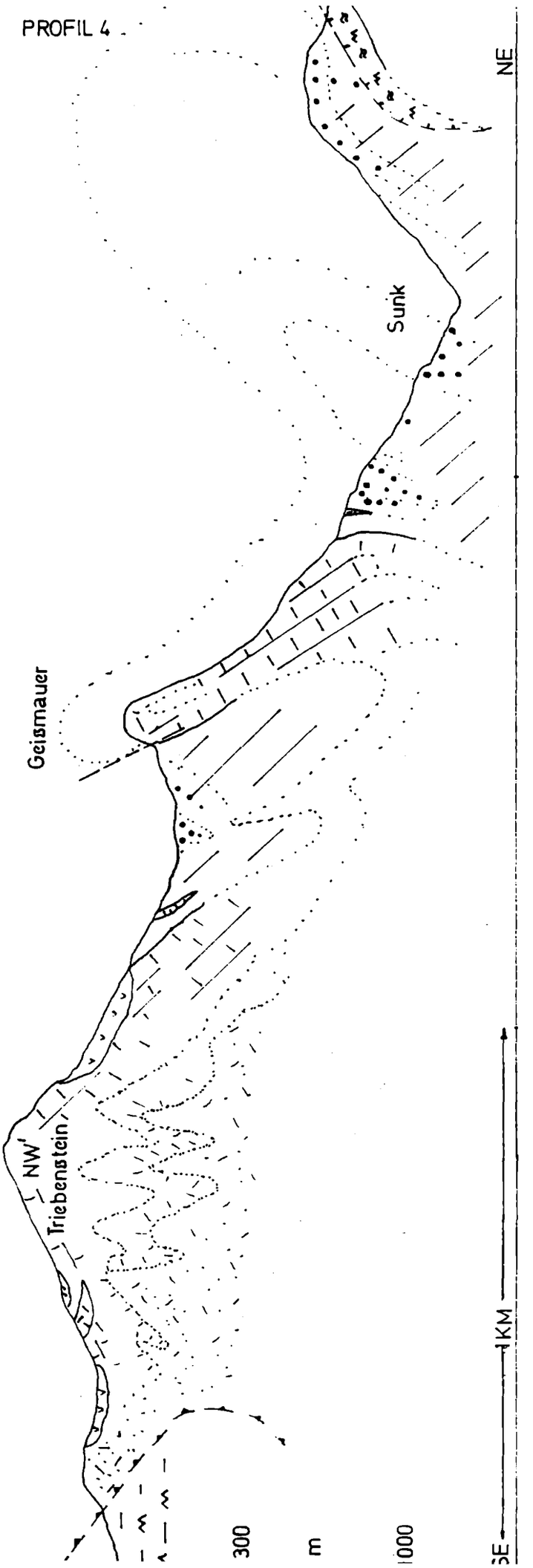




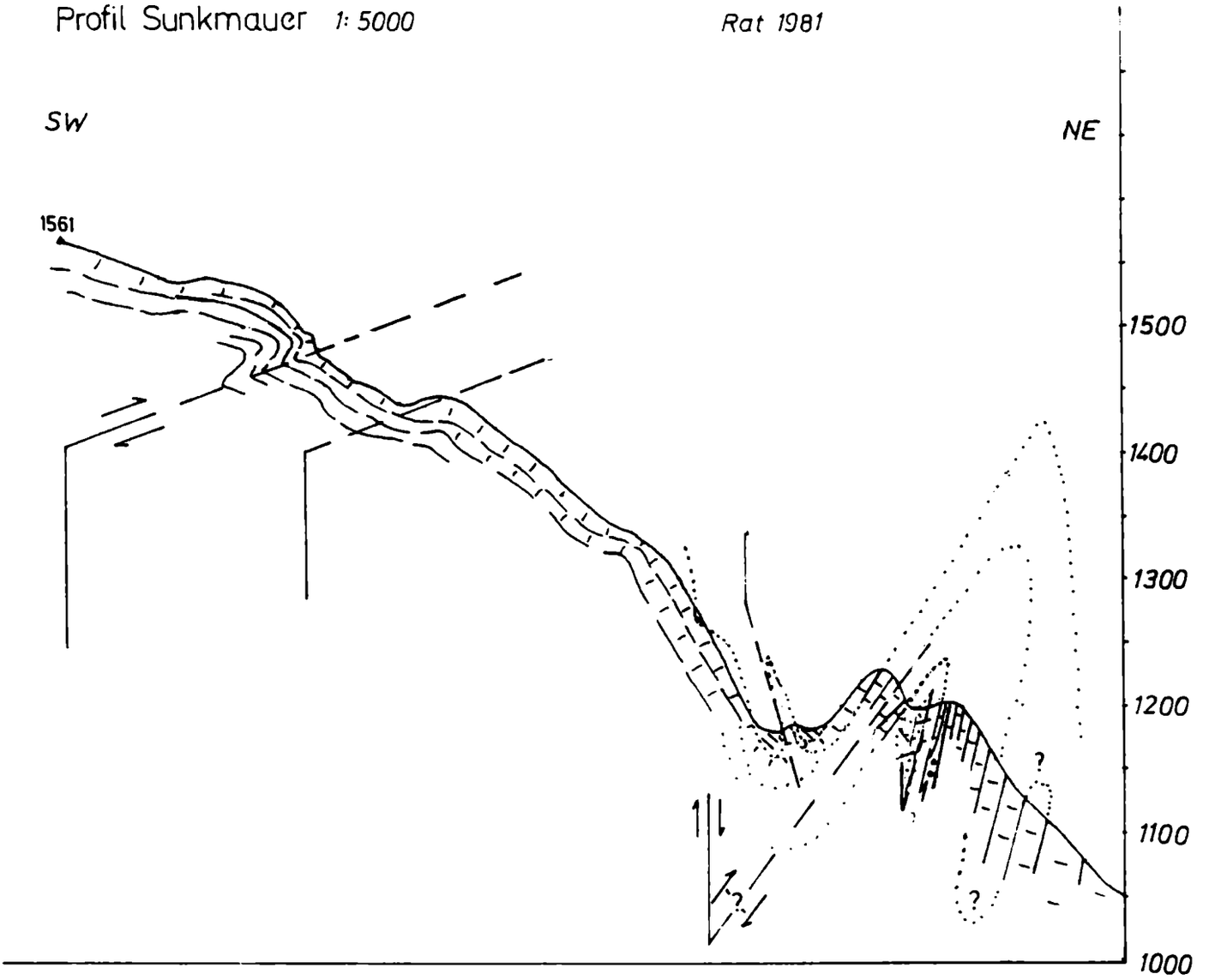
PROFIL 3



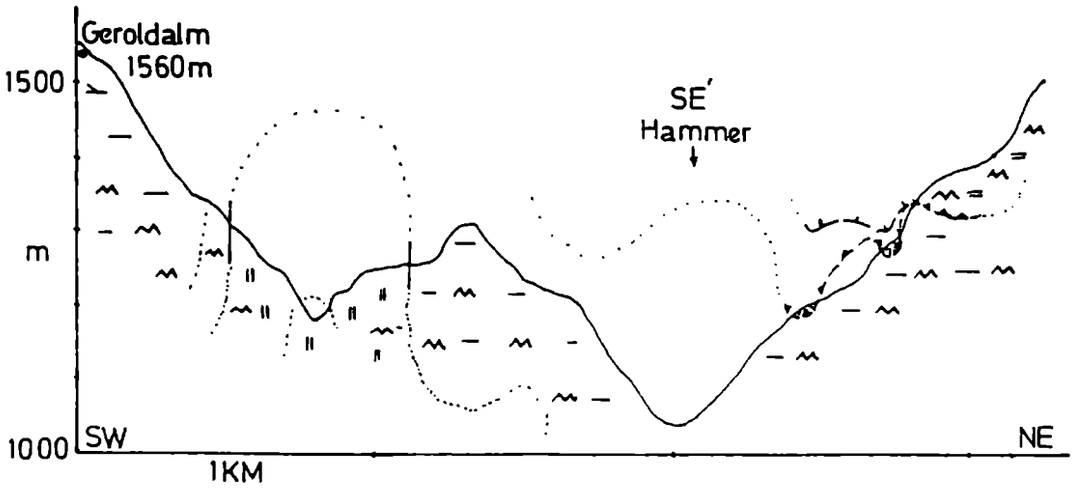
PROFIL 4



PROFIL 5



PROFIL 6



ständig durch die im zweiten Anhang (Teil 3) diskutierten duktilen Bewegungsmodelle erklärt werden (D_1-Rampen; B_2, B_3-Inhomogenitäten; B_4-Falten). An eine listrische Störungsfläche in Zusammenhang mit dem Pöls-Lavantalsystem ist zu denken. Der mechanische Ablauf ihrer Entstehung wird vorläufig noch nicht verstanden. Ein großer Beitrag an der Heraushebung durch die Sunkmauerstörung (vgl. METZ 1940 muß abgelehnt werden, da diese Störung im N-Teil ausläuft, daher nur gering versetzt.

c) dunkle Metatuff(it)e des Verrucano

Die tektonische Auflösung des oberen Steilbachgrabens im Sinne der B_2, B_3-Faltung ist befriedigend (vgl. CLAR in MEIXNER&CLAR 1953). Vorläufig bleibt noch die Gliederung des Verrucano mit den dunklen Metatuff(it)en im unteren Steilbachgraben, im Mühlgraben und im Bereich Brodjäger Ost. Zur genaueren profilmäßigen Typisierung ist das Aufnahmegebiet zu klein (vgl. Profil 17).

Teil C
Quartär

Es war nicht Zielsetzung dieser Arbeit die umfangreiche quartäre Bedeckung speziell zu bearbeiten. Die Ausscheidung beschränkt sich auf Grobklassifikation im Rahmen der Kartierung (siehe Beilage 1). Im folgenden soll eine Auswahl der Fakten getroffen, zusammengestellt und interpretiert werden.

1. Hangrutschungen:

Übersteilung der Täler führt zu Talzuschub; besonders ausgeprägt liegt dies vor im: Lorenzergraben, Schwarzenbachgraben, Wolfsgraben, Steilbachgraben. In Einklang damit steht das Aufreißen hangparalleler Störungen (gute Beispiele an der Forststraße, SH. 1000 - Wolfsgraben orographisch linke Talseite). Die Großhangbewegungen im Wolfsgraben (ca. 0,28 km^2) und an der Triebenstein Westseite (Fläche ca. 1 km^2, aufgeschlossene Mächtigkeit ca. 40 m) (siehe Beilage 1) sind eiszeitliche Bildungen. Aufschlüsse im Schuttabbau des Magnesitbergwerkes Sunk zeigen hangparallele Schichtung und mit imbikatierter Schuttbrekzienlagerung in vielen Fällen fluviatile Beeinflußung; es wird auf einen eiszeitlichen Alluvialfächer geschlossen.

2. Schichtbedeckung:

Im Bereich des Gebietsnordabfalles zwischen Trieben und Schwarzenbach an neuen Forstwegaufschlüssen ist deutlich; es liegen Solifluktionsdecken vor; teils bis 2 m mächtige kiesig-blockige, teils bindige Verwitterungsdecken; häufig Fehlen von grobblockigem Material. Diese Beobachtungen sind in Analogie auszudehnen. Im Bereich des Lärchkogel Nordabfalles: Übergang dieser Verwitterungsdecken in bindige Murenschuttströme, diese sind teilweise durch jüngere Gerinnebildungen zerschnitten, es bleiben nur mehr Rücken erhalten; diese Bereiche sind stark versumpft.

Hangschuttbrekzien mit kalkigem Bindemittel sowie Kalksinter in kleinen Gerinnen sind als Sonderformen der Verwitterungsdecken in den Geländebuchten östlich des Guglzipfs erhalten. Ihren Karbonatgehalt beziehen diese Ablagerungen aus den wahrscheinlich untersilurischen Kalkmarmoren.

3. Moränen.

Es wird keine interne Typisierung gegeben. Generell ist im Gebiet eine Unterscheidung in Moränen, die a) dem Ennsgletscher und b) Seitengletschern zu diesem zuordbar sind, möglich.

ad a) drücken sich in Hangkerbungen mit teilweise gut ausgebildeten Verebnungsflächen aus (z.B. Scheibl N'Guglzipf). Zwei Niveaus können am Gebietsnordabfall zum Paltental unterschieden werden:

- ein wenig ausgeprägtes mit wenig Moränenbedeckung auf ca. 87om
- ein gut ausgeprägtes mit guter Moränenerhaltung (als Komponenten Gneise) auf ca. 1o1om

Ebenfalls zum Einzugsgebiet des Ennsgletscher dürfte die Einsattelung zwischen Großen und Kleinem Schober gehören, wo "exotische" Gerölle erhalten sind. So Serpentinitgerölle (Lärchkogel) und Karbonatgerölle (kalkalpiner Schutt).

Durch wasserundurchlässige Moränenoberflächenabdichtung haben sich im Bereich der Hölleralm und des Kreuzberges Vertorfungsbereiche gebildet. Temporäre Gerinne mit wandernden Fächern sind mit diesen Erscheinungen assoziiert. In beiden Bereichen zeigen dolinenartige Vertiefungen lokale Karbonatkörper als Unterlage an.

Zur zeitlichen Datierung eiszeitlicher Erscheinungen sei auf die Arbeit von DRAXLER& van HUSEN 1978 verwiesen.

4. Fluviatile Terassen

Zwei bis drei Terassen im Bereich 8oom SH. und tiefer, zwischen St. Lorenzen und Schwarzenbach, sind der Palten zuzuordnen. Sie zeigen Hochstände und werden von jüngeren fluviatilen Bildungen zerschnitten. In seltenen Aufschlüssen ist fluviatile Schichtung und Komponentenausrichtung offensichtlich.

5. Junge Kluftbildungen

Eine Form ihrer Bildung wurde bereits im Zusammenhang mit Massenbewegungen an übersteilten Hängen erwähnt. Hierher gehören auch "Kammspaltungen" (vgl. METZ 194o), wie sie z.B. am NW-Grat des Triebensteins gut beobachtbar sind. Weitere Kluftbildungen im Festgestein, in Zusammenhang mit rezenten Hangbewegungen, resultieren aus der Bergbautätigkeit. So am SE-Grat des Liftenecks über dem Hochschurfrevier. Hier ist eine rezente Aktivierung der alten Großhangbewegung im Wolfsgraben möglich. Weiters im Gebiet des Magnesitbergwerkes.

In allen Fällen können bei geeigneten Gesteinen ehemals klaffende Klüfte durch kalkig gebundene Hangschuttbrekzien verfüllt sein (z.B. Tagbau Magnesitbergwerk)

6. Quellen

Permanentschüttende Quellen wurden in Beilage 1 aufgenommen.

7. Hinweise auf nutzbare Ablagerungen

Kalkschütter jeder Größenordnung ist an mehreren Stellen gut gewinnbar. Die Geeignetste bildet der Großschuttstrom an der Triebenstein W-Seite. Unaufbereitet wird er bereits als Füllmaterial im Untertagebau des Mg-Bergwerkes verwendet. Andere, vor allem hochwertige Bau und Schüttstoffe (Quarzite, Dolomite.etc.), sind nicht zu gewinnen. Ausschlaggebend für diese Minderwertigkeit ist die mechanische Schwächung durch die deformationsbedingte Einführung planarer Anisotropien.

Teil D
Bergbau

Hier soll kurz auf die Bedeutung der geologischen Ergebnisse auf die Bergbautätigkeit im Untersuchungsraum eingegangen werden. Diese sind mannigfaltig, doch ist es wieder nicht das Ziel dieser Arbeit, diese auszuführen. Eine Übersicht wird gegeben. Bevorzugt wird der Graphitbergbau, da für diesen eine weitere Erschließung von Vorkommen in absehbarer Zeit notwendig erscheint.

Es gilt:

- alle festgestellten Mineralvorkommen im Deckgebirge, so Graphit (hangende Veitscher Decke), Magnesit (liegende Veitscher Decke), sowie Vererzungen, wie Kupfer (Norische Decke, Verrucano) sind schichtgebunden.
- Graphit ist an die "coarsening upward" Sequenz der hangenden Veitscher Decke (Sunk - Formation des Teiles 1) gebunden. Da er am Ende eines Sedimentationszyklusses steht, ist er häufig mit Grobklastikern assoziiert (Metasandsteinen, -konglomeraten). Die grobklastischen Einheiten sind also die Höffigsten und bei der Prospektion als Erste zu erkunden.
- die Kartierung zeigt eindeutig, daß das ununterbrochene Durchstreichen der graphitführenden Ablagerungen nördlich des Lärchkogels gegeben ist. Schuttströme des Lärchkogels und Moränen offenbaren sie nur örtlich. Demnach sind ins Auge gefaßte aufwendige, damit teure, Erkundungsvorhaben zu dieser Fragestellung überflüssig. Aufgeschlossen sind jedoch nur mehr die tieferen, damit weniger höffigen, Anteile der graphitführenden Einheit. Aus der Lage der B_2-Großfalten am Lifteneck und dem Verlauf der Überschiebungsbahn nach NW ist zu schließen, daß sie unter der Norischen Decke weiterstreicht (wahrscheinlich reduzierte Mächtigkeit).
- geht man tiefer in der Abfolge, so steigt der Karbonatgehalt, was die Qualität des Graphites schmälert
- generell ist westlich der Thorsailleralm mit erhöhter Störungstektonik in Verbindung mit der Pölslinie zu rechnen. Die "schützende Wirkung"

des Triebensteinblockes, der sich bei dieser Verformung starr verhalten hat, fällt aus.

- von den Graphitkarbonvorkommen des Lorenzergrabens sind nur die im Bereich der der alten Baue höffig; die anderen Vorkommen, so Hochadler und "Gabe Gottes" (im Bach zum Kreuzberg)(mit Einschränkungen), sind für größere Abbauvolumina zu klein.Es handelt sich um Schuppen mit geringer Ausdehnung. Dies ist offensichtlich im Bereich des Hochadlers, wo ein bißchen geologisches Verständnis geophysikalische Prospektion (MAURITSCH 1981) überflüßig gemacht hätte.
- die geröllführende Hangendeinheit zieht sich nach SE (Hammer) weiter, sie wird im Bereich der Triebenbach Ostseite nur gering von der Norischen Decke überlagert; dies ist ein potentielles Prospektionsgebiet.
- im Wolfsgraben im mächtigen Hangschuttkörpern (Beilage 1) angelegte Pingen und Stollen betreffen verschleppte Graphitkörper aus dem Bereich des Hochschurfreviers. Eine Bauwürdigkeit ist in keiner Weise gegeben.

Bedeutung der gefügekundlichen Untersuchungen und ihrer Ergebnisse für die weitere Erschließung:

- Schichtung und erste Schieferung (s_1) sind weitgehend parallel. Man kann also erwarten, daß die Graphitflötze nur wenig von ihrer primären Lagengebundenheit abweichen. Versetzen s_1-Flächen die Rohstoffe, so in der Richtung von str_1, also nach NW. In dieser Richtung sind größere Anschoppungen, sowie tektonische Ausschürfungen möglich.
- wichtigste Erkenntnis ist das B_2-Faltenmodell, das Biegegleitfalten=modell. Danach ist zu erwarten, daß inkompetente ss, s_1-parallele Bereiche, damit vorwiegend auch die Graphitflöze, Zonen erhöhter Bewegung sind. Diese Bewegungen laufen weitgehend in den Lagen, nicht schräg zu Ihnen. Es ist zu erwarten, daß auch bei der B_2-Deformation die Flöze in der Schichtung, in der "Schiefrigkeit" belassen wurden. Die Bewegungen in B_2 sind N-NE gerichtet, getempert abgelaufen, haben deshalb noch hohe Teil=beweglichkeit erreicht. Sie sind den s_1-parallelen Bewegungen, bzw. Anschoppungen und Ausdünnungen überlagert. Das Faltenmodell gibt die Bewegungen inkompetenten Materials vor (vgl. RAMSAY 1974). Dieses boudiniert, fließt aber bevorzugt in die Faltenscheitel (vgl. Abbildung 7o). Die Prospektion muß demnach auf das Auffinden von Faltenscheiteln ausgerichtet sein. Nach der Erfahrung über die Faltengrößenordnungen sind beträchtliche Anschoppungen, die eigentlichen Lager,erst in Ihnen zu erwarten.
- Komplikationen können durch s_2 und assoziierte Klüfte bzw. Störungs=flächen auftreten. Sie sind zum Faltenbau bezogen, meist ziemlich senk=recht auf s_1 und ss. In Ihnen kann Anschoppung auftreten. Generell wird

dies aber als unbedeutend erachtet.
- problematischer und vor allem das Streichen betreffend, sind die NE-SW-Klüfte bzw. Störungen. Dabei weniger die B_2-bezogenen, SE-abtauchenden, als die ebenfalls steilstehenden, aber NW abtauchenden. Erstere bewirken kaum größere Versetzungen. Bewegungen an letzteren, vor allem westlich der Thorsaileralmzone, sind zu erwarten. Als generelle Regel kann gelten: alle Pölslinien-äquivalent Brüche versetzen die Lager rechtssinnig, d.h. der jeweils westliche Teil wird nach N versetzt. Dabei kann man erwarten, daß die Bewegungsrichtung generell horizontal oder parallel dem schienenden Lagenbau ist. Ferner ist zu erwarten, daß solche Störungen von Mikro= störungen mit Harnischflächen begleitet werden, und daß deren Lage und Striemung darauf, den Sinn und die Richtung der Bewegung für die Groß= störungen angeben
- weitere Komplikationen, so das Durchreißen von B_2-Faltenscheiteln sind möglich, im Raum Sunk nicht besonders wahrscheinlich, eher im Bereich des Hammer
- Komplikationen durch Anschoppung in B_2-Parasitärfalten in konglomerat= ischen Partien sind kaum zu erwarten, da das Faltenmodell ("chevron"-Falten) diese unwahrscheinlich macht und sie ja auch im Gelände kaum zu beobachten sind
- weitere Komplikationen sind durch tektonische Ereignisse nicht zu erwarten. Treten solche auf, muß ihr Bild durch die sedimentologische Anlage (Fazieswechsel, Sedimentlinsen etc.) bestimmt werden.

Für die anderen Mineralvorkommen (bzw. Vererzungen) gilt noch:
- der Verrucano im Lorenzergraben ist nicht uranführend; dies resultiert aus Szintilometerbegehungen und Röntgenfilmuntersuchungen. Geringe, nicht bauwürdige Kupfervererzung ist dagegen vorhanden
- die Kupfervorkommen (Sulfide) der Norischen Decke sind an Graphit= phyllite, wahrscheinlich untersilurischen Alters gebunden. Kurze Aufschließungsstollen und Pingen zeigen alte Schürfungen. Es ist keinerlei Ergiebigkeit zu erwarten (vgl. PREßLINGER 1979)
- Magnesit-Dolomitlinsen finden sich immer wieder an der Basis der Einheit 2 (siehe Teil 1)

Reorientierung von Bohrkernen, Erkennen von Gehängerutschen etc. im Zuge weiterer Prospektionsarbeiten:
Folgende Gefügedaten sind im ganzen Gebiet mit großer Lagekonstanz vor= handen: str_1 (fast ausnahmslos NW-abtauchend), B_2, Überschneidung $ss-s_1$ (Quarzgänge), Überschneidung s_1-s_2 (beide haben konstanten Überschneidungs= sinn !!), Vergenz von Kleinfalten. Damit kann man in den meisten Fällen Komplikationen im Gelände erkennen, bei Richtungskonstanz der Bohrungen Bohrkerne reorientieren, Hangbewegungen abklären.

Literatur: siehe Gesamtverzeichnis

2. ANHANG

GEFÜGEANALYSE IN HOHEN OSTALPINEN DECKEN: EIN BEISPIEL FÜR DECKGEBIRGS= DEFORMATION AUS DEN OSTALPEN (OBERSTEIERMARK)

3. Teil

Gefügeanalyse in hohen ostalpinen Decken: ein Beispiel für Deckgebirgs= deformation aus den Ostalpen (Obersteiermark)

Inhalt

1. Zusammenfassung 155
2. Einführung 156
3. Strukturanalyse im Triebener Tauern Paß Gebiet 157
4. Qualifizierung und Quantifizierung der Deckgebirgsdeformation: strain Analyse und mechanisches Modell 183
5. Mineraldeformation und Deckenbewegung: eine geologisch - metallurgische Analyse zum Deformationsmodell im Ostabschnitt der Ostalpen 221
6. Conclusions 270
7. Ausblick 270
8. Appendices 272

Literatur: siehe Gesamtverzeichnis 294

1. Zusammenfassung

Im Ostabschnitt des ostalpinen Deckgebirges war das tektonische Hauptereignis während der Oberkreide die NW-gerichtete Überschiebung von im wesentlichen Sedimentdecken über kristallines Basement und teilweise erhaltener autochtoner Sedimenthülle. Es handelt sich um eine décollement-Zone mit dominierendem "simple shear flow" in km Größenordnung. Die Überschiebungstektonik war verantwortlich für mehraktige Deformation in jeder Größenordnung: Schieferungen, Lineationen, Faltungen, etc. initiiert in einem PT-Bereich der höheren Grünschieferfazies. Die moderne strain-Analyse wird in den Ostalpen eingeführt. Sie zeigt, daß das "finite" strain Ellipsoid nahe der "plane"-strain Linie liegt, durch Faltungsüberlagerung auch im "constrictional"-Feld. Das "finite"-strain Ellipsoid, alle Strukturmerkmale, werden im Lichte der plastischen Deformation einiger wichtiger gesteinsbildender Minerale diskutiert. Die Deformationsmechanismen dieser Mineral herausgearbeitet, auf ihrer Basis stress und strain Rate berechnet.

Norische Decke und Altkristallin haben eine, sehr wahrscheinlich zwei, voralpine Deformationen erlitten. Die heutige Überlagerungsmächtigkeit kann nicht die beobachtete Temperung bewirkt haben. Die PT-Bedingungen im Deckenstapel müssen also im SE bei größerer Überlagerung gebildet worden sein. Die Metamorphose ist im wesentlichen syndeformativ, überdauert aber die Deformation geringfügig.

Alle Strukturdaten können durch ein erweitertes "simple shear" Modell mit überwiegend duktiler, synmetamorpher Deformation erklärt werden. Dieses Modell wird auch methodisch entwickelt.

Der NW-gerichtete Deckentransport ist in Übereinstimmung mit einigen großtektonischen Modellen.

2. Einführung

Diskussionen über möglicherweise alpidische "high-strain", - "simple shear" Deformation im Altkristallin der Ostalpen (vgl. FRANK et al., 1980, 1981) gibt Anlaß über Art, Grad und Ausbildung der alpidischen Deformation in den "starren" Deckgebirgedecken nachzufragen. Endziel sollte ein kinematisches Modell mit regionaler Signifikanz sein.

Diese Arbeit beginnt mit einer geometrisch-kinematischen Analyse des Untersuchungsgebietes ("continuum mechanics approach" - NICOLAS&POIRIER 1975) und endet mit einer "metallurgischen" Analyse ("physical metallurgy approach" - NICOLAS&POIRIER 1975).

Geographisch-geologisches Gerüst: Vier Einheiten, die zu drei Deckenkörpern des Ostalpins gehören wurden untersucht: der Hangendabschnitt des Altkristallins, seine permomesozoische Hülle (Alpiner Verrucano-sensu TOLLMANN 1964), die Veitscher und Norische Decke. Für die kinematische Analyse dieser Deformation wurden Profilstreifen zwischen Lassing südlich Liezen im W und Bruck/Mur im E (Obersteiermark) ausgewählt. Im folgenden wird die tektonische Evolution eines Querprofils (Triebener Tauern Paß Areal, Paltental, Stmk.) beschrieben, soweit die Aussagen Gültigkeit für den Gesamtraum haben. Der lithostratigraphische Inhalt des Deckenstapels in diesem Querprofil ist in dem Teilen 1 und 2 beschrieben.

Die Kartierung wurde im Maßstab 1 : 10000 durchgeführt und die im folgenden präsentierten Ergebnisse umfassen im wesentlichen Geländearbeit. Es besteht kein Zweifel, daß das gewonnene Bild durch detailierte Untersuchungen in Schlüsselgebieten ergänzt und modifiziert werden wird, doch sollen die Resultate dieser Arbeit ein begründetes Gerüst für zukünftige strukturgeologische Arbeiten bilden.

Probleme der Untersuchung lauten:

- Frage nach dem Baustil der höheren allochtonen Gebiete des Ostalpenanteils
- welches Ausmaß erreichte die Gefügeprägung im Inneren der Deckgebirgsdecken?
- Frage nach der Qualifizierbarkeit und Quantifizierbarkeit dieser Gefügeprägung
- welche Deformationsmechanismen waren aktiv?
- haben die betrachteten Deckenkörper (Altkristallin und Hülle, Grauwackendecken) ihre Gefügeprägung zu verschiedener Zeit und in verschiedener Weise erlitten?
- bestehen prinzipielle Unterschiede in der Deformation in den verschiedenen Deckenkörpern?
- sind die Decken vor, während oder nach ihrer Wanderung metamorphisiert worden?
- haben sich die einzelnen Überschiebungsblöcke starr verahten?
- Frage nach dem Mechanismus der Deckenbildung: sind die Strukturelemente (Faltungen, Schieferungen, Streckungen) während oder nach dem Transport entstanden?, welche(r) Mechanismus(en) war(en) für ihre Bildung verantwortlich?

- lassen sich die im Untersuchungsgebiet gewonnen Vorstellungen auf ein allgemeingültiges, kinematisches Modell ausdehen?

Abkürzungen, Definitionen etc. sind im Kapitel "Nomenklatur" zusammengefaßt. Die verwendeten Lokalnamen sind weitgehend Beilage 1 zu entnehmen.

3.) Strukturanalyse im Triebener Tauern Paß Gebiet

Inhalt

1. Einleitung 158
2. Methodik 158
3. Deformationsgeschichte 160
   a) Schichtung und geopetale Gefüge 160
   b) erste Deformationsgeneration (D_1) 160
   c) zweite Deformationsgeneration (D_2) 166
   d) dritte Deformationsgeneration (D_3) 173
   e) vierte Deformationsgeneration (D_4) 173
   f) nichtduktile Deformation (D_5), Störungen etc. 173
   g) Orientierungdaten 175
   h) Korrelation der Deformationsstrukturen in verschiedenen Lithologien 175
   i) Großstrukturen 175
   j) voralpine Deformation 175
   k) Synthese 176
4. Faltungsmodelle und strain Verteilung 177

Literatur: siehe Gesamtverzeichnis 294

1. Einleitung

Dieses Kapitel faßt Ausmaß, Anordnung und zeitliche Abfolge der Gefüge im Triebener Tauern Paß Gebiet zusammen.

Analysen komplizierter Gebiete beginnen zweckmäßig von einfachen zu komplizierten Zonen; in Gebirgen also vom Rand ins Innere. Vom gestellten Aufgabengebiet her ist eine solche Analyse nicht möglich. So wurde ein anderer Weg der Enträtselung der tektonischen Entwicklung gewählt. An bekannten und anderen neu aufgefundenen Vorkommen von Zentralalpinem Permomesozoikum wurde die Gefügeentwicklung, die dort natürlich nur alpidisch sein kann, studiert, die Gesetzmäßigkeiten und Schwankungsbreiten ermittelt, davon ausgehend die anderen Decken bearbeitet, Vergleiche gezogen, zugeordnet und der Gebirgsbau entworfen.

Der Untersuchung ist ein Kapitel vorangestellt, das kurz das Grundkonzept mit welchem im Gelände gearbeitet wurde, erläutert. Dann werden die Deformationsgenerationen einzeln ausgeführt. Ein dreidimensionales Bild des betrachteten Raumes wird angestrebt und das Erstellen einer Zeitfrequenz zwischen den einzelnen Deformationsgenerationen versucht. Die unvollständige Aufgeschlossenheit macht schon in diesem Stadium Interpretation notwendig. Diese Analyse ("geometrical analyse") ist auch ein notwendiger erster Schritt bei einem nachfolgenden Versuch die strain und stress Geschichte des Gebietes zu beschreiben.

Die Etiketierung der Deformationsgenerationen erfolgt nach alpidischen Ereignissen. So bezieht sich die Bezeichnung "erste" Faltung (Schieferung, Streckung, etc.) auf die im Gebiet festgestellte "erste" (älteste) alpidische Deformation. Präalpidische Ereignisse (Norische Decke, Altkristallin) werden gesondert behandelt. "Zweite" Faltung etc. bezieht sich auf das zweite alpidische Deformationsereignis usw.

2. Methodik

Vier Parameter wurden im Gelände verfolgt:

1. Scale: wobei interpretationsfreie mesoskopische Strukturen zu (teils interpretierten) makroskopischen Strukturen zusammengesetzt werden. Mikroskopisch bestimmte Strukturen helfen Mesostrukturen genauer für das Gelände zu typisieren (z.B. Unterscheidung "slaty cleavage - crenulation cleavage")
2. Style: Klassifikation von tektonischen Strukturen durch beobachtbare Merkmale (Unterscheidung von Stilgruppen, z.B. Falten); bestimmte Stilgruppen sind durch verschiedene Lithologien zu verfolgen (Frage der Kompetenz - Inkompetenz)
3. Overprinting: Überlagerung verschiedener tektonischer Merkmale mit Zeitimplikation, wobei das Zeitintervall zwischen der Bildung der zwei Strukturen sehr klein sein kann. Die Überprägung einer Struktur durch

eine spätere kann zur völligen Auslöschung der ersten führen.
4.Generation: Umschließt eine Gruppe von Strukturen, deren Bildung einem Vorgang in der relativen Zeitskala entspricht. Generell wird nach Stilmerkmalen gruppiert, dann mittels Überprägungskriterien eine zeitliche Beziehung hergestellt. Die Verwendung von Stilgruppen zur Gruppierung von Strukturdaten (z.B.Falten) in Generationen ist häufig zu überprüfen (Deformationsänderungen etc., vgl. auch WILLIAMS 197o). Die Orientierung von Faltenachsen ist generell ein unbrauchbares Merkmal für die Beschreibung von Gruppen (vgl. diese Arbeit). Wichtig ist es die chronologische Bedeutung, die mit dem "generation"-Konzept verbunden ist, zu verstehen. Z.B. können sich zwei Generationen von Falten während eines fortlaufenden Deformationsaktes gebildet haben oder sie können durch ein größeres Zeitintervall (1oode my) getrennt sein. Weiters muß die Generationsfolge zeitlich und räumlich nicht konstant sein (vgl. z.B. OXBURGH& ENGLAND 198o)

In komplizierten oder besonders interessanten Gebieten wurden während der Kartierung Strukturskizzen ("surface mapping") angefertigt. Orientierungsdaten, nach ihrer Generationsstellung etiketiert, wurden von allen Gefügeelementen (bevorzugt aber Lineationen, Schieferungen),sowohl auf Karte als auch ins Schmidt'sche Netz eingetragen. Als besonders geeignet erwies sich das Aufzeichnen auf Karte. In besonderen Fällen wurden die Daten im Schmidt'schen Netz konturiert. Dazu wurde am EDV-Zentrum der Universität Graz das Computerprogram SCHMDT (BEASLEY 1981) adaptiert. Zur genaueren Beschreibung siehe BEASLEY 1981.

Als eine Hauptlimitation der geschilderten Betrachtungsweise erweist sich die ungenügende Aufgeschlossenheit. Stilgruppen sind zu ähnlich, oder zu lithologieabhängig, Überprägungsmerkmale zu selten und Orientierung ist unzuverläßig. Dort erweist sich eine makroskopische Strukturdeutung ummöglich. Die Tatsache, daß z.B. Falten einer gegebenen Generation, ungeachtet ihrer Größe, meist ein ähnliches Profil haben, hilft bei der Interpretation von Makrostrukturen.

Als wertvolles Instrument zur Bestimmung der Faltungsakte erweisen sich Quarz-Karbonat-Albit-gänge. Diese Gänge bilden sich nur während der ersten Schieferung und nur parallel s_{1a}, wenn die Metamorphose etwa die Grenze zur Grünschieferfazies erreicht hat. Diese Gänge verhalten sich bei der Wiederfaltung passiv, sind mechanisch und chemisch stabil und bleiben meist auch erhalten, wenn intensive Wiederfaltung oft die Spuren früherer Schieferungen etc. auslöscht (siehe auch VOLL 196o, p.561). Quarzgänge parallel zu den jüngeren Schieferungen bilden sich kaum, wenn ja, so erkennt man sie meist leicht daran, daß sie mit einer jüngeren Schieferung zusammen, die Ältere durchsetzen.

Im Mikrobereich (Dünnschliff) wurde die rein morphologisch beschreibende Schieferungsklassifikation von GAY 1977 und POWELL 1979 verwendet. Da diese Klassifikation auf meßbaren Parametern beruht und keine genetischen Verflechtungen enthält, erlaubt sie gute Korrelation zwischen verschiedenen Arbeiten und ist deshalb zur Anwendung empfohlen.

3. Deformationsgeschichte

a) Schichtung und geopetale Gefüge

Alle Gesteine des Profiles lassen ss und sedimentäre Unten/Oben -Nachweise im Aufschlußbereich nur in günstigen Fällen erkennen. Durch Rückführung der gesamten rotationalen Deformation (d.h. die Achsen des strain-Ellipsoids rotieren in Bezug zum stress-Ellipsoid) lassen sich die Abfolgen aller Deckenkörper als aufrecht lagernd wahrscheinlich machen. Die Schichtung ist vor allem in kompetenten Gesteinen erhalten, sie ist erkennbar durch:

- verschiedenmächtige Sandsteine und Konglomerate mit Tonschiefern wechsellagernd; gebankte Kalke, manchmal mit zooklastischem Inhalt (Crinoidenstielglieder - selten gradiert (geringe Aussagekraft))
- rhythmische Wechsellagerung von graphitischen Metapeliten und gröberen, graphitärmeren Lagen, vor allem in der Veitscher Decke. Die Lamination ist generell von s_1 überprägt, verstärkt, meist ausgelöscht.
- Flaserschichtung und Lamination mit Schwermineralinsen, diese SM liegen meist nicht auf, sondern in Glimmerfilmen (Sackung!)
- Gradierung,- nur in Einzelfällen. In mm bis cm dicken Lagen durch Abnahme des Quarzgehaltes. Korngrößengradierung bei Quarz ist durch meist vollständige Rekristallisation ausgelöscht, bei klastischen Feldspäten (bei den herrschenden PT-Bedingungen stabil, aber stark angelöst) äußerst selten.

Die sedimentären Unten/oben Nachweise wurden vor allem dazu verwendet, aufrechte und invertierte B_2-Faltenschenkel zu erkennen, doch helfen sie nicht viel, da ss über größere Distanzen nicht verfolgbar ist. Zusammen mit gefügekundlichen Unten/Oben-Nachweisen ist manchmal eine Klärung von B_2-Großfaltenstrukturen möglich (z.B. Triebenstein NE-Grat, Brodjäger-Ost). Abbildung 68 faßt ss-Daten aus den verschiedenen Großeinheiten zusammen.

b) erste Deformationsgeneration (D_1)

Stellt das gefügeprägende Element in allen Einheiten des untersuchten Querprofiles dar.

(B_1)-erste Faltung:

Erste Großfalten wurden nicht beobachtet, alle Großfalten sind zweite oder jüngere. Alpidisch erste Großfalten müßten, falls vorhanden, Amplituden und Wellenlängen haben, die über die Ausmaße des Profiles hinausgehen, sehr wahrscheinlich liegen aber durch B_2 erstmals großgefaltete, planparallele Platten übereinander.

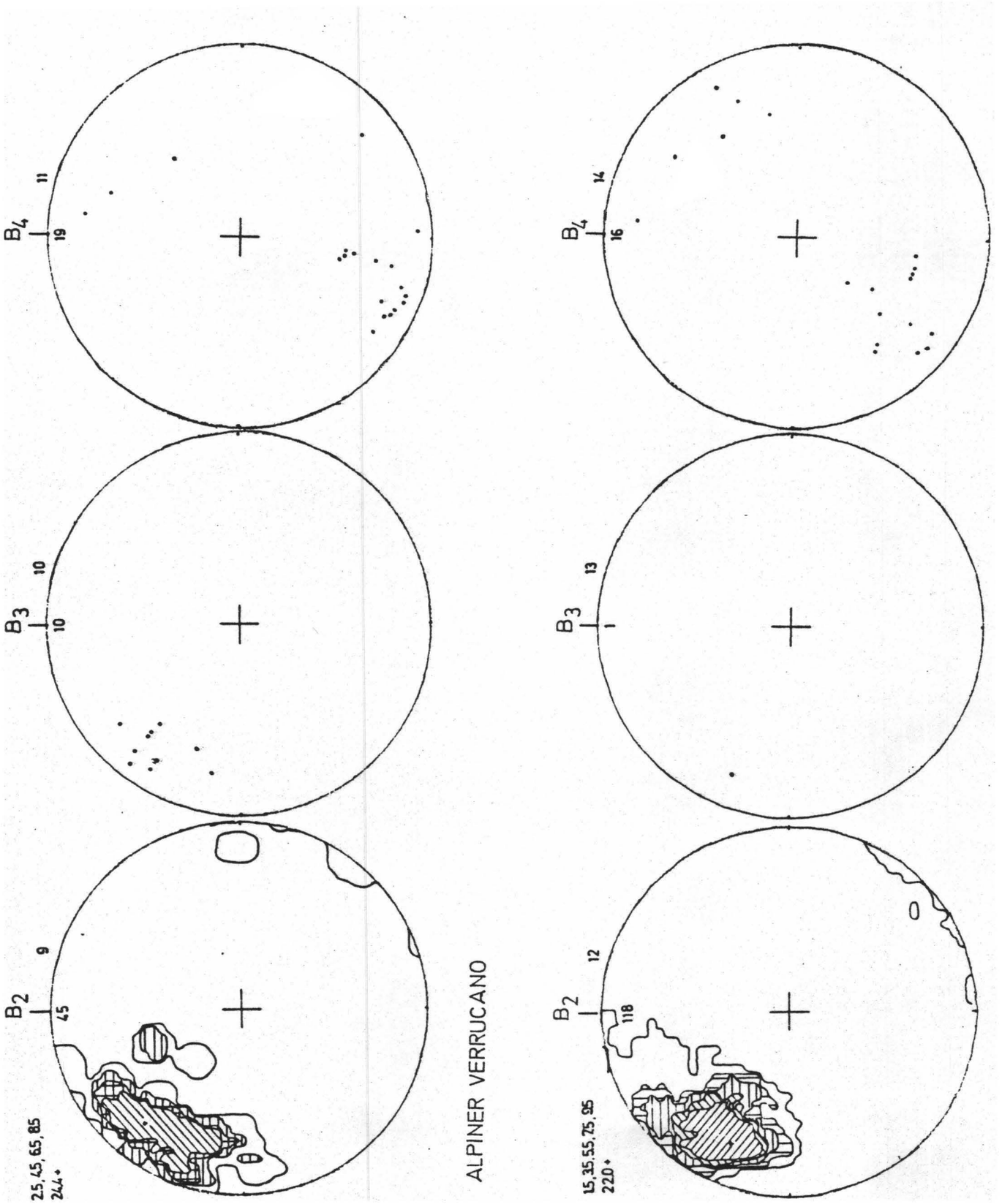
Erste Kleinfalten (cm-dm) lassen sich an varistisch angelegten Quarzgängen der Norischen Decke nachweisen. Sie beweisen damit auch den

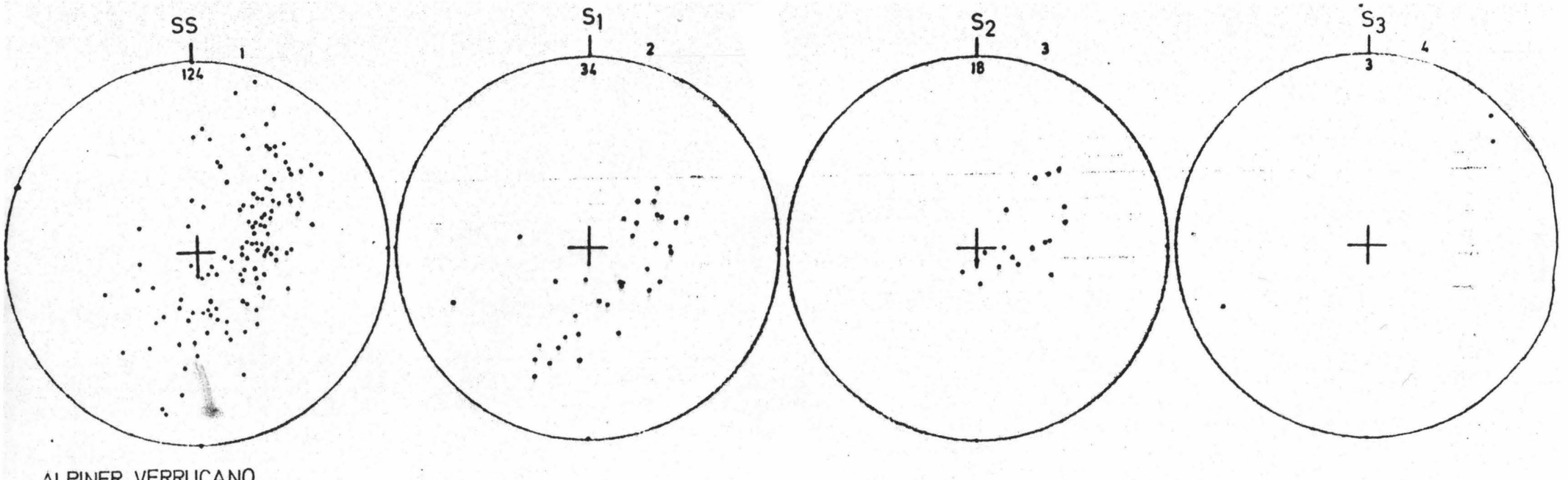
Abbildung 68

Orientierungsdaten aus dem Triebener Tauern Paß Gebiet (Diagramme 1-22); Schmidt'sches Netz. Daten aus den Aufnahmejahren 1981/82 mit eindeutiger Zuordnung der Gefügemerkmale in die Generationsfolge. Zahlen unter dem N-Punkt der Diagramme geben Anzahl der Messungen, Zahl rechts oben Diagrammnumber, Konturierungsintervalle (pro 1%) links oben, darunter Besetzung des Maximums(a), Computerkonturierung nach BEASLEY 1981 (adap. Rat. 82).
Abkürzungen siehe "Nomenklatur"
Erläuterungen siehe Text

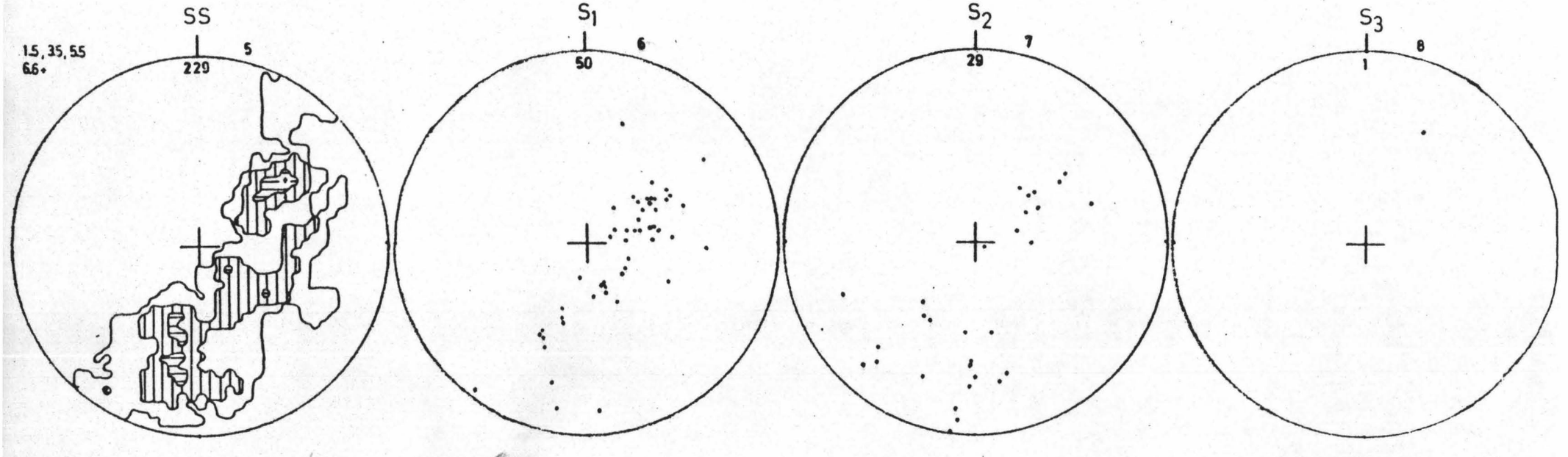
ABB. 68

gemessenes Gefügeelement über N-Punkt





ALPINER VERRUCANO



VEITSCHER DECKE

ABBILDUNG 68

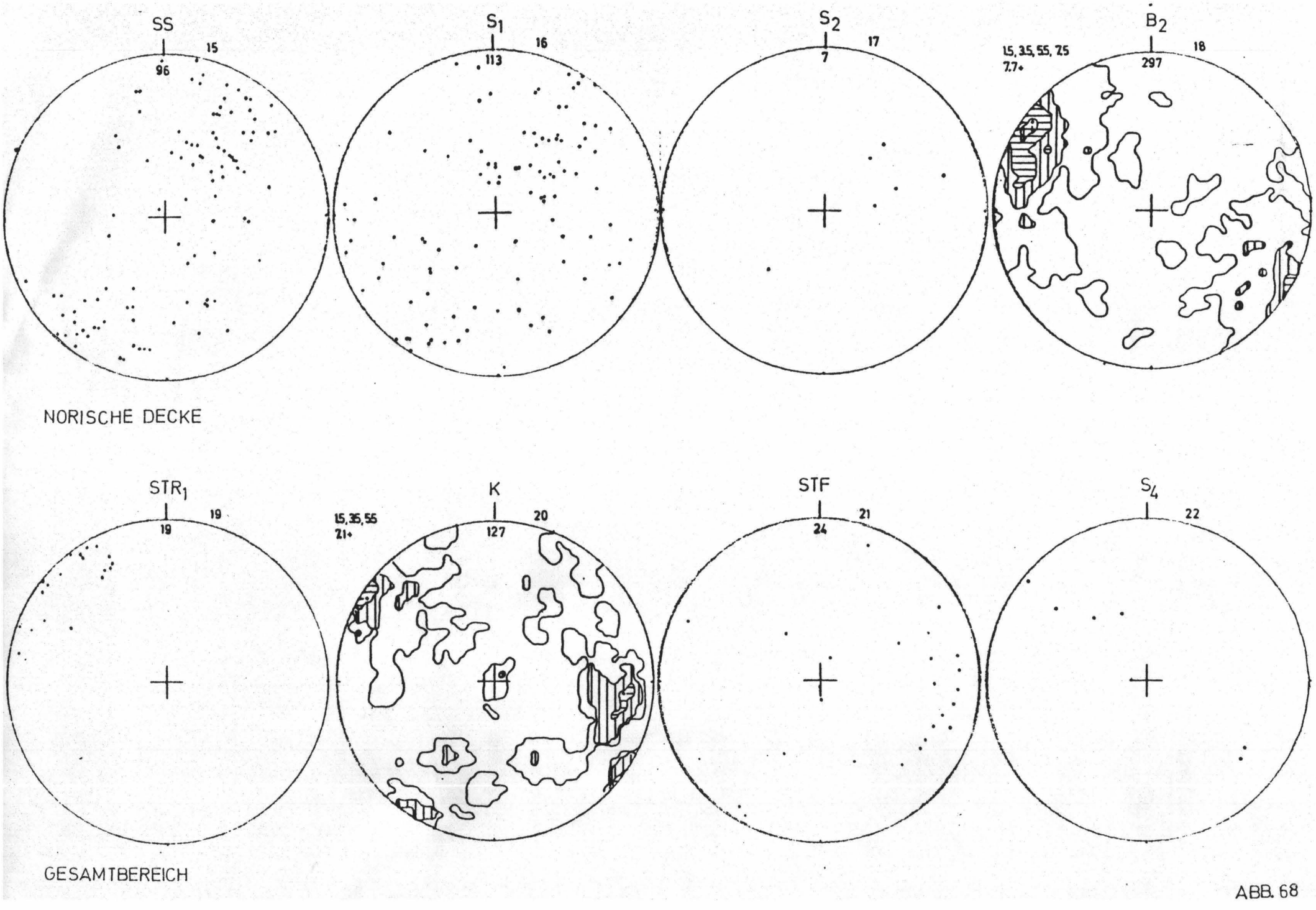

SS
15
96
S1
16
113
S2
17
7
B2
18
297
15, 35, 55, 75
7.7+
NORISCHE DECKE
STR1
19
19
K
20
127
15, 35, 55
21+
STF
21
24
S4
22
GESAMTBEREICH

ABB. 68

rotationalen Charakter von D_1. Abbildung 69a-f und Abbildung 7o zeigen Faltenprofile (alpidische Deformation) an varistisch angelegten Quarz=gängen. Danach sind D_1-Falten fast ausschließlich isoklinal, Falten=schlüsse einfach, Parasitärfalten fehlen. Das Verhältnis Schenkel:Scheitel ist generell extrem, die Schenkel sind extrem gedehnt, die Mittelnaht oft nur mehr als Phyllosilikatpunktereihe oder Karbonatlage ausgebildet; die Schenkel sind manchmal über dm im Aufschluß verfolgbar. Diese Falten gleichen Falten, wie sie in "simple shear" Experimenten entstehen (vgl. z.B. COBBOLD&QUINQUIS 198o), die Faltenachsen gleichen innerhalb der Meß=genauigkeit str_1 bzw. B_2. Sie sind soweit feststellbar stark gebogen, also nichtzylindrisch.

Auch in der Norischen Decke sind B_1-Falten nicht häufig, manchmal sind sie durch Achsenebenen-parallele Störungen zerissen, die Schenkel verdriften, bis nur mehr einzelne Quarzlinsen parallel der alles dominierenden ersten Schieferung in der Phyllitmasse liegen.

Wahrscheinlich gehören auch selten beobachtbare "intrafolial folds", besonders aus den unreinen Kalkmarmoren der Basis der Veitscher Decke hierher. Sie haben sich an Inhomogenitäten (Verunreinigungen in den Kalkmarmoren) gebildet. Die Faltenachsen sind generell parallel der Streckungsrichtung, ihre Achsenebenen parallel s_1.

(s_1)-erste Schieferung

Während der ersten alpinen Durchbewegung wurde dem ganzen Gesteins=stapel eine Schieferung aufgeprägt. Sie ist im Zentralalpinen Permo=mesozoikum und in der Veitscher Decke (!) die erste im Altkristallin und der Norischen Decke, zweite oder spätere Schieferung. In den ersten beiden Einheiten durchdringt s_1 (als typische "slaty cleavage") ein quasiisotropes Ausgangsgefüge und ist dadurch das bestimmende Element bis ins Korngefüge (HÖPPENER 1956). Aber auch in den beiden Letzteren, dominiert s_1, obwohl s_1 schon mechanisch wirksame Anisotropien angetroffen hat.

Die s_{1a}-Schieferungsschar ist im Gelände selten, im Schliff häufiger zu beobachten, s_{1s} schafft durch Weglösen von Quarz, untergeordnet Karbonat und Feldspat und Anreicherung von Schichtsilikaten, Phyllo=silikatfilme, damit eine metamorphe Bänderung, durch Anreicherung des gelösten Materials zwischen s_{1s}, die typischen A-B-A-B-Rhythmite. Geländebeobachtungen zeigen folgende Abstände: Metasilschiefer: 1mm, Metasandsteine: 1-3mm, Metakonglomerate: o,5-1,5cm und >. In den Kalk=marmoren werden primäre Inhomogenitäten verstärkt, teilweise entstehen Bänderkalke.

ss liegt s_1 meist ununterscheidbar parallel, nur selten, in Konglomeratlagen erreicht der Winkel maximal $2o^o$, damit ist der Trans=versalschieferungscharakter gesichert. In günstigen Fällen (vor allem bei

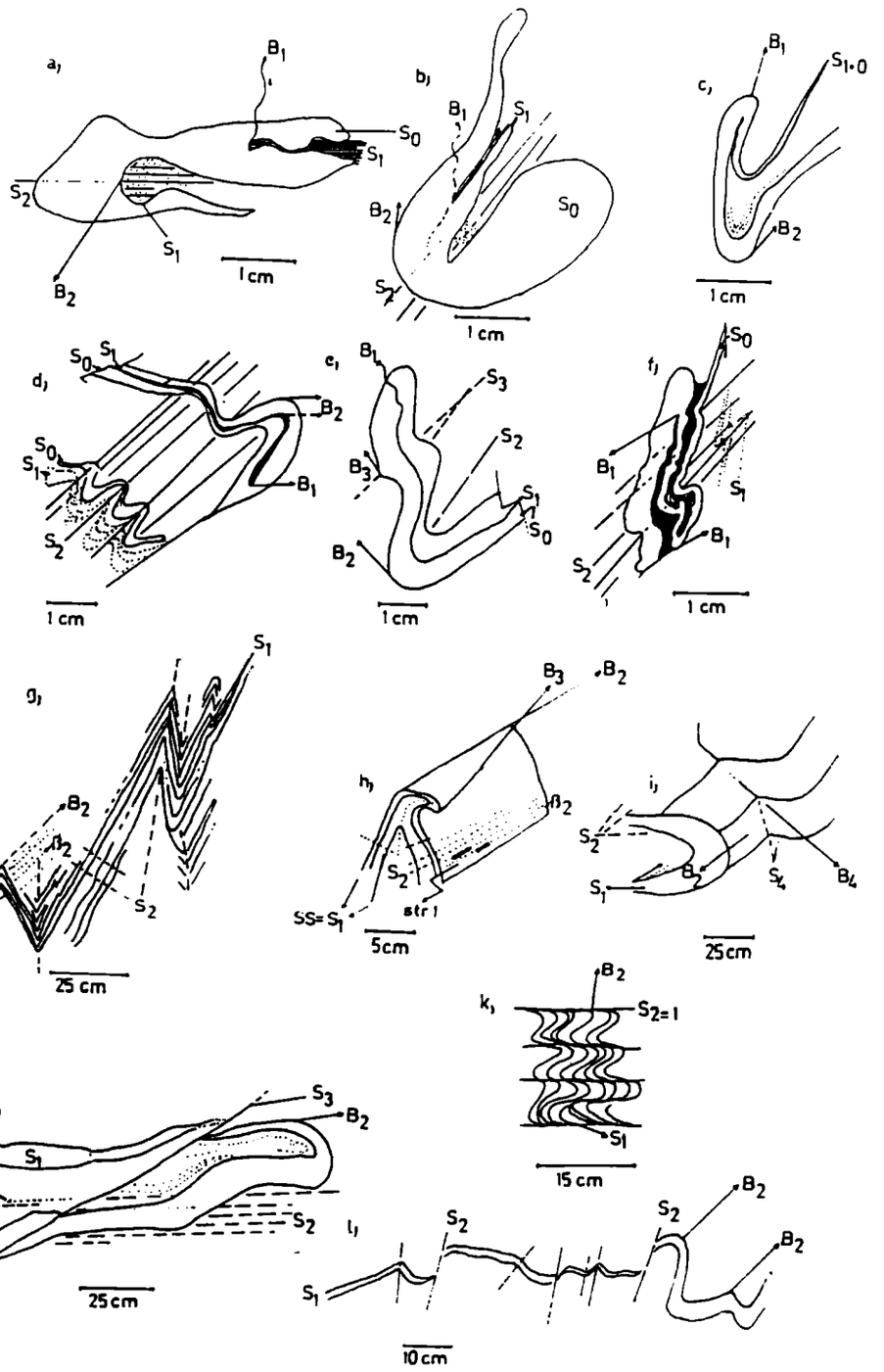


Abbildung 69 a-l

Profile alpidischer Mesofalten, Indizierung siehe "Nomenklatur" und Text

deutlichem ss) kann der Überschneidungssinn noch an Quarzgängen (dann also der Winkel zwischen ss und s_{1a}) abgelesen werden. Die Beziehung zeigt dann aufrechte Lage der Schichtfolgen an und spricht gegen eine Invertierung durch B_1-Großfalten, doch reicht die Zahl der eindeutigen Beispiele für eine entgültige Feststellung nicht aus.
Die Schnittlinie β_1 von ss/s_1 oder s_{1s}(ss)/Quarzgänge liegt, soweit beobachtbar in der Schwankungsbreite von str_1. β_1 dürfte in seiner Bedeutung den Achsen von Parasitär-und Schleppfalten gleichkommen, deren Achsen leicht rotieren (vgl. z.B. NABHOLZ&VOLL 1963). Für die nachfolgende

Deformation wird also ein extremes Lagengefüge geschaffen, wir werden sehen, wie dieses die nachfolgende Deformationen bestimmt, steuert!.

(str_1)-erste Streckung

Die Streckungsrichtung gibt die Richtung größter Zuspannung an, sie streicht konstant NW-SE, hat etwas geringere Schwankungsbreite als B_2 (vgl. Abbildung 68). Die Richtungskonstanz von str_1 läßt sich im Alpinen Verrucano, den Grauwackendecken im ganzen Untersuchungsgebiet bestätigen, teilweise ist sie mehr E-W gerichtet. Beobachtungen anderer Autoren fehlen leider: VOLL 1976, 1977, SLAPANSKY (mündliche Mitteilung) berichten über NW-SE Richtungen aus den nördlichen Radstätter Tauern.
Die Streckungsfaser ist ausgebildet durch:

- Streckungshöfe; an klastischen Körnern. Besonders bei Quarz wird durch Drucklösung Material abgeführt, hinter starren Einlagerungen abgesetzt (wobei die Deformationsstärke, die Enge der s_1-Bahnen meist zu extrem für die Ausbildung klassischer Streckungshöfe ist). Als starre Einlagerungen dienen: selten erhaltener klastischer Quarz, oft Feldspäte, Schwerminerallen, auch metamorph neugebildeter Pyrit, Magnetit (vgl. Abbildung 71)
- die Form angelöster klastischer Minerale oder neugebildeter, bereits wieder angelöster Minerale
- Mineralneubildungen, wobei die Drucklösung Material für Anwachssäume an impfende, klastische Minerale liefert; andererseits bilden sich neue Keime, die Minerale wachsen mit ihrer Längsachse nach str_1 ausgerichtet (vgl.z.B. Abbildung 5o b)
- das Auseinanderdriften starrer Körper; zwischen diesen Fragmenten bilden sich fasrige Neubildungen (vgl. Abbildung 71)

Nicht werden Minerale senkrecht zu str_1 in s_1 ausgeweitet, im Gegenteil in manchen Fällen gelöst.

Die Streckungsphaser gibt damit die X-Richtung des strain-Ellipsoides, die Hauptdehnungsrichtung, die Deckentransportrichtung an, sie liegt in diesem Raum fast parallel dem Gebirgsstreichen (siehe auch später).

c) zweite Deformationsgeneration (D_2)

Überprägt im ganzen Raum die D_1-Strukturen, auch die Deckengrenzen, ist also nach der Hauptüberschiebung entstanden.

(B_2)-zweite Falten

Zweite Falten sind überwiegend aufrecht oder NE-vergent, haben Amplitudem vom cm bis mehrere 1oom-Bereich, ihre Achsen laufen dem Gebirgsstreichen und str_1 ungefähr parallel, vgl. Abbildung 68.
Verschiedene starke Rotation,bedingt auch durch Kompetenzunterschiede, führt zum Wechsel des stress-Systems, damit zu einer deutlichen Achsenstreuung, einem Wechsel in der Faltensymmetrie und in der Steilheit des Abtauchens. Alle diese Phänomene sind in den Parasitärfalten gesteigert (generell als nichtzylindrische Falten). Parasitärfalten fehlen in kompetenten Gesteinspaketen generell (und aus diesen stammen die Proben für die strain-Analyse in Abschnitt 4.), p.184), sind aber häufig in

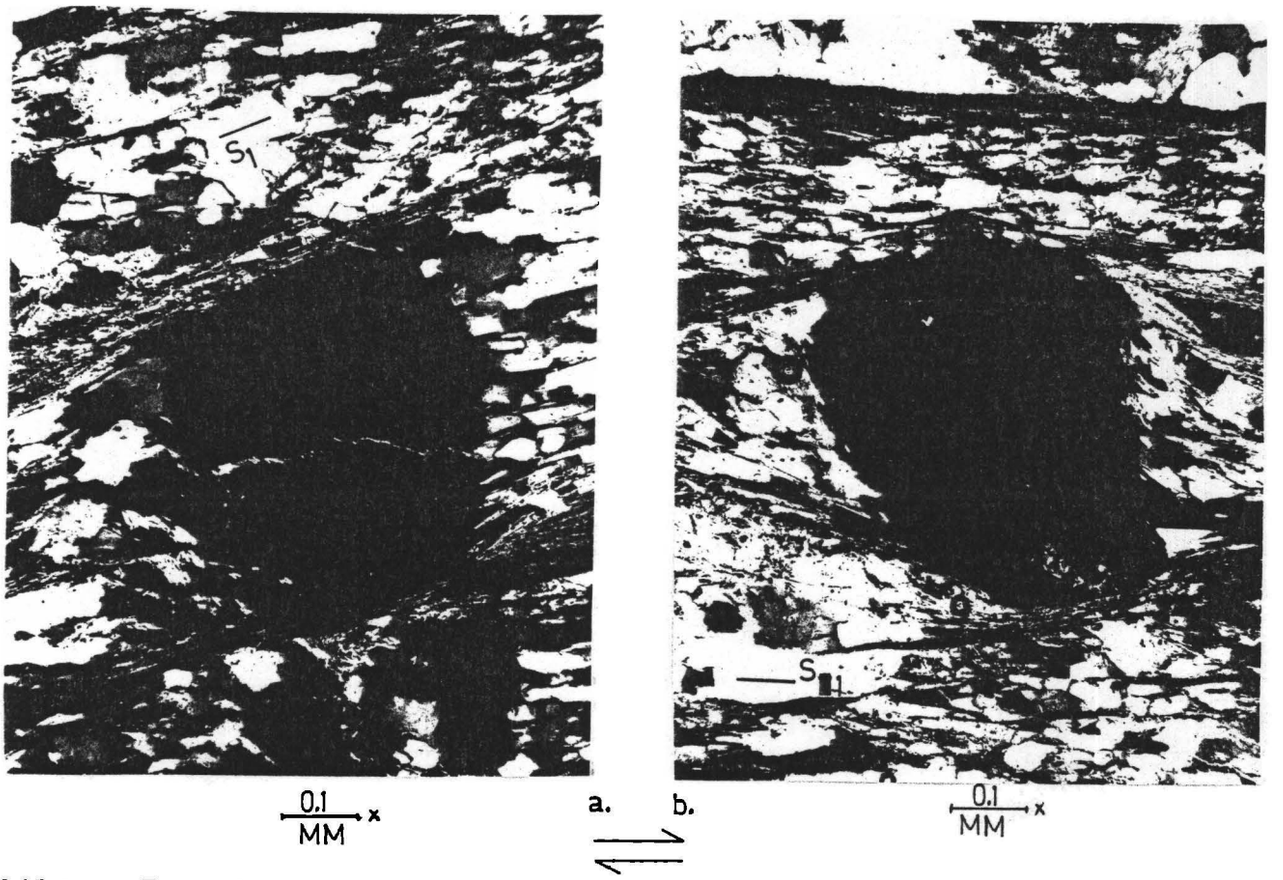


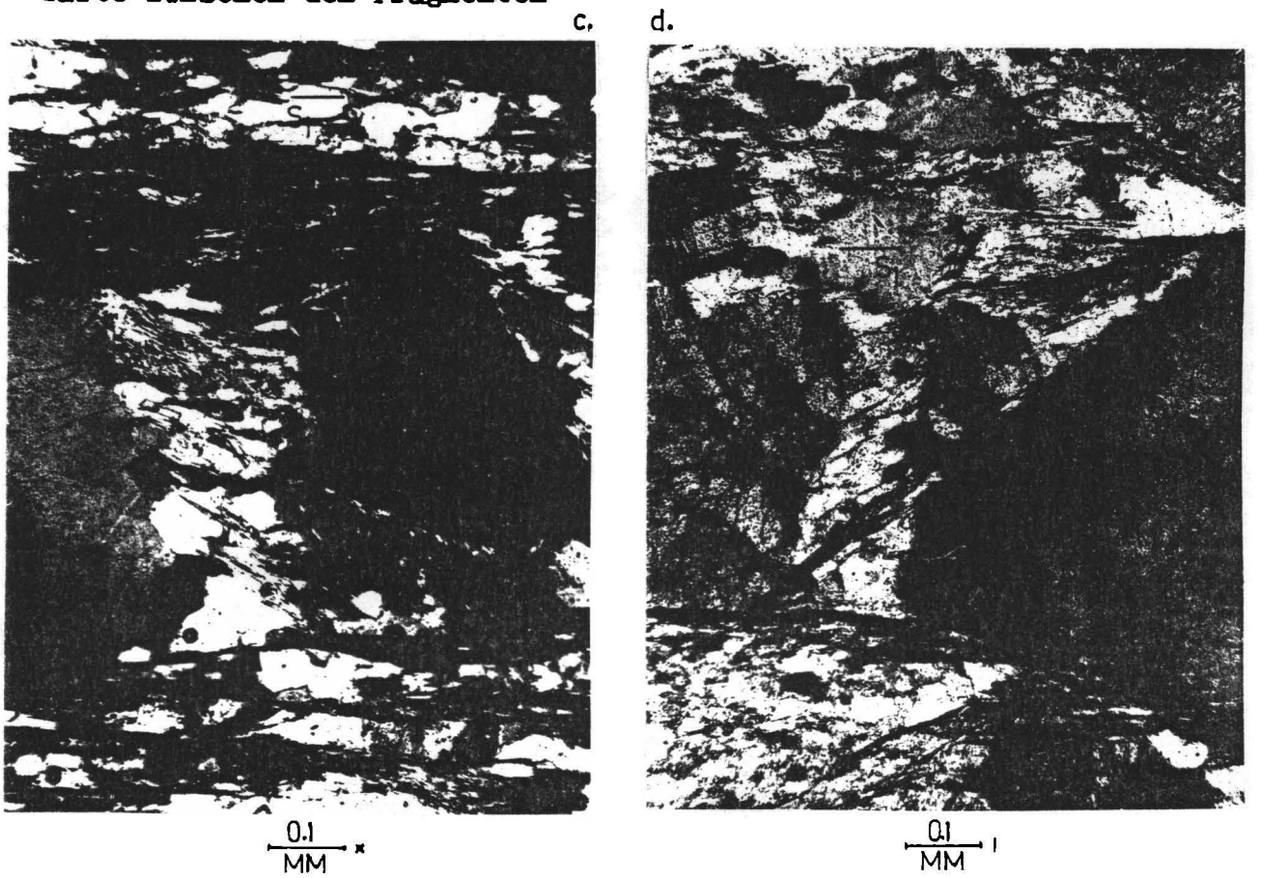
Abbildung 71 a–d

a–c) Probe OK1o, "Metaquarzwacke" aus dem Magnesittagebau Sunk bei Trieben

d) Probe G128, Metaarkose aus den Unterkarbonklastika der Sunkmauer

a–c) Quarzklasten-Deformation durch Drucklösung, beachte Lösungssäume Druckschatten, Glimmer-Quarzorientierung in diesen; asymmetrische Druckschattenform, dextraler, NW-gerichteter Schersinn; beachte weiters klastinterne Schwächungsbahnen in a) und c) und das Zerreissen des Klasts in c)

d) rechtssinnige Verdriftung von Feldspat, beachte fasrige Quarzlösungsbärte zwischen den Fragmenten



inkompetenten Paketen.

Monokline bis rhombische Falten dominieren, der typische "interlimb angle" liegt zwischen 20 und 80°, doch kann er je nach Lithologie schwanken. Parasitärfalten sind oft asymetrisch. Über den Aufschlußbereich sind bei einheitlicher Lithologie B_2-Falten bemerkenswert harmonisch, mit kleinen aber überwiegend runden Scheiteln (vgl. Abbildung 72). Die kompetenten (sandige und geröllführende) Lagen fallen fast immer in class 1B-C, inkompetente Phyllitlagen oft in class 1C (Faltenklassifikation nach RAMSAY 1967, p. 366 ff). Komplizierte Falten sind in Metapeliten häufig (vgl. Abbildung 73), doch bleiben sie weitestgehend in class 1 C. Das Verhältnis Schenkel:Scheitel ist wieder groß (bei Großfalten auch > 10:1). Oft sind Knickfalten, asymetrische "chevron folds" entwickelt (vgl. Abbildung 69 g). Die einzelnen Lagen behalten dann meist konstante orthogonale Dicke, vor allem in Großfalten scheint die Achsenebene die Schenkel zu halbieren.

Wo eng benachbarte S_1-Quarzgänge oder scharfe Metapsammit-pelit-Übergänge gefaltet werden, stoßen an der konkaven Seite die kompetenteren Lagen in die pelitischen Lagen vor und erzeugen eine deutliche Verdickung (vgl. Abbildung 74). Die "Spitzigkeit" der B_2-Falten variiert innerhalb einer Lage manchmal beträchtlich (vgl. Abbildung 74). Parasitärfalten an den Schenkeln größerer Falten sind genereller offener.

(s_2)-zweite Schieferung

s_2-Flächen bilden sich in einem durch s_1 anisotropen Medium, sie sind deshalb weitständiger, von mm bis mehrere cm, häufig (besonders in kompetenten Gesteinen) fehlen sie. Die s_2-Flächen bilden sich mit großem Winkel zu s_1 (bis 90°), bleiben meist steil. Der Flächenbildung geht eine duktile Internverkürzung parallel dem s_1-Lagengefüge voraus; später entstehen feine Runzeln (vgl. Abbildung 75), dann Mirofalten mit steilstehender Achsenebene, dann beginnen die s_2-Flächen zu rotieren. Dieses letzte Stadium ist den Phylliten vorbehalten.

So bleibt die Verkürzungsrichtung in den kompetenten Gesteinen während der Deformation annähernd gleich, also senkrecht zum s_1-Lagengefüge. Auch die oft steile Lage von voll entwickelten s_2-Flächen bzw. B_2-Mirokfalten, zeigt, unter der wahrscheinlichen Annahme, daß diese Flächen Ebenen senkrecht der maximalen Verkürzungsrichtung sind, dies an (vgl. Punkt 4.).

In s_2 findet noch Glimmer-, Epitotregelung und Neuwachstum statt, nie wird dabei s_1 ausgelöscht. In den B_2-Scheiteln, zwischen den ± fächerförmigen s_2-Flächen werden die s_1-Glimmerfilme polygonal, mit umlaufender Auslöschung gebogen, seltener geknickt, wobei die Knickstellen teilweise aber noch ausheilen. Dies beweist: die D_2-Deformation lief

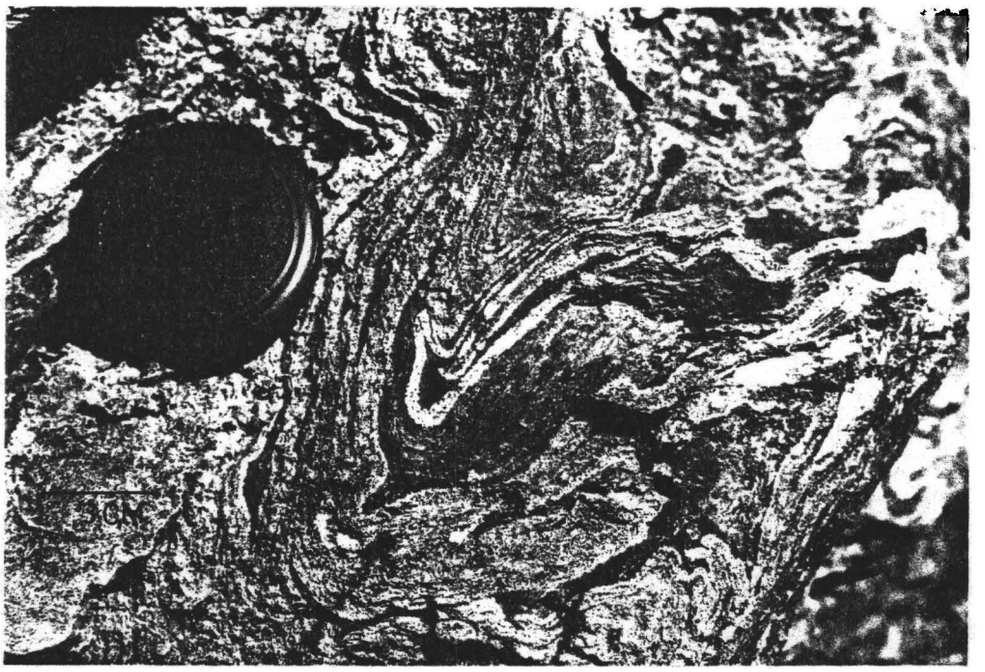


Abbildung 7o

Alpidische Faltenstrukturen
Varistischer Quarzgang (hell-Mitte)(D_o, s_o) wird alpidisch wiedergefaltet; beachte fehlende Parasitärfalten, extremes Schenkel : Scheitel-Verhältnis, gleichbleibende Lagendicke; s_o parallel dem Quarzgang ist erkennbar, wird aber von s_1-überprägt; beide Strukturen werden von "thigt" $B_2(D_2)$-Falten gebogen; beachte den Faltenschluß links unten, dieser ist typisch für Biegegleitfalten, für "chevron"-Falten, vgl. RAMSAY 1974, p. 1774, Fig.13 ("hinge collapse"); das extrem gut ausgebildete Lagengefüge ermöglicht ein Gleiten im Lagenbau; zu den Faltenmodellen siehe Text

Abbildung 72

"Thigt" similar folds", class2 in Kalkmarmorbänken an der Basis der Karbonatentwicklung in der Veitscher Decke (Steilbachgraben); beachte: kurze Scheitel, lange Schenkel

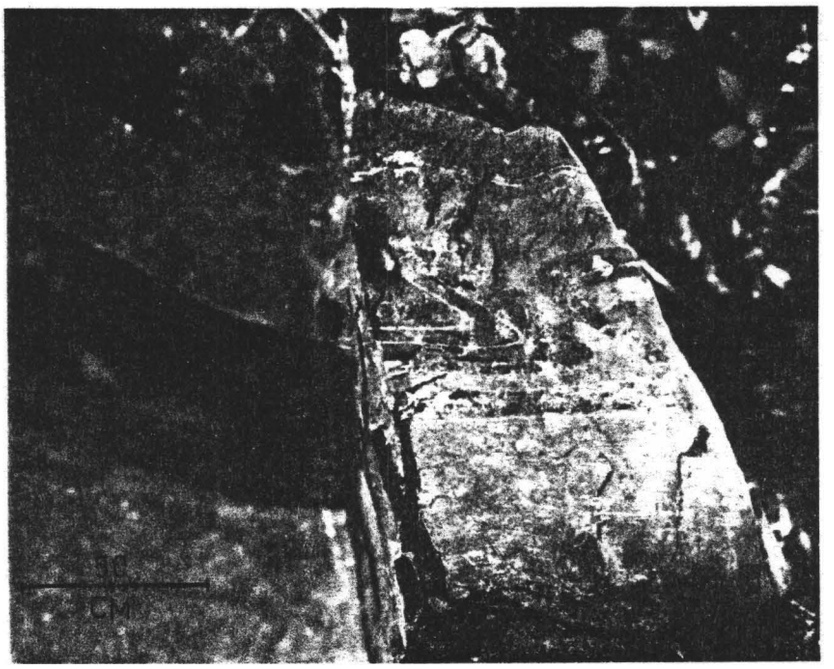




Abbildung 73

Komplizierte Faltenformen aus dem feinklastischen Verrucano E' des Tierkogels (Triebener Tauern Paß); ss durch Farbwechsel mit Hämatit= lagengefüge ausgebildet, s_1 parallele Quarzgänge mit Hämatit, Längung der Minerale nach str_1; B_2-Kofferfalte ("irregular boxfold") faltet ss, s_1 und s_1 parallelen Quarzgang; s_2 bildet Achsenebenenschieferung zu B_2, zerschert Quarzgangfalte; ss+s_1 sind zerrissen und rotiert; in s_2-Bahnen wird im Zuge der Rotation von s_2 die Falte weiter zerlegt, im Liegenden und Hangenden amputiert,- es entsteht eine "rootless intrafolial fold", wobei die weitständigen (ca.4cm) s_2-Bahnen (s_2=s_1) völlig in s_1 einrotiert werden

B_2-Richtung: 255/25 } beachte die starke Rotation von B_2-Achsen in s_2,
β_2=s_1/s_2: ca.310/10 } "Stricklavafalten"

strain: Verrucano südlich des Triebener Tauern Passes: (ϵ): 1,135:-o,262: -o,365, die duktile Internverkürzung bei der B_2-Deformation betrug daher ca. 26%, die "buckling Komponente" trug in diesem Beispiel weitere 55% Verkürzung bei!

Abbildung 74

"Thight folds" im Verrucano SE' des Brodjägers; hell - Quarzgänge, dunkel - Metapelite, beachte: das Vorspringen des kompetenteren Materials in der konkaven Quarzgangseite und das Ausdünnen des inkompetenten Materials in den Schenkeln; links SW, rechts NE, s_2 mittelsteil nach SW, s_1 links horizontal; typische B_2-Faltenform: langer- aufrechter, kurzer-inverser Schenkel, je nach Kompetenz ist der Scheitel scharf geknickt oder ge= rundet (vgl. Antiklinale-Synklinale im Photo)



Abbildung 75

Bildung von s_2-Schieferungsflächen:
a) Stadium der duktilen Internverkürzung senkrecht zum s_1-Lagenbau vor der Anlage von Mikrofalten,- der strain-Betrag ist nicht direkt meßbar (experimentelle Untersuchungen zeigen, daß diese Verkürzung zur Verformungsrate und den relativen mechanischen Eigenschaften des Lagenbaues steht, vgl. SHERWIN& CHAPPLE 1968, DIETERICH 1970, sie liegt aber zwischen 0–30%)

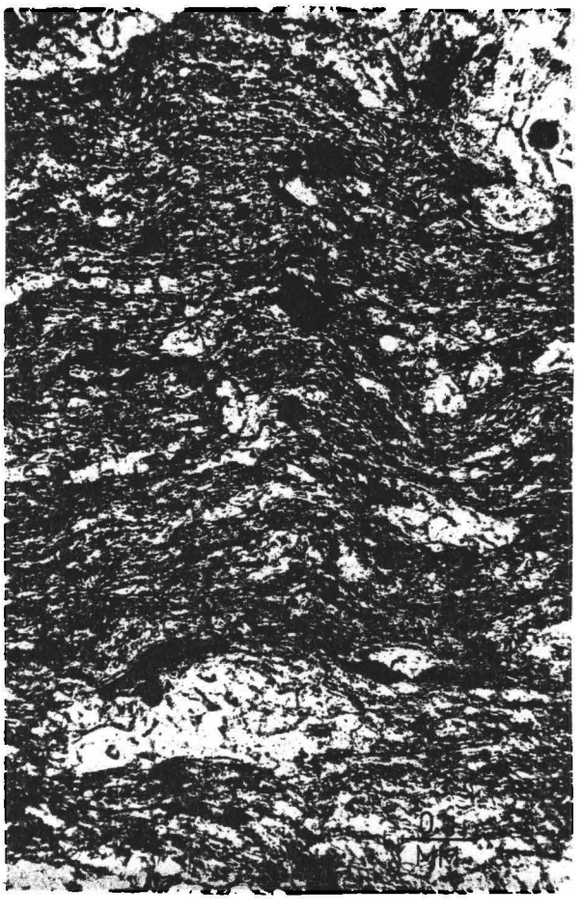
Schliff 17 (Klastika der Veitscher Decke, ac-Fläche in Bezug zur B_2-Faltung; geknickte und in der c-Richtung gedehnte, klastische Glimmer, beachte rechtes, obere Ende (Pfeil)
(ein Großteil der Deformation durch "flattening" während D_1!!)

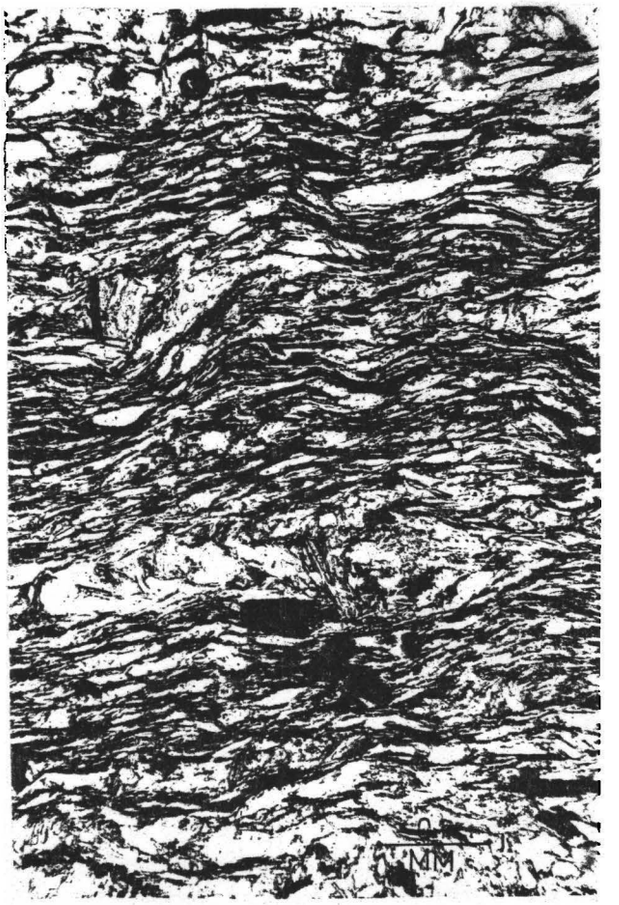
b)Stadium der Runzelung vor der Bildung von s_2-Flächen, Grenze der homogenen, duktilen Internverkürzung überschritten; beachte die symmetrischen, harmonischen, offenen Mikrofalten
Schliff N25: Porphyroidtuff der Norischen Decke
Schliff 16: Unterkarbonklastika der Veitscher Decke



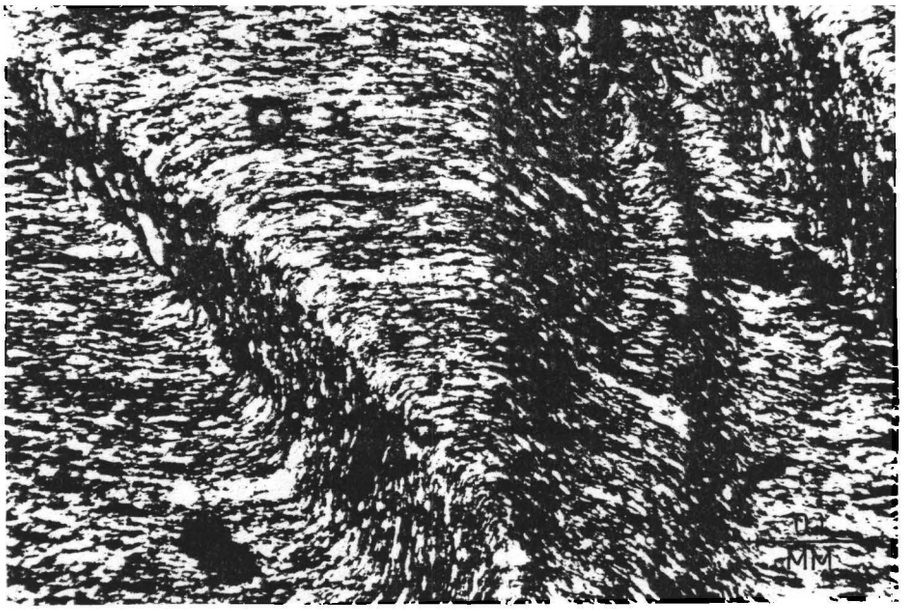
17 0.15 MM ×

16 0.1 MM





N 25



G2

Abbildung 75 Fortsetzung

c) Stadium der Mikrofaltenbildung mit s_2-Achsenebenenschieferung

(1) Schliff G2, Metapelit der Veitscher Decke, ac-Fläche zur B_2-Faltung; annähernd symmetrische, harmonische Knickfalten mit steiler Achsenebene,-

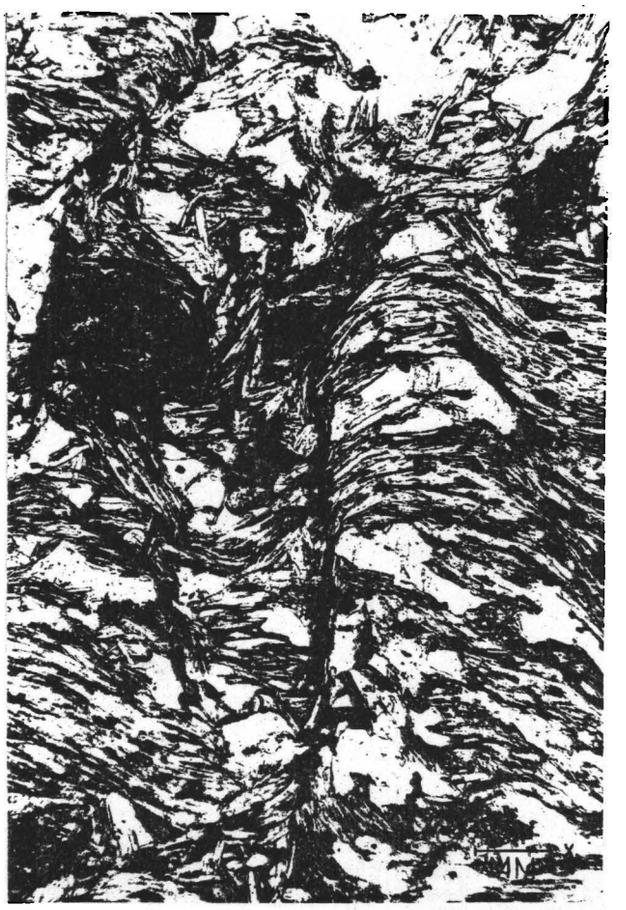
Knickfalten ("kink folds") (vgl. Abbildung 68 g im Aufschlußbereich) treten auf wenn: (vgl. auch experimentelle Untersuchungen von PATTERSON&WEISS 1966)

- **ein extremes Lagengefüge vorliegt (s_1- A-B-A-B- Rhythmite)**
- **in diesem Lagengefüge ein hoher Viskositätskontrast herrscht (alternierende Quarz-Glimmerlagen durch s_1)**
- **ungleich entwickelte "kinks" treten bei schräger stress-Einwirkung auf (nur einige Grade!)**

Alle drei Forderungen sind in G2 verwirklicht

(2) Schliff N121, phyllitischer Glimmerschiefer des Altkristallins; Ausgestaltung und Rotation der B_2-Falten und der s_2-Flächen ("crenulation cleavage"), die Rotation dürfte großteils ein Produkt des "flattening" (= Phase 3 des Faltungsvorganges, siehe Text) sein, in N121 wenig fortgeschritten,-

Hellglimmerdeformation in s_2 (B_2-Mikrofalten): Verbiegung der s_1-Glimmer, selten Knickung, feine Rekristallisate in der Achsenebene; das Überwiegen von Biegung über Knickung bei Hellglimmer entspricht den Beobachtungen von WILSON&BELL 1979; beachte deutliche Lösung in s_2, weiters die Stellung von alpidischem Granat (dunkel,oval) zu s_2



N121

getempert ab, am absteigenden Ast der Hauptmetamorphose.

(str_2)-zweite Streckung

Konnte nur selten beobachtet werden (vgl. Abbildung 67 b-d).

d) dritte Deformationsgeneration (D_3)

Dritte Falten sind wegen der großen Inhomogenität der B_2-Falten, ihrer Achsenparallelität mit B_2 (vgl. Abbildung 68) und wegen den reichlich vorhandenen B_2-Parasitärfalten schwer zu erkennen.

Sie treten meist im Süden des Untersuchungsgebietes auf, dort wo s_2 in s_1 einrotiert ist und stellen damit die rotationale Weiterführung der B_2-Deformation dar. s_3 ist nur lokal ausgebildet, bildet NE-vergente Flexuren und Klüfte und ist damit bei weiter absteigender Temperatur gebildet worden. B_3-Falten sind offen ("gentle-open folds"), vgl. Abbildung 77 a, b, oft haben sie die Form von Knickfalten.

e) vierte Deformationsgeneration (D_4)

B_4-Kleinfalten (dm) sind offen ("gentle-open folds"), ihre Achsen streichen N-S bis NE-SW (vgl. Abbildung 68); sie liegen damit etwa, aber nicht ganz, senkrecht str_1. B_4 paßt damit noch zum str_1-äquivalenten stress-System, doch haben sich die stress-Achsen und Ebenen etwas verlagert. B_4 ist die letzte Faltung, sie stellt im Bezug auf das Korngefüge eine Kaltdeformation dar.

Ob B_4-Falten für die Fensteraufwölbungen im Querprofil Flitzenschlucht-Triebener Tauern Paß und für Verbiegungen von str_1, $B_{2,3}$ verantwortlich sind, bleibt unsicher. Alternative Erklärungen sind:

- heterogener strain in B_2 - vgl. THURNER&WEISS 1963
- Aufwölbungen über Rampen, Dublexstrukturen etc. (vgl. BUTLER 1982) der D_1-Überschiebungsbahnen im Sinne der "thin-skinned-tectonic".

Beide Möglichkeiten vermögen die beobachteten "dome and basisn structures" zu erklären.

f) nichtduktile Deformation (D_5), Störungen etc.

Abbildung 68-21 faßt Störungsflächen mit meßbarer Versetzung zusammen. Alle sind spät, wahrscheinlich nach fast völliger Abkühlung entstanden. Abbildung 68-20 zeigt die gemessenen Kluftflächen. Geometrisch lassen sie sich großteils auf die B_2-Faltung beziegen (hkl, ac-Flächen). Das Maximum im ESE Quadranten paßt weniger zum ac-Kluftflächenbild der B_2-Faltung, sie streichen faßt genau N-S und fallen steil nach W. Ich interpretiere dieses Flächensystem als dem Pöls-Lavantal-Störungssystem zugehörig. In Verbindung mit diesem Kluftscharensystem tritt kataklastische Zerlegung der Quarzgerölle auf. Eine Versetzung an ihnen konnte fast nie beobachtet werden.

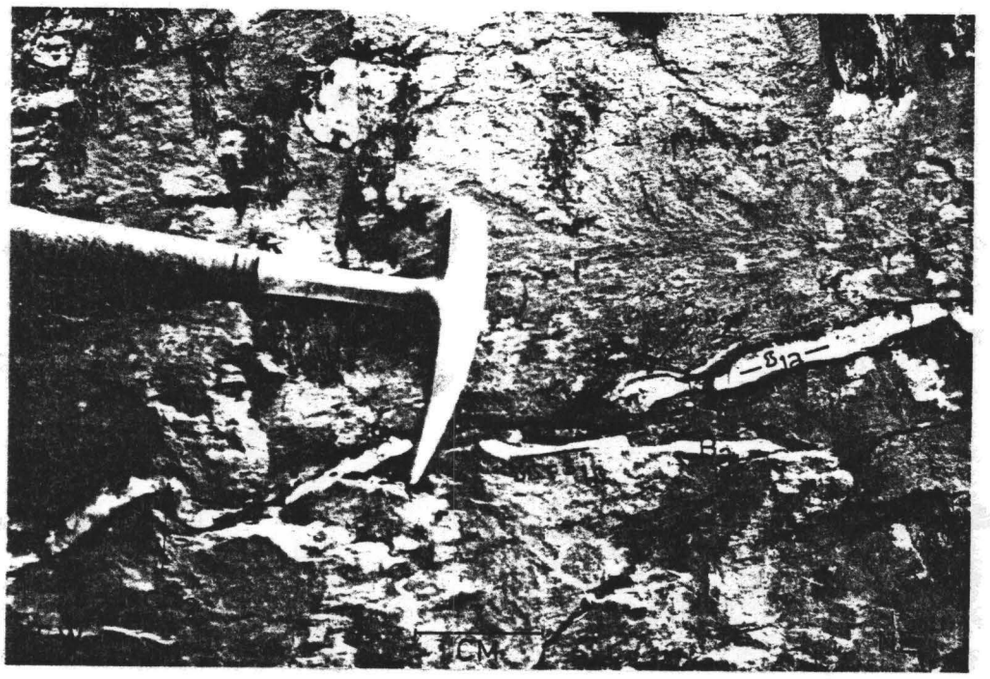


Abbildung 77 a, b:

Mesostrukturen in der Veitscher Decke

a) Triebenstein NE-Grat, Metasandstein
Boudinierter (3D-"chocolate boudinaged") s_{1a} Quarzgang schneidet ss und s_{1s} mit kleinem Winkel (0 - 5°); "open-tight" B_2-Falten mit langen Schenkeln und kurzen Scheiteln; s_2 parallele Quarzgänge; s_2 etwas steiler nach SW wie ss und s_1 ($\leq 2°$); B_2-Quarzgangfalten bilden sich in Schwächezonen (durch D_1-Boudinierung vorgegeben), diese "impfen" das umgebende Sediment; "gentle" B_3-Falten, hier deutlich durch die Wiederfaltung der s_2-Quarzgänge.
Beachte: s_{1a}/s_{1s} (ss) Überschneidung zeigt aufrechte Lagerung nach D_1-Deformation, s_2/s_1 (ss) Überschneidung zeigt aufrechte Lagerung im Hangendschenkel einer Großfalte an, Vergenzrichtung und Asymmetrie der B_2-Falten ist damit in Übereinstimmung.



b) Kalkmarmorbänke an der Basis der Veitscher Decke im Steilbachgraben; "tight" B_2-Falten biegen $ss+s_1$ ($ss=s_1$) und werden durch "gentle" B_3-Falten wiedergefaltet, s_3 bildet Klüfte.

Kluftflächen im YZ-Schnitt des Deformationsellipsoides

g) Orientierungsdaten

Sind in Abbildung 68/1-22 zusammengefaßt. Folgende Aussagen werden abgeleitet:

- ss, s_1 spiegeln die D_2-Faltung wieder
- s_2-Flächen stehen gewöhnlich steiler als s_1. Unter der wahrscheinlich richtigen Annahme, daß diese Flächen Ebenen senkrecht zur D_2-maximalen Verkürzungsrichtung markieren, ist die D_2-strain-Richtung gegeben. Sie wurde wohl kaum mehr durch post-hauptdeformative Rotation verstellt.
- die höhere Streuung der D_2-Strukturen in der Norischen Decke kann folgende Ursachen haben:
  - Präsenz früher Falten, sowohl alpidischen als auch varistischen Alters. Eine detaillierte Untersuchung varistischer Strukturen steht dabei aus,
  - progressive Öffnung der D_2-Falten führt zu progressiver Diversität.

Weitere Erläuterungen zur Orientierungssignifikanz finden sich bei der Diskussion der einzelnen Strukturen.

h) Korrelation der Deformationsstrukturen in verschiedenen Lithologien

Generell gilt folgende Aussage, die in zahlreichen Aufschlüssen überprüfbar ist: von kompetenten zu inkompetenten Gesteinen werden: Faltenschenkelwinkel kleiner ("tight - Isoclinal"), Faltenachsen variabler, Faltenformen komplizierter. In inkompetenten Gesteinen ist die rotationale Deformation weiter fortgeschritten.

i) Großstrukturen

In einigen Gebieten sind Großfalten (B_2) offensichtlich (z.B. Sunkmauer, Geißmauer), in anderen können sie aus Kleinstrukturen wie: Vergenzrichtung der Kleinstrukturen, Überschneidung $s_2/ss(s_1)$, Form der Parasitärfalten, Sedimentstrukturen zusammengesetzt werden. In anderen Teilen gelingt eine genaue Lokalisierung nicht (z.B. Teile der Norischen Decke). Bemerkenswert ist wieder die Großfaltenform,- mit langen Schenkeln und kurzen Scheitelzonen (Verhältnis 10:1 und >). Die Wellenlänge liegt dabei im 10er bis 100er m Bereich. Großfalten sind weitgehend asymmetrisch und treten in Zonen mit gleicher Vergenz auf (z.B. Sunk). Wo deutliche Kompetenzänderungen entlang der Faltenzone auftreten (z.B. Mächtigkeitsänderungen von kompetenten Gesteinen) ändert sich die Vergenz, meist geteilt durch eine symmetrische Großfalte; dabei werden die Falten generell offener (z.B. Sunkmauer). NE-Vergenz ist dominierend.

j) voralpine Deformation

Voralpin haben das Altkristallin und die Norische Decke Schieferung und Faltung erlitten, die zur Bildung von Quarz-Karbonat-Albitgängen bei erster Schieferung führte (nach VOLL 1960, siehe Kapitel "Methodik" dieses Abschnittes)(damit impliziert ist rotationale Deformation). In der näher untersuchten Norischen Decke sind diese voralpinen (s_1 - voralpin parallelen) Quarzgänge wahrscheinlich durch eine zweite varistische Faltung isoklinal gefaltet, doch bleiben eindeutige Beispiele spärlich.

Die Norische Decke ist gegenüber den rein alpin deformierten Areal en durch den Reichtum an Quarzlinsen gekennzeichnet, deren Gefüge weitgehend "convolute folds" entspricht.

Im Altkristallin fehlen die zur Deformationstypisierung notwendigen Gesteine. Die untersuchte obere Grenzzone ist extrem phyllonitisiert, wobei die Anpassung soweit gehen kann, daß auch im Schliff keine voralpinen Merkmale erhalten sind. Der Verrucano ist wegen dem Kompetenzkontrast weitgehend abgeschert, teilweise auch erst während der weniger duktilen D_2-Faltung. Ins Liegende ist der varistische Bestand besser erhalten, das Korngefüge ist aber stets durchdringend alpin deformiert, d.h. alle Orientierungsgefüge sind ausgelöscht oder überprägt, neue Dislokationen eingeführt.

k) Synthese

In diesem Kapitel werden die Geländedaten zusammengefaßt und interpretiert, wobei Laborergebnisse, über die später berichtet wird, teilweise bereits miteingeflochten sind, um ein vollständiges Bild zu erreichen.

D_1, s_1 und str_1, die alpidische Hauptdeformationsstrukturen, bisher übersehen, sind klar dem alpidischen Deckenbau zuzuordnen. S_1 ist im Bereich der Meßgenauigkeit den Deckengrenzen parallel (sowohl der OOA-Basisüberschiebung als auch der Norischen Überschiebung). In den rein alpidisch deformierten Arealen sind D_1 keine Falten zugeordnet. Der Deckenbewegung, dem extremen Ausbau von s_1, str_1 ist der Metamorphosehöhepunkt überlagert.

Im ganzen Gebiet ist dem s_1-Lagerbau in der Endphase der Bewegung die D_2-Deformation (mit B_2 und s_2) überlagert. Die zweiten Falten haben Amplituden und Wellenlängen von mm bis mehrere 100 m, liegen mit ihren Achsen parallel str_1, sind stets N-NE vergent, mit großer Schwankungsbreite und mit gewundenen Achsen in allen Größenbereichen. S_2 ist eine typische "crenulation cleavage", wird in Teilbereichen stark ausgearbeitet, in kompetenten Bereichen kann sie fehlen. B_2 faltet $ss+s_1$, damit die Deckengrenzen wieder, rotiert sie. In den südlichen Anteilen (südlich und östlich des Triebener Tauern Passes) wird s_2 in inkompetenten Gesteinen bis in s_1 einrotiert, B_2-Faltenscheitel, mit ihnen Schichtung und metamorphes Lagengefüge, zwischen s_2 ausgequetscht. Großfalten werden nicht in s_1 einrotiert, ihre Achsenebenen stehen steil oder fallen steil nach SW, in den südlichen Anteilen (z.B. E' Brodjäger) zergleiten einzelne Großfalten parallel ihren Achsenebenen, bilden kleine D_2-s_2-parallele Schuppen, im Extremfall kann Verrucano auf Norischer Decke zu liegen kommen. Die D_2-Deformation lief getempert, bei abnehmender Temperatur ab.

Die Deckenbewegungen werden zu einem großen Maße durch die Interndeformation in den einzelnen Deckenkörpern, getragen. Die Deckengrenzen

zeigen dabei Erhöhung der meßbaren plastischen Deformation, die Deformationsbahnen liegen enger, sind kräftiger ausgearbeitet. Die Deformation nimmt ins Hangende (zu den Kalkalpen), aber auch ins Altkristallin hin, ab.

In den südlichen, feinkörnigen, stratigraphisch tiefen Anteilen, ist die rotationale Deformation weitergeführt, Wiederfaltungen treten auf (D_3 mit B_3 und s_3).

Die einzelnen Deckenkörper scheinen homogen deformiert, kaum oder nicht von Bahnen stärkerer Deformation durchzogen. Erst weiter nördlich, südlich der Kalkalpenbasis, bei abklingender plastischer Gesamtdeformation belegen eingeschuppte Kalkalpengesteinsspäne solche Bewegungsbahnen in der Norischen Decke (vgl. KLIMA 1979). Tabelle 13 faßt tabellarisch die Deformationsereignisse und ihre Produkte zusammen.

Ereignis	Großstrukturen	Kleinstrukturen	Alter
D_1	Deckenstapelung durch 'simple shear flow' einer detollement-Zone SE-NW Transport, Deckenkonfiguration entsprechend der 'thin skinned tectonic'	durchdringende 'slaty cleavage', isoclinale 'shear folds' in Altkrist. und Norischer Decke, B_1 und $ß_1$ parallel str_1 Quarzgänge	Oberkreide 'altalpidisch'
D_2	Falten mit Amplituden und Wellenlängen bis 500m; annähernd gleichachsig wie D_1, selten achsenebenenparallele Schuppung	'flexural flow' und chevron 'Falten, 'crenulation cleavage' und einige assoziierte Quarzgänge, faltungsbezogene Klüftung	Oberkreide 'altalpidisch'
D_3	?	Wiederfaltung der D_2 Achsenebene durch offene Falten im Meso-bis Mikrobereich, Knickfalten, gleichachsig zu D_1, D_2	Oberkreide 'altalpidisch'
D_4	offene Großfalten, können auch in Verbindung mit Rampen der D_1 Überschiebungstektonik erklärt werden N-S, NE-SW Achsen	selten offene Mesofalten, Klüfte	Oberkreide(?) 'altalpidisch'
D_5	Störungen und Blattverschiebungen in Verbindung mit dem Pöls-Lavental-System	Klüfte	Tertiär(?)

Deformationsereignisse und ihre Produkte

Tabelle 13:

4. Faltungsmodelle und strain Verteilung

Die folgende Analyse versucht geometrische Faltenformen in verschiedenen Lithologien, Meso- und Mikrostrukturen zu einem (idealisierten) Faltungsmodell zusammenzusetzen.

Die B_1-Falten werden nur kurz behandelt, da ihre Zahl gering, ihre geometrische Variationsbreite uniform ist.

(1) B_1-Faltung:

Ihre geometrische Form ähnelt "similar folds". Genauere Analyse zeigt jedoch, daß dieses Erscheinungsbild das Resultat der Summation zweier anderer Faltenklassen darstellt: class 1C (siehe RAMSAY 1967, p. 365 ff) in den kompetenten Lagen, class 3 in den inkompetenten Lagen ("buckling" mit überlagerter "flattening" Komponente) (vgl. Abbildung 78). Das extreme Schenkel:Scheitel-Verhältnis und die nichtzylindrische Form können durch eine extreme plastische Dehnung entlang der Achsenebene entstanden sein (vgl. COBBOLD&QUINQUIS 1980), der dabei angelegte strain muß homogen gewesen sein.

Warum sind nun bei der D_1-Deformation keine Falten entstanden, bzw. nur in der Norischen Decke, obwohl genug Inhomogenitäten vorhanden waren? Warum sind sie nicht groß geworden? Eine Antwort kann aus experimentellen Resultaten von BIOT 1961, etc. und SHERWIN&CAPPLE 1968 überlegt werden: So könnten die Viskositätsdifferenzen der einzelnen Gesteinsschichten nicht ausreichend gewesen sein, bzw. war(en) die voralpine(n) Schieferung(en) in der Norischen Decke nicht stark genug um den Viskositätskontrast so zu erhöhen, daß eine explosive Faltenamplutudenvergrößerung einsetzen konnte ($\eta_1 : \eta_2 \geq 100$), die B_1-Großfalten schuf.

Generell ist festzustellen, daß im "heterogeneous simple shear model" (RAMSAY&GRAHAM 1970) keine Falten gebildet werden können, und gewöhnlich ähnelt der strain in "shear belts" diesem Modell ziemlich genau. Falten können sich nur bei der Änderung der Bewegungsrichtung an Inhomogenitäten bilden und gerade diese waren durch die präalpine Deformation im Altkristallin und der Norischen Decke vorhanden.

(2) B_2-Faltung:

Für die nachfolgende Analyse wird zuerst die Ideal-B_2-Falte des Untersuchungsgebietes definiert. Ihre geometrischr Form, mechanische Eigenschaften etc. bestimmen dann das zu entwerfende, dominierende Faltungsmodell für die B_2-Deformation im Triebener Tauern Paß Gebiet.

Die Parameter dieser Idealfalte sind:

- extremer Lagenbau durch die dominierende, penetrative, flächige Anisotropie nach s_1, (wesentlich!) = Viella[illegible]enfalte, (Hauptgegensatz zu B_1)
- durchschnittlicher Öffnungswinkel ca. 60 °
- hohes (ca. 10 : 1) Schenkel-Scheitel-Verhältnis
- sehr hohes Schenkel-Schichtdicken Verhältnis (bestimmt durch s_1), bei gleichmäßiger Schichtdicke in vergleichbarer Lithologie; generell class 1B–1C

Der eigentliche Faltungsvorgang ist in Phasen zu unterteilen (vgl. NILNES 1971):

a) initiale, homogene, lagenparallele Verkürzung ("prebuckling vomponent")

b) eigentliche Faltungsphase ("permanent buckling")

c) nachfolgende, homogene Einengung ("flattenening")

ad a) Es stellt sich die Frage, wann diese lagenparallele Verkürzung von der eigentlichen Faltung (b)) (Amplitudenvergrößerung) abgelöst wird. Hier können experimentelle Untersuchungen herangezogen werden. Mißt man im Gelände das Wellenlängen-Lagendickenverhältnis in kompetenten Gesteinen (diese wollen wir weiterhin betrachten), läßt sich nach Fig. 7-36 in RAMSAY 1967 das Viskositätsverhältnis größenordnungsmäßig abschätzen (ca. 200 : 1; schwerer abzuschätzen ist die Vergrößerung durch die s_1- Glimmertapeten, - nach BIOT 1964b, Fig. 7-39 in RAMSAY 1967, steigt das Viskositätsverhältnis stark (vgl. z.B. für Wd/t = 25 und n = 10)). Fig. 3-37 in RAMSAY 1967 (nach BIOT 1961, vgl. aber auch neuere Daten in SHERWIN& CHAPPLE 1968) zeigt nun, daß der %-Satz der Verkürzung vor dem Beginn der explosiven Amplitudenvergrößerung nur vom Viskositätsverhältnis abhängt. Bei dem durch das s_1-Lagengefüge vorgegebene hohe Viskositätsverhältnis dürfte die lagenparallele Verkürzung unter 15 %, wahrscheinlich unter 10 % betragen.

HUDDLESTON&STEPHANSON 1973 studieren Lagenverkürzungen und Faltenformentwicklung in Experimenten und mit der "finite element"-Methode. Ihre Ergebnisse zeigen:

- Lagendicke-Abtauch-Variationen einer Lage sind in den Experimenten für Viskositätsverhältnisse > 24 nicht bedeutend
- lagenparallele Verkürzung tritt in Experimenten als auch im "finite element" Modell auf, wenn das Viskositätsverhältnis kleiner als 1000 ist
- wenn diese lagenparallel Verkürzung stattgefunden hat, verhält sich diese Lage während der folgenden Faltungsgeschichte wir eine flache Platte
- lagenparallele Verkürzung tritt im wesentlichen bis zu einen Lagenabtauchwinkel von 15-25° auf
- lagenparallele Verkürzung ist nur bedeutend bei relativ niedrigem Viskositätskontrast

ad b) strain-Zustände in den Falten

Folgende idealisierte Faltungsmodelle werden unterschieden:

(1) Parallelfaltenmodell ("neutral surface model with tangential longitudinal strain parallel to layer boundaries")

(2) Biegefaltenmodell (a) "flexural slip model", b) "flexural flow model")

(3) Scherfaltenmodell ("slip or shear folding model")

Einige für diehiesigen Gegebenheiten relevante Eigenschaften werden im folgenden angeführt:

ad (1): - haben class 1B (vgl. RAMSAY 1967, p. 365 ff) Geometrie
- die maximale Verformung tritt in den Scheiteln an der Außen- und Innenseite des Lagengefüges, minimale Verformung in den Schenkeln auf;

dieses Modell hat die gegenteilige strain-Anordnung wie das Gleitfalten ("flexural fold")-Modell
- treten besonders in nichtgeschichtetem Material auf, dabei sind die Hauptdeformationsachsen stets senkrecht bzw. tangential zu den gefalteten Lagen gerichtet

ad (2): - wenn das Gestein gut laminiert ist, kann die Verformung vollkommen durch einen Scherstrain aufgenommen werden (DONATH&PARKER 1964)
- die Dicke aller Lagen bleibt konstant und der Scherstrain ist direkt bezogen zum Schenkeleinfallen

a) - die Deformation erfolgt durch Gleiten im Lagenbau
- die Falte, die die gleichmäßigste strain-Verteilung über den größen Bereich ergibt, ist diejenige des "chevron"-Falten Modells, die mit dem geringsten strain über den größten Bereich, das Kofferfaltenmodell
- die Schieferung entwickelt sich senkrecht auf die größte Einengungsrichtung, diese ist parallel dem Lagenbau

b) - die Deformation erfolgt daurch Gleiten schräg zum Lagenbau
- im Scheitel erfolgt keine Deformation

a), b) unterscheiden sich in ihrer Gestalt kaum (HUDLESTON 1973), besonders wenn die einzelnen Lagen dünn sind
- das "flexural slip model" (Biegegleitfaltenmodell) ist bei sehr gut entwickeltem Lagengefüge wahrscheinlicher, dickere Lagen können sich der Verformung durch eine Kombination beider anpassen
- in inkompetenten Gesteinen geht das Gleiten in den Lagen bald in einen "flexural flow" schräg zum Lagengefüge über

ad (3): - vgl. RAMSAY 1967

Allgemein gilt noch: eine gefaltete Lage kann nur dann hohe Amplitude erreichen, wenn die strain-Verteilung in der Lage nicht rotiert (CHAPPLE 1968).

ad c) - generell kann bei der Aufrechterhaltung der Parallelform einer Falte die Verkürzung unbegrenzt weiterlaufen (DE SITTER 1964, RAMSAY 1967), doch bei geringerem Duktilitätskontrast wird der "buckling"-Prozeß in der Spätphase von einem "flattening"-Prozeß überlagert, bzw. abgelöst,- im t'_α gegen α -plot (vgl. RAMSAY 1967, p. 361 und Abbildung 80, wobei: $t'_\alpha = t_\alpha / t_0$) wandert die Faltengeometrie zur "similar"-Klasse (vgl. RAMSAY 1967, HUDLESTON 1973).

Interpretation:

Die anfangs definierten Parameter für die Ideal-B_2-Falte in kompetenten Gesteinen geben nun eindeutig den Biegegleitfaltenmodell den Vorzug, wesentlich dafür ist:

- durch das durchdringende s_1-Lagengefüge, das dem Gestein die Schwächezonen vorgibt, ist die Kontrolle für die spätere Deformation gegeben (vgl. PATTERSON&WEISS 1966).

Faltengeometrie, im wesentlichen das Schenkel-Scheitel-Verhältnis und das Lagendicken-Lagenlängen-Verhältnis erlauben das Modell noch enger zu fassen:

"chevron fold"-Modell (DE SITTER 1958, RAMSAY 1967, 1974)

Für dieses Modell gilt:

- konstante Dicke des Lagengefüges, Schenkel-Scheitel-Verhältnis $\geq 10 : 1$
- die Lage der Hauptstrainachsen entspricht dem Parallelfaltenmodell
- die Deformation in den kompetenten Lagen wird großteils durch Scherung parallel den Lagengrenzen erreicht, nicht durch tangentiale longitudinale Deformation, die lageninterne Deformation ist generell gering
- stark ausgeprägte hkl-Kluftscharen, vgl. Abbildung 68/20, 21

- Sattelreefe bzw. Scheitelkollapse sind in inkompetenten Material häufg, vgl. Abbildung 70
- "plane strain" - Deformation
- Dehnung tritt in den Scheiteln auf!
- erhöhter "shear"-stress in den Gleitbahnen verlangsamt in der Endphase die Faltung; nach diesem Modell stoppt die Faltung bei einem Öffnungswinkel von ca. 60°; weitere Formänderung geschieht durch "flattening"
- erhöhter "shear"-stress bei der Faltungsinitiation; - nach RAMSAY 1967 Fig. 7-116 läßt sich der Anteil der lageninternen Verkürzung vor dem "buckling"-Prozeß abschätzen, - bei einem t/l (Lagendicke:Schenkellängen) Verhältnis von ≙ 1 : 10, ergibt sich ca. 20-30 % interne Verkürzung bis die Verformung völlig vom lagenparallelen Gleiten abgelöst wird

Ein Großteil der beschriebenen Parameter (siehe p. 178) von B_2-Falten in kompetenten Gesteinen des Untersuchungsgebietes entsprechen diesem "chevron fold"-Modell.

Für inkompetentere Bereiche, weiters für die generll erhöhte B_2-Deformation im Südteil des Untersuchungsgebietes gilt:

- Kombinationen obiger Modelle treten auf; die Deformation wird nach einer Anfangsphase von homogener Interndeformation durch Scherung parallel dem Lagengefüge und durch tangentialen-longitudianlen strain erreicht
- die Hauptstrainrichtungen rotieren, die "flexural-slip" Deformation geht in eine "flexural flow"-Deformation über
- die generelle class 1B-Falten werden durch "flattening" in class 1C übergeführt
- diese Einengungen werden durch die Ausbildung von Gleitbrettern weitergeführt, die Rotation des B_2-strain-Ellipsoides führt zur Ausbildung asymmetrischer Gleitbretter, zu Parasitärfalten, im Extremfall werden Scheitel zwischen s_2 ausgequetscht (vgl. Abbildung 69 k).

Phase b) und c) des Faltungsvorganges werden nun größenordnungsmäßig quantiziert:

Phase b): Im Gelände wurde an ac-Kluftflächen Ausgangslänge und postdeformative Länge einiger Lagen in B_2-Falten bestimmt (vorwiegend Quarzgänge); die Verkürzung berechnet sich aus:

$$\lambda = \left(\frac{l}{l_o}\right)^2 = \left(1 + \quad\right)^2 \qquad \begin{array}{l} l \ldots\ \text{Länge nach der Deformation} \\ l_o \ldots\ \text{initiale Länge} \end{array} \qquad (4)$$

Es ergeben sich Werte zwischen 20 und 100 %, aus Profilausglättungen Werte zwischen 30 und 100 %.
Diese Werte geben größenordnungsmäßig die Gebirgseinengung in NE-SE Richtung während der B_2-Faltungsphase an, dazu kommt die duktile Komponente (Phase a) des Faltungsvorganges), mean: 13,2 %.

Phase c): MILNES 1971 publiziert eine Methode bei der es nur in Scherfalten und Biegefalten möglich ist, die quantitativen Ausmaße der Phase b) und c) des Faltungsvorganges abzuschätzen und die Bedeutung von Pahse a) am Gesamtfaltungsvorgang nachzuweisen. Diese Analyse ist nach obigen Ausführungen für den Großteil der B_2-Falten ungeeignet; für einige duktil deformierte Falten aus dem südlichen Verrucanobereich (~ class 2-Falten) läßt sich diese initiale Verkürzungskomponente nachweisen, ihr Ausmaß am

ganzen Faltungsvorgang bleibt gering (zur Methode vgl. RAMSAY 1967, p.411 ff, MILNES 1971, p. 339).

Die "flattening"-Kompinente wurde anhand der duktilen Formänderung einiger Falten abgeschätzt (Änderung der Dicke, zur Methodik siehe RAMSAY, MILNES lit. cit.). Die gemessenen Falten umfassen extreme Formen, im wesentlichen die in Abbildung 79 dargestellten Geometrien. Die Ergebnisse sind in Abbildung 80 dargestellt.

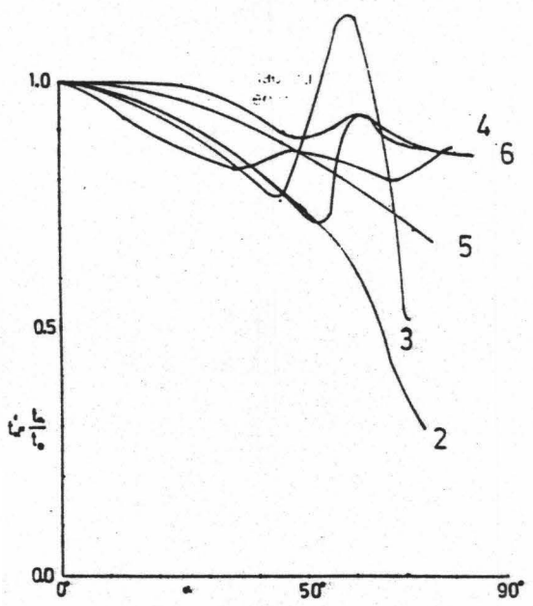


Abbildung 79:
$t'_\alpha = \frac{t_\alpha}{t_o}$ -Diagramm für einige "komplizierte" Falten aus dem Deckenstapel (zur Methodik vergleiche RAMSAY 1967)

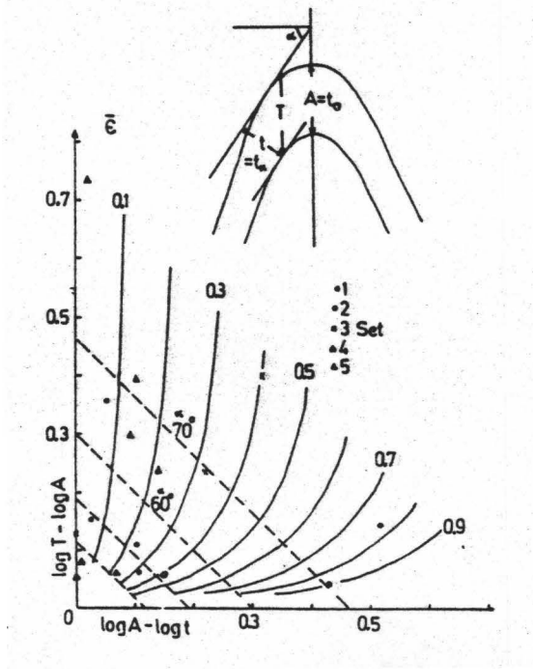


Abbildung 8o

Logarithmisches Dickenverhältnis-diagramm für Parallelfalten modifiziert durch überlagerte homogene Deformation (nach RAMSAY 1967)
$\bar{\varepsilon}$ gibt den überlagernden strain
$_A\bar{\varepsilon} = 1/2 \ln \left(\frac{\text{lange Achse}}{\text{kurze Achse}} \text{ des Deformations ellipsoids} \right)$

strichlierte Linien geben α in 10^o Intervallen (α..siehe Abb. 79)

1. Set "•" qu/cc - chl/hgl -Wechsellagerungsfalte ("tight") aus dem Verrucano
2. Set "○", Porphyroidfalte aus der Norischen Decke
3. Set "×", wie 2.
4. Set "▲", Quarzgangfalte ("tight") aus der Norischen Decke
5. Set "△", Quargangfalte ("tight") aus dem Verrucano

Set 1,4,5 entsprechen stark gefalteten, kompetenten Gesteinspartien, in denen s_2 schon deutlich nach s_1 rotiert ist, trotzdem ist der überlagerte strain klein.
Set 2,3 entsprichen stark s_2-zerscherrten Parasitärfalten.
Die duktile Verformungsüberlagerung aus Phase c) des Faltungsvorganges wird in den strain-Analyseproben (siehe später) als vernachläßigbar angesehen!

Zusammenfassend wird festgestellt:

- die durch die D_1-Deformation geschaffene flächige Anisotropie erlaubt bei der B_2-Deformation die Entwicklung von Faltenformen ("chevron"-Falten, Biegegleitfalten), die bei den während der B_2-Faltung herrschenden PT-Bedingungen gewöhnlich von "flow"-Prozessen (typische Faltenmodelle: Scherfalten, Biegescherfalten) vertreten werden
- die D_2-Deformation wird in kompetenten Gesteinen durch Biegegleitfaltung abgebildet, mit geringem irrotationalen strain in den Lagenmitten; die "finite-strain"-Werte, die aufgezeichnet werden geben daher hauptsächlich die D_1-Deformation wieder (vgl. auch KLIGFIELD et al., 1981).

4.) Qualifizierung und Quantifizierung der Deckgebirgsdeformation: "strain analysis" und mechanisches Modell

Inhalt

1. Einleitung
2. "Strain analysis" im Triebener Tauern Paß Areal (mit Referenzproben aus dem Palten-Liesingtal und dem Raum Bruck/Mur)
   Appendix 12: Strain determination using deformed ellipsoidal objects. A review and comparison with special reference to deformed conglomerates.

1. Einleitung

Als Resultat von Neuentwicklungen von Methoden zur geometrischen Strukturanalyse, war es wünschenswert eine komplette dreidimensionale Gefügeanalyse durch den untersuchten Deckenstapel zu versuchen. Da diese Untersuchungen erstmals in den Ostalpen durchgeführt werden, schien es notwendig:

- den Kenntnisstand der modernen "strain-analysis" zu reviewen
- opimale Methoden für die vorgegebenen Objekte (Konglomerate) auszuwählen, sie zu vergleichen, gegebenenfalls zu verbessern
- generell die Anwendungsbereiche zu diskutieren

So ist der eigentlichen Untersuchung im Triebener Tauern Paß Gebiet, eine methodische Diskussion zur Seite gestellt (Appendix 12), die die Grundlage für das Verständnis der regionalen Analyse darstellt.

Diese regionale Analyse versucht dann folgende Fragen zu beantworten:

- wie hoch ist der Deformationsbetrag in den aufeinanderfolgenden Niveaus des Deckenstapels?
- wie groß war die Mächtigkeit des Metasedimentstapels vor der Deformation?
- welche Deformationsart hat diese Deckgebirgsdecken betroffen?
- welches Modell beschreibt die strain-Analyseresultate am besten?

2. "Strain-analysis" im Triebener Tauern Paß Gebiet (mit Referenzproben aus dem Palten-Liesing Tal und dem Raum Bruck/Mur)

Inhalt

1. Einführung
2. Analysemodalitäten
   a) Datenanalyse und inkorporierte Annahmen 185
   b) Anzahl der Messungen pro Probe 187
   c) "strain markers" 187
   d) Auswahl der Probenlokalitäten 187
   e) Orientierungsanalyse 188
   f) Fluktuation der Geröllorientierung 188
   g) Partikel-Matrix Betrachtungen 189
3. Verteilung und Art der Verformung 191
   a) Datendarstellung 191
   b) Regionale strain-Verteilung 196
   c) Auswirkungen der Deformation auf die stratigraphische Mächtigkeit 207
4. "Deformation path" (Geschichte der duktilen Deformation) 207
5. Möglichkeiten der Entstehung des "prolate"- Gefüges 209
6. Modell zur Deckgebirgsdeformation 213
7. Argumente 214
8. Conclusions 219
Literatur: siehe Gesamtverzeichnis 294

1. Einleitung

Ziele dieser Analyse sind:

- die Berechnung der initialen Gestalt der "strain-marker"-Gerölle und die Abschätzung etwaiger Kompetenzunterschiede zwischen Partikeln und Matrix
- eine strain-Verteilung im Untersuchungsgebiet zu gewinnen und diese zu interpretieren
- quantitative und qualitative Ausagen über die Stärke der Verformung in den Deckgebirgsdecken dieses und des weiteren Raumes zu liefern
- die Auswirkunges des strains auf die stratigraphische Lithosäule zu diskutieren
- Vergleiche des festgestellten "deformation path" mit anderen Arealen herzustellen
- die Beziehungen zwischen den "finite strain" Resultaten und dem regionalen Deformationsstil herzustellen
- ein Deformationsmodell für den Raum zu diskutieren

Eine wichtige Annahme bei der mechanischen Analyse von Deckenüber=schiebungen betrifft die Starrheit der "footwall and hangingwall rocks" (vgl. BUTLER 1982 zur Terminologie, HSÜ 1969 zum Modell) unter und über der Überschiebungsbahn (typ. Beispiel: Glarer Überschiebung).KEHLE 197o

führt aus, daß der Versatz eines Deckenstapels auch durch einen "simple shear flow" einer décollement-Zone von mehreren 100 m Mächtigkeit zustandekommen kann. So ergibt sich folgende weitere Frage:

- representieren die deformierten Gesteine im Bereich des weiteren Untersuchungsgebietes solch eine décollement-Zone oder wurde die Gesamtdeformation alleinig durch die Bewegung in den Überschiebungsbahnen aufgenommen, wobei die bewegten Blöcke starr blieben und nur untergeordnet Deformation aufnahmen?

2. Analysemodalitäten

a) Datenanalyse und inkorporierte Annahmen

Das Computerprogramm von MILLER&OERTEL 1979 ("strain-Programm") wurde für die strain-Bestimmung im regionalen Rahmen verwendet. Um die Annahmen zu testen auf denen diese Methode beruht, wurd eine typische Probe ausgewählt und mit verschiedenen anderen Techniken untersucht. Die Resultate werden in Appendix 12 diskutiert und die Anwendbarkeit des "strain-Programmes" für die folgende Analyse bestätigt.

Ein Großteil der übrigen Proben ähnelt dieser Testprobe. Die Probe K-Lor2 representiert eine extreme Ausbildung, indem vom Geländebefung: ss parallel s_1 liegt und eine leicht schiefe ("imbricated") Geröllorientierung vorauszusagen war. Diese Probe wurde mit dem "strain-Programm" und dem "Theta-program" (PEACH&LISLE 1979) zu einem Vergleich untersucht (die obigen Parameter beeinflussen das "strain-Programm; negativ. Tabelle 14 gibt die Ergebnisse der Analyse, damit ist auch die größte Fehlerschwankungsbreite der Analyse aufgezeigt.

Method-references	X (X_1)	Y (X_2)	Z (X_3)
"Theta-program": PEACH&LISLE 1979	4,069(0,347)	1,368(0,123)	1
	0,832	-0,261	-0,571
"strain-Programm": MILLER&OERTEL 1979	4,514(0,087)	1.404(0,022)	1
	o,892	-0,276	-0,616

Tabelle 14: Erläuterung siehe Text; die Zahlen in Klammer bedeuten die SD bei der 3D-Zusammensetzung aus 2D-Daten

Die hohe Standardabweichung ("internal inconsistency") der Werte aus dem "Theta-program" zeigt ein Abweichen der Schnittflächen von den Hauptstrainflächen an, die exakten Werte dürften zwischen den Werten beider Methoden liegen. Abbildung 81 zeigt $Rf/\emptyset_f$ und die $Ri/\emptyset_i$-Verteilung in der XZ-Fläche aus dem "Theta-program", diese bestätigt ein "imbricated" Gefüge.

Auch bei anderen Proben der Analyse ist es wahrscheinlich, daß der "strain" einem Geröllgefüge überlagert wurde, das wenigstens geringfügig in der XY-Fläche ausgerichtet war (s_1=ss). Das Resultat ist eine Verschiebung des Feldes der deformierten Geröllformen zu etwas niedrigeren k-Werten (siehe später). Die Signifikanz des Deformationsfeldes ist aber durch "random" Proben getestet und hat, wie auch obige Analyse zeigt, nur geringe Auswirkung.

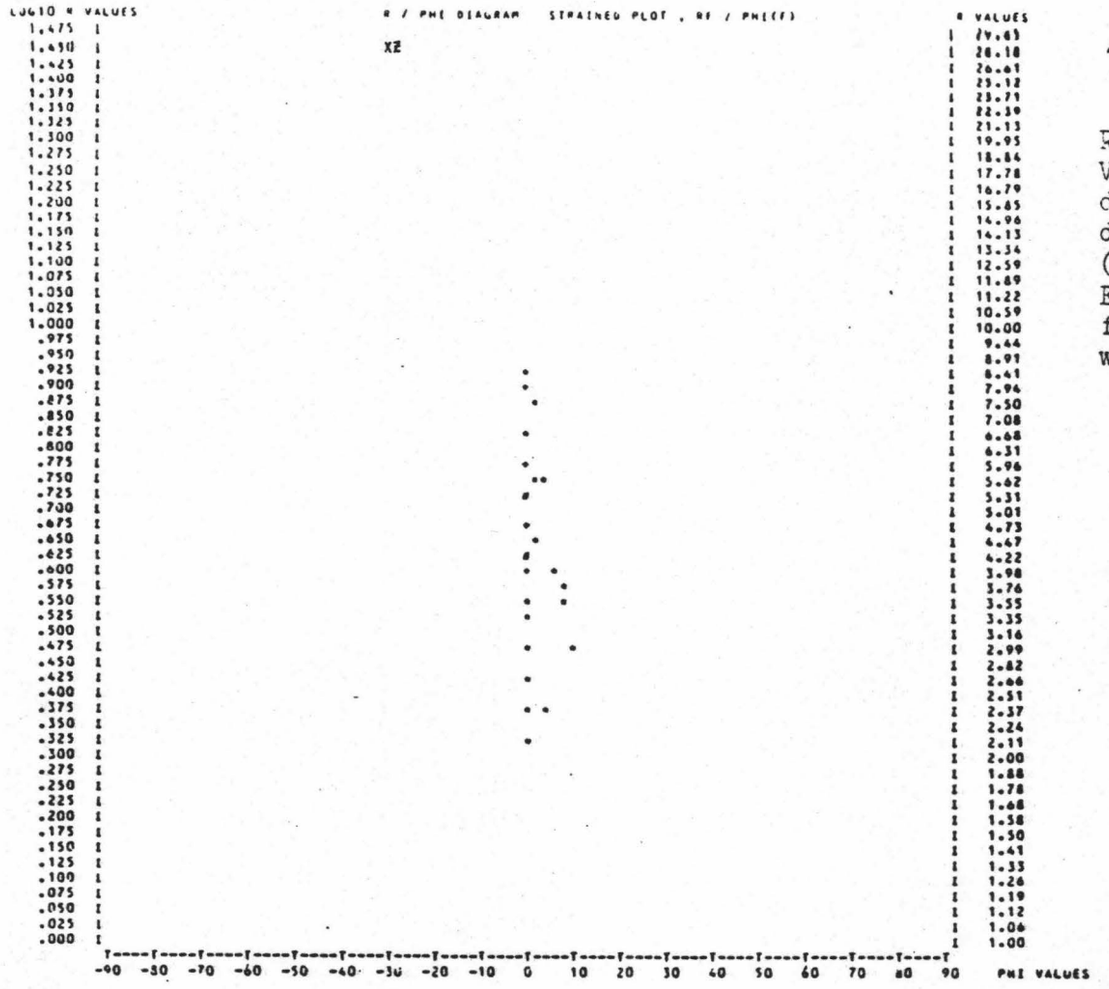
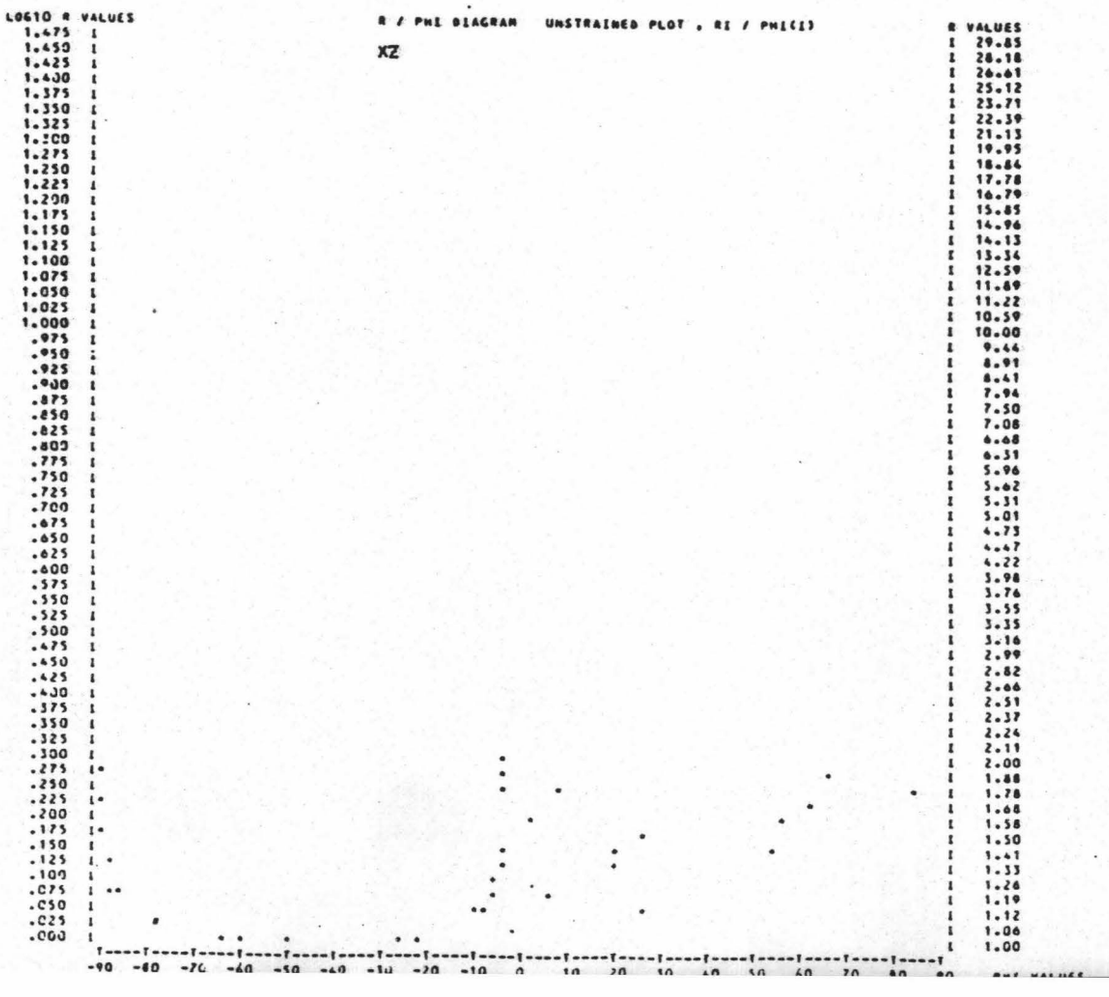


ABB.: 81

Rf/Øf und Ri/Øi Verteilung in der XZ-Fläche der Probe K-Lor 2 ('Theta'-program). Ein 'imbricated fabric' ist wahrscheinlich.



b) Anzahl der Messungen

Zwischen 40 und 75 Objekte wurden in jeder der drei Hauptflächen gemessen. Der Mittelwert liegt über 50, damit über der Anzahl der für verläßliche Aussagen notwendigen Zahl (vgl. Appendix 12).

c) "strain-markers"

Es wurden Konglomeratgerölle verwendet, diese zeigen fast ausschließlich elliptischen Querschnitt. Abbildung 82 klassifiziert die deformierten Gerölle sedimentologisch, weitere Daten zum Ablagerungenvironment, siehe Teil 1 und 2.

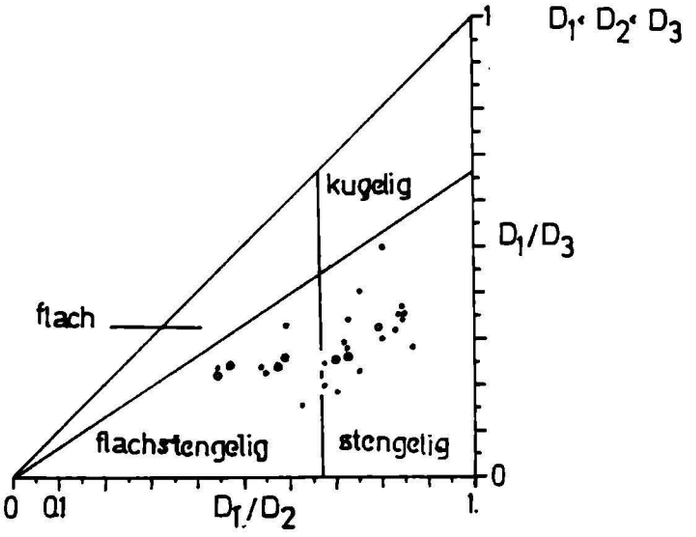


Abbildung 82:

20 Gerölle "." und 7 Mittelwerte von Aufschlußgeröllanalysen "o" aus dem Oberkarbon der Veitscher Decke in der Sunk; Abbildung nach BEHRENS 1977
D...Gerölldurchmesser in cm

Undeformierte Äquivalente existieren im weiteren Untersuchungsraum nicht, aus dem "unstraining"-Analysen ergibt sich ein Übergewicht der initialen Achsenverhältnisse von kleiner 2 : 1 (vgl. Appendix 12). Das stimmt gut mit den durchschnittlichen Verhältnissen für undeformierte Sandstein- und Quarzgerölle, angegeben von SNEED&FOLK 1958, WENWORTH 1925, GARROH 1951, FLINN 1956, MOSS 1961, 1964 überein. Sie geben einen Faktor von ca. 1,65 : 1 (vgl. dazu den Faktor 1,602(0,16):1, ermittelt nach dem "Theta-program" aus der Probe I). Gerölle in der Umgebung von großen Klasten wurden des inhomogenen strain-Feldes nicht gemessen.

Die "strain-markers" der Probe N25 sind deformierte Porphyrquarze aus dem Blasseneckporphyroidäquivalent der Norischen Decke (siehe Teil 2 und Abb. 53b). Kompaktion dürfte hier etwas größere Ausmaße erreichen (vgl. höheren "flattening" strain in Tabelle 15), auch besteht ein höherer Duktilitätskontrast zwischen den Markern und der Matrix. Den erhaltenen Ergebnissen muß größere Schwankungsbreite zugebilligt werden. Die Probe OK10 erlitt neben plastischer Deformation einen hohen Anteil an Drucklösungsveränderung; darüber wird in Teil 3 diskutiert.

d) Auswahl der Probenlokalitäten

Um eine Übersicht über das Gesamtgebiet um den Triebener Tauern Paß zu erlangen, wurde ein den Aufschlüssen entsprechendes Netz beprobt.

Verrucano, Veitscher und Norische Decke wurden berücksichtigt. Ein gut aufgeschlossenes Areal wurde dichter beprobt um Anhaltspunkte für die strain-Verteilung in der Umgebung der Norischen Überschiebung zu erlangen. Referenzproben für regionale Vergleiche stammen aus dem Raum nördlich des Palten-Liesingtales (Kurze Teichen N'Kalwang, Jh.Don,- Norische Decke) und aus dem Raum Bruck/Mur (Veitscher Decke). Es wurde versucht vergleichbare Gesteine zu beproben.

e) Orientierungsanalyse

Siehe Abbildung 68. Wie die Analyse zeigt, ist im Bereich der Meßgenauigkeit die X-Richtung durch str_1, Z durch die Normale auf s_1, Y durch die Senkrechte auf beide representiert. Die Daten zeigen deutlich die Faltung der XY-Ebene um die Streckungsrichtung (X), während der nachfolgenden Deformationen. Die relative breite Streuung der X-Richtung wird auf inhomogenen D_1-strain und spätere Faltungen zurückgeführt.

f) Fluktuation der Geröllorientierung

Die einzelnen Geröllängsachsen zeigen eine deutliche Schwankung in den betrachteten Flächen ("fluctuation in orientation", CLOOS 1947). In Abbildung 83 a,b wurde die Fluktuation gegen das Achsenverhältnis der deformierten Gerölle für die XZ-Fläche zweier verschieden stark deformierter Geröllpopulationen aufgetragen. Dazu wurden theoretische Fluktuationskurven, kalkuliert nach RAMSAY 1967, eq. 5-24 eingetragen. Die Differenz im strain manifestiert sich durch geringe Unterschiede in der Fluktuation. Höher deformierte Gerölle haben generell geringere Fluktuation. Für alle Gerölle in beiden Proben gilt: $R_s > R_i$, weil der 90°-Fluktuationswinkel nie erreicht wird (vgl. Abbildung 130c). Die Verteilung von R_i soll mit Abbildung 134 a-c verglichen werden.

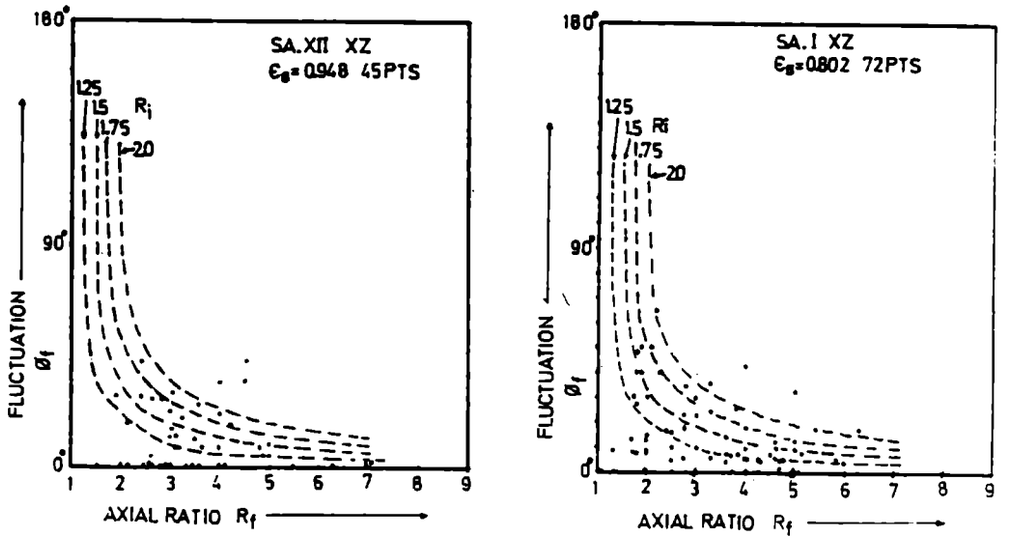


Abbildung 83 a,b

Diagramme der maximalen Variation (Fluktuation) in der Orientierung der Längsachsen von deformierten Geröllen aus dem Triebener Tauern Paß Areal, Erläuterungen siehe Text

g) Partikel-Matrix Betrachtungen

In einigen Proben tritt ein Abweichen der Schieferung um große Gerölle auf. Das zeigt: diese Partikeln haben unterschiedliche Duktilitäten zur Matrix. Dieses Ausbiegen der Schieferung tritt fast ausschließlich bei größeren Geröllen auf (vgl. Abbildung 84), die relativ lose gepackt sind, ca. 25 %. Strain-Bestimmungen von Aufschlüssen mit einer hohen Anzahl solcher Gerölle liefern nur einen Minimalwert für die Gesamtgesteinsdeformation. GAY 1968a, b zeigt, daß bei ansteigenden Verhältnis Partikeln: Matrix eine signifikante Reduktion im Duktilitätsverhältnis zwischen Partikel und Matrix auftritt. Abgeschätzte und errechnete Geröllanteilprozente aus den YZ-Flächen (geringste Deformation) ergeben einen Mittelwert von 25 (10,7)%. Nach GAY 1968a (Fig. 10, eq. 26, p. 227-228) ist eine signifikante Reduktion des Duktilitätsverhältnisses für einen Großteil der Proben zu erwarten.

Für diese Studie wurde das Kriterium einer möglichst unabgelenkten Schieferung um Gerölle als Indikation für homogenen strain und fehlenden Duktilitätskontrast verwendet und bei der Beprobung beachtet. Die gelingt aber nicht in allen Fällen.

Die obig angegebenen Gerölldichten können zur Berechnung eines Viskositätsverhältnisses zwischen den Geröllen und dem Geröll-Matrix-System verwendet werden (vgl. Fig.&eq.s in GAY 1968a, b, 1969). Für eine Demonstration wurde verwendet: ein Viskositätsverhältnis von ca. 1,5 zwischen Quarzitgeröllen und quarzitisch-schiefriger Matrix (vgl. Tabellen II, III in GAY 1968b), eine mittlere Gerölldichte von 25 % und das mittlere Deformationsellipsoid im Gebiet (Achsenverhältnis 3,13:1,43:1, siehe später). Daraus bestimmt sich eine Viskositätsdifferenz (R_m, vgl. Fig.10, GAY 1968a) von ca. 1,1. Das ergibt ein mittleres Deformationsellipsoid für das Gesamtgestein von 3,44:1,57:1! Nimmt man einen etwas höheren Wert für den materialbedingten Viskositätsunterschied an, z.B. 2:1, so ergibt sich für R_m ca. 1,5 und das Achsenverhältnis des mittleren strain-Ellipsoides steigt beträchtlich (4,7:2,1:1).

Wegen der Ungenauigkeit der Bestimmung des Viskositätsverhältnisses R_m (GAY gewinnt bei seinen regionalen Arbeiten fast ausschließlich den Wert 1.o), der Variation der Matrixzusammensetzung und der komplexen und noch nicht ausreichend untersuchten Natur dieses Duktilitätsproblems, wurden die Probenwerte für die regionale Analyse nicht in dieser Art rekalkuliert. Im Hinblick auf diese Unsicherheiten wird der strain als Minimalwert angesehen.

Aus obigen Berechnungen ist offensichtlich, daß der Duktilitätskontrast die wichtigste Limitation bei der strain-Bestimmung aus Konglomeraten ist. Es sei aber betont, daß sich dabei zwar die Intensität der Deformation ändern kann, nicht aber die Form des strain-Ellipsoids!

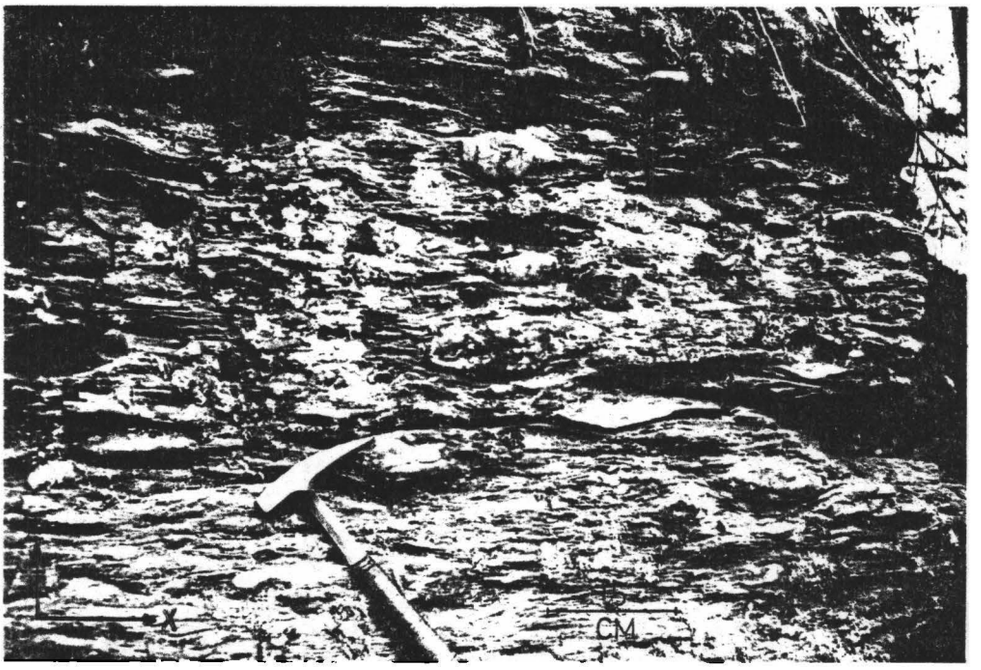
Abbildung 78:

$D_1(B_1)$- Biegescherfalte ("flexural shear fold") in einem metamorphen Lydit(?) der Norischen Decke;
Analyse:
a) primäres Lagengefüge (?):qu, fs, gra, chl
b) durch s_o extrem verstärkt, gefüge=regelnd
c) von s_1 in Form eines konvergierenden Fächers überprägt, umgeregelt; be=wirkt Umorientierung der Chlorite, großteils der Quarze (mit Rekrist=allisation) und Suturierung parallel str_1, Lösung von Quarz parallel s_1 und Absatz im Faltenscheitel.
Auch in den höheren Deckenkörpern war s_1 das prägende Element



Abbildung 84:

Duktilitätskontrast zwischen Matrix (phyllitisch) und großen Rest=quarzgeröllen, XZ-Kluftfläche, Triebenstein NE-Grat; für eine strain-Analyse ungeeignet!



h) Volumsveränderungen

WOOD 1974 gibt aufgrund von Dichtebestimmungen in Tonschiefern ("shales") maximal 10 % Volumsverlust in diesen Gesteinen an, dies erzeugt nur geringe Irrtümer in der Analyse. Dadurch ist eine Obergrenze des Volumsverlustes in der Matrix der betrachteten Gesteine gegeben. SIDDANS 1977 findet ähnliche Werte. Folglich dürfte die Reduktion der stratigraphischen Mächtigkeit durch die postdiagenetische Volumsreduktion während der Deformation gering sein. Wenn jedoch diese Volumsreduktion berechnet werden könnte, würden die stratigraphischen Mächtigkeiten höher sein, als die im folgenden Abschnitt für das Gebiet angegebenen.

Eine andere Ursache für Volumsreduktion stellen diffusive Deformationsprozesse dar (Drucklösung, für eine moderne Zusammenstellung siehe McCLAY 1977). "Pit" ("Lochfraß")-Kontakte bei den Geröllen sich selten. Der Einfluß der diffusiven Prozesse auf die strain-Ana/lyse ist vernachlässigbar, ihre Gesamtbedeutung wird später diskutiert.

3. Verteilung und Art der Verformung

Die Resultate der kompletten dreidimensionalen Analyse sind in Tabelle 15 zusammengefaßt.

a) Datendarstellung

Die zwei wichtigsten, derzeit angewendeten Darstellungsarten werden presentiert. Erstens um verschiedene strain-Aspekte besser herauszuarbeiten und zweitens um einen Vergleich mit den Resultaten anderer Analysen zu gestatten.

(1) Der "deformation plot", entwickelt von FLINN 1956, 1962, 1978 und RAMSAY 1964, 1967.

(2) Ein dreiaxiales, planares Diagramm beschrieben von NADAI 1963, HSÜ 1966 und OWENS 1974, mit Abänderungen durch BURNS&SPRY 1968 und MUKHOPADHYAY 1973.

(1) Der "deformation plot":

Er erlaubt zwischen: "flattening, constrictional" und "plane" strain Deformation zu unterscheiden. Das Darstellungsfeld umfaßt dreiachsiale Ellipsoide mit $X \geq Y \geq Z$, mit reinem "flattening", einem von zwei Spezialfällen, mit $X = Y > Z$, entlang der Abszisse und reinem "constrictation" ($X > Y = Z$) entlang der Ordinate. "Plane"-strain tritt bei $Y = 1$ auf. Normale wie logarithmische Koordinaten werden in der Literatur verwendet. Logarithmische Koordinaten haben den Vorteil, daß Dimensionsänderungen für alle strain-Ellipsoide durch Linien (ohne Volumsänderungen) representiert werden, wodurch Deformationsschritte ("deformation paths") leichter in Bezug auf ihre strain-Komponenten ("incremental strain components") interpretiert werden können. WOOD 1973, 1974 hat einen solchen "deformation plot" mit log X / Y zu log Z / Y konstruiert, wobei man Ängerungen in X, Y und Z

I	1,9110	0,7878	0,6642	2,8771	1,186	1	0,911	-0,212	-0,336	0,648	-0,238	-0,409	0,802	-0,677
	0,052	0,018	0,022	91,1	-21,27	-33,6								
I(10)													0,886	-0,796
I(20)													0,804	-0,777
I(30)													0,819	-0,648
I(40)													0,823	-0,707
I(50)													0,803	-0,666
I(60)													0,809	-0,668
II	1,8277	0,7984	0,6853	2,6670	1,1650	1	0,828	-0,202	-0,315	0,603	-0,225	-0,378	0,746	-0,689
	0,047	0,024	0,022	82,8	-20,2	-31,6								
VII	1,5138	0,9595	0,6885	2,1987	1,3936	1	0,514	-0,041	-0,312	0,415	-0,041	-0,373	0,559	-0,157
	0,057	0,027	0,026	51,4	-4,1	-31,2								
X	1,8256	0,9523	0,5752	3,1738	1,6560	1	0,826	-0,048	-0,425	0,602	-0,049	-0,553	0,819	-0,127
	0,057	0,053	0,041	82,6	-4,8	-42,5								
XI	2,2212	0,8673	0,5191	4,2789	1,6710	1	1,221	-0,133	-0,481	0,798	-0,142	-0,656	1,043	-0,294
	0,074	0,042	0,028	122	-13,3	-48,1								
XII	2,1585	0,7341	0,6311	3,4200	1,1630	1	1,158	-0,266	-0,369	0,769	-0,309	-0,460	0,948	-0,754
	0,082	0,026	0,032	115,9	-26,6	-36,9								
XIII	2,0942	0,7747	0,6163	3,3980	1,2570	1	1,094	-0,225	-0,384	0,739	-0,255	-0,484	0,920	-0,626
	0,068	0,043	0,038	109,4	-22,5	-38,4								
XIV	1,9440	0,7551	0,6813	2,8530	1,1100	1	0,944	-0,245	-0,319	0,665	-0,281	-0,384	0,817	-0,806
	0,05	0,015	0,016											
XV	2,1101	0,8346	0,5678	3,7160	1,4699	1	1,110	-0,165	-0,432	0,747	-0,181	-0,566	0,954	-0,413
	0,058	0,021	0,014	111	-16,5	-43,2								
XIX	2,0651	0,8899	0,5442	3,7950	1,6350	1	1,065	-0,110	-0,456	0,725	-0,117	-0,608	0,958	-0,262
	0,064	0,034	0,036	106,5	-11	-45,6								
XX	1,9465	0,8472	0,6064	3,2100	1,3970	1	0,947	-0,153	-0,394	0,666	-0,166	-0,500	0,849	-0,427
	0,066	0,029	0,035	94,6	-15,3	-39,3								
XXI	1,6320	0,9982	0,6139	2,6584	1,6260	1	0,632	-0,002	-0,488	0,490	-0,002	-0,488	0,691	-0,006
	0,041	0,043	0,02	63,3	-0,18	-38,6								
SUM 1c	1,6793	0,9561	0,6229	2,6960	1,5349	1	0,679	-0,044	-0,377	0,518	-0,045	-0,473	0,703	-0,136
	0,051	0,032	0,024	67,9	-4,4	-37,7								
K-Lor 1	2,1367	0,8185	0,5718	3,7370	1,4300	1	1,137	-0,181	-0,428	0,759	-0,200	-0,559	0,964	-0,456
	0,075	0,061	0,046	113,7	-18,2	-42,8								
K-lor 2	2,4394	0,7586	0,5404	4,5140	1,4040	1	1,439	-0,241	-0,460	0,892	-0,276	-0,615	1,118	-0,550
	0,087	0,022	0,02	143,9	-24,1	-46,0								
K-LÄ 1	1,6424	0,9485	0,6419	2,5586	1,4776	1	0,642	-0,051	-0,358	0,496	-0,053	-0,443	0,667	-0,169
	0,045	0,043	0,035	64,2	-5,2	-35,8								
OK10	1,3477	1,0198	0,7276	1,8520	1,4000	1	0,348	0,02	-0,272	0,298	0,020	-0,318	0,437	0,095
	0,03	0,082	0,049	34,8	2,0	-27,2								
UK53	1,8794	0,8438	0,6306	2,9800	1,3381	1	0,879	-0,156	-0,369	0,631	-0,170	-0,461	0,800	-0,467
	0,068	0,053	0,028	87,9	-15,6	-36,9								
RA-X	2,1354	0,7375	0,6349	3,3630	1,1620	1	1,135	-0,262	-0,365	0,759	-0,304	-0,454	0,935	-0,753
	0,073	0,021	0,023	113,5	-26,3	-36,5								
R 72	1,8434	0,8699	0,6236	2,9560	1,3950	1	0,843	-0,130	-0,376	0,612	-0,139	-0,472	0,785	-0,386
	0,056	0,032	0,032	84,3	-13,0	-37,64								
R-Lor 1	1,8859	0,8516	0,6227	3,0280	1,3670	1	0,886	-0,148	-0,377	0,634	-0,161	-0,474	0,808	-0,435
	0,075	0,046	0,052	88,6	-14,8	-37,7								
N 25	1,7008	1,0706	0,5492	3,0970	1,9490	1	0,701	0,071	-0,451	0,531	0,068	-0,599	0,804	0,181
	0,093	0,077	0,065	70,1	7,1	-45,1								
KGNK 1	1,4638	1,0156	0,6727	2,1760	1,5097	1	0,464	0,016	-0,327	0,381	0,015	-0,396	0,550	0,060
	0,061	0,03	0,024	46,4	1,56	-32,7								
KGNK 2	1,6770	0,9779	0,6098	2,7500	1,6040	1	0,677	-0,022	-0,390	0,517	-0,022	-0,495	0,716	-0,066
	0,054	0,056	0,046	67,7	-2,2	-39,0								
STR1	1,5942	1,1863	0,5288				0,594	0,186	-0,471	0,466	0,171	-0,637	0,808	0,464
	0,045	0,063	0,04											

Tabelle: 15

B 17	1,8158	1,0590	0,5200	3,4919	2,0365	1	0,816	0,059	-0,480	0,597	0,057	-0,654	0,887	0,137
	0,069	0,046	0,055	81,6	5,9	-48								
B 19	1,6511	1,0597	0,5715	2,8891	2,7944	1	0,651	0,060	-0,428	0,501	0,058	-0,559	0,753	0,164
	0,044	0,043	0,025	65,1	6,0	-42,8								
B S6	1,9148	0,9674	0,5399	3,5466	1,7918	1	0,915	-0,033	-0,460	0,650	-0,033	-0,616	0,896	-0,079
	0,054	0,053	0,021	91,5	-3,3	-46,0								

Tabelle (table) 15: Verformungsanalysewerte (strain-analysis results)

First column: specimen number; second column: principal magnitudes (principal axes öf strain ellipsoid with same volumne as the unit spere) and standard deviation (below); third column: ellipsoid axes with Z=1 and %-distortion parallel to the principal axes in relation to the unit sphere (below); forth column: elongation (principal strains-ε); fifth column: principal natural strains ($\bar{\varepsilon}$) ; sixth column: strain intensity factor (ε_s - NADAI 1963); seventh column: Lode's parameter - LODE 1926

The first sample group (I - UK 53) covers specimens from the Veitsch nappe (I(10) - I(60) refers to the increasing measurement imput in specimen I); the second sample group (RA-X - R-Lor 1) covers specimens from the Alpine Verrucano; the sample N25 comes from the Noric nappe; all these specimens are from the Triebener Tauern Paß area
The next sample group (KGNK 1&2) covers specimens from the basis of the Noric nappe in the 'Kurze Teichen' area around Jh.Don (Kalwanger Gneis=konglomerat); the last sample is from the Veitsch nappe NW' of Dietmannsdorf, boths groups are situates on the northern side of the Palten-Liesing valley (ÖK 1:50000, sheets 99,130,131)
The sample group on this page comprises specimens E' of Bruck/Mur (ÖK 1:50000, sheet 133) from the Veitsch nappe

unit	ε_s	v	%X	%Y	%Z	N
Noric nappe	o,69(o,13)	o,o58(o,12)	61,4(13,o)	o2,1(o4,7)	38,9(o6,2)	3
(Teichen area)	o,63(o,12)	-o,oo3(o,o89)	57,o(15)	-o,32(2,7)	-35,9(4,5)	2
Veitsch nappe	o,845(o,15)	-o,413(o,246)	94,7(26)	-13,8(8,5)	-39,4(5,2)	17
Alpine Verrucano MOA-nappe	o,843(o,o8)	-o,525(o,199)	95,5(15,8)	-18(7,2)	-37,3(o,7)	3

Tabelle 16

Mean values of the studied area:
axial ratio(X:Y:Z): 3,13(o,59) : 1,43(o,21) : 1
%distortion(X/Y/Z): 89,9 : -13,2 : -39,3
ε_s: o,824(o,142)
v: -o,365(o,281)
ε: o,889 -o,13 -o,393
$\bar{\varepsilon}$: o,636 -o,139 -o,499

Mean values Veitsch nappe : reference area Bruck/Mur

Veitsch nappe	o,845(o,o8)	o,o74(o,13)	79,4(13,3)	2,87(5,3)	-45,6(2,6)	3

axial ratio(X:Y:Z): 3,31(o,36) : 2,21(o,52) : 1
ε: o,794(o,133) o,o286(o,o53) -o,456(o,o26)
$\bar{\varepsilon}$: o,582(o,o75) o,o273(o,o52) -o,61(o,o48)

Mean strain values

des strain-Ellipsoides relativ zur Einheitskugel (gleiches Volumen) für jede Probe sofort bestimmen kann. Abbildung 85a faßt die Daten aus dem Palten-Liesingtal in diesem Diagramm zusammen.

Probe OK1o wird nicht näher behandelt, da dieses Gestein ("Quarzwacke") Drucklösung unterlag und es offenkundig ist, daß die Ausagekraft der Rf/ϕ_f-Methoden bei solchen Situationen limitiert ist.

Das mittlere strain-Ellipsoid im untersuchten Gebiet (Palten-Liesingtal) hat ein Achsenverhältnis von 3,13:1,43:1, was einer Streckung in der X-Richtung um 91% und einer Verkürzung um 13% in Y bzw. 39% in Z gleichkommt.

(2) Dreiachsiales, planares Diagramm ("Nadai-plot")

Für den speziellen Fall der "strain analysis" ist es üblich nur ein Sechstel des Diagrammes zu verwenden (HOSSACK 1968, OWENS 1974). Die nach links gerichtete Komponente ist "prolate" um die X-Achse ("constrictional or cigar shapes") des strain-Ellipsoids, die rechts-gerichtete Koordinate ist "oblate" um die Z-Achse ("flattening or pancake shapes"). Die Winkelhalbierende representiert "plane"-strain.

Zwei Parameter beschreiben die Größe und die Symmetrie des strain-Ellipsoides:

ε_s ("strain intensity factor = strain magnitude") mißt die "total intensity of the distortional component of strain" und wurde von NADAI 1963 definiert

$$\varepsilon_s = \frac{3}{2} \cdot \bar{\gamma}_o \qquad (5)$$

$\bar{\gamma}_o$ ist der "natural octohedral unit shear" (NADAI 1963) und gibt den Betrag der Scherung entlang einer Oktaederfläche an , wobei die Achsen des regelmäßigen Oktaeders parallel den Hauptstrainrichtungen sind. Dieser "unit shear" ist ein absolutes Maß der Größe der "distortional" (rotationalen) Komponente der Verformung in jeder Deformation von beliebiger Symmetrie.

Es gilt: $\bar{\gamma}_o = \frac{2}{3} \cdot \sqrt[2]{(\bar{e}_1-\bar{e}_2)^2+(\bar{e}_2+\bar{e}_3)^2+(\bar{e}_3-\bar{e}_1)^2}$ NADAI 1963 (6)

mit $\bar{e} = \ln(1+e)$ und $\bar{e}_1 > \bar{e}_2 > \bar{e}_3$ (natural strain) (7)

mit $e = \frac{l-l_o}{l_o}$ (elongation) und $e_1 > e_2 > e_3$ (8)

l_o...imitiale Länge einer Linie; l...Länge der Linie nach der Deformation; Verkürzung wird durch negative Elongation beschrieben.

ε_s ist unabhängig von Volumsänderung und ist qualitativ proportional zur mechanischen Arbeit, die der rotationalen Komponente der Verformung entspricht. Daraus ergibt sich: Minimale Arbeit wird entlang eines Weges ("path"), der durch eine Linie mit konstanter Symmetrie representiert wird, geleistet. Diese Ausage ist nur möglich, wenn die Deformation dem einfachst möglichen "strain-path" folgt; daher nicht anwendbar in Bereichen mit überlagernden ("superimposed") strains (GAY 1969, SANDERSON 1976).

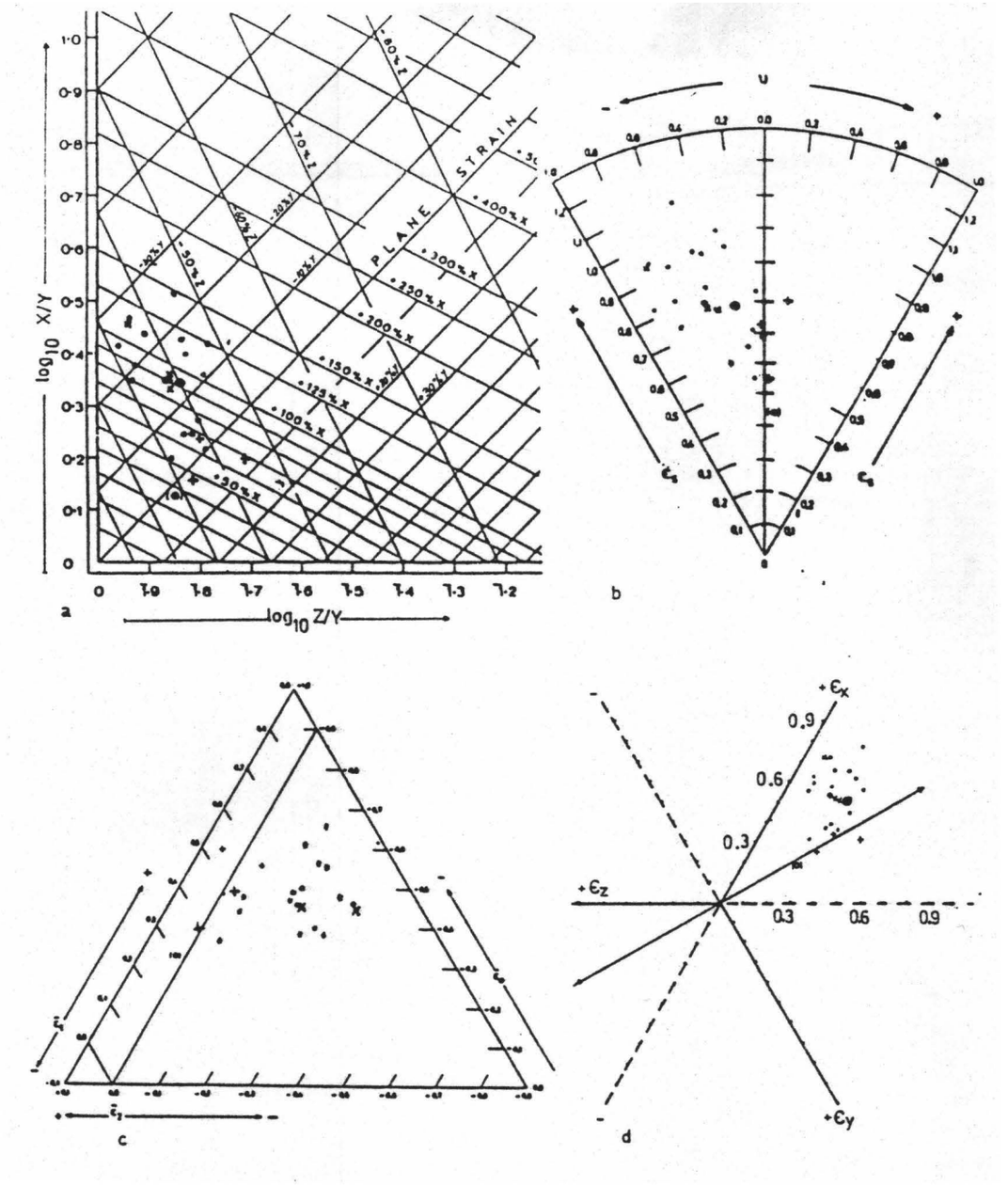


Abbildung 85 a–d

Datendarstellung der Proben aus dem Palten-Liesingtal
a) "deformation plot" nach WOOD 1973, 1974
b) "tree axis planar diagram, NADAI-plot"
c) NADAI-plot modifiziert nach MUKHOPADHYAY 1973, "plane"-strain Linie eingezeichnet
d) 'Nadai-Owens-plot' (NADAI 1963, OWENS 1974)
Norische Decke ....."+"
Veitscher Decke (Oberkarbon)....."."
(Unterkarbon)...."o"
Alpiner Verrucano....."x"
mean....."●"

Die Symmetrie des "finite strains" ist definiert durch den LODE'S Parameter und ist analog zum k-Wert von FLINN 1962.

$$\nu = \frac{2\varepsilon_2 - \varepsilon_1 - \varepsilon_3}{\varepsilon_1 - \varepsilon_3} \quad \text{(LODE 1962)} \qquad (9)$$

Diese Symmetriekomponente variiert von +1.o (reines "flattening", X=Y>Z, k=o.o) bis -1.o ("constriction", X>Y=Z, k=∞), "plane"-strain ist wo Y=1 (ν=o.o, k= 1.o). Ein Vorteil dieser Abbildungsart ist ,daß der Wertebereich symmetrisch um die "plane"-strain Linie ist. Abbildung 85 b faßt die Daten aus dem Palten-Liesingtal in einem NADAI-plot zusammen; Abbildung 85c zeigt die Daten in einem NADAI-plot modifiziert nach MUKHOPADHYAY 1973; Abbildung 85d gibt die Daten in einem "NADAI-OWENS"- Diagramm (NADAI 1963, OWENS 1974). Letztere Darstellungsart hat den Vorteil, daß Richtungsinformation erhalten bleibt.

b) <u>regionale strain-Verteilung</u>

<u>ε_s, ν, % X,Y,Z- Verteilung</u>

Die Werte von ε_s und ν wurden in Karten (Abbildung 86) eingetragen um ihre Variation in Relation zur Geologie und den Deckengrenzen im Triebener Tauern Paß Gebiet aufzuzeigen, dazu gibt Abbildung 87 zwei Querprofile. Ihre Aussagekraft ist durch die geringe Datendichte limitiert. Diese Abbildungen sollen mit Beilage 1 (geologische Karte) verglichen werden. Abbildung 88 zeigt ein idealisiertes Säulenprofil durch das Arbeitsgebiet. Die Mächtigkeitsangaben bleiben Näherungswerte. ε_s, ν, Deformation in X,Y,Z sind in Relation zur Deckenabfolge dargestellt.

<u>mittlere Deformation</u>

Für die folgende Analyse wird eine Kugel als initiales Äquivalent zum Deformationsellipsoid angenommen. Volumskonstanz vorausgesetzt gilt:

$$\frac{4}{3}\cdot\pi\cdot r^3 = \frac{4}{3}\cdot\pi\cdot\frac{D_1}{2}\cdot\frac{D_2}{2}\cdot\frac{D_3}{2} \qquad (D_1>D_2>D_3 \ldots \text{Durchmesser des strain-Ellipsoides}) \qquad (10)$$

$$r = \sqrt[3]{\frac{D_1}{2}\cdot\frac{D_2}{2}\cdot\frac{D_3}{2}} \qquad (11)$$

Daraus läßt sich nach (12) die %-Längung bzw. Verkürzung berechnen:

$$\%\ \text{distortion} = \frac{A-r}{r}\cdot 100 \qquad A = \frac{D_1}{2} \text{ bzw. } \frac{D_2}{2} \text{ bzw. } \frac{D_3}{2} \qquad (12)$$

Die mittlere Deformation der verschiedenen Einheiten ist in Tabelle 16 zusammengefaßt.

<u>Diskussion</u>

Die durchschnittliche Deformationsstärke ist im ganzen Untersuchungs-gebiet bemerkenswert konstant(niedrige SD, vgl. Tabelle 15, 16). Die Verkürzung in Z (normal zur "slaty cleavage") zeigt die geringste Variation (Tabelle 15: 31-48% !). Nach Tabelle 17 hängt die Variation von ε_s nicht vom Volumsanteil der Gerölle in den Proben ab. Es läßt sich aber ein Einfluß der Konglomeratlagendicke aus dem eine Probe stammt

Abbildung 86 a

Karte mit den ϵ_s-Werten in Beziehung zu den großtektonischen Einheiten im Triebener Tauern Paß Gebiet; Profile 0-1, 2-3 beziehen sich auf Abbildung 87

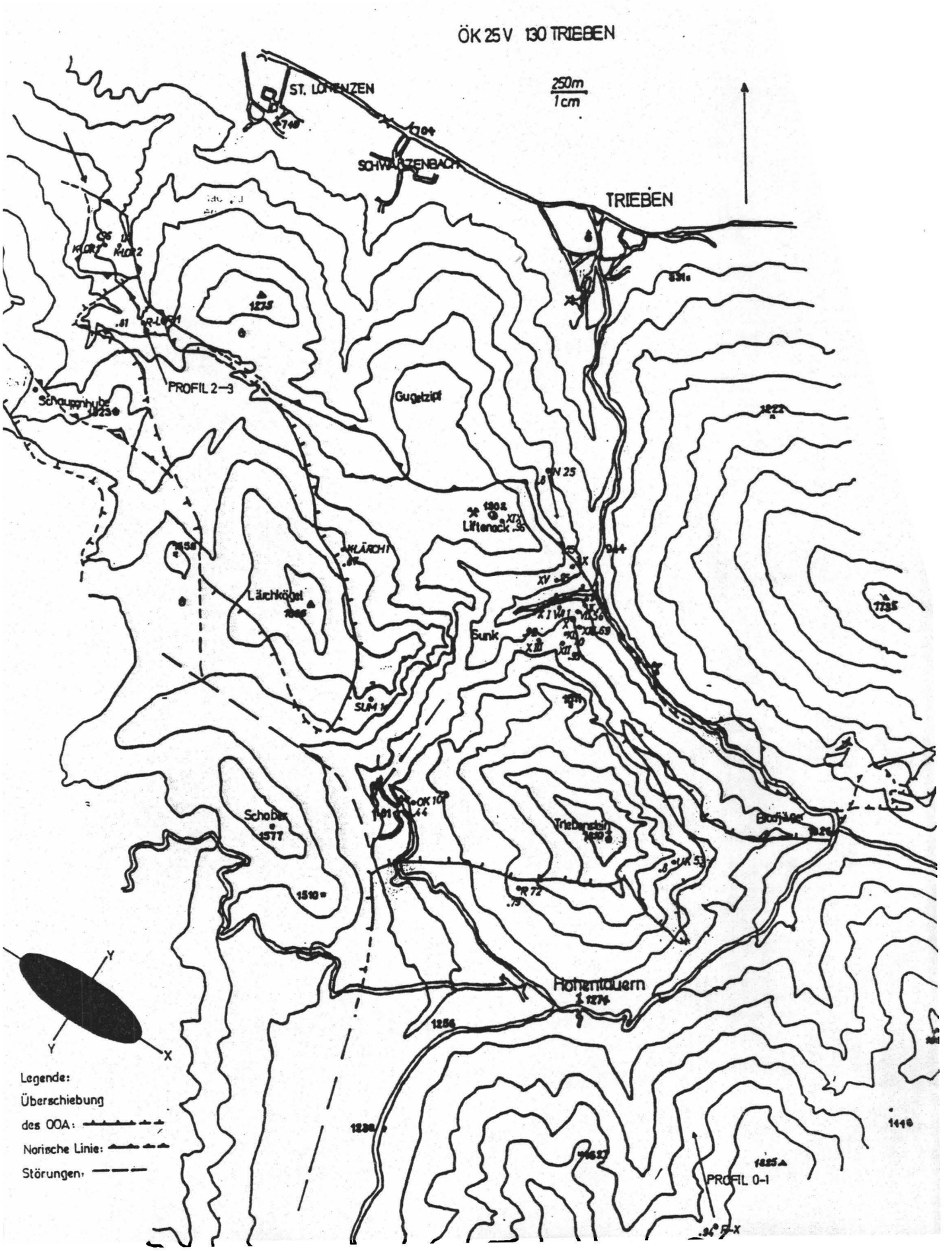


Abbildung 86 b

Karte mit den v-Werten in Beziehung zu den großtektonischen Einheiten im Triebener Tauern Paß Gebiet
Erläuterungen siehe Text

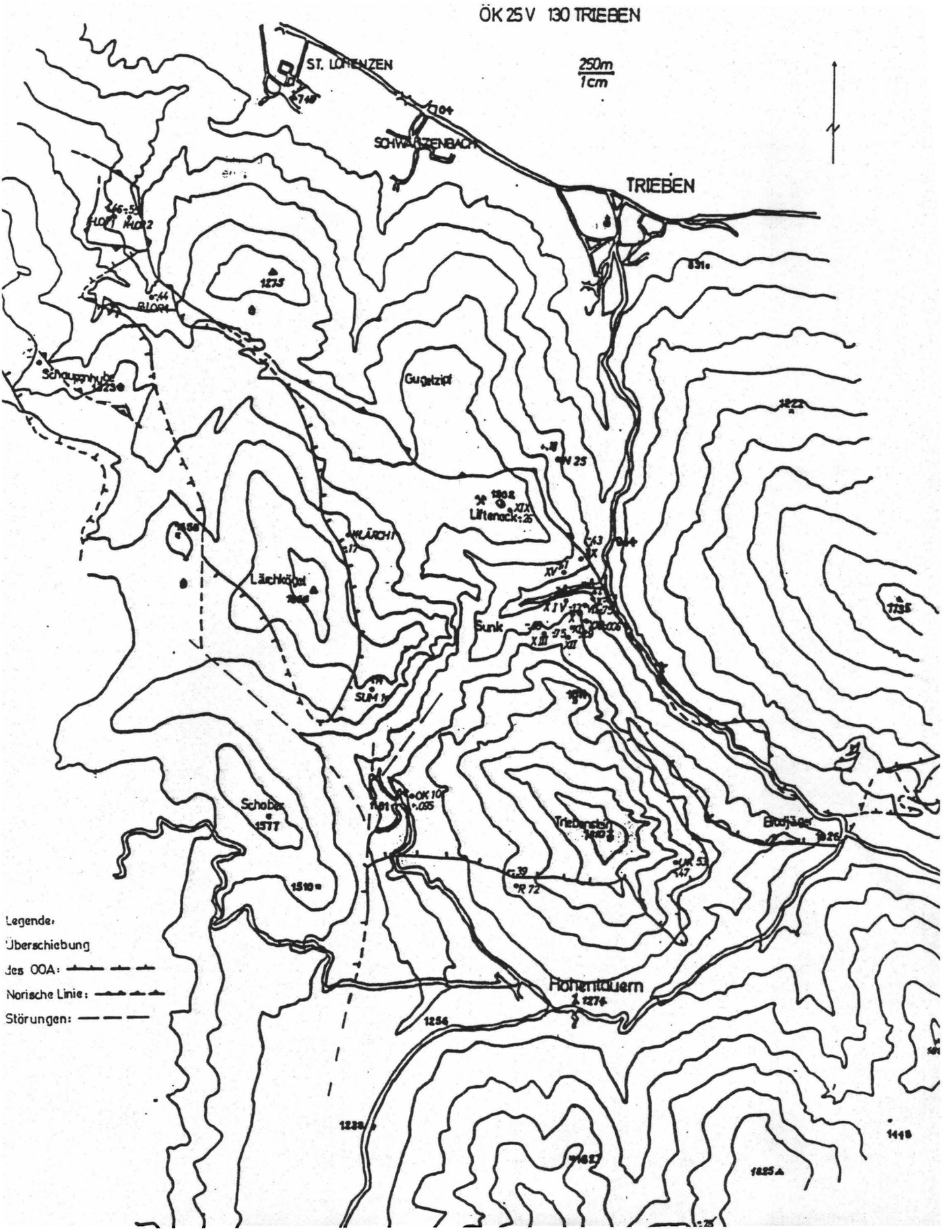
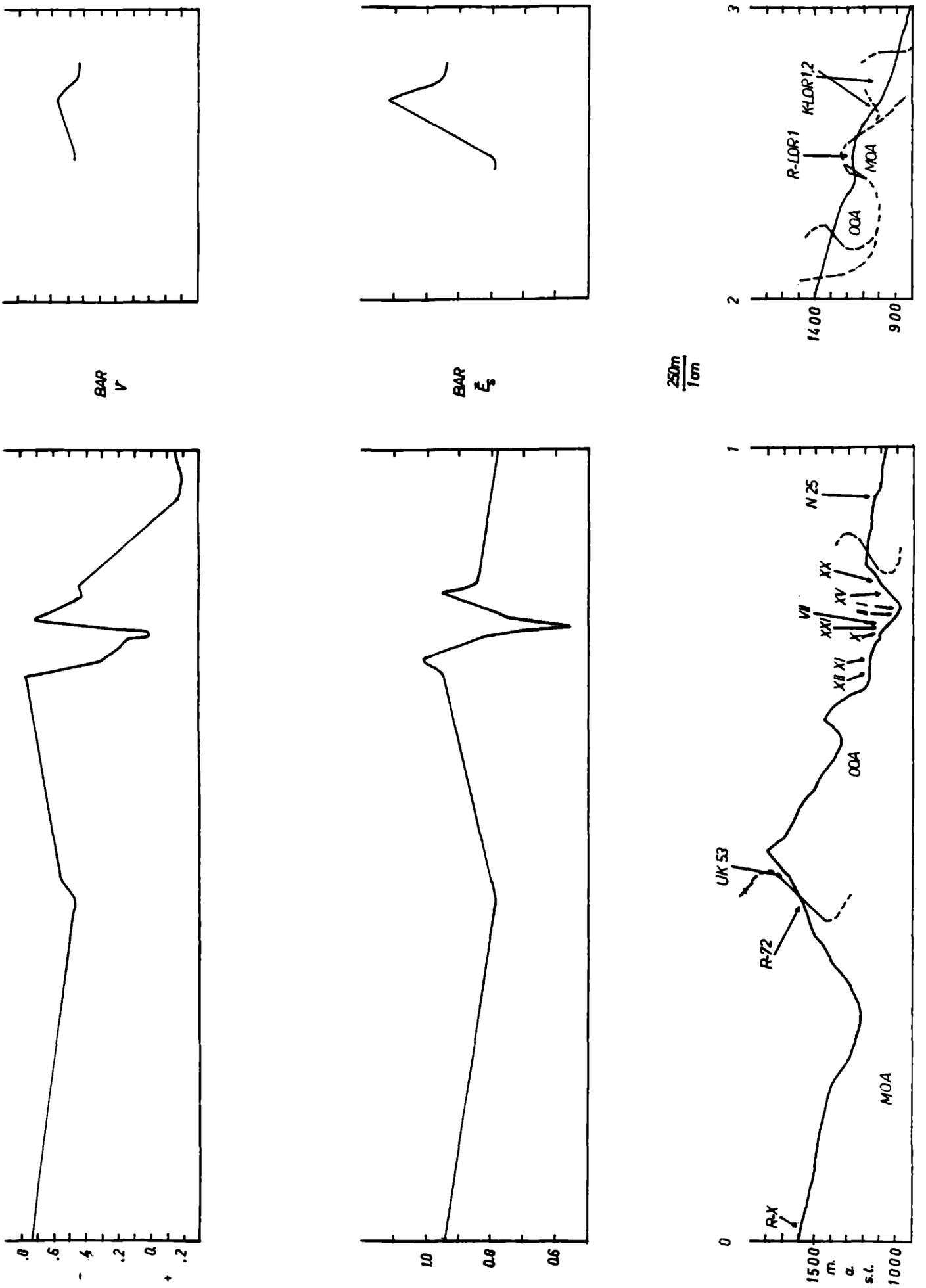


Abbildung 87



Profile mit ϵ_s und τ ; Lageindikation siehe Abbildung 86

Abbildung 88

Idealisiertes Säulenprofil durch den Deckenstapel im Triebener Tauern Paß Gebiet mit der Variation in Θ_s, ν, %X, %Y, %Z; Mächtigkeitsangaben sind Abschätzungen aus dem Gesamtraum des Paß Areals; in Abschnitt für die Norische Decke gibt die linke strichlierte Linie die Daten aus dem "Kurze Teichen Areal", in der ν-Kolumne ist es umgekehrt.
Erläuterungen siehe Text

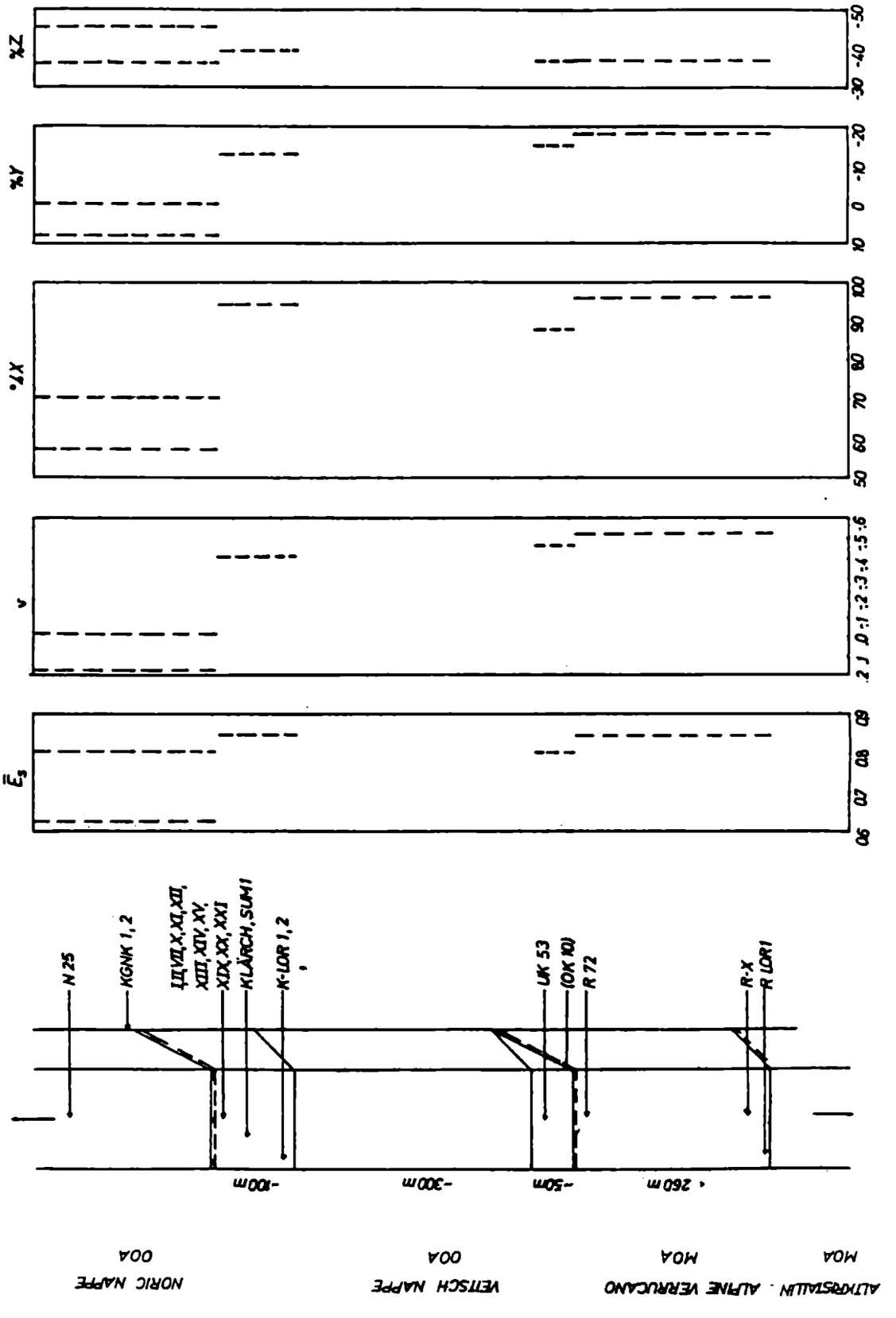


Tabelle 17:

specimen	I	II	VII	X	XI	XII	XIII	XIV	XV	XIX
C_s	o,8o2	o,746	o,559	o,819	1,4o4	o,948	o,92	o,8o6	o,954	o,958
% pebbles	22,2+	2o	7,5	43,3+	45,3+	35	7,5	13	15	35

XX	XXI	SUM 1c	K-Lor1	K-Lor2	K-LX 1	UK53	RA-X	R 72
o,849	o,691	o,7o3	o,964	1,118	o,667	o,8	o,935	o,785
38,3+	2o	45	5	1o	7,5	7	2o	1o

R-Lor1	N 25	KGNK 1	KGNK 2
o,8o8	o,8o4	o,55	o,716
2o	18,5+	3	1o

Relation between volume percent pebbles in the sample and strain intensity.
Values with '+' computed, others estimated.

nachweisen. Die meisten Proben mit etwas geringerem ε_s und auch ν (Proben: VII, XXI, R72) stammen aus Konglomeratlagen unter 1m Mächtigkeit eingeschaltet in Phyllitareale. Teile der Verformung scheinen von diesen inkompetenten Partien aufgefangen worden zu sein. Die Signifikanz der Verformungsdaten dieser Proben ist dennoch gegeben; das beweist auch eine graduelle Ab-bzw. Zunahme der Verformungsparameter in Annäherung an diese Proben, damit das Einpassen in generelle Trends.
Die korrekten Werte dürften etwas höher (ε_s) bzw. mehr im "constrictional"-Feld liegen, das Gesamtbild verändert sich dadurch nicht.

Die Variation der Symmetriekomponente (ν) steht im Groben, aber nicht direkt mit der strain-Intensität (ε_s) in Beziehung (vgl. Abbildung 87). Das demonstriert deutlich den Nutzen dieser zwei Parameter für die strukturgeologischen Ausagen.

Weitere Probennahme in der Norischen Decke muß klären:

- ob die Diskrepanz in der Symmetrie der Deformation (ν) und in der Dehnung bzw. Verkürzung in X bzw. Y zu den basalen Decken so ausgeprägt ist, wie er in Abbildung 88 erscheint. Beachtung verdient weiters:
- N25 hat sehr wahrscheinlich höheren Kompaktionsstrain erlitten (siehe p.178), was den Z-Wert erhöht, die Dehnung in X schwächt
- die Proben KGNK 1,2 wurden ca. 3okm NE der übrigen Proben genommen. Bei ähnlicher Gefügeentwicklung ist generell Analogie gegeben, doch liegen diese Proben näher dem Vorland. Als weitere Möglichkeit läßt sich eine präalpine "flattening"-Deformation, die das alpine Deformationsellipsoid in obiger Weise beeinflußt, diskutieren (mit $s_{voralpin}=s_{alpin}$), sie wird vom Geländebefund her als unbedeutend erachtet.

Aus der regionalen Verteilung lassen sich folgende Schlüsse ziehen:

- im Gesamtprofil geben höhere ε_s-Werte generell ν-Werte näher -1 (die Deformation wird mehr "constrictional")
- ε_s nimmt durch den untersuchten Deckenstapel kontinuierlich, ohne markanten Bruch, ab (in Hangende)
- ν nähert sich -1 ("more constrictional"), mit dem Fortschreiten ins Liegende des Deckenstapels (d.h. die Verkürzung nimmt ins Hangende ab)
- die Dehnung in X wird in Hangende schwächer, bleibt aber gleichgerichtet
- die Verkürzung in Z nimmt ins Hangende zu (der "flattening"-strain steigt)
- generell liegt hohe Deformationshomogenität vor, obwohl:
  - ein größeres Gebiet betrachtet wird
  - verschiedene Ablagerungsenvironment eingeschlossen sind

- die Gesteine verschiedenes Alter und unterschiedliche groß= tektonische Position haben

Die Grundlagen für eine strain-Konturierung (vgl. CLOOS 1947, HOSSACK 1968, TOBISCH et a.,1977, CHAPMAN et al., 1979) für das Gesamtgebiet (hohe Datendichte) fehlen im Untersuchungsgebiet, eine solche war auch nicht das Ziel der Untersuchung.

Ein ausgewähltes Detailgebiet (Grenze Norische-Veitscher Decke im Sunk-Ausgang, siehe Beilage 1) wurde für einen Versuch ausgewählt. Die Resultate werden nun mit einiger Genauigkeit diskutiert:
Abbildung 89 a,b zeigt konturierte Karten für ϵ_s und ν. Sofort ist ersichtlich:

- ein Fehlen von Daten
- die Einflüsse der D_2-Faltungsdeformation auf die strain-Parameter= verteilung

Die folgende Analyse soll vorläufigen und mehr theoretischen Charakter haben. Es soll gezeigt werden, wie strain-Analysendaten auch zur Klärung von strukturell komplizierten Detailgebieten herangezogen werden können und Anhaltspunkte zur Bedeutung wichtiger tektonischer Strukturen (z.B. Überschiebungen) liefern können. Folgende Annahmen liegen zugrunde:

- die aus den vorliegenden Daten interpolierten Konturierungen stimmen im wesentlichen
- die strain-Daten representieren im wesentlichen die D_1-Deformation (siehe Punkt 2 und die nachfolgende Analyse)

Abbildung 9o a,b zeigt ein Profil quer zur Faltenachsenrichtung und senkrecht zur D_1-Streckungsfaser, also in der YZ-Fläche des strain-Ellipsoides konstruiert aus den ϵ_s bzw.ν Werten. Wegen der im Gelände bestimmbaren Lage der Norischen Überschiebungsfläche ist nur diese Großstrukturrekonstruktion möglich. Nichtbestimmbare Parasitärfalten sind wahrscheinlich.

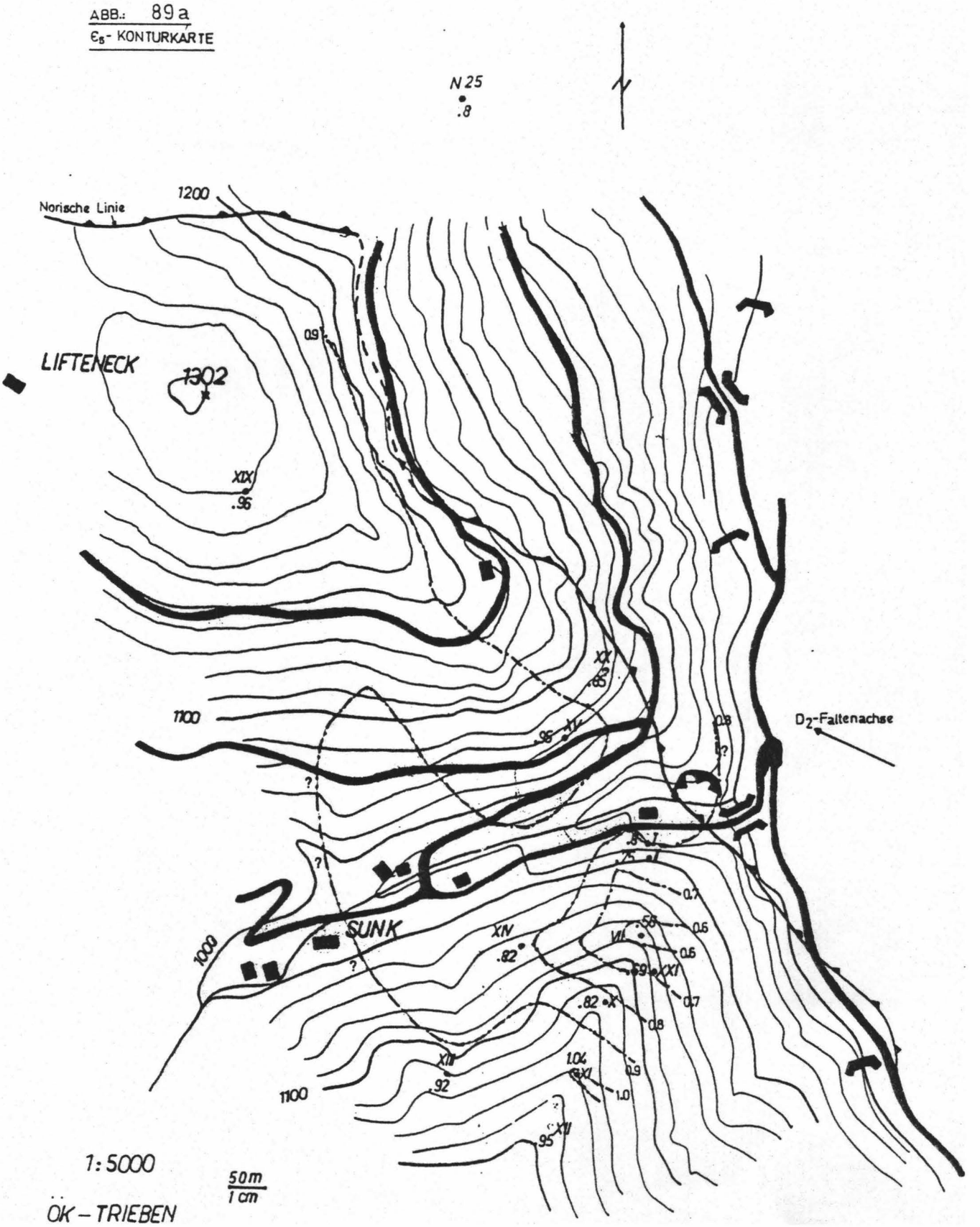
Folgende Merkmale lassen sich ablesen:

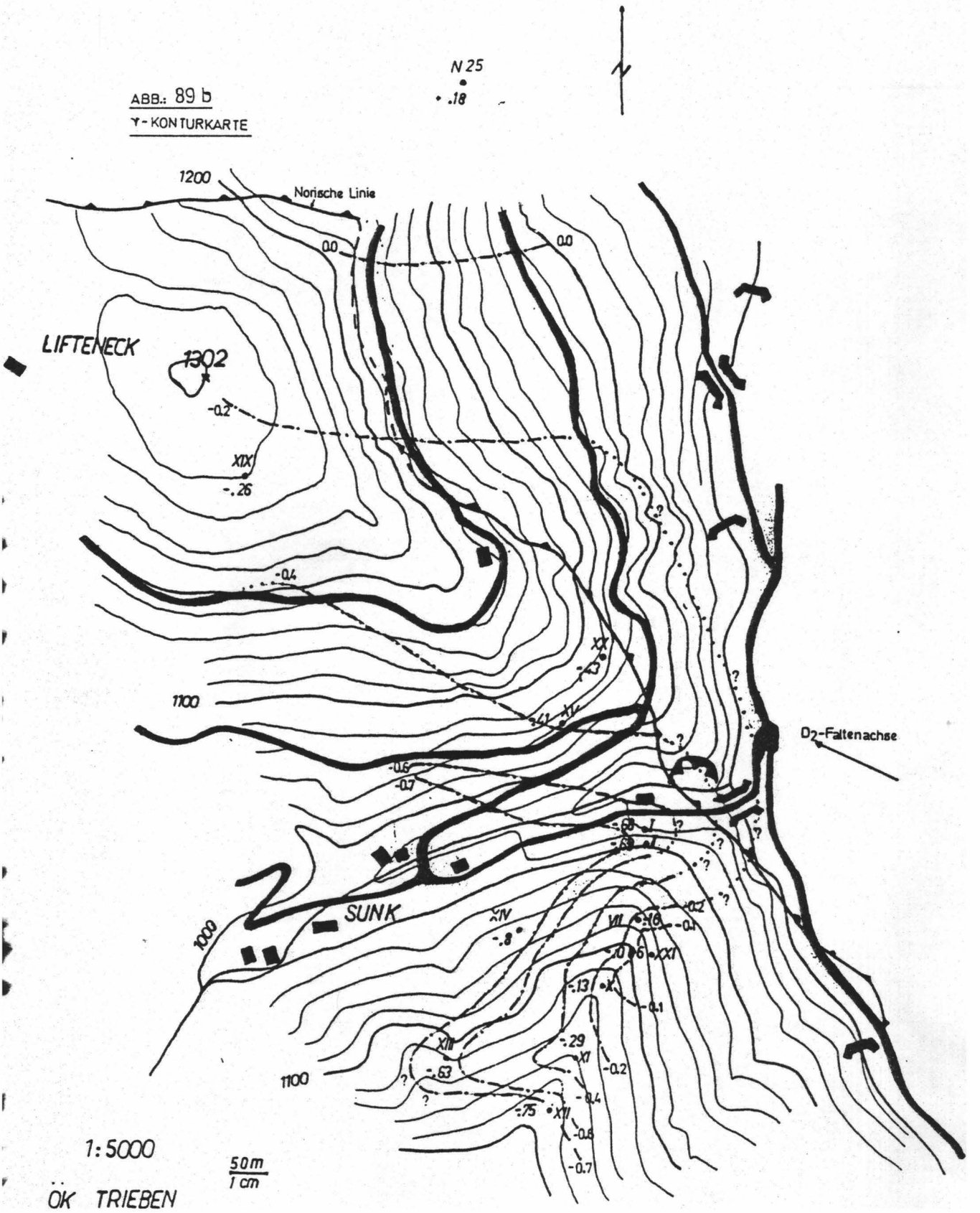
- ϵ_s nimmt mit Annäherung an die Überschiebungsbahn zu (Abbildung 9oa,89a)
- ϵ_s nimmt in höhere Stockwerke ab (Abbildung 89a, 9oa)
- die Überschiebungsbahn schneidet die ϵ_s-Konturen lateral (Abbildung 89a, 9oa)
- durch die Variation der ϵ_s-Werte zusammensetzbare Großfaltenstrukturen (Abbildung 9oa) gleichen im wesentlichen den tatsächlichen Groß= falten (Abbildung 91, 92)
- ν nimmt mit Annäherung an die Überschiebungsfläche zu (Abbildung 89b, 9ob) (näher o.o)
- ν nimmt in höhere Stockwerke ab (Abbildung 89b, 9ob)
- ϵ_s und ν sind im wesentlichen invers korreliert (Abbildung 89b, 9ob)!!!!
- die Überschiebungsbahn schneidet die ν-Konturen lateral (Abbildung 89b, 9ob)

Daraus werden folgende Schlüsse gezogen:

- das "finite"-strain Ellipsoid representiert im wesentlichen die D_1-Deformation (Abbildung 9oa), diese ist auch innerhalb der Deckenkörper hoch (Abbildung 86, 87), ist aber an den Überschiebungsbahnen ge= steigert (vgl. Abbildung 9oa, 86a)

ABB.: 89a
ε_s- KONTURKARTE




ABB.: 89 b
Y-KONTURKARTE
N 25
.18
1200
Norische Linie
0.0
0.0
LIFTENECK
1302
-0.2
XIX
-.26
-0.4
1100
XX
-.13
XV
-.41
D2-Faltenachse
-0.5
-0.7
SUNK
1000
XIV
-.8
VII
-.16
-0.1
-0.2
-.10
-.6
XXI
-.13
X
-0.1
XII
-.29
X1
-0.2
-.63
1100
-0.4
-.75
XII
-0.6
-0.7
1:5000
50m
1 cm
ÖK TRIEBEN

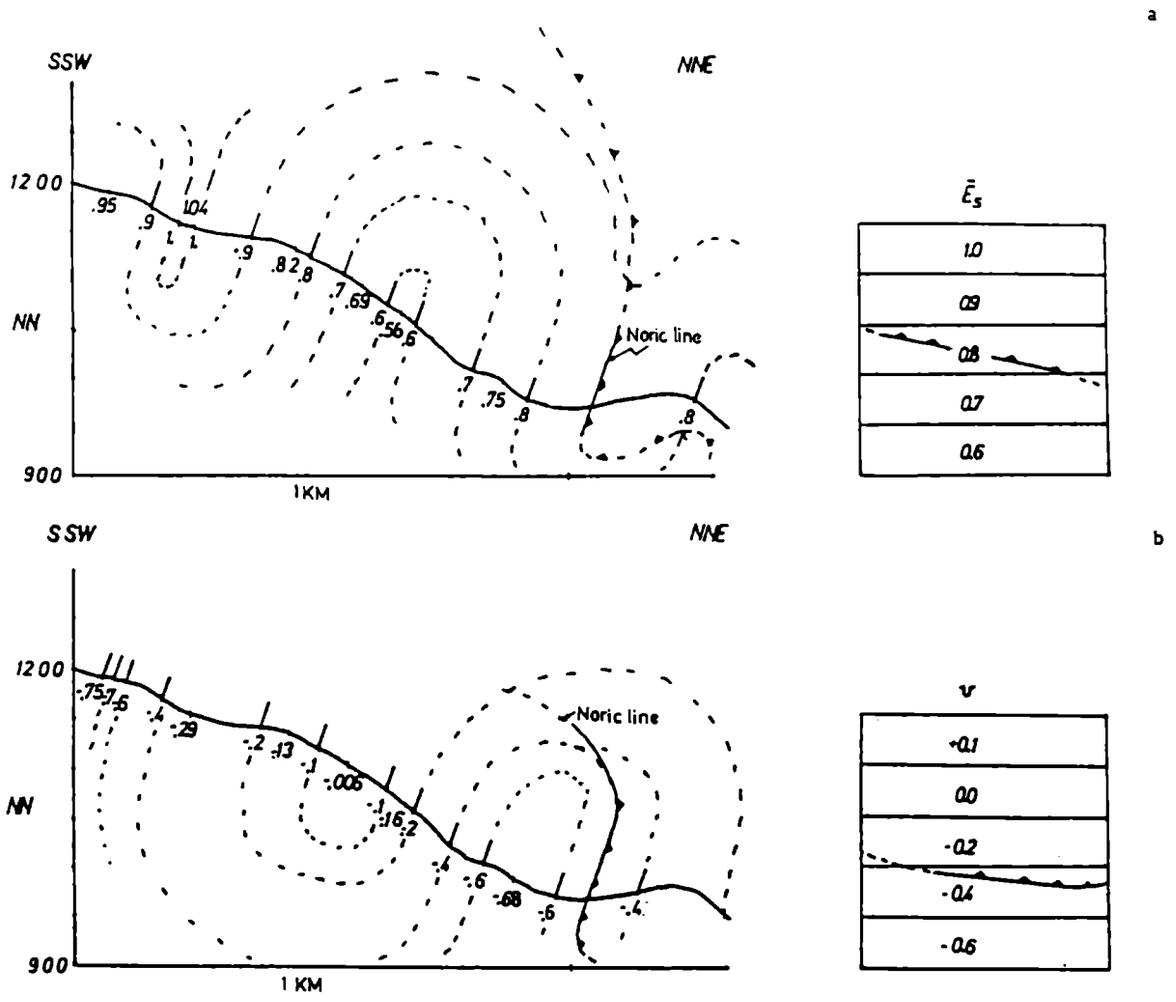


Abbildung 90a,b

Querprofile (ca. senkrecht str$_1$ und B$_2$) zu den ϵ_s,ν-Konturkarten (Abbildung 89a,b); das Einfallen der Großfaltenschenkel und der Norischen Überschiebung ergibt sich aus Geländebeobachtungen; Erläuterungen siehe Text

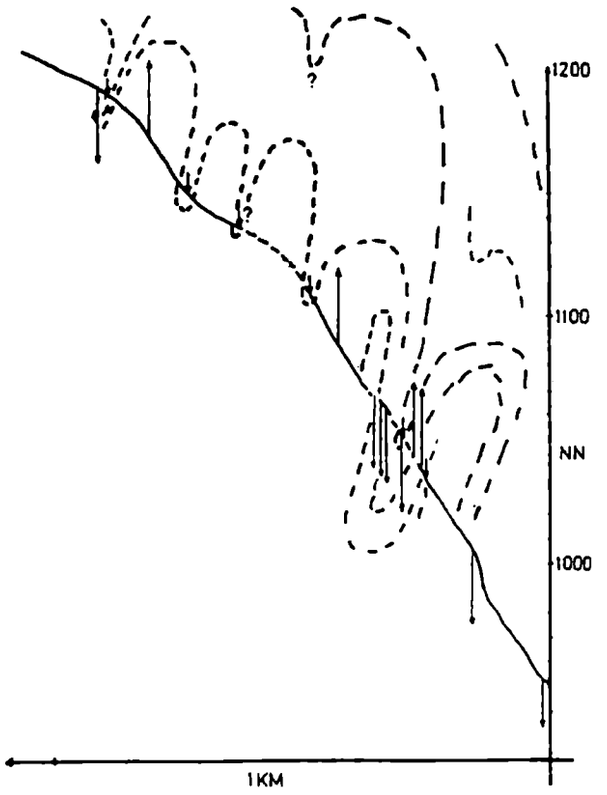
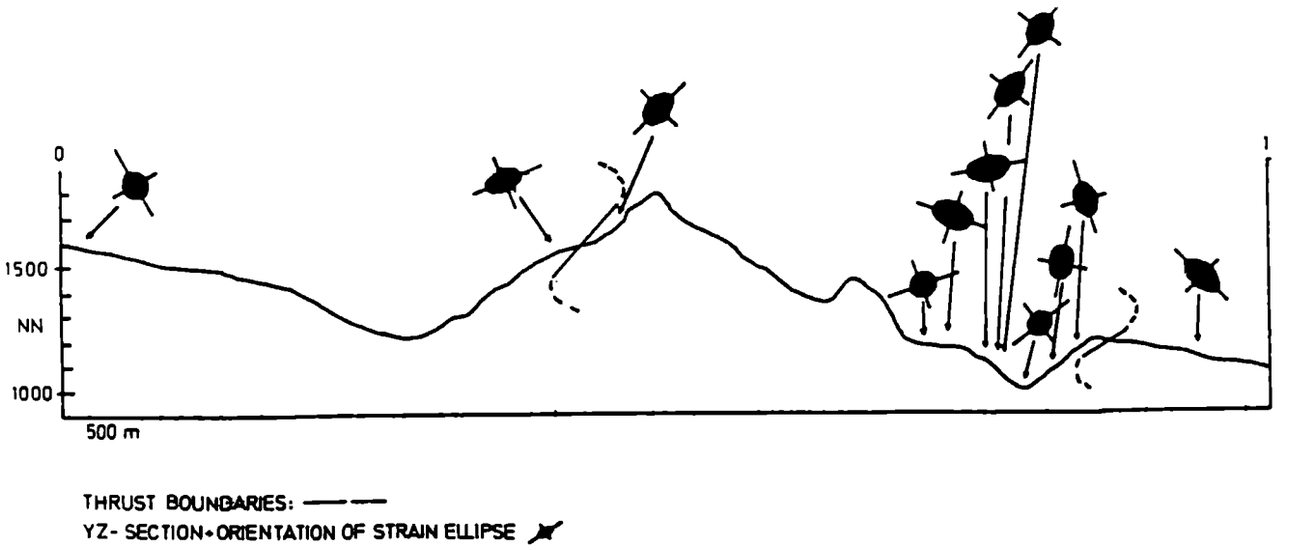


Abbildung 91

D$_2$-Faltenstrukturen am Trieben-stein NE-Grat; Falten ermittelt aus s$_1$(ss)/s$_2$-Überschneidung (aufrechte-inverse Lagerung-Pfeile im Profil) bei gegebener Vergenz, beobachteten Falten-umbiegungen und sedimentären Indikatoren; strichlierte Bereiche der Geländekantenlinie ent-sprechen Metapelit-psammiten, voll ausgezogene Bereiche dominierenden Metakonglomeraten; vergleiche mit Abbildung 90, gegenüber diesem ist das Profil 2,5 mal überhöht; Beginn erst bei 960m SH. durch Aufschlußarmut bedingt



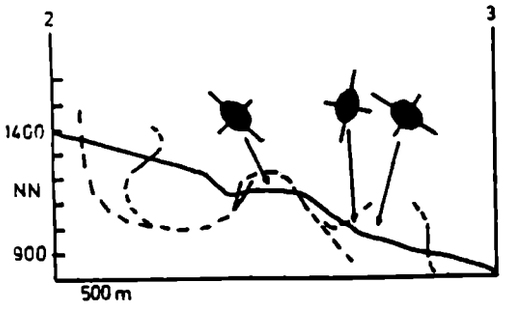


Abbildung 92

Lage und Orientierung der YZ-Schnitte des strain-Ellipsoides in Querprofilen durch den Deckenstapel (Lage vgl. Abbildung 86a, 87); Ellipsenlänge zu Ellipsenbreite gibt das Achsenverhältnis der Deformation, die Lage, die Orientierung im Raum; diese ist im wesentlichen durch die D_2-Faltung gegeben (vgl. Abbildung 9o, 91)

- die Überschiebungen liegen, im Bereich der Meßgenauigkeit, den XY-Ebenen des strain-Ellipsoides parallel (vgl. Abbildung 9oa, 92, Geländedaten
  - D_2-Faltung (damit duktile Deformation) beeinflußt das "finite"-strain Ellipsoid folgendermaßen:
    - weitere Großfaltenrotation (z.B. Bereich Lifteneck-Abbildung 89a) erhöht die strain-Werte
    - unterschiedlich weite Rotation (damit unterschiedlich starker D_2-strain Einfluß) bewirkt das laterale "cross-cutting" der Konturlinien mit den Deckengrenzen (vgl. Abbildung 89a,b;9oa,b)
    - die inverse Korrelation von ε_s und v erklärt sich (vgl. Abbildung 9o): Ausgangspunkt: homogene D_1-ε_s,v -Verteilung
      D_2-Faltung: Einengung des strain-Ellipsoids in der Y-Richtung durch duktile Einengung parallel des D_1(ss)-Lagenbaues ("layer-shortening");- in Bereichen Aufhören (bzw. Verminderung) der Y-Einengung durch "buckeling" des Lagengefüges; Fortführung der Einengung in Y durch weitere Verkürzung in Y in den Schenkeln der B_2-Falten (Erhöhung von ε_s, Verminderung von v (höher negative Werte)), Aufhören der lagenparallelen Verkürzung
  - Ausbildung, Lage , strain-Verteilung der Norischen Überschiebung ist durch die D_1,D_2-strain-Verteilung völlig erklärbar, der D_1 und D_2-Deformation zugeordnet, des halb rein alpidisch.

c) Auswirkung der Deformation auf die stratigraphische Mächtigkeit

In Abhängigkeit von der Orientierung des strain-Ellipsoides zur Schichtung können substanzielle Mächtigkeitszu-bzw.-abnahmen resultieren (vgl. CLOOS 1947, WOOD 1974, TOBISCH et al.,1977, HOSSACK 1978, OERTEL 1981). Der folgenden Analyse im Triebener Tauern Paß Areal liegen als Annahmen und Unterlagen zugrunde:

- die duktile Deformation, die sich in den strain-Analysewerten manifestiert ist generell D_1 zuzuschreiben (siehe vorhergehende Analyse)
- eine vollständige D_2-D_4-Faltenausglättung gelingt (aus der Geländeanalyse möglich)
- die Dicke des heutigen lithologischen Säulenprofils (top-Altkristallin bis einschließlich Silur(?)-Klastika der Norischen Decke südlich des Paltentales) beträgt ca. 2400 m (250m Alpiner Verrucano, 650m Veitscher Decke, 1500m Norische Decke (Ordovizium-Silur(?))-vgl. Teil1,2)
- die Verkürzungsrichtung ist während der gesamten Deformation im wesentlichen senkrecht auf se-gelegen (durch Fehlen von D_1-Falten wahrscheinlich, beachte auch die spätere Diskussion über das Deformationsmodell)
- das durchschnittliche strain-Ellipsoid(3,13:1,43:1) ist für das gesamte Gebiet representativ
- verschiedene Lithologien verhalten sich bei der Deformation ähnlich

Das ergibt eine Reduktion während der duktilen Deformation um ca. 1600m. Ausdünnung an den Überschiebungsbahnen (durch "faulting"), syntemporär zur duktilen Deformation addiert weitere 800m (spekulative Annahme: für das Permomesozoikum 500m, für die Veitscher Decke maximal 100m, für die Norische Decke 200m). Das ergibt eine Verdünnung durch die Deformation um ca. 50%, das ist von ca. 4800m auf ca. 2400m.

4. "Deformation path" (Geschichte der duktilen Deformation)

Die Bestimmung des "deformation path" ist schwierig (vgl. ELLIOTT 1972, WOOD 1974, RAMSAY 1967) und je nach Methode nur mit unterschiedlicher Genauigkeit möglich. In dieser Arbeit werden die "finite strain"-Probendaten verwendet um Überlegungen über einen mittleren "deformation path" im untersuchten Gebiet, während eines Teiles des duktilen Deformationsprozesses, anzustellen.

Jeder sinnvolle Versuch um Einsicht in die Deformationsgeschichte zu erlangen, erfordert einen Gradienten oder eine Variation in der Gesamtdeformation und die Erhaltung von Strukturen in unterschiedlichen aber bekannten Verformungszuständen. Dann erscheint es berechtigt anzunehmen, daß die weniger entwickelten Strukturen Analogien zu den früheren Stadien der Gefügeentwicklung in den höherdeformierten Gebieten sind. Danach ist der einfachste "deformation path" durch eine Probengruppe mit konstanter Symmetriekomponente (ν) gegeben, die aber verschieden starke Enddeformationsintensität (ε_s) besitzt. Die individuellen Proben pflastern dabei eine Linie auf dem "deformation plot" und representieren progessive Deformationszustände am selben "deformation path".

Natürlich sind "deformation path" nur Modelle und beobachtete Deformationsfelder (der Variation der räumlichen Lage des "finite strain") können nicht direkt mit dem "deformation path" korreliert werden, außer durch Annahmen in den Modellen selbst (siehe oben). Eine klare Unterscheidung muß zwischen "deformation path" (der Variation der Verformungszustände in der Zeit) und den Deformationsfeldern gemacht werden.

WOOD 1973 und TOBISCH et al., 1977 fassen die mittleren strain-Ellipsoide bisher publizierter strain-Analysedaten verschiener orogener Zonen, verschiedenen Alters und Intensität zusammen. Sie nehmen an, daß das mittlere strain-Ellipsoid die mittlere Deformation des jeweiligen Raumes representiert und interpretieren die Daten als Stellvertreter verschiedener Deformationsenvironments (d.h. bestimmte orogene Zonen sind durch eine charakteristische Deformation gekennzeichnet) mit charakteristischen "deformation paths"! Beide Publikationen ergeben, daß deformierte Zonen gewöhnlich drei verschiedenen "deformation paths" angehören:

(1) "flattening path" (path I nach TOBISCH et al., 1977, paths A, B, D nach WOOD 1973)

Diese "path" findet sich gewöhnlich in Phylliten ("slates") und assoziierten Gesteinen in verschiedensten Orogenen und tritt meist mit niedrig temperierter Metamorphose (typische (niedrige) Grünschieferfazies). TOBISCH et al., 1977 liefern eine ziemlich spekulative Erklärung für das Zustandekommen dieses "path": Kompression senkrecht zum Gebirgskörper erlaubt ein beträchtliches Maß an tangenialer Verkürzung (Z-Richtung des strain-Ellipsoids) zusammen mit aufwärtsgerichteter Dehnung (X-Richtung). Laterale Ausdehenung bleibt limitiert, weil ein extremer Energieaufwand nötig wäre um einen Gebirgszug in dieser Richtung (Y) im größeren Bereich zu dehnen (vgl. TOBISCH et al., 1977)! Ein charakteristisches Achsenverhältnis der Dehnung (%X/%Y) ist ca 4.

(2) "plane-strain path" (path II nach TOBISCH et al., 1977, path C nach WOOD 1973)

TOBISCH et al., 1977 geben eine ähnliche Erklärung für diesen "path" wie bei (1), doch ist die Dehnung in Y durch zusätzliche Zwänge lokaler Natur limitiert. Solche Zwänge können Granitkörper, das Gewicht großer Decken, kompetente Gesteinskörper etc. (vgl. TOBISCH et al., 1977) sein. RAMSAY 1980 dagegen weist darauf hin, daß ein "plane"-strain Ellipsoid aus "simple-shear"-Deformation in Assoziation mit Deckenüberschiebungen resultiert. Abweichungen davon können einer Kombination von "simple-shear" und Volumsverlust und/oder überlagernde longitudinale Verformung zugeschrieben werden.

(3) "prolate path" (path E nach WOOD 1973)

Die Gesteine sind L≫S-Tektonite und erlitten Dehnung (in X) als Resultat von Einengung in Y und Z. Assoziierte Falten streichen parallen zur langen Achse (X) des Deformationsellipsoides und parallel zur Deckentransport-

richtung. Die Moine-thrust-Zone als Musterbeispiel, ist charakterisiert durch "simple-shear", mit der Bewegung in, aber nicht ausschließlich eingeengt auf, enge Zonen (WOOD 1973). Es erscheint, daß die Verkürzung in Y dadurch ermöglicht wird, daß Falten mit Achsen parallel zu größten "finite" strain-Richtung ausgebildet werden (vgl. WOOD 1973).

In Abbildung 93 sind die drei "deformation paths" (Pfeile) zusammen mit den Daten aus dem Palten-Liesing Tal auf einem logarithmischen "deformation plot" eingetragen. Die Daten folgen im wesentlichen einem "plane-strain path" und einem "prolate-path". Die durchschnittliche Verformungsintensität steigt dabei vom "plane" zum "prolate-path". Generell scheint die Stärke der Verformung beim "prolate-path" im untersuchten Gebiet untypisch. WOOD 1973 gibt mittlere Werte von 25:1:o,9, als einen typischen Wert für die Moine-thrust Zone; vergleiche dagegen ein Mittel von 2,2:1:o,7 im hiesigen Gebiet.

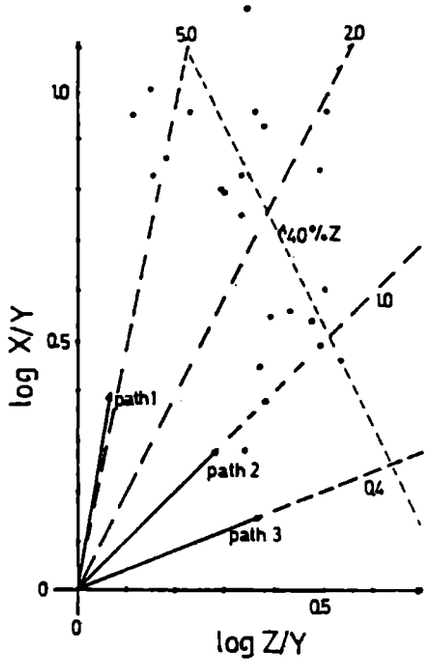


Abbildung 93:

Logarithmischer "deformation plot" der "finite"-strain-Zustände im Triebener Tauern Paß Gebiet mit Linien für k=o,4;1;2;5 und 4o% "flattening" (z), Pfeile zeigen die drei "deformation path" definiert in WOOD 1973, TOBISCH et a.,1977; Erläuterungen siehe Text

5. Möglichkeiten zur Entstehung des "prolate" Gefüges

Nun werden die Möglichkeiten einer Verkürzung in Y aufgezählt, letztlich ein Modell für den hiesigen Raum entworfen.
Folgende Möglichkeiten für das Zustandekommen des "prolate" Gefüges werden diskutiert:

(1) Überlagerung von "plane"-strain über ein "oblate" Kompaktionsgefüge. Schieferung liegt senkrecht zur Schichtung (Y-Richtung der Verformung parallel zu den Geröllängsachsen des prästrain-Gefüges). Solch ein Fall wird von MILTON&CHAPMAN 1979 diskutiert. Ihre Fig.7 ist in Abbildung 94 zur Erklärung wiedergegeben. Man vergleiche auch SANDERSON 1976, der

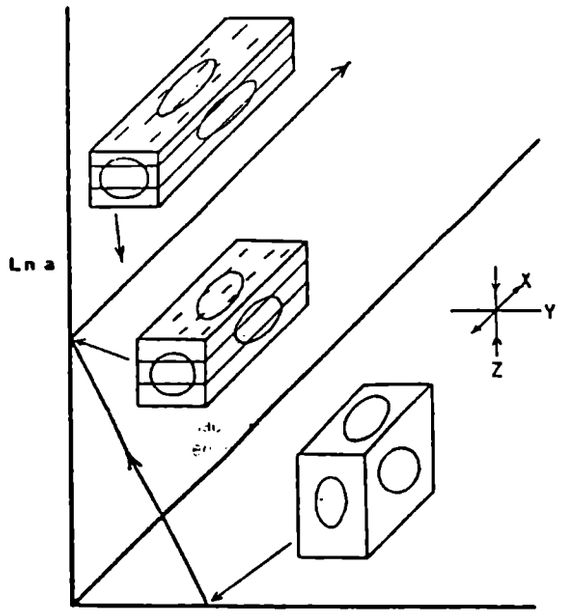


Fig. 7. Flinn plot showing the effect of superposing plane strain on an initial oblate fabric, when the Z axis of the initial fabric is parallel to the Y axis of strain. The development of prolate ellipsoids and a horizontal foliation from an initial vertical fabric mirrors the fabric development at Landersfjord.

Abbildung 94

Überlagerung von "plane"-strain auf ein initiales "oblate"-Gefüge; Fig. 7 von MILTON&CHAPMAN 1979

die Auswirkungen der Überlagerung eines "plane"-strain auf unterschiedliche Ausgangsgefüge diskutiert.

(2) Überlagerung eines "simple-shear" mit vertikalen Scherflächen über ein flach liegendes, initiales Gefüge (vgl. SANDERSON 1976). Seine Fig.1o ist in Abbildung 95 wiedergegeben, zusammen mit dem mittleren Verformungsellipsoid (3,13:1,43:1) und dem wahrscheinlichen Kompaktionswert im hiesigen Gebiet.

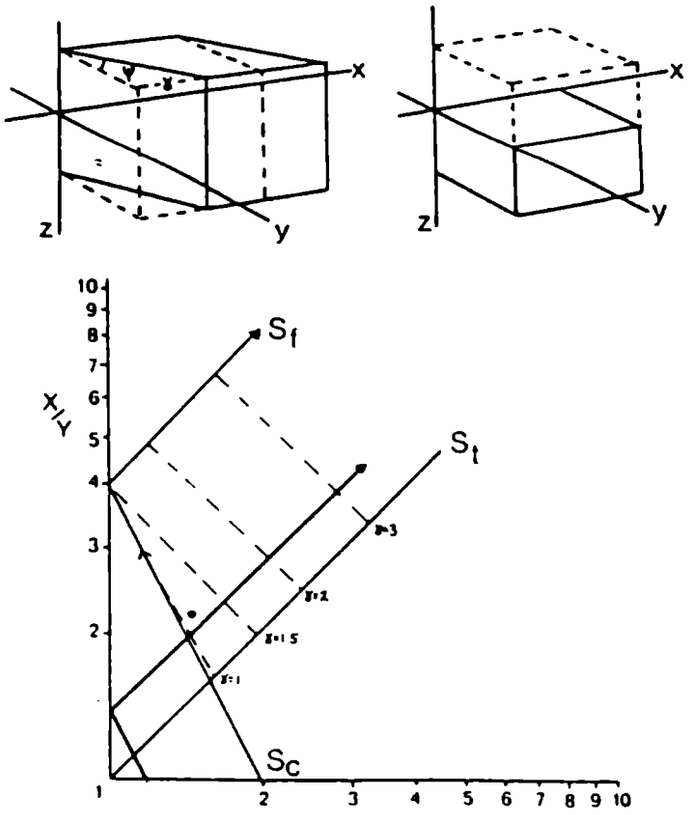


Abbildung 95

Überlagerung von "simple shear" mit vertikalen Scherflächen und horizontaler Scherung auf ein flachliegendes Kompaktionsgefüge; Fig.1o nach SANDERSON 1976; Erläuterungen siehe Text

(3) Ein an und für sich "prolate"-strain in Kombination mit einem initialen"random" Gefüge oder anderen initialen planaren Gefügen. HUTTON 1979 beschreibt ein planares, sedimentäres Ausgangsgefüge, daß parallel zur XY-Fläche eines "prolate"-strains liegt. Durch die Überlagerung entstehen aus dem "oblate" Gefüge planare später "prolate" Gefüge.

(4) Die maximale Dehnungsrichtung (X) des "finite" strain Ellipsoids liegt (sub)parallel zur Faltenachse sich entwickelnder Falten.

Diskussion:

ad(1) Vergleiche Abbildung 96a. Das Gefügeellipsoid liegt anfangs auf der negativen Seite der e_y-Achse und wandert bei progressiver Deformation entlang einer geraden Linie (parallel des "plane"-strain Vektors) bis zum jetzigen Punkt. Das Band in Abbildung 96a representiert diese Überlagerung eines tektonischen "plane"-strains über ein "oblate" Ausgangsgefüge (MILTON&CHAPMAN 1979 folgend). Die Länge des Bandes entspricht der maximalen strain-Komponente im Triebener Tauern Paß Gebiet (e_s=1,118), die Breite der Variabilität des initialen Gefüges (dieses entspräche einem Gefügeellipsoid mit dem Achsenverhältnis 1,6: 1,6:1,o (e :o,162:o,162:-o,31)). Nimmt man an, daß die mittleren R_i-Werte bestimmt aus dem YZ-Schnitt des strain-Ellipsoides der mittleren Geröllgröße entsprechen, weiters das die üblicherweise etwas größeren R_i-Mittelwerte der XY- und XZ-Fläche bevorzugt in der Schichtung liegen, dann ergibt sich aus den Daten der Probe I und K-Lor 2 (R_i-Werte bestimmt aus dem "Theta-program", PEACH&LISLE 1979) ein initiales Gefügeellipsoid mit einem Achsenverhältnis von ca. 1,2:1,2:1 (1,17:1,17:1 errechnet). Vertauscht man für den vorliegenden Fall Y und Z ("oblate fabric") in beiden Fällen, so ergibt sich keine Übereinstimmung. Die Breite des tatsächlichen Gefügebandes ist in Abbildung 96a durch den kurzen strichlierten Pfeil angegeben. Auch die zweite Voraussetzung für diesen "deformation path", ein großer Winkel zwischen Schichtung und Schieferung fehlt. Möglichkeit (1) ist daher auszuschließen.

ad(2) Vertikale Scherzonen können im Gelände in Zusammenhang mit der duktilen Deformation nicht beobachtet werden. Möglichkeit (2) ist deshalb auszuschließen.

ad(3)Die Überlagerung eines "prolate-strain path" über ein zielloses Ausgangsgefüge ist in Abbildung 96b dargestellt. Alle deformierten Proben wurden durch Überlagerung eines mittleren strain-Wertes rückgeführt. Das deformierte Band hat wieder die Länge des maximalen Deformationswertes im Untersuchungsgebiet, die Breite representiert wieder die Variabilität des Ausgangsgefüges. Das sich daraus ergebende Ellipsoid hat ein Achsenverhältnis von ca. 1,3:1,3:1, dies ist wiederrum zu hoch

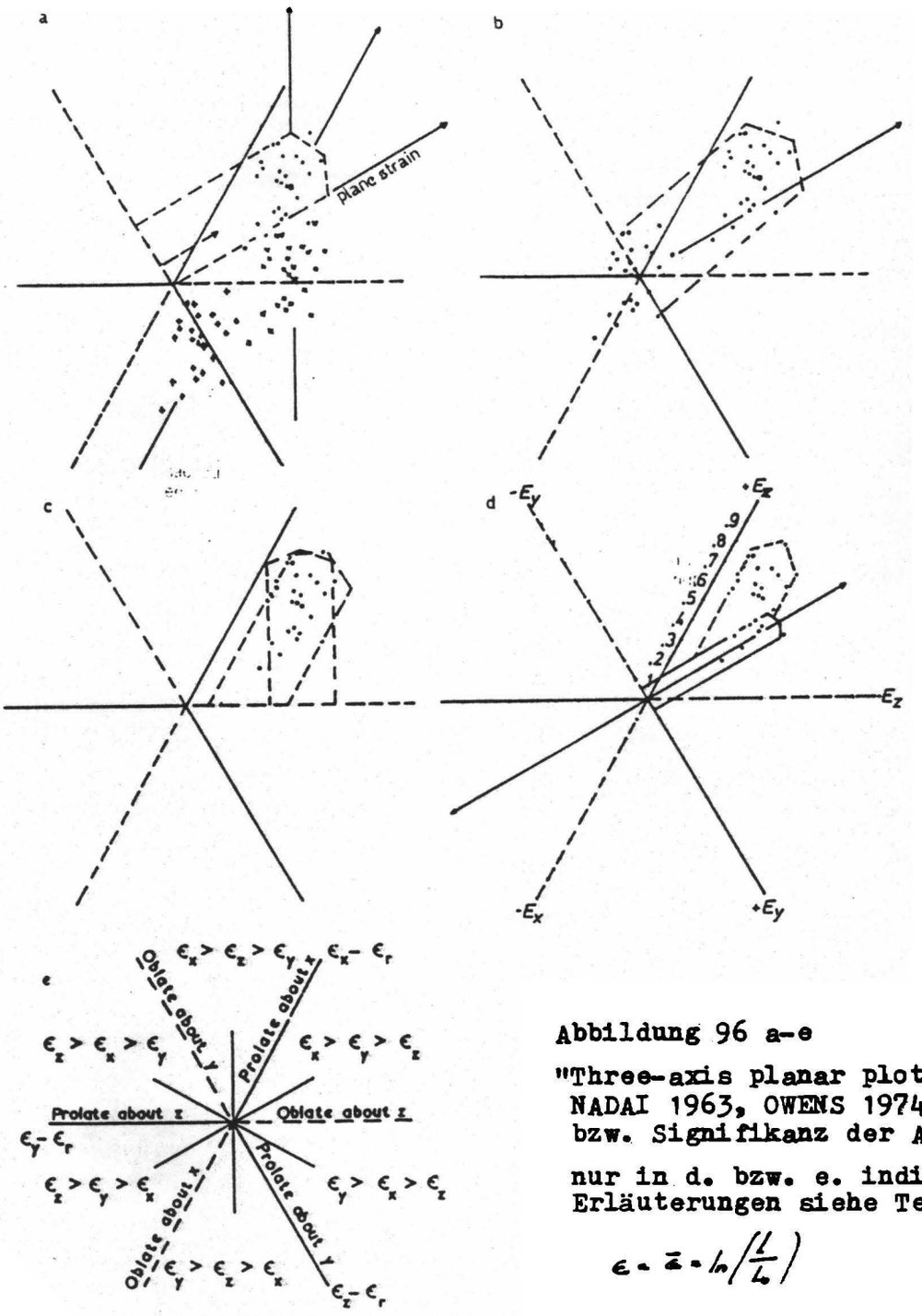


Abbildung 96 a–e

"Three-axis planar plot" nach NADAI 1963, OWENS 1974; Maßstab bzw. Signifikanz der Achsen ist nur in d. bzw. e. indiziert; Erläuterungen siehe Text

$$\epsilon = \bar{a} \cdot \ln\left(\frac{l}{l_0}\right)$$

(siehe (2)), doch muß man diese Möglichkeit in Betracht ziehen. Dieser "strain-path" (k=ca.1,5) kann aber nicht seine Entstehung aus sich selbst erklären (was aber nicht zu seiner Zurückweisung führen kann). Als Denkmodelle könnten laterale Inhomogenitäten ("Zwänge") dienen,- wegen der Homogenität der Werte im Untersuchungsgebiet, der initialen Geröll= mittelwerte, dem offensichtlichen Fehlen von Inhomogenitäten (vgl. "deformation path 2" und TOBISCH et al.,1977) ist diese Möglichkeit ebenfalls <u>unwahrscheinlich</u>. Abbildung 96a (60^{o}-NE-gerichteter Pfeil) zeigt die Deformation eines Ausgangsgefüges, welches "prolate" um die ϵ_y-Achse ist und durch Dehnung in X betroffen wird (vgl. Band in Abbildung 96c und rückgeführte Werte in Abbildung 96a). Diese Möglichkeit ist

auszuschließen, da beides, Ausgangsgefüge und "deformation path" praktisch nie vorkommen.

Abbildung 96a (vertikaler Pfeil) und Abbildung 96c (schräges und vertikales Bank, diese mit selber Bedeutung wie vorher) geben noch einige Spezialfälle. Der vertikale Pfeil (Abb. 96a) bzw. das vertikale Band deformieren ein Kompaktionsgefüge um Z mit einem "plane"-strain, in dem $\epsilon_x > \epsilon_z > \epsilon_y$ (Dehnung in X ist äquivalent der Verkürzung in Y); das 60° - Band (Abbildung 96 c) impliziert Kompaktion in Z bis 50 %, Dehnung in X und in keiner Probe zielloses Ausgangsgefüge. Alle diese Möglichkeiten widersprechen den Geländedaten und sind deshalb auszuschließen.

ad (4) Diese in Punkt 4.b), p. 206 im Kleinbereich diskutierte Möglichkeit wird nun ausgeweitet, zum Modell der Deckgebirgsdeformation entwickelt und diskutiert.

6. Modell zur Deckgebirgsdeformation

Das Modell muß erklären:

- die Parallelität (im Bereich der Genauigkeit des Geländebefundes) der "slaty cleavage" (s_1) und XY-Fläche und den Überschiebungsbahnen
- die annähernde Parallelität von s_1 und ss
- das Vorherschen von L > S-Tektoniten
- die Zunahme von ϵ_s ins Liegende des Deckenstapels bei gleichzeitiger generell höherer negativer Symmetrie (γ)
- die Zunahme von ϵ_s im Bereich der Überschiebungsbahnen bei generell hoher Deckenkörperinterndeformation
- die Zunahme der "flattening"-Deformation ins Hangende des Deckenstapels
- das generelle "prolate"-Deformationsgeld im Triebener Tauern Paß Areal
- post-D_1-Faltung mit Achsen parallel zur Dehnungsrichtung der D_1-Deformation bzw. parallel zur X-Richtung des "finite"-strain Ellipsoids

Im folgenden wird das Modell entworfen, daraufhin die Argumente zu seiner Unterstützung diskutiert, soweit sie aus der strain-Analyse resultieren:

Deckenstapelung infolge großmaßstäblicher, "simple-shear"-angenäherter Deformation in einer "décollement"- Zone zwischen Basement und Deckgebirge bildet s_1 als Transversalschieferung aus. S_1 bleibt dabei subhorizontal, subparallel zum primären Lagenbau. Wo s_1 einen quasiisotropen Körper durchschert bilden sich keine Falten, wo nicht (z.B. Norische Decke) bilden sich solche, bleiben aber klein. Die Deformation ist in den Deckengrenzen gesteigert, bei hoher Deckeninterndeformation. Unäquidimensionale Inhomogenitäten werden in der Scherrichtung rotiert, diese ist parallel der X-Richtung des "finite"-strain Ellipsoides, dessen XY-Flächen, anfangs mit einem Winkel zu den Scherflächen, werden mit fortlaufender Deformation zu diesen rotiert bis der Winkel überwiegend ununterscheidbar klein wird. Starre Körper werden parallel X zerrissen, plastische Körper parallel der Scherrichtung gedehnt, dabei bleibt die Y-Richtung konstant. Die konstant NW-SE gerichtete Streckungslineation ist sehr richtungstreu und gibt die Richtung

des duktilen Fließens in den Deckenkörpern und die Deckentransportrichtung an. Beim Transport, wahrscheinlicher an dessen Ende werden Falten (B_2) schräg zur Transport(Scher-)richtung ausgebildet. Im Zug der fort= laufenden Gesamtdeformation werden sie zusammen mit anderen Elementen parallel X-eingeregelt. Diese Falten führen bei ausreichender Temperung zu weiterer plastischer Verformung. Einengung in Y des "finite"-strain Ellipsoides setzt ein, die fortlaufende Deformation führt zu weiterer Dehnung in X; das "finite-strain"-Ellipsoid wird generell "prolate". Die duktile Deformation klingt aus.

7. Argumente

Dieses Modell offeriert den einfachsten "strain-path" (vgl. Abbildung 96d). Das dünne Band umschließt die kleineren strain-Werte, folgt der "plane"-strain Linie und umschließt ein zieloses Ausgangsgefüge, welches auch Kompaktionsgefüge umfassen kann, die äquivalent einem Gefüge= ellipsoid mit einem Achsenverhältnis bis zu 1,15:1,15:1 (Kompaktion um 1o%, bis 15%) sind. Dieses Ausgangsgefüge entspricht gut dem errechneten (siehe vorher). Dieses zielose Ausgangsgefüge wird "simple-shear" deformiert ("plane-strain path"). Das deformierte Gefüge wird anschließend durch die X-richtungsparallele Faltung in der Y-Achse verkürzt, wobei Variationen entsprechend der Lage in den Falten und in der Deckenstapelposition auftreten. Proben aus den Schenkeln der Falten werden stärker deformiert, aus den Scheitelbereichen kaum (vgl. Abbildung 9oa,b). Ins Liegende des Deckenstapels, wo bei höherer Temperatur die Plastizität erhöht ist, wird die Faltung weitergeführt. In die höherern Deckenstockwerke klingt die plastische Wirkung zusammen mit ihrer Stärke und ihrer Durchwärmung aus. Diese Deformation ist durch das zweite, breitere Band representiert, entsprechend der Inhomogenität dieser Deformation; aus Abbildung 96d läßt sich die Verkürzung mit o–25% abschätzen. Das in Kapitel 3.4. aus den Geländedaten wahrscheinlichgemachte Faltenmodell erklärt nun die Besonderheit dieser strain-Überlagerung befriedigend. So:

- die Aufrechterhaltung der Beziehung "finite"strain-Ellipsoid-Hauptachsen zu D_1-strain Gerüst (z.B. Abbildung 92)
- die Erhöhung der Gesamtdeformation (ε_s) bzw. die Verkleinerung der Symmetriekomponente (ν)(höhere negative Werte) in den B_2-Falten= schenkeln (vgl. Abbildung 9o a,b)

Darauf soll nun näher eingegangen werden:

Wenn die Einengung in Y durch die B_2-Faltung geschehen ist, dann muß nach den Ergebnissen der "finite"strain Analyse gelten:

- die duktile Deformation (denn nur die plastische Fließdeformation geht in die "finite"-strain Analyse ein) läuft im selben Deformationsplan wie die D_1-Deformation ab, weil eben die "finite" strain Ellipsoid= parameter selbe Lage, wie die des D_1-Ellipsoids haben, d.h. die "finite"

XY-Fläche ist parallel s_1, X ist parallel str_1 etc..
Generell gilt obige Feststellung nur für kompetente Gesteine (da aus Ihnen die Geröll-strain-"marker" stammen). Im inkompetenten Gesteinen kann die duktile Deformation weitergeführt sein, die "finite" strain-Achsen mit der D_2-Deformation weiterrotiert sein.
Es läßt sich als Alternativen zusammenfassen:

a) die duktile D_2-Deformation hat entsprechende Lage
b) die duktile D_2-Deformation mit unpassender Lage ist vernachläßigbar klein
c) die Einengung in Y ist nicht durch die D_2-Deformation entstanden

Durch den Nachweis des "chevron" bzw. "flexural-slip" Modells für B_2 ist Alternative a) sehr wahrscheinlich. Das "chevron"-Faltenmodell erklärt gegenüber dem Parallelfaltenmodell die homogene Deformation und die geringe Scheiteldeformation (vgl. Abbildung 9oa,b). Folgende Parameter bekräftigen dieses Modell (damit die Einengung in Y und die Aufrechterhaltung der Lage des Deformationsplanes, wobei bei der D_2-Deformation nur X an Stelle von Y der D_1-Deformation tritt):

- D_1-Quarzachsenmikrogefüge bleiben erhalten; die duktile D_2-Deformation läuft im selben kinematischen Großplan wie D_1 ab, führt aber "prolate-fabric"-Elemente ein; diese hängen mit der Stärke der D_2-Deformation direkt zusammen, vgl. Kapitel 3
- die Lage des Deformationsplanes (Hauptstrainachsen) bleiben erhalten, dies zeigt sich am besten in der Bildung von s_2:
  - Vor der Anlage von Mikrofalten werden "spröde" Mineralien senkrecht der D_2-Verkürzungsrichtung (Y des "finite"- strain Ellipsoids, X des D_2- Ellipsoids) gestaucht, geknickt; vgl. Abbildung 75a; Einfügung genau parallel s_1!
  - Bildung harmonischer, symmetrischer Runzeln (Parallelfalten); Einengung parallel dem s_1-Lagengefüge; vgl. Abbildung 75b; Verformung wird durch "buckling" getragen
  - Bildung von Mikrofalten und steilstehenden B_2-Flächen, wobei die s_2-Flächen in den Schenkeln überwiegend noch senkrecht s_1-stehen (vgl. Bildung zweier Maxima in Abbildung 68-3/7/17); Einengung daher noch parallel dem s_1-Lagengefüge, vgl. Abbildung 75c
- Matrixphyllosilikate und Quarzgangrisse in Abbildung 97 zeigen eine strain-Verteilung in einer B_2-Falte mit leicht rotationaler Komponente

Deutlich ist die Korrelation: je höher die PT-Bedingungen bei der B_2-Deformation (je tiefer im Profil), desto länger plastisches Fließen, desto stärker die Einengung in Y (vgl. Abbildung 88)

Die Proben für die strain-Analyse haben entsprechend ihrer Kompentenz das Stadium der harmonischen Runzeln (siehe oben) kaum erreicht, in die Verkürzungsberechnung in Y (X bei D_2) geht daher weitgehend nur die duktile Deformation im engeren Sinn (lagenparallele Verkürzung, siehe p.179) in die "finite"-strain Berechnung ein. Es scheint nach der obigen Diskussion berechtigt anzunehmen, daß der "buckling"-strain weitgehend durch Lagengleitung aufgefangen wurde.

Die Variation in der Y-Einengung ist daher abhängig von:

- der Position im Deckenstapel
- der unterschiedlichen Position in einer Falte nach dem Faltenmodell
- der relativen Viskosität des kompetenten Gesteins aus welchem die Probe entnommen wurde

- der Inhomogenität der "plane"-strain Ausgangsdeformation

Versucht man nach obigen und den Daten in Kapitel 1,p.179ff die Einengung in Y zu quantifizieren, so ergibt sich für das vorgeschlagene Modell eine erstaunliche Bestätigung:

- Einengung in Y des "finite" strain Ellipsoids: mean: 13,2%, deutlicher Anstieg ins Profilliegende (vgl. ca. 0% in der Norischen Decke, ca.14% in der Veitscher Decke, ca. 18% im Verrucano, - Tabelle 16)
- initiales Kompaktionsgefüge: 0-15% (ein Kompaktionsgefüge in Z in der Größenordnung von wenigen % ist auch bei der Deutung einiger "strain-marker"-Muttergesteine als "debris-flow"-Ablagerungen wahrscheinlich); trotz "plane"-strain Deformation liegt das Gefüge nach D_1 etwas unter der "plane"-strain Linie ("true flattening field" des "deformation plot", vgl. RAMSAY&WOOD 1973)
- Verkürzung des "finite"-strain Ellipsoides in Y durch D_2-Überlagerung während Phase a) und b) des Faltungsvorganges (Kapitel 1,p.179): 0-30%

Damit ist deutlich aufgezeigt, daß D_2 das Ausmaß (Stärke) der Gesamt-deformation nicht wesentlich beeinflußt, die Symmetrie im "finite"-Deformationsfeld jedoch weitgehend steuert. Deutlich wird dies besonders dort, wo durch PT-Abfall die Duktilität der D_2-Deformation abfällt, die Einengung in Y gering ist oder überhaupt fehlt,- die strain-Analyse nur die D_1-Deformation wiederspiegelt. Diese ist dann "plane"-strain, um k=1 (γ=0.0), meist durch Kompaktion etwas unterhalb. Die gilt besonders für die untersuchten Referenzräume, schon für die Basis der Norischen Decke im Teichen Graben (vgl. Tabelle 15, Abbildung 85), besonders aber für den Raum Bruck/Mür (Tabelle 15); hier war der Wärmegradient steiler (vgl. Abbildung 98).

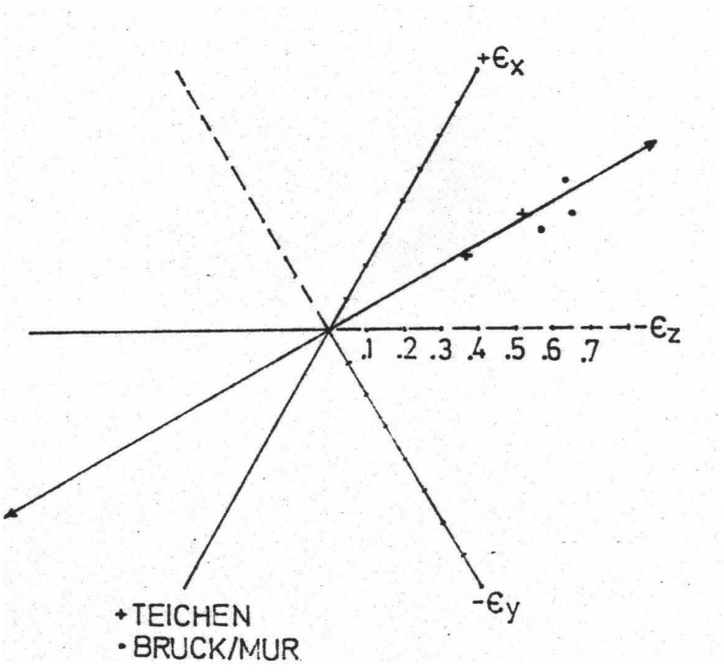


Abbildung 98

NADAI-OWENS-plot der "finite"-strain Daten aus den Referenzprofilen
Teichen:Kalwanger Gneis-konglomerat (verwendet wurden möglichst dicht gepackte Restquarzgerölle),-Basis der Norischen Decke
Bruck/Mur:Veitscher Decke,-Restquarzgerölle
Probenlokalitäten:a) E'Bruck/Mur, Trasse S6
b) Eingang Glanzbachgraben, SE'Bruck/Muer
c) E'Huber, Rennfeldweg

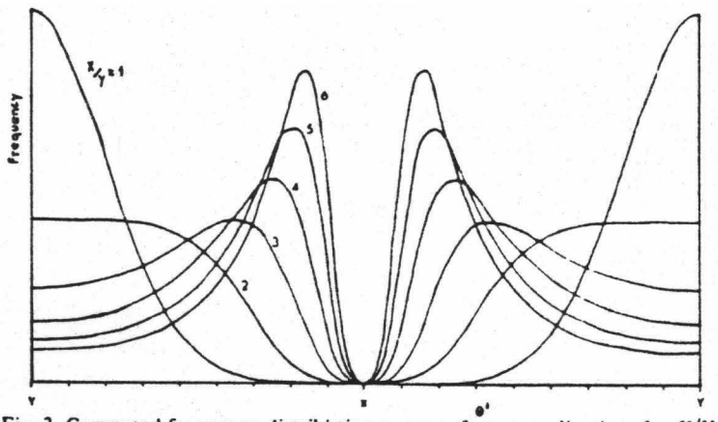
Zusammen mit der Verkürzung in Y muß es bei "plane"-strain Bedingungen während D_2 zu einer Dehnung in Z und X kommen (die Porositäts-verminderung ist in allen Fällen vernachläßigbar). Die hat aber auf die vorhergehenden Analysen keinen Einfluß (z.B. Auswirkung auf die stratigraphische Mächtigkeit), da immer der "finite" strain Zustand betrachtet wurde. Im Zuge der fortlaufenden Deformation(siehe später) ist eine Bevorzugung der Dehnung in X zu erwarten.

"Simple shear" Deformation hilft auch:

- die B_1-Faltenformen
- die Lage von β_1 und B_1 annähernd parallel der Streckungslineation zu erklären

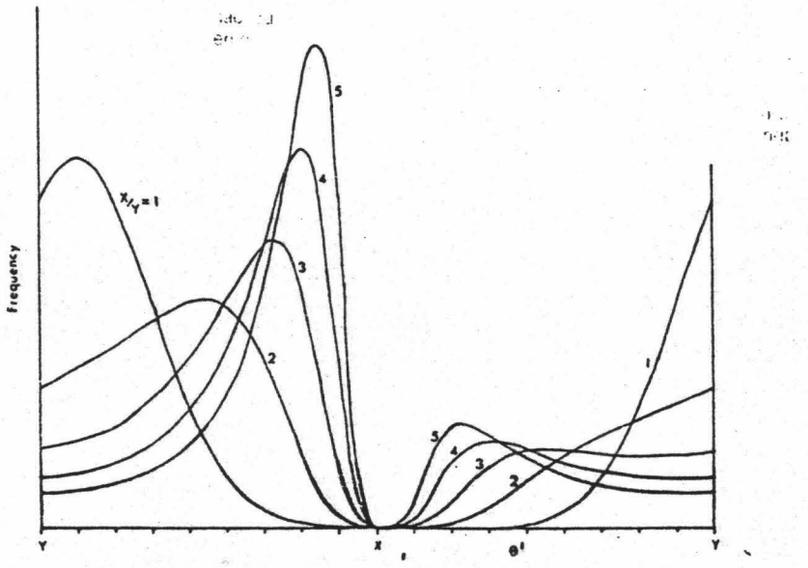
So ist es interessant die B_1-Faltenformen in der Norischen Decke mit experimentell in "simple shear"-Experimenten erzeugten Falten zu vergleichen (z.B. COBBOLD&QUINQUIS 1980). Sie zeigen ebenfalls stark zusammengedrückte Formen, mit langen Schenkeln und variablen Achsen (siehe auch RAMSAY 1980). Die zweite Frage ist schwieriger zu beantworten: warum liegen die B_1 bzw. β_1-Achsen nicht wie in vielen Studien belegt, senkrecht zur Streckungsphaser? Ich möchte hier eine vorläufige Erklärung diskutieren, ohne sie weiter im Gelände über größere Bereiche verfolgt zu haben. "Simple shear" impliziert eine progressive Rotation aller mit mit der Y-Achse des "simple-shear" strain-Ellipsoides nichtparallelen Elemente in die Richtung der X-Achse. SANDERSON 1973 zeigt, daß die Rotation von Faltenachsen von der originalen Faltenachsenvariation, vom "principal"-strain Verhältnis (X/Y) und das Ausmaß der Rotation auch vom Winkel zwischen der X-Richtung und dem Faltenachsenmittel abhängt. Im hiesigen Fall heißt das: die an Inhomogenitäten angelegten B_1-Falten (N^{O}rische Decke), bzw. die β_1-Achsen werden im Laufe der Deformation passiv in die Streckungsfaser rotiert (vgl. auch BERTHÉ&BRUN 1980). Abbildung 99a (SANDERSON'S 1973 Fig.3) verdeutlicht dies: bei einer gegebenen initialen Faltenachsenschwankung (z.B. $\sigma = 20^{o}$) und einer gegebenen Verformung (X/Y) werden die Achsen in ihrer Achsenebenen progressiv rotiert, für die gegebenen X/Y-Werte von 2-3 im hiesigen Gebiet zeigt sich daraus keine befriedigende Erklärung; die X/Y-werte sind zu niedrig. Als Erklärungsmöglichkeiten liegen vor:

- schon am Beginn der Faltung wurde β_1 bzw. B_1 mit einem Winkel zu X angelegt, dann einrotiert; Abbildung 99b (SANDERSON'S 1973 Fig.5) zeigt, daß bei einem Winkel von 10-20^{o} die gegebenen strain-Werte für eine Rotation nahe str_1 ausreichen würden. Wichtigstes Argument für eine solche Schräglage ist, soweit feststellbar, eine bevorzugte N-NE-Vergenz der B_1-Falten bzw. von β_1
- der aus den Restquargeröllen gewonnene "finite"-strain Wert gibt nur die exakte Form, aber nicht die richtige Größenordnung des Gesamtstrains an; dies wird im folgenden (Teil 3) diskutiert.



a.

Fig. 3. Computed frequency-distribution curves, after normalization, for X/Y from 1 to 6 and $\sigma = 20°$.



b.

Fig. 5. Computed frequency-distribution curves, after normalization, for X/Y from 1 to 5, $\sigma = 20°$ and $\phi = 10°$.

Abbildung 99a,b

Rotation linearer Elemente unter "simple-shear"-Dformation
a)Winkel zwischen X-Richung und initialem Faltenachsenmittelwert = 90°
b)Winkel = 80°
σ = 20°; nach SANDERSON 1973, Erläterungen siehe Text

Für die B_2-Falten gilt dies nun nicht. Wie gezeigt wurden sie erst gebildet, als die Deckenstapel bereits den größten Teil der Intern= deformation erlitten hatten, also am Ende der Hauptüberschiebung (völlig ausgearbeitetes s_1, etc.). Für sie reicht der verbliebene strain nur mehr für Lageschwankungen.

Warum sie sich parallel zur str_1 (und X) gebildet haben (siehe Abbildung 68), muß andere Gründe haben, folgende lassen sich überlegen:

- schräge Anlage durch Inhomogenitäten des Untergrundes, diese müßten ca.E-W gelegen sein
- primäre und sekundäre, deckeninterne Inhomogenitäten, z.B. ca. E-W gelegene Faziszonen
- schräge Anlage durch schräge Kollision der Decken mit dem Vorland
- Bildung nach dem Mechanismus, der in Zonen hoher Deformation Falten= achsen parallel der Streckungsrichtung schafft, vgl. z.B. VOLL 1960, NABHOLZ&VOLL 1963, ROBERTS 1974, 1977

- Erklärung aus der Verformungs-und Texturgeschichte wandender Deckenkörper im Sinne der "thin-skinned tectonic" (vgl. z.B. COWARD 1982)

Welcher dieser Gründe oder welche Kombination als Erklärung dienen kann, bleibt hypothetisch. Mit dem Modell der "thin-skinned tectonic" lassen sich eine Reihe von Beobachtungen an B_2-Falten erklären, doch ist der betrachtete Raum zu klein, um über den Stand von hypothetischen Überlegungen hinauszukommen, auch deshalb, weil die Deutung einiger Erscheinungen in diesem Sinn weitreichende Konsequenzen für den Bau des Deckgebirges bringt. Einige dieser Überlegungen seien dennoch angeschlossen:
Der betrachtete Raum liegt im Randbereich des ostalpinen Überschiebungskörpers, wir können die dort auftretenden Erscheinungen im Lichte der lateralen "Aussterbezonen" von Überschiebungen (auch duktile Scherzonen) deuten. Randzonen zeigen häufig "lateral-tip-strains", die zu schrägen Falten und imbrikatierten "thrust"-Rampen führen (COWARD 1982). Diese lateralen Verformungen lassen sich z.B. durch einen "simple-shear" normal zur Hauptthrustzone beschreiben, wobei aber die generelle Hauptdeckenbewegungsrichtung erhalten bleibt. Diese Erklärung hat viel für sich, vor allem weil die B_2-Faltung ja als fortlaufende Deformation zu D_1 angesehen wird und sich z.B. auch im Quarzachsengefüge eines B_2-Quarzganges als solche erweist (siehe Kapitel 3,p.240). Weitere Indikatoren für einen solchen, beschränkten N-NE-gerichteten "simple-shear"-Fluß senkrecht zur Deckentransportrichtung finden sich in den B_2-Faltengeometrien und in NE-gerichteten Rotationskriterien (z.B. Abbildung 67b-d, 100), schließlich auch im "prolate"-strain Ellipsoid des Triebener Tauern Paß Areals.

8. Conclusions

Einige Ergebnisse der strain-Analyse können wie folgt zusammengefaßt werden:

- die initiale Ausgangslage der Geröllmarker war, in Übereinstimmung mit den sedimentologischen Untersuchungen, fast ziellos, das Achsenverhältnis in planaren Schnitten generell kleiner 2:1
- Duktilitätsunterschiede zur Matrix sind die größten Limitationen bei der Verwendung von Geröllen als "strain-marker". Das "finite"-strain-Ellipsoid gibt die exakte Form, wahrscheinlich aber nicht die Größenordnung des Gesamtgesteinsstrains wieder
- die strain-Verteilung im gesamten Untersuchungsraum ist sehr homogen, die Form des strain-Ellipsoides nahe der "plane"-strain-Linie, im Triebener Tauern Paß-Gebiet durch Faltenüberlagerung (Achse parallel str_1 und X) im "prolate"-Feld
- die duktile Deformation ist für durchschnittlich 100% Längung in X und 40% Verkürzung in Z der Restquarzgerölle verantwortlich
- die duktile Deformation ist für eine Verkürzung von ca. 1500m auf heute ca. 2400m im Querprofil der Decksedimente südlich des Paltentales verantwortlich
- die Beziehung der "finite"-strain Resultate zum regionalen Deformationsstil ist eminent
- die untersuchte Zone des Deckgebirgsstapels erlitt starke Decken-

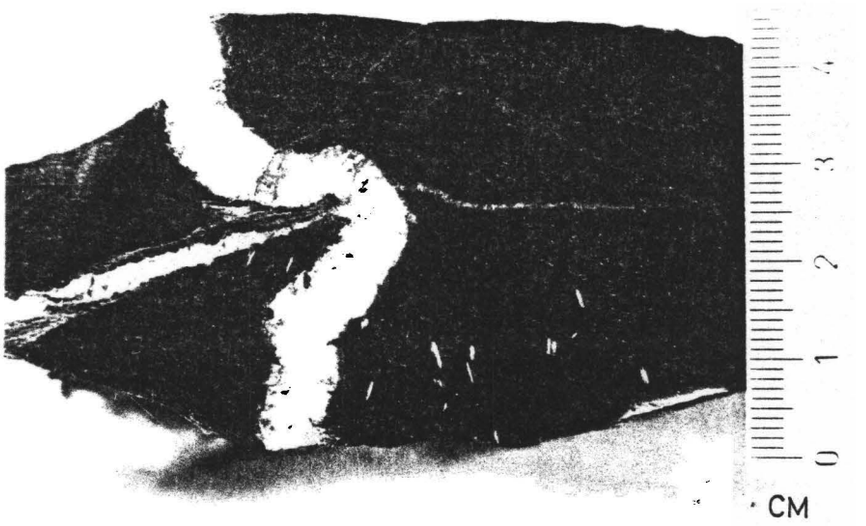
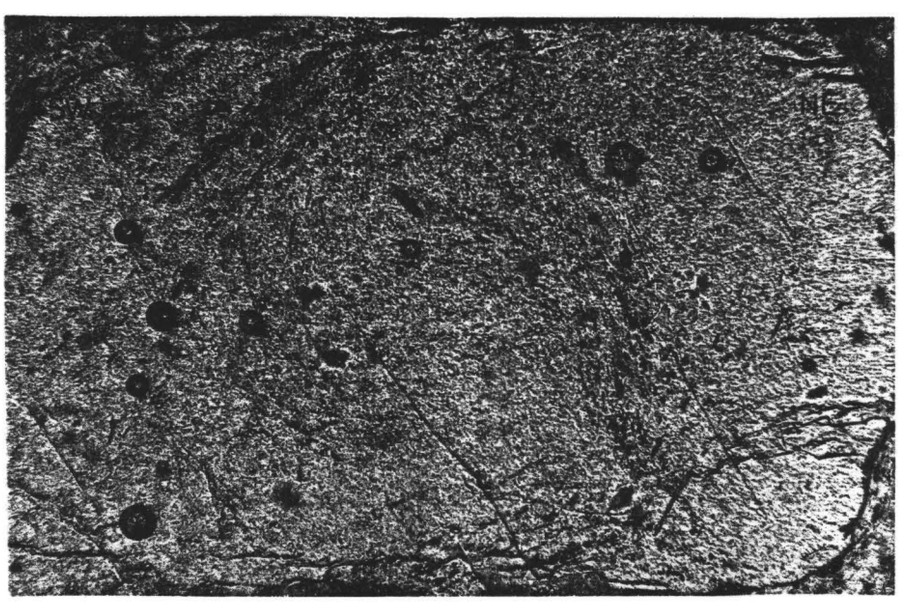


Abbildung 97:

Faltung eines Quarzganges in phyllitischer Matrix: basische Metavulkanite der Norischen Decke.
Kluftrisse im Quarzgang und Orientierung der Phyllosilikate in der Matrix geben die strain-Verteilung um die Falte an; vgl. mit den Computersimulationen, z.B. DIETERICH 1970; leicht rotierte strain-Verteilung; die Verkürzungsrichtung ist im wesentlichen normal zur gefalteten Lage (Quarzgang); die Anordnung entspricht den theoretischen Werten $\mu/\mu_1 = 42{,}1$, ca. 80 % Verkürzung, beachte weiteres den achsenebenenparallelen Quarzgang.

Abbildung 100:

Probe B12, Steinbruch Gloriette, Veitscher Decke bei Bruck/Mur; Schnittlage senkrecht s_1 und s_2, nahe YZ- des "finite" strain Ellipsoids; synkinematisch rotierte Feldspatporphyroblaste (Einschlüsse sind Epitot); die Deutung dieser NE-gerichteten Rotation als Überlagerung einer generell NE-gerichteten ist im Sinne der "thin-skinned tectonic" möglich, Erläuterungen siehe Text.



interndeformation; ein Deformationsmodell für den Untersuchungsraum wird entworfen.

Im folgenden Kapitel wird nun versucht vom meso- und mikrotektonischen Gesichtspunkt das Deformationsmodell auszuarbeiten, weitere Belege zu finden. Schließlich wird eine Synthese aller Beobachtungsniveaus versucht.

5. Mineraldeformation und Deckenbewegung: eine geologisch-metallurgische Analyse zum Deformationsmodell im Ostabschnitt der Ostalpen

A. Deformationsmechanismen und Rheologie 222

1. Einleitung 222

a) Problemstellung 222

b) Definitionen und Übersicht über gemessene Parameter 222

2. Mikrostrukturinventar und seine Signifikanz im monomineralischen Ausgangsmaterial (Restquarzgerölle) 223

a) Mikrostrukturen und Deformationsprozesse - Übersicht 223

b) Korngröße - Paläostress - Korngrenzen 225

c) Quarz-c-Achsengefüge 231

d) Subkörner und bandförmige Undulation 243

e) Verformungsrate in den Restquarzgeröllen 245

f) Calcit-Orientierungsgefüge 246

3. Mikrostrukturinventar und seine Signifikanz in der Matrix 248

a) Deformationsmechanismen 248

b) Rheologische Effekte in der Matrix 253

c) Verformungsrate in der Matrix und ihre Auswirkung auf die Deckgebirgsdeformation 254

4. Beziehung Metamorphose-Deformation und Relation zum Deckentransport 257

5. Conclusions 258

B. Geometrisches Erscheinungsbild der Mikrostrukturen, Evolution dnd Präzisierung des Deformationsmodelles 260

1. Erscheinungsbild und Evolution planarer und linearer Anisotropen im Mikrobereich 260

2. Präzisierung des Modells zur Deckgebirgsdeformation 261

3. Überlegungen zum fortlaufenden-unterbrochenen Charakter der Deformation in allen Größenordnungen und seiner Auswirkungen auf das Scherzonenmodell 264

4. Überlegungen zur Ausbildung der Deckenkörper und der Signifikanz der Überschiebungsbahnen 265

5. Beziehungen zu geodynamischen Modellen 266

6. Conclusions 267

A. Deformationsmechanismen und Rheologie

1. Einleitung

a) Problemstellung

Der Großteil der Deformation im Untersuchungsgebiet (sämtliche D_1-Deformation) über die in den vorigen Kapiteln berichtet wurde ist plastisch abgelaufen. Nun sollen untersucht werden:

- die Mechanismen dieses plastischen Fließens
- das Nikrogefüge, das sich dabei einstellte
- das Verhalten unterschiedlicher Mineralien während der Deformation

Die Lösung für die oben gesteckten Ziele wird in zwei verschiedenen Wegen gesucht:

- durch die Untersuchung in den nahezu monomineralischen Restquarzgeröllen
- durch eine Matrixanalyse

Synthese und Conclusions stellen die Ergebnisse zusammen und versuchen eine Gesamtaussage über die Rheologie und Kinetik des Untersuchungsbereiches. Abbildung 101 faßt den mesoskopischen Gefügeausgangspunkt, der das Gerüst für die nachfolgende Untersuchung bildet zusammen.

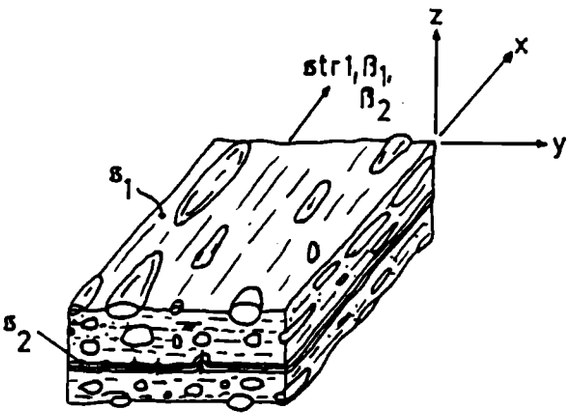


Abbildung 101:
Schematische Skizze der gefügekundlichen Beziehungen als Ausgangspunkt der Analyse.

b) Definition und Übersicht über die gemessenen Parameter

Zusammenfassende Literatur, die die Bedeutung der Mikrostrukturparameter referiert, liegt im metallurgischen Bereich von EDINGTON et. al., 1976, im geologischen Bereich von NICHOLAS&POIRIER 1975 wund HOBBS et al., 1976 vor. In Teilbereichen ist sie weitgehend überholt, es wird auf die einschlägige Fachliteratur verwiesen.

Alle mirkostrukturellen Parameter basieren auf Untersuchungen im optischen Mikroskop an Dünnschliffen im XZ-Schnitt des "finite"-strain Ellipsoids, wobei YZ, XY-Schliffe als Kontrolle dienten, aber nur wo eigens angeführt, in die Analyse eingingen.

Die Messungen sind in Tabelle 18 zusammengefaßt, einige Parameter werden im folgenden kurz definiert:

Korngröße: verwendet wurde eine "lineal intercept method", sie bestimmt eine "mean intercept length" (l_2) (=mittlere Schnittlänge) vom Reziprok

der Kornzahldurchschnitte per Einheitslänge (N_1)

$$\bar{l}_2 = \frac{1}{N_1} \quad \text{(UNDERWOOD 1970)} \qquad (13)$$

$\bar{l}_2$ ist direkt bezogen zur durchschnittlichen Distanz über ein Korn in der Dünnschliffebene; für raumfüllende Körner gilt weiters:

$$2N_1 = S_v \qquad (14)$$

wobei S_v die durchschnittliche Oberfläche per Einheitsvolumen ist; die Methode gilt nur für monomineralisches Material

Die Korngröße in der Matrix wurde bestimmt durch:

$$D = \sqrt[2]{\bar{x}.\bar{z}} \qquad (15)$$

wobei $\bar{x}$ und $\bar{z}$ die mittleren Distanzen zwischen Korngrenzen parallel der X bzw. Z-Achse des "finite"-strain Ellipsoides sind (vgl. z.B. MASUDA 1982)

2. Mikrostrukturinventar und seine Signifikanz im monomineralischen Ausgangsmaterial

Zuerst wird die plastische Deformation von Quarz behandelt:

a) Mikrostrukturen und Deformationsprozesse - Übersicht

Folgende Prozesse der Quarzdeformation bzw. Ausheilung der Gitterfehlstrukturen waren aktiv:

(1) dynamisches "recovery" wird belegt durch:

- Undulation: ihre Orientierung indiziert sie, wie später wahrscheinlich gemacht wird, als Dislokationswände entlang Prismenflächen
- Deformationsbänder und Subkörner: Deformationsbänder bilden Subkornwände ca. senkrecht zur Schieferung s_1, sie indizieren dominante Gleitung auf Basalflächen; generell scheinen Deformationsbänder selten zu sein, wenn man sie wie BOUCHEZ 1977 als Knickbandgrenzen auffaßt. Subkorngrenzen, ich definiere sie mit einem Misorientierungswinkel unter 7^0, sind häufig, meist ca. senkrecht der Schieferung orientiert (siehe später); Kern-Mantelstrukturen lassen sich in den Quarzkörnern nicht beobachten. Progressive Subkornorientierung ist eine Quelle für Rekristallisate; die Auflösegrenze der optischen Mikroskopie verhindert eine genauere Typisierung der Subkornstruktur
- Undulation in den Subkörnern

(2) dynamische (syntektonische) Rekristallisation wird belegt durch:

- Kornneubildung: - durch progressive Misorientierung von Subkörnern, bevorzugt in optisch sichtbaren Subkornwänden (ca. Deformationsbänder,- da die elektronenmikroskopische Subkornstruktur feiner ist, ist auf den eigentlichen Prozeß nur durch die Lage des auftauchenden Kornes rückzuschließen) gebildet, vgl. Abbildung 101 (DOHERTY 1974)
  - durch den "bulging"-Mechanismus, einer deformationsbedingten Korngrenzenwanderung (HUTCHINSON 1974) - vgl. Abbildung 101 und 102
- kleinere Neubildungen sind weniger deformiert als größere, ältere Rekristallisate, doch auch Kleinste zeigen bereits Interndeformation

Die Erscheinungsbilder der Rekristallisation, besonders die progressive Deformation in Rekristallisaten verschiedener Korngröße, weiters Subkörner und die Erhaltung von Porphyroblasten zeigen, daß die Deformationsmerkmale nicht durch Spannungen während der Gebirgshebung eingeführt wurden (vgl. WHITE 1977).

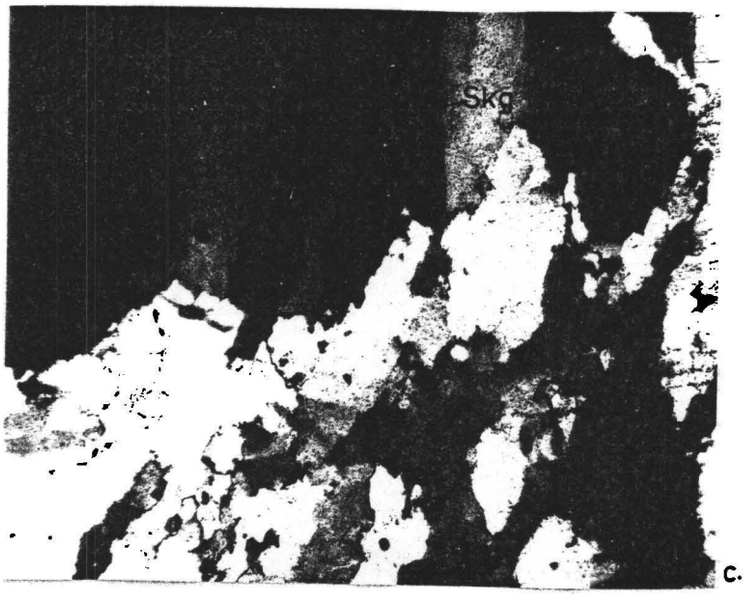


a.

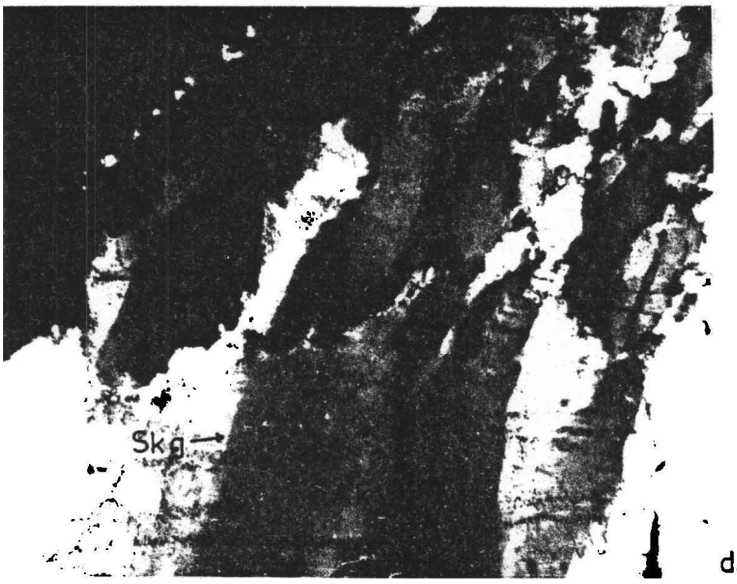


b.

Abbildung 101:



c.



d.

Stark deformierte Altkörner mit Rekristallisation in hoch-strain Bereichen, wie Kornrändern und Subwänden bzw. Deformationsbändern; in den Altkörnern sind Kern-Mantel-Strukturen ausgebildet

a) Verrucano-Quarzgang, Wald am Schoberpaß

b),c),d) Verrucano-Restquarzgeröll, Probe RA-X

Ak ..... Altkorn
Skg .... Subkorngrenze

0.1 MM x

Zeitliche Abfolge der Mikrostrukturbildung: sie ist: Undulation-gebänderte Undulation-Deformationsbänder=ca. Subkörner. "Recovery" und Rekristallisation laufen gleichzeitig ab.

Interpretation: Alle vorhin angegebenen Mikrostrukturen sind indikativ für einen Deformationsprozeß mit dominierender Dislokationsaktivität (Versetzungsgleitung, Versetzungskriechen).

b) Korngröße - Paläostress - Korngrenzen

Korngröße:

Siehe Tabelle 18. Es zeigt sich unimodale Korngröße bei mittlerer Längung in X. Hohe Standardabweichung ist ein Maß für die Längung, entsprechend der orthogonalen Anordnung der Meßlinien. Akzessorische Mineralien, vorwiegend Phyllosilikate, sind gut verteilt, Abbildung 103, und geregelt, ihr relativer Anteil am Volumsgehalt ist gering (Tabelle 18). Abbildung 104 gibt die Korngröße- strain-Intensitätsbeziehung.

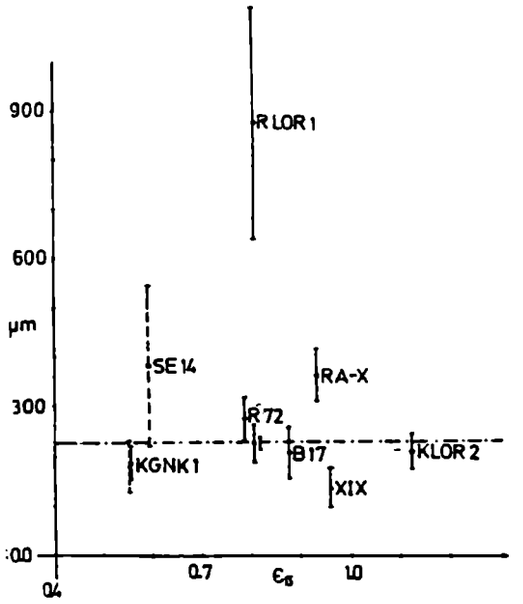
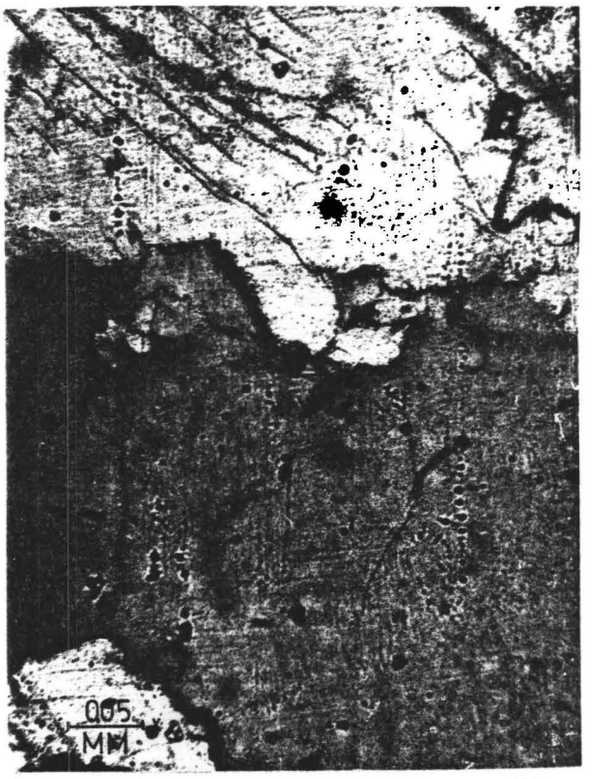


Abbildung 104

Korngröße gegen strain-Intensität: Balken geben die Standardabweichung, strichlierte Proben sind Granit-bzw. Orthogneisgerölle; strain-Intensität aus der Gesamtprobe bestimmt, Erläuterungen siehe Text

Im Vergleich mit Tabelle 18 und Abbildung 88 ergibt sich:

- die meisten Proben liegen trotz variabler strain-Intensität auf einer Linie mit konstanter Korngröße (ca. 210 Mikron)
- die Beimengung von Zweitphasenaggregaten führt zur Korngrößenreduktion (Abbildung 105),- sie ist erst bei höheren %-Sätzen Beimengung wirksam, Probe XIX; die Reduktion läßt sich in Übereinstimmung mit Beobachtungen anderer Autoren (vgl. z.B. HOBBS et al.,1976, WHITE 1979) als Wachstumsbehinderung ("grain growth inhibition") durch die Sekundärphase deuten; sie war aber generell nicht bedeutend.
- die gute Verteilung der Zweitphase beweist auch, daß die Korngrenzen während der Deformation mobil waren
- extrem hohe Korngröße zeigen zwei Proben aus den tiefsten Teilen des untersuchten Deckenstapels, sie läßt sich zurückführen auf:
  - Erhaltung von Altkörnern, diese sind stärker gelängt (Abbildung 106), enthalten reichlich Deformationsbänder und Subkörner; Rekristallisation ist im wesentlichen auf hoch-strain-Zonen, wie Altkorngrenzen und Subkorngrenzen beschränkt (Abbildung 101)



102a.



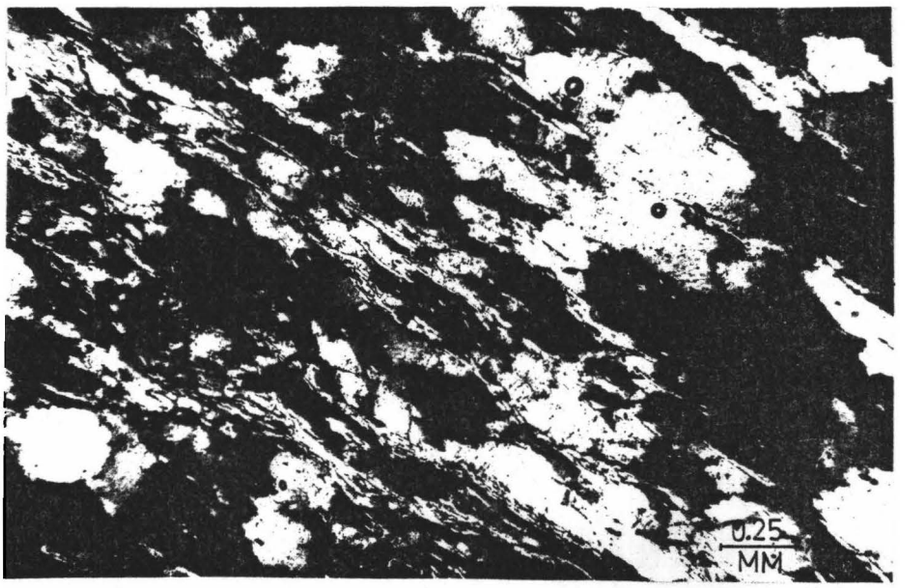
b.

Abbildung 1o2 a,b

Rekristallisation durch deformations= bedingte Korngenzen= wanderung, ProbeI, Veitscher Decke, Bereich Sunk

Abbildung 1o3 a,b

"grain growth in= hibition" durch extrem geregelte, uniform verteilte Phyllosilikatphase (ca.1o%), XZ-Schnitt Probe XIX, Veitscher Decke, Bereich Sunk



a



103b

Tabelle 18:

Daten für Mikroanalyse, Erläuterungen siehe Text

Proben-nummer	Deckeneinheit	principal strains ε_1 ε_2 ε_3	ε_s	γ	in µ Korn-größe Gerölle	209±39	in % Sekundär-phase Gerölle	2,0	61qu,39hgl	8,4	in MPa Differenzstress 1.	2.	3.	4.	Korn-Längung Geröll	in µ Matrix-korn-größe	Kornlängung Matrix
K-lor 2	Veitscher Decke	1,44 -0,241 -0,46	1,118	-0,55		209±39		2,0	61qu,39hgl	8,4		15,9	10,8	6,6	1,800(0,62)	67,6±81	2,75(1,57)
	Triebener Tauern																
XIX	Veitscher Decke	1,07 -0,11 -0,46	0,958	-0,26		135±40		10,0		11,4		21,5	17,6	11,7	2,35(0,67)		
	Triebener Tauern																
RA-X	Verrucano	1,14 -0,262 -0,356	0,935	-0,75		369±40		0,2	56,6qu35,5hgl	5,6		10,8	5,8	5,7	1,85(0,65)	88,4±100	2,27(1,17)
	Triebener Tauern								10p8fs								
R-Lor 1	Verrucano	0,886-0,148 -0,377	0,808	-0,435		875±237		0,1		3,0		6,0	2,2	3,1	2,11(0,67)		
	Triebener Tauern																
I	Verrucano	0,911-0,212 -0,336	0,802	-0,677		229±37		1,0	72qu22hgl	7,8		15,0	9,8	8,0	1,65(0,51)	94,6± 58	1,61(0,42)
	Triebener Tauern								6op								
UK 100	Veitscher Decke	(0,879-0,156 -0,369)	0,8	-0,467)					56qu22fs							87±93	2,16(1,1)
	Triebener Tauern								21hgl10op								
R 72	Verrucano	0,843-0,13 -0,376	0,786	-0,386		274±43		0,5	74qu26hgl	6,9		13,3	8,1	7,1	1,894(0,61)	101±54	2,59(1,57)
	Triebener Tauern																
SE 14	Veitscher Decke	(0,642-0,051 -0,358)	0,667	-0,169)		213±28		6,0	79qu5hgl1op	8,3		15,7	10,6	8,4		125±98	2,1(0,81)
	Triebener Tauern								1cc14fs								
KGNK 1	Norische Decke	0,464 0,016 -0,327	0,55	0,06		188±37		4,0		9,0		17,1	12,2	9,2	1,61(0,38)		
	Teichental															90,7±82	2,6(1,4)
OK 10	Veitscher Decke	0,348 0,02 -0,272	0,437	0,095					56qu6fs35hgl								
	Triebener Tauern															101±98	2,43(1,33)
B S6	Veitscher Decke	0,915-0,033 -0,46	0,896	-0,079					82qu14hgl4fs								
	Bruck/Mur																
B 17	Veitscher Decke	0,816 0,059 -0,48	0,887	0,137		204±52		5,0	70qu28hgl2fs	8,5		16,2	11,1	8,7	2,39(0,9)	57,4±30	1,83(0,71)
	Bruck/Mur																
KGNK 1*	Norische Decke	wie oben				182±13		66fs+hgl									
	Teichental							32qu									
SE 9	Veitscher Decke					179±25		4,8	68qu30hgl1fs	9,4		17,7	12,9	9,56	2,39(0,9)	73±71	2,26(1,2)
	Triebener Tauern								1cc								

Gesteinstypen: K-lor 2, RA-X, I, R 72, R-lor 1, KNGK 1, B 17, sind Restquarzgerölle
XIX, B S6 sind Orthoquarzite
SE 14, SE 9 Quarzgänge, SE 9 nach s_1, SE 14 nach s_1
KGNK 1* ist ein Metaorthogneisgeröll

Alle Messungen beziehen sich auf Quarz

1. MERCIER et al.,1977 2. TWISS 1977 3.CHRISTIE et al.,1980 4. WEATHERS ET AL.,1979

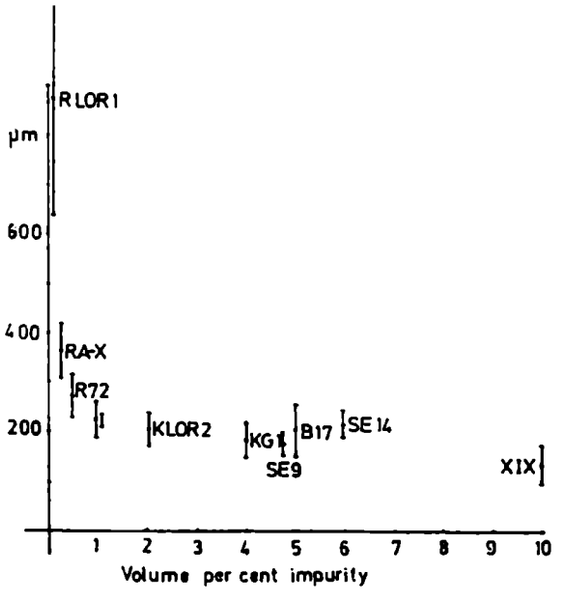


Abbildung 1o5

Korngröße von Rekristallisaten gegen Volumsprozent Zweitphasen (vorwiegend Glimmer); die Bestimmung des Prozentsatzes ist nur größenordnungsmäßig möglich, da:-geringer Gehalt
-der Korngrößeneffekt (sehr kleine Einschlüsse nicht erfaßt)
die Auswertung beeinträchtigen; Erläuterungen siehe Text

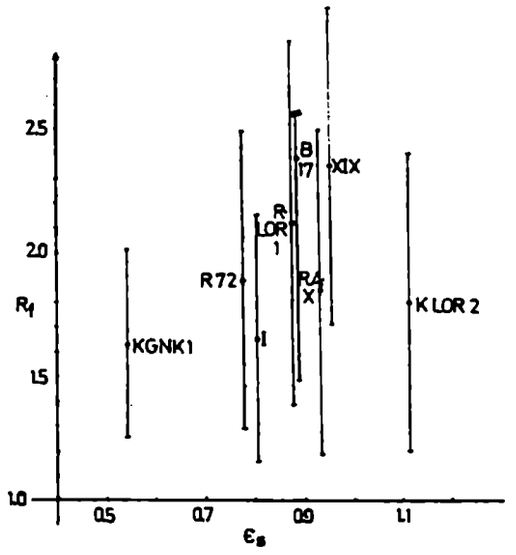


Abbildung 1o6

Längen/Breitenverhälnis der Quarzkörner einiger Restquarzgerölle gegen strain-Intensität; Körner mit hohem Anteil an Sekundärpartikeln zeigen höchste Längung; generell ist ein "steady-state"-Zustand erreicht; Erläuterungen siehe Text

- extrem monomineralische Zusammensetzung (1%)(Abbildung 1o5), dadurch besondere Anfälligkeit für Sammelkristallisation
- für Probe R-Lor1: Sammelkristallisation erleichtert durch die Beeinflussung durch wässrige Lösungen aus dem Serpentinitkomplex des unterlagernden Altkristallins

Generell sind in den Geröllen des Verrucano mehr Altkörner erhalten, dies ist wohl auf die höhere Ausgangkorngröße zurückzuführen.

Aus Abbildung 1o6 (Längenverhältnis der Rekristallisate zu strain-Intensität geht hervor:

- das Längenverhältnis steigt mit zunehmender Deformation nur gering an; die höchsten Werte zeigen deutlich die Proben mit dem höchsten Volumsprozentanteil an Verunreinigungen; d.h. diese, geregelt nach X bestimmen die Kornform (Abbildung 1o3).

Die Proben RA-X, R-Lor1 und XIX scheiden wegen den oben angeführten Kriterien aus der weiteren Analyse aus, da ja nur die synmetamorphe

Deformation betrachtet werden soll, es gilt:
Die Korngröße ist relativ unsensitiv über den betrachteten strain-Bereich (ε_s: 0,55 - 1,2; γ= ab 0,9). Bei den vorliegenden PT-Bedingungen, 450-490°C, 4-5kbar für den Bereich des Palten-Liesingtales); d.h. eine stabile Mikrostruktur, mit einer Korngröße von ca. 210 Mikron und einem Achsenverhältnis von ca. 1,7:1 hat sich eingestellt (entspricht den Werten bei ähnlichen Untersuchungen, z.B. WHITE et al.,1978). Dies gilt generell noch nicht für die Veitscher Decke im Raume Bruck/Mur, hier scheinen die PT-Bedingungen noch nicht ausreichend um ein völliges Gleichgewicht herzustellen, demnach schwanken Korngröße und Achsenverhältnis der Rekristallisate zwischen den einzelnen Proben (Geröllen) stärker.

Interessant ist es weiter die Einengung in Y auch im YZ-Schnitt zu untersuchen. Es zeigt sich, daß sich die Form des "finite" strain-Ellipsoids in der Kornform wiederspiegelt. So zeigen die Proben mit hoher negativer Symmetrie (γ) im YZ-Schnitt Längung parallel Z, diese wird diffus bei niedrigeren negativen Werten und bei "plane"-strain Proben und ist im "flattening"-Bereich annähernd parallel Y gerichtet.

Interpretation:
Nach WHITE 1977 war Quarz in den Restquarzgeröllen in einem "strain-softened"-Zustand, d.h. eine Endkorngröße, die nur vom angelegten stress abhängig ist und unabhängig von der initialen Korngröße ist,hat sich eingestellt (vgl. WHITE 1976, 1977, ETHERIDGE&WILKIE 1979). Dynamisches "recovery" und dynamische Rekristallisation bilden ein Gleichgewicht mit der Rate, die neue interkristalline Deformation ("strain-hardening rate") einführt, ein "steady-state" Zustand (HEARD 1976) ist erreicht. Dagegen sollen bei progressiver Deformation Korndeformationsmechanismen, wie Versetzungskriechen (Coble-creep, Nabarro-Herring-creep), Drucklösung, Korngrenzgleitung und Volumsdiffusion nach STOCKER&ASHBY 1973 einen Korngrößengradienten schaffen. Dislokationsgleitungsdeformation zeigt geringe Korngrößensensibilität (HIRTH&LOTHE 1968). Damit ist der dominante Dislokationsmechanismus für die Deformation in den Restquarzgeröllen gesichert.

Paläostress

Rezente experimentelle Untersuchungen haben gezeigt, daß es möglich ist aus der Dislokationsmikrostruktur, der Subkorngröße und der dynamisch rekristallisierten Korngröße quantitativ den stress unter denen sich diese Mikrostrukturen bildeten abzuschätzen (z.B. TAKEUCHI&ARGON 1976, TWISS 1977, MERCIER et al., 1977, WEATHERS et al., 1979, WHITE 1979 a,b,c, CHRISTIE et al.,1980). Die rekristallisierte Korngröße ist dabei invers proportional zum "flow-stress" während des "steady-state flows". Folgende Voraussetzungen müssen gelten:

- die Korngröße steht im Gleichgewicht mit dem stress (σ_1-σ_3) unter "hot-working"-Bedingungen (dynamische Rekristallisation)
- das Gestein muß bei gleichbleibendem stress unter die Schwellentemperatur für die Korngrenzenmobilität (Sammelkristallisation ca.275°C) abgekühlt worden sein
- Fehlen von statischer Temperung bzw. temporären stress-Änderungen
- monomineralische Zusammensetzung (siehe auch KNIPE 1980)

Die Restquarzgerölle scheinen sich für eine Analyse zu eignen, weil:

- sie vollständig rekristallisierten (unimodale Korngröße, etc.) und einen "steady-state flow" -Zustand erreichten
- posttektonische Temperung nur in den tiefsten Deckenteilen (tiefster Verrucano) zur Kornvergröberung führte,- diese Bereiche aus der Analyse ausklammerbar sind

"Flow-stress"-Daten für die untersuchten Proben bestimmt aus der Korngröße bei Verwendung der Gleichungen von:

MERCIER et al.,1977 $= \frac{6,5}{D}$ D in µm, in kbar (16)

TWISS 1977 $= 5,5.D^{-0,68}$ D in mm, in MPA (17)

CHRISTIE et al.,1980 $= 40,9.D^{-1,11}$ D in Mikron, in kbar (18)

WEATHERS et al., 1979 $= 3,8.D^{-0,71}$ D in Mikron, in MPA (19)

sind in Tabelle 18 zusammengefaßt. (D..Korngröße, MPA..Megapascal)
Läßt man die Werte für die Proben XIX, RA-X, R-Lor1 aus den vorhin diskutierten Gründen weg, so ergibt sich z.B. aus den CHRISTIE et al., 1980-Werten eine Schwankungsbreite von 8,1-12,2 MPA. Es ist beachtenswert wie konstant der "flow-stress" über einen größeren regionalen Bereich ist. Bei dem jetzigen experimentellen Stand sind die angegebenen Zahlen als semiquantitativ zu bezeichnen.
Eine Bestimmung aus der Subkorngröße wurde eingedenk der Schwierigkeiten bei der optischen Messung (WHITE 1979 a,b,c) und der leichten Überprägbarkeit (EVANS et al.,1980) nicht durchgeführt.
Nun ist noch die Frage zu beantworten, wann das "inclusion inhibition" durch die Sekundärphase im Deformationsablauf auftritt, da dadurch die stress-Bestimmung beeinflußt werden kann. Die Erhaltung von bestimmten Korngestalten (gelängt, selten 120° Korngrenzen) zeigt, daß im größten Teil des Profils keine bedeutende Kornvergröberung nach der Deformation auftritt. Es scheint, daß die Wachstumsbehinderung (falls überhaupt wirksam wurde, siehe vorne) die letzte Phase der Rekristallisation, die vergleichsweise langsame Ausbildung eines Oberflächenenergieausgleiches der Rekristallisate unterbunden hat; damit ist wahrscheinlich, daß die Resultate der stress-Analyse korrekt sind.

Korngrenzen

Sind gebogen bis gerade, parallel der s_1-Richtung häufig verzahnt, 120°-Tripelpunkte sind selten; die Kornformen tendieren zu rechteckigen bis vieleckigen Formen mit den längsten Grenzen parallel s_1 (WHITE 1977).

Sind Phyllosilikate präsent, hängen sich die Quarzkorngrenzen an die Phyllosilikatenden an, die Korngrenzen stehen mit hohem Winkel auf (001) der Phyllosilikate. Kleinere Glimmer werden bei der Rekristallisation eingeschlossen (vgl. VOLL 1982). Ein Teil der Phänomene läßt sich durch strainduzierte Grenzflächenwanderung (VOLL 1982, SHELLEY 1982) erklären.

c) Quarz-c-Achsengefüge

Rezente experimentelle Studien und Computersimulationen haben die Ausagekraft von Mikrogefügen stark erhöht; ihre Ergebnisse wurden in zahlreichen Arbeiten mit natürlichen Verhältnissen verglichen und weisen auf große Verläßlichkeit. So scheint es möglich aus Mikrogefüge=mustern Ausagen über Deformationsmechanismen, aktive Gleitsysteme, Deformationsart, Deformationsstärke und Deformationsgeometrie zu gewinnen. Die Etablierung eines Deformationsablaufes (seiner Geschichte) in Kapitel 2 macht es wünschenswert diesen mit dem Mikrogefügezuständen in verschiedenen Positionen des Ablaufes zu vergleichen. Damit ist einer=seits die Möglichkeit gegeben, die Signifikanz eines Mikrogefüges zu testen, andererseits können in Analogie zu Experimenten und Computer=simulationen Ausagen über die Richtigkeit der hergeleiteten Deformations=geschichte (des Deformationsmodelles) getroffen werden.

Es wurde versucht folgende Beziehungen herzustellen:

- generelle Beziehung zwischen Mikrogefüge und Intensität des "finite-strain"
- Korrelation zwischen Mikrogefügemuster und Gestalt des strain-Ellipsoids
- mit obigem verbunden: die Entstehung des Mikrogefüges bei progressiver Überlagerung einer Deformation (im Sinne der Analyse in Kapitel 2 und dem präsentierten Deformationsmodell für die Deckgebirgsdecken,- die Überlagerung von D_2 über D_1)
- kinematische Beziehung zwischen Deckentransportrichtung und Mikro=gefüge (vgl. z.B. LISTER&WILLIAMS 1979, BEHRMANN&BLATT 1982)

Ausgangsparameter:

Strukturelle Entwicklung und Deformationsmodell wurden in Kapitel 2, p.204 dargestellt; PT-Bedingungen in Teil 2. Die Mikrogefügemessungen wurden an Restquargeröllen durchgeführt, Ausnahmen sind OK 10 ("Quarz=wacke"), UK100(Quarzit), SE 14 (D_1-Quarzgang), SE9 (D_2-Quarzgang). Die für die Analyse relevanten Parameter sind in Tabelle 18 zusammen=gefaßt

Meßtechnik und Darstellung:

Die Orientierung der Quarz-c-Achsen wurde mit der Standard-Universal=tischtechnik durchgeführt. Die Achsen wurden in zwei Dünnschliffen, die parallel zu der XZ und der YZ-Fläche des "finite"-strain Ellipsoides orientiert sind, gemessen. Folgende Messungen wurden durchgeführt:

- über den Gesamtbereich eines Restquarzgeröölls
- über den Rand und den Kernbereich eines Restquarzgerölls

- Matrixmessungen, wobei darauf geachtet wurde nicht im Nahbereich eines Gerölles zu messen
- Porphyroblastenmessungen in der Matrix

Die Orientierungsdaten wurden im Schmidt'schen Netz, entweder als Punktwolke oder konturiert nach einem Computerprogramm von BEASLEY 1981 (adap. Rat.82) dargestellt.

Die Auswahl der Proben erfolgte nach vier Kriterien:

-räumlich großes Areal (Triebener Tauern Paß, Teichengraben, Bruck/Mur)
- verschiedene tektonische Stockwerke (MOA, OOA (Veitscher und Norische Decke)
- strain-Intensitätsgradient (ε_s)
- verschiedene Gestalt des strain-Ellipsoids (γ)

Abbildung 1o7 faßt die strain-Daten der Mikrogefügeproben getrennt nach räumlicher Verbreitung zusammen.

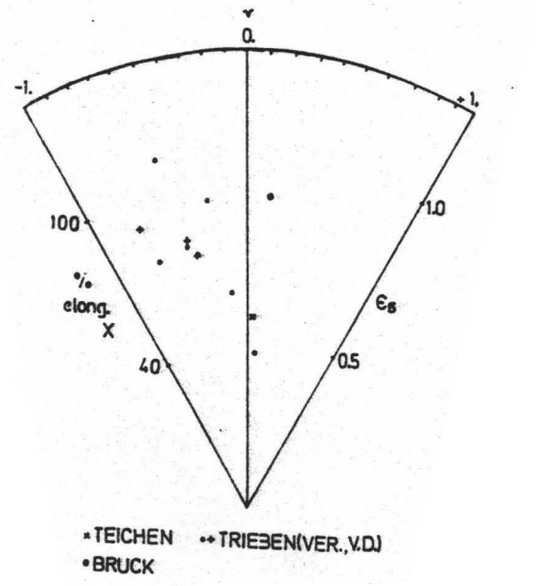


Abbildung 1o7

NADAI-plot der strain-Daten der Proben für die Mikrogefügeanalyse; Abkürzungen:
Teichen: Norische Decke (Basis) im Kurze Teichen Graben (Jh.Don) N' Kalwang;
Bruck/Mur: Veitscher Decke E' Bruck/Mur
Trieben: Triebener Tauern Paß Gebiet, Ver.: Alpiner Verrucano (MOA); V.D.: Veitscher Decke

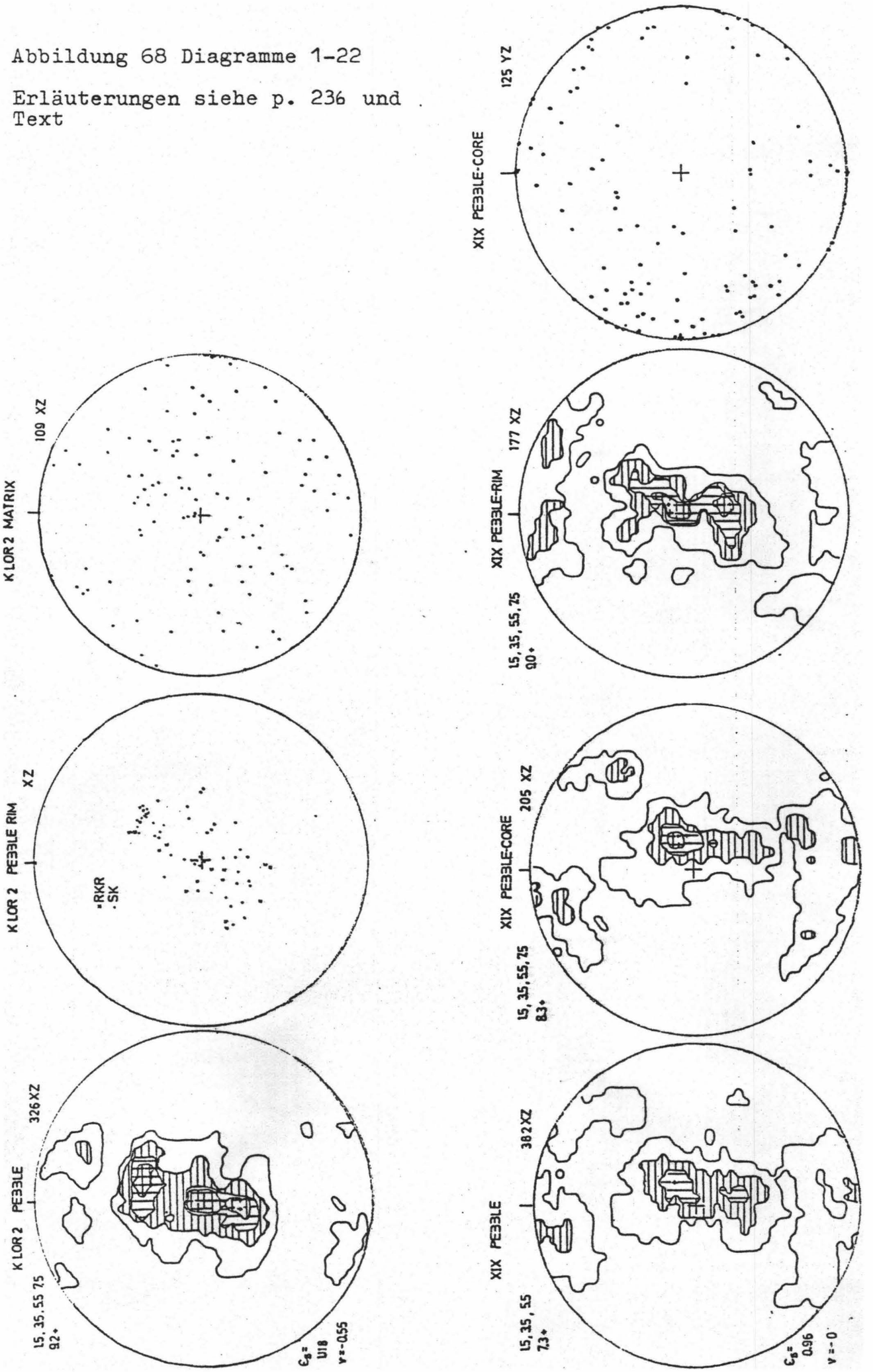
Die Anzahl der Messungen wird weitgehend durch die gewählte Zähl= fläche, Korngröße und Geröllgröße bei der Rastermessung bestimmt. In allen Fällen scheint die Reproduzierbarkeit gegeben (vgl. auch MILLER& CHRISTIE 1981).

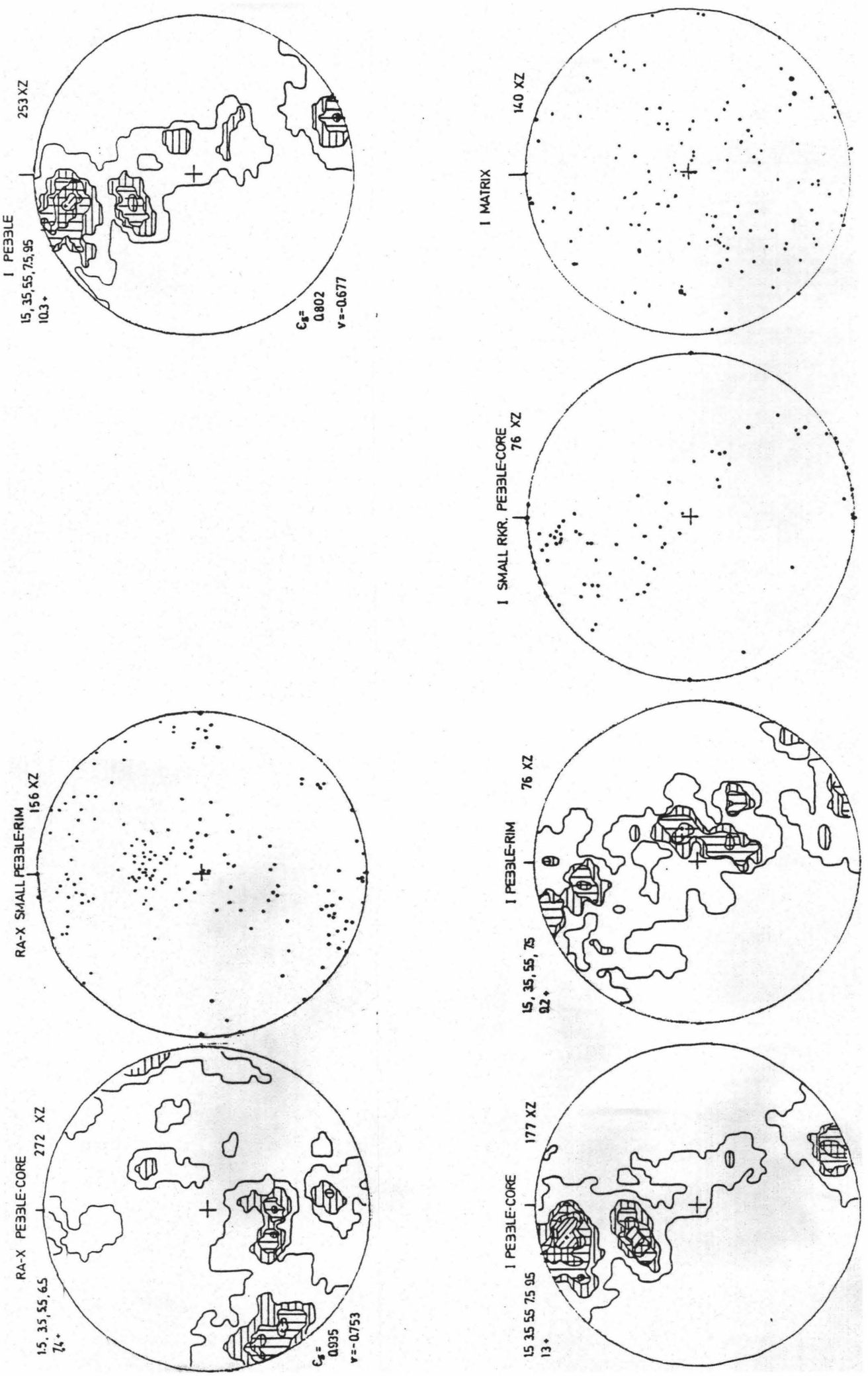
Folgende Aussagen lassen sich aus Abbildung 1o8 ablesen:

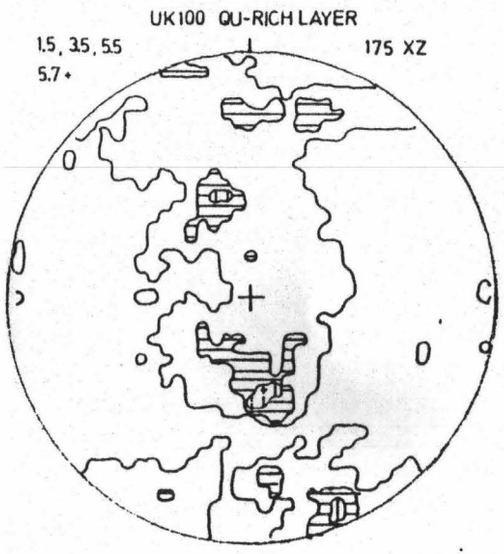
- die Gerölle müssen durch interkristalline Plastizität deformiert worden sein, da sich ein Gefüge einstellt
- alle Proben aus Restquarzgeröllen zeigen eine starke Vorzugs= orientierung der Quarz-c-Achsen
- das auftretende Gefüge ist ein Typ-I-Kreuzgürtel mit gestreuten Maxima
- das durch das Orientierungsskelett (vgl. LISTER&WILLIAMS 1979) - vgl. Abbildung 1o9 - in XZ definierte Mikrogefüge betont folgende wichtige Aspekte:
  (1) die Gürteln schneiden die Streckungsfaser (X) mit hohem Winkel ($\pm$ 9o°); dies zeigt: das Gefüge ist generell zum in der strain-Analyse bestimmten strain-Gerüst bezogen!
  (2) der zentrale Teil des Typ-I-Kreuzgürtels ist schräg zur Schieferung; wo die interne Asymmetrie (siehe BEHRMANN&PLATT 1982) definiert ist, ist eine ungleiche Neigung zum Zentralgürtel vorhanden

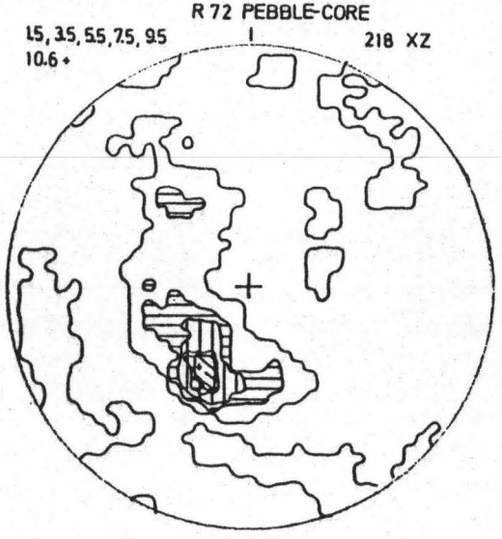
Abbildung 68 Diagramme 1-22

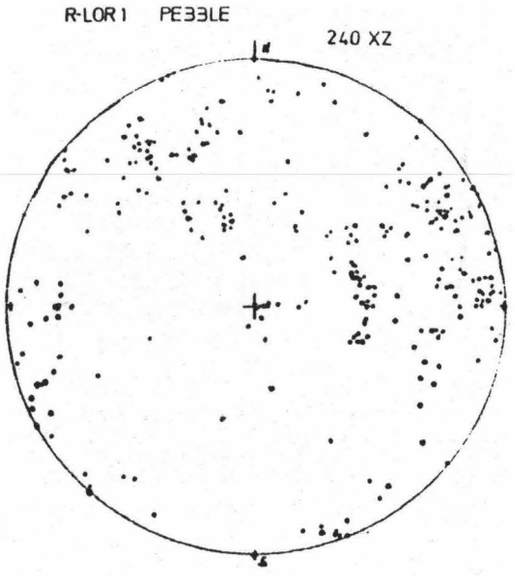
Erläuterungen siehe p. 236 und Text

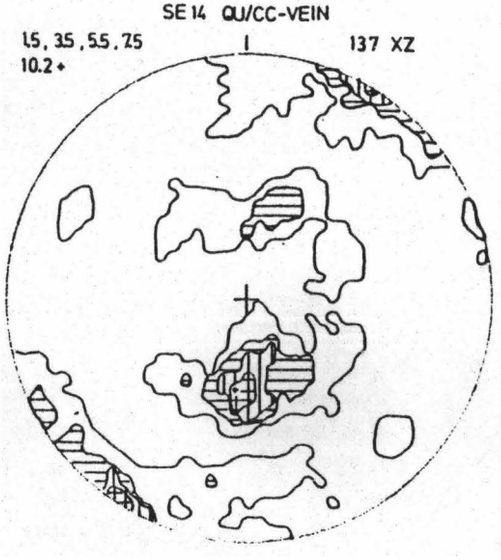


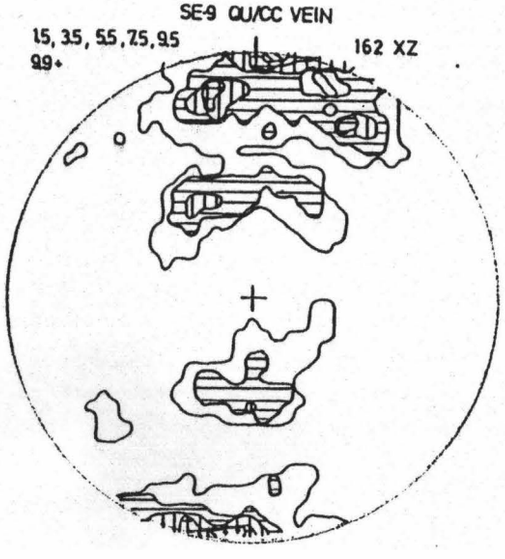

I PEBBLE
15, 35, 55, 75, 95
10.3 •
253 XZ
C_8=
0.802
v=-0.677
I MATRIX
140 XZ
RA-X SMALL PEBBLE-RIM
156 XZ
I SMALL RKR. PEBBLE-CORE
76 XZ
RA-X PEBBLE-CORE
1.5, 35, 55, 65
7.4 •
272 XZ
C_8=
0.935
v=-0.753
I PEBBLE-RIM
15, 35, 55, 75
9.2 •
76 XZ
I PEBBLE-CORE
15 35 55 75 95
13 •
177 XZ

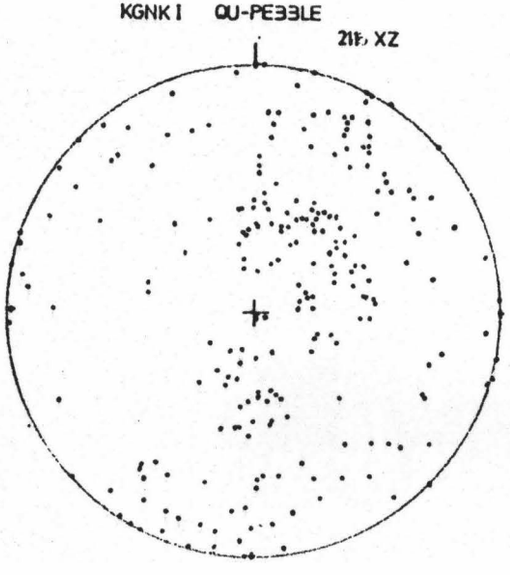

UK100 QU-RICH LAYER
1.5, 3.5, 5.5
5.7+
175 XZ

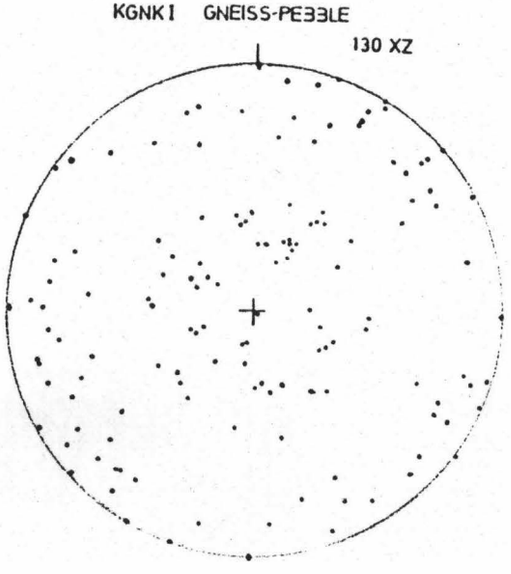

R 72 PEBBLE-CORE
1.5, 3.5, 5.5, 7.5, 9.5
10.6+
218 XZ


R-LOR 1 PEBBLE
240 XZ


SE 14 QU/CC-VEIN
1.5, 3.5, 5.5, 7.5
10.2+
137 XZ


SE-9 QU/CC VEIN
1.5, 3.5, 5.5, 7.5, 9.5
9.9+
162 XZ


KGNK 1 QU-PEBBLE
217 XZ


KGNK 1 GNEISS-PEBBLE
130 XZ

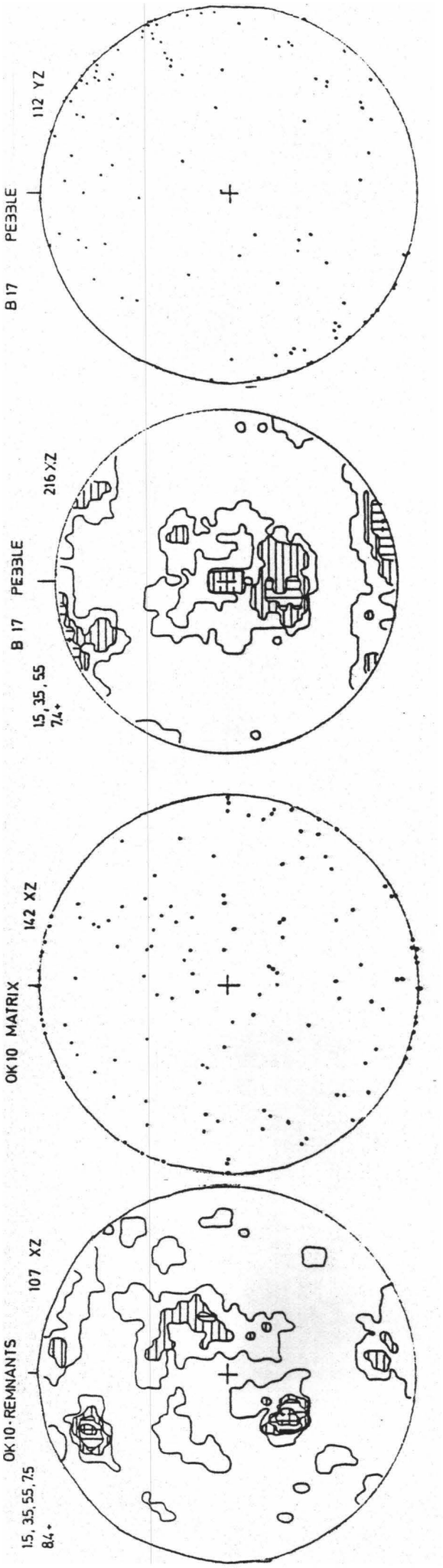


Abbildung 68 Diagramme 1-22
Erläuterungen
Quarz-c-Achsendiagramme dargestellt im Schmidt´schen Netz; über dem N-Punkt:Probennummer und Definition des Meßbereiches (pebble-Geröll, pebble-rim-Geröllrand, pebble-core-Geröll=rand, Matrix, RKR.-initiale Rekrist=allisate, SK-optische erkennbare Sub=körner, Qu-rich layer-quarzreiche Lage, Qu/cc-vein-Quarzkarbonatgang; remnants-Quarzblasten in Metaquarz=wacke); Konturierungsintervalle (pro 1%) links oben, darunter Besetzungs=dichte des Maximums, rechts oben: Anzahl der gemessenen Achsen und Darstellungsfläche in Bezug zum "finite"-strain Gerüst; ϵ_s,r-Werte links unten;
Konturierung nach Computerprogramm von BEASLEY 1981 (adap. Rat.1982)

Probenlokalitäten:Triebener Tauern
Paß Areal: Veitscher Decke
K-Lor2 Lorenzergraben "Karbonfenster"
XIX Lifteneck Raum Sunk
I Triebenstein NE-Grat Raum Sunk
UK 1oo Steilbachgraben, orographisch rechts, NE´Hohentauern
SE 14 E´Lärchkogel, oberster Herta=graben (D_1-Quarzgang)
SE 9 Triebenstein NE-Grat Raum Sunk (D_2-Quarzgang)
OK 1o Magnesitbergwerk Sunk, oberste Etage
Alpiner Verrucano
RA-X SE´Hohentauern (kleines Geröll selber Aufschluß)
Ra72 NE´Hohentauern, nahe der Über=schiebungsbahn des OOA
R-Lor 1 Verrucanofenster Lorenzer=graben unmittelbar über dem Alt=kristallin
(Lokalitätsangaben siehe ÖK 13o)

Teichen Gebiet - Palten-Liesingtal, nördlich Kalwang: Norische Decke
KGNK 1 Kurze Teichen Graben, Jh.Don, Kalwanger Gneiskonglomerat
Lokalitätsangaben siehe ÖK 131

Bruck/Mur: Veitscher Decke
B 17 E´Bruck/Mur, E´Gehöft Huber am Rennfeldweg
Lokalitätsangaben siehe ÖK 133

siehe auch Tabelle 18, weitere Erläuterungen siehe Text

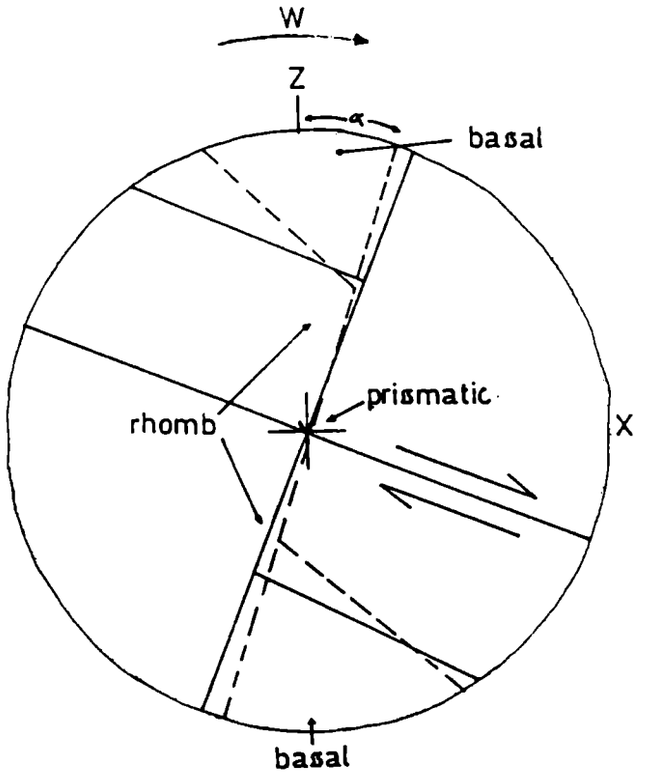


Abbildung 1o9

Orientierungsskelett und Mikrogefügedefinition: ausgezogene Linie: Orientierungsskelett nach den Computer-simulationen von LISTER& HOBBS 198o (Modellquarzit B) für progressiven "simple shear" strain, strain ist 2,1; Richtung der "vorticity"(w) ist durch Pfeil angegeben, strichlierte Linie: Orientierungsskelett der Probe K-Lor2; die theoretische Verteilung der "basal", "prismatic" und "rhomb" Submaxima der c-Achsen Verteilung ist angegeben, vgl. mit Abbildung 1o8, siehe auch BOUCHEZ&PECHER 1981

Ein <u>synoptisches</u> Orientierungsskelettdiagramm - Abbildung 11oa - zeigt teilweise unkomplette Gefüge und bei einigen Proben streuenden Asymmetriesinn.

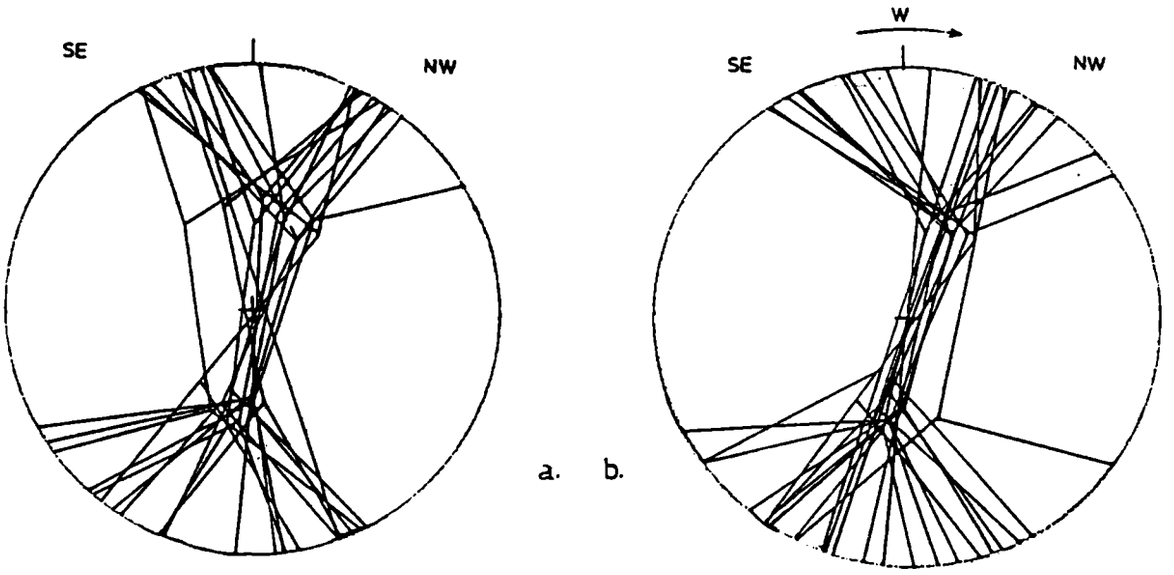


Abbildung 11o a,b

a) Synopisches Orientierungsskelettdiagramm von 12 der 13 untersuchten Proben, Erläuterungen siehe Text
b) Synoptisches Orientierungsskelettdiagramm nach Reorientierung der drei sehr wahrscheinlich invers liegenden Proben (R72, UK1oo, I); Durchschnittswerte: $\alpha = 2o^{o}$ ($\emptyset = 7o^{o}$)(zur Definition von α bzw. $\emptyset$ siehe SIMPSON 198o, bzw. BEHRMANN&PLATT 1982)
Erläuterung siehe Text

Interpretation:

Nach LISTER&HOBBS 1980 (Computersimulation nach dem Taylor-Bishop-Hill-Modell) treten Typ-I-Kreuzgürteln auf, wenn "basal" <a>"slip" dominiert und bei "plane"-strain Deformation. Asymmetrische Kreuzgürteln treten bei progressiven "simple-shear" auf. Ein ideales Diagramm zeigt Abbildung 109. Der Asymmetriesinn und die Schräge des Gürtels zur XY-Ebene des "finite"-strain Ellipsoides definieren den Sinn der "vorticity" (MEANS, HOBBS, LISTER&WILLIAMS 1980) der Deformation (gleich dem Scher=sinn bei "simple-shear"). Die in Abbildung 109a aus Abbildung 108 entnommenen Orientierungsskelette sind nicht ident mit den Simulatioen, doch zeigt die Mehrzahl der Gefüge starke Ähnlichkeit. Neun der Proben zeigen einen NW-gerichteten Schersinn, drei Proben einen entgegengesetzt gerichteten.

Warum fallen diese Proben aus dem Trend? Es kann folgende befriedigende Antwort gegeben werden: diese Proben sind passiv durch B_2-Faltung (Achse parallel X) invertiert worden; die Probennahme erfolgte aber nach dem üblichen Verfahren. Versucht man diese Inversion durch die Stellung der Proben (R72, UK100, I) im Profil aus Geländeuntersuchungen zu verifizieren, so ergibt sich eine Bestätigung. R72 liegt etwas unterhalb des OOA-Überschiebungskontaktes, im Liegendschenkel einer B_2-Großfalte,- Probe Uk100 über diesem Überschiebungskontakt, noch im gleichen Großfalten=schenkel (siehe Abbildung 92). Für Probe I läßt sich ebenfalls die inverse Lage durch den s_1/s_2-Überschneidungssinn, gewonnen aus einem benachbarten Aufschluß, wahrscheinlich machen.(vgl. Abbildung 90a,- Probe I liegt gleich SSW der Norische Überschiebung, in Abbildung 91 am rechten Profilrand). Damit ist die Inversion nicht vollständig gesichert, da unüberschaubare Mesofalten noch Komplikationen einführen können. Diese sind aber wegen der Seltenheit von Parasitärfalten in kompetenten Gesteinen nicht anzunehmen. Vom Geländebefund her ist diese Deutung sehr wahrscheinlich und liefert die einfachste Erklärung, ohne lokale strain-Inhomogenitäten (vgl. BOUCHEZ&PECHER 1981) einführen zu müssen. Abbildung 110b gibt ein reorientiertes synoptisches Orientierungs=skelett.

Alle Skelette haben ausreichende Ähnlichkeit mit den Simulierten und berechtigen daher die Interpretation in diesem Sinn.:

- die Gefüge sind nahe denen für "simple-shear" Vorhergesagten, haben aber aber eine geringe coaxiale Deformationskomponente
- die Scherflächenlage schwankt zwischen den einzelnen Proben etwas, der Sinn der "vorticity" ist durch die Asymmetrie des c-Achsenmusters zur Schieferung gegeben (Pfeil in Abbildung 110b); diese ist nach der Reorientierung dreier Proben für alle gleich und vereinbar mit dem aus anderen Indikatoren (ss/s_1-Überschneidung, B_1-Falten etc.) gewonnenen Sinn des Deckentransports

Plotzet man die Spuren der Basalflächen im XZ-Schnitt des "finite"-strain Referenzgerüstes in Form eines Rosendiagramms nach der Methode von BOUCHEZ 1977 (Abbildung 111), so gibt sich der Sinn der "vorticity" aus der Relation der Basisflächen zur X-Richtung.

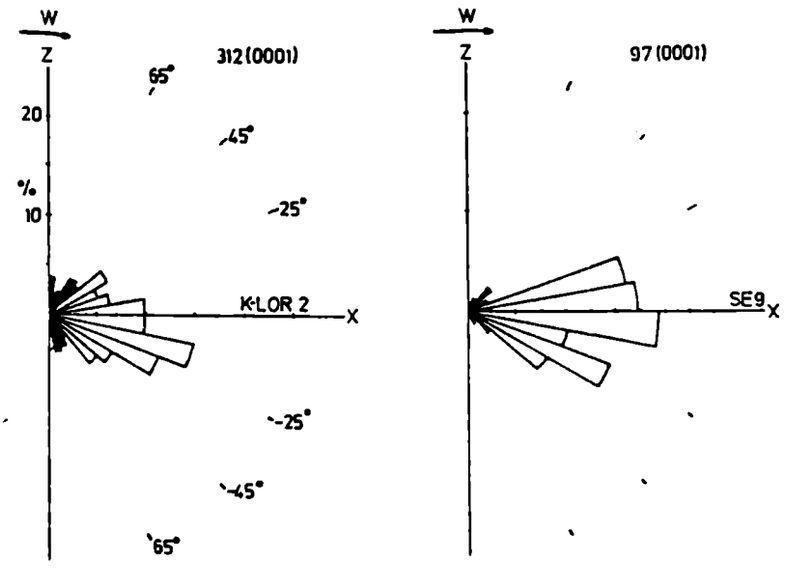


Abbildung 111a,b

Basalflächen-Rosendiagramme nach BOUCHEZ 1977 für die Proben K-Lor2 und SE9; Pfeil zeigt die "vorticity"-Richtung an; diese Art der Darstellung gibt die Asymmetrie der Intensitätsverteilung an, wohingegen das Orientierungsskelett die Asymmetrie des Gefügeskelettes angibt; die Intensitätsverteilung ist deutlich anfälliger für Überprägungen (siehe LISTER&WILLIAMS 1979, diese Studie); für K-Lor2 ist der Sinn der "vorticity" ident mit dem des Orientierungsskeletts, SE9 zeigt fast symmetrische Basisflächenverteilung

Aus dieser Methode ergibt sich für die untersuchten Proben ebenfalls ein NW-gerichteter Sinn der "vorticity", einige Proben (z.B. B 17) sind fast symmetrisch, R72 gibt südwärts gerichteten Schersinn. Dies bestätigt die Annahme, daß die Basalfläche die dominante Gleitfläche bei der Quarzdeformation im untersuchten Gebiet ist.

Warum divergieren nun die Gefügemuster etwas, weiters warum gibt die Probe R72 südwärts gerichteten Schersinn in Bezug auf die Basalflächenmethode und warum läßt sich die Probe R-Lor1 nicht im oben angegebenen Sinn deuten?

Dies wird anhand der Abbildung 108, Diagramme 8(RA-X), 16 (R72), 17 (R-Lor1) und Tabelle 18 diskutiert:

- obwohl die Gefüge der Proben RA-X und R72 deutlich die Typ-I-Gürteln zeigen, liegen die Maxima gestreuter an den Gürtel-ästen, generell weiter von der Y-Achse weg; diese ungleiche Position wird in der Verteilung der Basisflächen deutlich

Nach der Taylor-Bishop-Hill Theory beeinflussen folgende Faktoren das Deformationsgefüge:

- initiale Gefügeorientierung
- der "deformation-path" (kann während der Gesamtdeformation wechseln,- siehe Modell der Deckgebirgsdeformation im Triebener Tauern Paß Areal)
- die PT-Bedingungen (diese Beeinflussen die Wirksamkeit der Gleitsysteme)

- die Deformationsendphase ("effect of the closing-stage of deformation"), vgl. LISTER&WILLIAMS 1979, BRUNEL 1980

Aus Tabelle 18 ist ersichtlich:

- die drei angeführten Proben stammen aus dem Verrucano, dem tiefsten, deshalb höchsttemperierten Teil des Deckenstapels, ihre Anordnung in diesem ist: R-Lor 1 - RA-X - R72, vom Liegenden ins Hangende (vgl. Abbildung 88)
- ihre Korngrößen nehmen ins Liegende progressiv zu und zeigen anomal hohe Werte
- sie haben hohe negative Symmetriewerte (v)

Dies wird in Übereinstimmung mit bereits diskutierten Feldbefunden gedeutet:

- da die Gerölle aus varistisch (Verrucano) bzw. auch prävaristischen Arealen ins Sediment kommen, ist ein initiales nichtzielloses Gefüge möglich. Bei der alpidischen Überprägung wird diese Gefüge progressiv entordnet und entsprechend dem neuen kinematischen Gerüst neugeregelt. Die Effekte der variablen initialen Orientierungsposition können sich als Variationen in der Orientierung und in der Stärke der Maxima zeigen (vgl. ROERMUND et al., 1979), siehe die Diagramme in Abbildung 108,- doch können sie nicht für den obig geschilderten Trend verantwortlich sein
- bleibt als plausibelste Erklärung: bei generellem Gleichbleiben des Deformationsplanes nimmt mit Zunahme der plastischen D_2-Deformation im Liegenden des Deckenstapels die Einengung in Y zu, damit beginnt das Gefüge von der Y-Achse wegzuwandern ("prolate-strain fabric", vgl. LISTER&HOBBS 1980) und fängt an, wenn die kinematische Hauptachse von X auf Y umwechselt, einen Kleïkreis um Y auszubilden. Damit gekoppelt ist die generell höhere postdeformative Temperung in den basalen Deckenstockwerken, die die Sammelkristallisation vorantreibt, damit das Mikrogefüge progressiv entordnet,- am weitesten fortgeschritten in der höchsttemperierten Probe. Eine alternative Erklärungsmöglichkeit für die Probe R-Lor1 ist ein Überwechseln des dominierenden Gleitens auf einer "basal"<a> Fläche zu einer Prismen-<c>-Fläche, wie sie z.B. durch Temperaturerhöhung möglich wäre (vgl. Fig. 2,3,4 in LISTER 1981), oder durch Einwirkung einer fluiden Phase (BLACIC 1975). Mit einem vorgegebenen asymmetrischen Gürtelgefüge (wie bei den übrigen Proben) ließe sich auch die asymmetrische Maximaverteilung im jetzt vorliegenden Diagramm deuten; zur Klärung dieser methodisch interessanten Frage müssen noch weitere Untersuchungen durchgeführt werden!

Durch die progressive Zunahme des "prolate"-c-Achsengefüges in Zusammenhang mit der B_2-Faltungsdeformationseinengung wird aber auch bestätigt: Die D_2-Deformation ist dem selben Deformationsplan, wie D_1 zuzuordnen, im selben Akt entstanden, also noch dem Deckentransport zuzuordnen. Dies wird auch durch die Probe SE9 deutlich. Nach dem Geländebefund handelt es sich um einen D_2-Quarzgang. Das Mikrogefüge ist nun noch deutlich zum Gesamtdeformationsplan bezogen, doch ist Y völlig polfrei. Hier dürfte fast nur mehr Basalgleitung gewirkt haben, da die nur bei höherer Temperatur aktivierbare Prismengleitung geringer ist. Die Computersimulation zeigt weiter: verschieden Deformationsgeschichte spiegelt sich in den Mikrogefügen wieder, so gilt: für "plane"-strain ist für Modellquarzit B ein polfreies Feld zwischen den Gürtelästen um Z zu erwarten, welches sich mit Wanderung in "constrictional"-Feld progressiv füllt.

Dies zeigt sich generell bei den untersuchten Proben. So zeigen die niedrig negativ symmetrischen Proben (OK1o, XIX) noch deutlicher getrennte periphere Gürteläste (bzw. Maxima), als die Proben mit höher negativer Symmetrie (I, UK 1oo). Nicht berücksichtigt wurden die Proben aus dem Verrucano.

Die meisten Diagramme zeigen eine markante c-Achsenkonzentration um die Y-Achse, dies ist vereinbar mit:

- einer deutlichen Basalgleitkomponente,die die c-Achsenverteilung in eine Ebene senkrecht zur Streckungslineation bringt, und einer Prismen=gleitkomponente mit Gleitung in eine einzelne <a> Richtung, die ein Maxima in Y schafft.(LAURENT&BURG 1978, LISTER&PATERSON 1979, LISTER 1981, BOUCHEZ&PECHER 1981). Die Möglichkeit einer Änderung der relativen Wichtigkeit verschiedener Dislokationsgleitsysteme infolge T-Änderung ist wegen des geringen PT-Unterschiedes zwischen Veitscher Decke und Verrucano für die Hauptdeformation nicht anzunehmen.

Klammert man die obig diskutierten Proben aus der Analyse aus ergeben sich weitere interessante Fragen:

- warum korrespondieren die Gefügeskelette nicht völlig mit denen aus der Taylor-Bishop-Hill Simulation? Dies kann in den für natürliche Verhältnisse sicher nicht ganz korrekten Annahmen dieser Analyse gesehen werden (z.B. homogene Deformation im Kornbereich, keine Korngrenz=gleitung). Weiters ist über den großen regionalen Rahmen zu erwarten, daß die Deformation nicht überall exakt "simple-shear" war; dies ist in Übereinstimmung mit anderen großen Überschiebungszonen (vgl. SCHMIDT 1975, RAMSAY 198o). Sicher trägt auch die Anzahl der gemessenen c-Achsen bei!

Durch die Ausbildung eines c-Achsengefüges ist der Dislokations=mechanismus für die Deformation in den Restquarzgeröllen gesichert.

Effekt der strain-Intensität:

Generell gilt: zunehmende Intensität definiert das entstehende Mikro=gefüge klarer; in Abbildung 1o8 wurden die Proben nach absteigender strain-Intensität gereiht. Die Proben aus dem Verrucano werden nicht berück=sichtigt, auch werden nur die Daten aus den Restquarzgeröllen verglichen. Deutlich zeigt sich eine Abnahme der Gürtelschiefe und geringere Maximastreuung bei steigender strain-Intensität.Dies steht in Überein=stimmung mit anderen Untersuchungen, z.B. LISTER&HOBBS 198o, MILLER& CHRISTIE 198o, COMPTON 198o, LISTER et al., 1978, SYLVESTER&CHRISTIE 1968, BOUCHEZ 1977), doch könnte dieser Effekt auch durch die unterschiedliche Zahl gemessener Achsen überdeckt sein.

Weiters zeigt sich: das Gefügegerüst ist am klarsten asymmetrisch (in Bezug auf das "finite"-strain Gerüst) bei niedrigem Scherstrainraten,- vgl. Abbildung 112,- dies ist eine Bestätigung der Ergebnisse von BURG&LAURENT 1978, LISTER&WILLIAMS 1979, BOUCHEZ&PECHER 1981.

Vergleich Mikrogefüge: Gerölle - Matrix

In den Proben K-Lor 2, I und Ok1o wurden die Mikrogefüge der Matrix und der Gerölle verglichen. Es zeigt sich: bei vergleichbarer Anzahl der

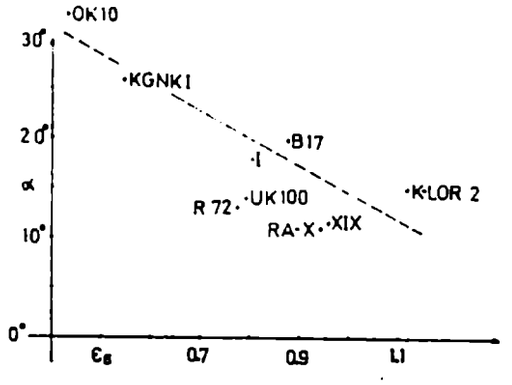


Abbildung 112

Orientierungsskelettasymmetrie (definiert in Abbildung 109) gegen strain-Intensität; die strichlierte Linie gibt die optisch bestpassendste Gerade durch die Daten; offensichtlich ist eine inverse Beziehung zwischen den beiden Variablen, Erläuterungen siehe Text

Messungen (z.B. Probe I) zeigen die Gerölle wesentliche stärkere c-Achsenorientierung. als die Matrix. Es stellt sich sogar erst bei Werten von $\varepsilon_s \geq 1$ eine Gefüge ein, die ähnelt dann dem der Gerölle (vgl. K-Lor2).

Effekt der früher Rekristallisate und Subkörner:

Progressive, statische Rekristallisation bewirkt eine Zerstörung des Mikrogefüges! Die in Probe K-Lor2 gemessenen initiallen Rekristallisate zeigen bei erhöhter Streuung doch ähnliche Vorzugslage, wie Subkörner und "normale" Körner (vgl. Abbildung 108/1, 2). Dies mache wahrscheinlich:

- Rekristallisation geschieht hauptsächlich durch pregressive Misorientierung von Subkörnern ("host controlled recrystallisation")
- die Rekristallisation ist dynamisch, d.h. bereits neugebildete Rekristallisate werden durch Dislokationsgleitung neu deformiert

Orientierung von Einzelkristallen:

TULLIS et al., 1973 zeigen, daß relativ undeformierte Körner c-Achsen überwiegend senkrecht und parallel der Richtung des maximalen stresses bei Achsialverkürzungsexperimenten haben (keine Möglichkeit der Basalgleitung). In Probe OK 10 wurden alle verfügbaren großen Einzelkristalle in einer Metaquarzwacke gemessen,- das Ergebnis ist wie in den anderen Proben ein Typ-I-Kreuzgürtelgefüge. Das bekräftigt wiederum die rotationale Deformation. In allen Dünnschliffen sind weiters schwachdeformierte "Augen" selten (vgl. dagegen ETCHECOPAR 1977).

Strain-Inhomogenität im Geröllbereich:

Nach WHITE 1976 zeigen deformierte Quarzkörner häufig Kern-Mantelstrukturen, was auf eine stress-Konzentration im Mantel zurückzuführen ist, dies kann zur Aktivierung "härterer" Gleitsysteme im Mantel führen. Nun ist es interessant zu untersuchen, ob sich diese auch eine Größenordnung höher, über monomineralische Gerölle ausbildet, weiters in Verbindung damit, ob Mantel und Kern Unterschiede im c-Achengefüge ausgebildet haben. Die Proben, die daraufhin untersucht wurden (siehe Abbildung 108) zeigen keine deutlichen Unterschiede. Weder ist die Orientierungsskelettrotation weiter fortgeschritten (entweder im Kern oder im Mantel), noch zeigt die Lage der Öffnungswinkel der Gürteläste deutliche Unterschiede. Ein Unterschied scheint sich in der Maximalverteilung zu dokumentieren:

die c-Achsengefüge von Körnern aus dem Geröllkern zeigen starke Dichte um die Y-Achse, während die Randkörner häufiger um Z plotten. Ob dies die abnehmende Aktivität der Prismengleitung infolge Temperaturreduktion in der Spätphase der Deformation, bei längerer Aktivität der Mantelkorn=gleitsysteme, verdeutlicht, müssen weitere Untersuchungen zeigen. Jedenfalls ist ein Hinweis auf die höhere Sensibilität der Geröllmantel=körner zur Deformationsgeschichte gegeben.

"geometric softening" :

Die Ausbildung eines guten geordneten Mikrogefüges zeigt an, daß der Zustand eines "geometric (fabric) softening" der Gerölle bei der plastischen Deformation erreicht wurde. Zusammen mit der kontinuierliche Re=kristallisation ist sie für die mechanische Weichheit der Restquarzgerölle verantwortlich.

Größenordnungsproblem:

Generell ist es nicht richtig aus der Analyse einiger hundert Körner aus einigen Proben mit der Größe von einigen cm auf die Bewegungsgeschichte eines geologischen Großkörpers zu schließen, da dadurch lokale Kompli=kationen überbetont werden bzw. übersehen werden. Wenn die in vielen Fällen, so auch in diesem gemacht wird, so muß diese Deutung von anderen, unabhängigen Faktoren gestützt werden. Dieses Problem wird bei dem Studium des Mikrogefüges häufig übersehen.

d) Subkörner und bandförmige Undulation

In einigen Proben wurde die Orientierung der Subkorngrenzen bzw. der Undulationsbänder in der XZ-Ebene gemessen (Abbildung 113) und zum "finite"-strain Gerüst bezogen. Obwohl diese Meßtechnik nicht die wahre Orientierung der Subflächen angibt, können doch aus der Verteilung einige Schlüsse gezogen werden:

- c-Achsenorientierung und Subflächenlage sind generell aufeinander bezogen, d.h. die Subflächen stehen im hohen Winkel zur Basisfläche; sie stellen damit wahrscheinlich Prismenflächen dar (WHITE 1975, BOUCHEZ 1977, VOLL 1982)
- das Subkorngrenzenspektrum ist , wie das c-Achsengefüge zum "finite"-strain- Gerüst geneigt

CHRISTIE et al. 1964 und NICHOLAS et al., 1973 haben die Subkorngrenzen zum kinematische Gerüst bezogen, demnach ist wahrscheinlich (vgl. WHITE 1976):

- die Richtung senkrecht zu den Grenzen ist die Gleitrichtung im Kristallgitter; wenn generell Prismenflächen angenommen werden können (siehe oben) ist die Gleitung in der Basalfläche gelegen (BOUCHEZ 1977)
- die Asymmetrie zeigt wiederrum die Neigung des kinematischen Gerüstes zum "finite"-strain Gerüst. Die Überbetonung einer Flächenschar (siehe Abbildung 113) weist auf eine dextrale Scherkomponente. In Probe RA-X liegen die Subkornflächen deutlich flacher, dies kann bedeuten: durch die progressive Einengung in Y wandern die Subkorngrenzen, entsprechend den kinematischen Änderungen, aus der bevorzugten Lage in YZ und werden dadurch von XZ flacher geschnitten

In YZ-Schnitten liegen die Subkorngrenzen steil N-S, sind generell aber schwach ausgebildet.

Die Zahl der optisch beobachtbaren Subkörner liegt zwischen o und 5 pro Korn (korngrößenabhängig), die höheren Werte treten am Geröllrand auf. Die Misorientierung über deutlich ausgebildete Subgrenzen (Subkorngrenzen, bandförmige Undulation, Deformationsbänder) liegt durchschnittlich bei 6^{o}, dieser Wert ist für die Gesamtpopulation als Maximalwert anzusehen. In Altkörnern sind Misorientierungen der c-Achsen bis über 30^{o} festzustellen.

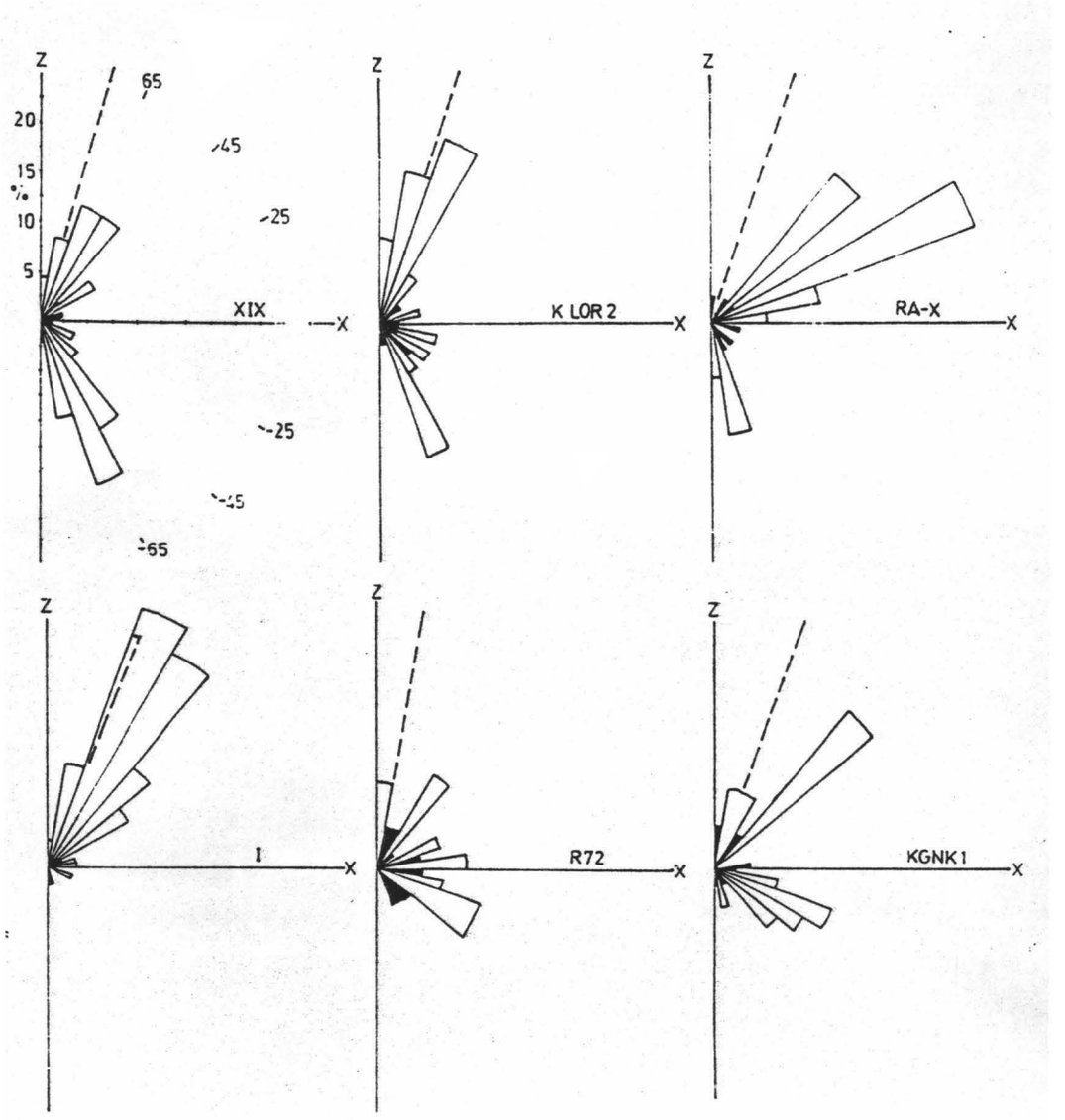


Abbildung 113

Rosendiagramme für die Häufigkeitsverteilung meßbarer Subkorngrenzen und Undulationsbänder ("banded undulatory extinction") in Beziehung zum XZ-"finite"-strain Gerüst; strichlierte Linie gibt den Neigungswinkel des c-Achsenorientierungsskelettes; passiv invertierte Proben wurden reorientiert; Erläuterungen siehe Text.

e) Verformungsrate in den Restquarzgeröllen

Durch die Etablierung eines fortlaufenden ("steady-state") Dislokations-deformationsmechanismuses kann auf seiner Basis, der konstanten Temperatur und des konstanten stresses die strain-Rate abgeschätzt werden. Dies wird basierend auf Gleichungen für die Dislokationskriechrate durchgeführt. Für die Berechnung wurde das "flow-law" von KOCH et al.,1980 (neueste Daten) verwendet, diese sind in Appendix 13 zusammengefaßt. Es ergibt sich eine strain-Rate von $1.10^{-13}sec^{-1}$.

Verformungsratenänderungen in Abhängigkeit von stress, Korngröße bzw. Temperatur können durch Deformationsmechanismenkarten dargestellt werden (vgl. z.B. ASHBY 1973, ELLIOTT 1973, WHITE 1976, RUTTER 1976, ETHERIDGE& WILKIE 1979). Abbildung 114 reproduziert im wesentlichen solch eine Karte aus der Arbeit von ETHERIDGE&WILKIE 1979, die für Quarz bei 500° nach den "flow-laws" von EVANS&LANGDON 1976 und GIFKINS 1976 konstruiert wurde.

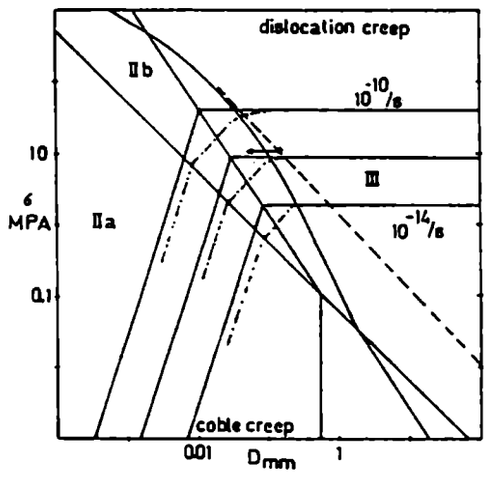


Abbildung 114

Deformationsmechanismenkarte (stress/Korngröße) nach ETHERIDGE&WILKIE 1979, relevant für die Restquarzgeröll-deformation; für Konstruktionsdetails siehe obige Arbeit. Gezeigt werden die Hauptdeformationsfelder (dislocation creep - Dislokationsmechanismen, Coble creep - Diffusionsmechanismen) für Quarz bei 500° nach den Gleichungen von EVANS&LANGDON 1976, weiters die Deformationsregime nach GIFKINS 1976 (IIa,b, III), die Korngrenzgleitung in die Berechnung einschließen. Linien gleicher strain-Rate, sowie als Änderung zu Fig.6 von ETHERIDGE&WILKIE 1979 nicht die Korngrößen-stress Gleichgewichtslinie nach TWISS 1977, sondern die neueren Daten von CHRISTIE et al.,1980, sind beigefügt. Die strichpunktierte Linien geben die strain-Ratekurven bei Einbeziehung der Korngrenzgleitung und Diffusionsmechanismen nach GIFKINS 1976. Die Deformationsmechanismen ändern sich an den Grenzen nicht abrupt, sondern überlappen sich. Der Kreis markiert den Mittelwert aus dem Untersuchungsgebiet für Korngrößen-stress-Gleichgewichtsbeziehung; für den hier betrachteten Fall ist eine Annahme von 500° um ca. 30-50° zu hoch, doch ist die dadurch bedingte strain-Ratenerhöhung vernachläßigbar (siehe ETHERIDGE&WILKIE 1976); weitere Erläuterungen siehe Text

Es soll jedoch betont werden, daß die Deformationskarten nur so genau sind, wie die auf experimentellen Daten basierenden Gleichungen und numerischen Werte um sie zu lösen. Viele dieser Daten sind für Quarz noch ungenau und erlauben bestenfalls semiquantitative Ausagen.
Aus Abbildung 114 ist ersichtlich:
- der Mittelwert für den betrachteten Raum plottet, entsprechend den

mikroskopischen Beobachtungen, im Feld der dominierenden Dislokations= deformation
- die Korngröße der Restquarzgerölle hat sich als integrierter Teil des Dislokationsdeformationsprozesses gebildet
- die mittlere strain-Rate aus diesen Diagrammen (mit etwas anderen numerischen Daten als für die eigenen Bestimmungen in Appendix 13) liegt bei 1.10^{-12} sec^{-1}
- rechnet man die strain-Rate für Regime III (Abbildung 114 - Dislokations= deformation und Korngrenzgleitung) nach den Werten von ETHERIDGE& WILKIE 1979 aus und beläßt die TWISS - Beziehung für das Verhältnis Subkorngröße-Korngröße (obwohl auch hier die neueren Werte von CHRISTIE et al., 1980 einzusetzen wären), so ergibt sich: $\dot{\varepsilon} = 6{,}54.\ 10^{-13}$ sec^{-1} für die in Appendix 13 zusammengefaßten Werte (gegenüber Abbildung 114 liegt die Änderung in der Temperatur und der Diffusionsrate)

f) Calcit - Orientierungsgefüge

Es ist nicht beabsichtigt die Deformationsmechanismen in Karbonat= gesteinen zu beschreiben. Einige von SANDER 1950 publizierte Calcitmikro= gefügedaten (vgl. Abbildung 115) werden im Lichte neuerer Untersuchungen zu bewerten versucht.

WAGNER et al.,1982 stellen fest, daß die Voraussetzungen für eine kinematische Interpretation wesentlich komplizierter sind als für Quarz. So sind z.B. zum Verständnis notwendig: Zahl und Aktivitätsausmaß von Zwillingssystemen, Korngröße, Position der Kornform in Bezug zum "finite"-strain Gerüst,- keine dieser Voraussetzungen zur Interpretation sind gegeben!!! Außerdem sind Texturs imulationen weit weniger fortgeschritten als bei Quarz. LISTER 1978 gibt wenig optimistische Feststellungen über die Simulation mittels TAYLOR-Kalkulationen (vgl. dagegen WAGNER et al., 1982). Verwendet man einige für die Diagramme in Abbildung 115 relevanten Aussagen bisheriger experimenteller Untersuchungen zu einem vorläufigen Interpretationsversuch, so läßt sich feststellen.

- bei niedrigem T und aktiver Verzwillingungsdeformation stellen sich bei "plane"-strain die c-Achsen in hohem Winkel zur Schieferung (vgl. RUTTER&RUSBRIDGE 1977, WAGNER et al.,1982)
- während der Zwillingsgleitung werden Pole von e = $(01\bar{1}2)$ parallel zur Kompressionsachse oder normal zur Dehnungsachse orientiert (vgl. WENK 1978)
- in Experimenten, in denen Verzwillingung von großer Bedeutung ist (niedriges T, hoher stress), rotiert die Verkürzungsachse rasch gegen die c- und e- Achsenrichtung (SCHMIDT et al.,1981) (e-Verzwillingung und r-Gleitung)
- in "simple-shear"-Experimenten (oder angenäherten) korrespondiert das c-Achsenmaximum mit der "incremental compression direction", d.h. die c-Achsen stellen sich sehr schnell senkrecht $\bar{\sigma}_1$ (im Gegensatz zu Quarz!!)(RUTTER&RUSBRIDGE 1977, SCHMIDT et al.,1981).Daraus läßt sich auch auf den Schersinn rückschließen. Dieser ist in den Diagrammen 66/67, Abbildung 115 widersprüchlich.

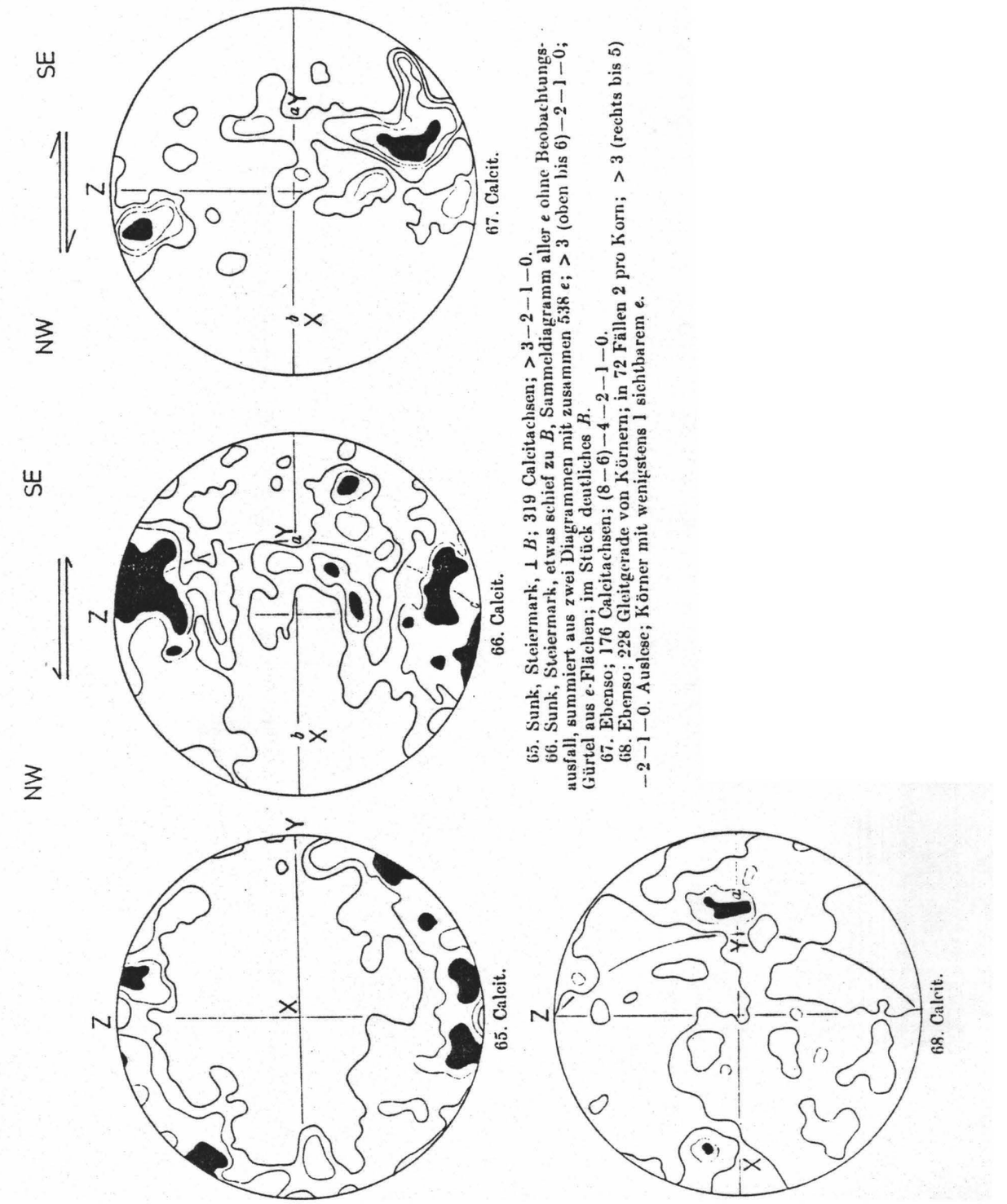
Weitere Untersuchungen, die eine exaktere Deutung ermöglichen sollten, sind in Vorbereitung.

Abbildung 115

Calcitmikrogefügedaten nach SANDER 1950; die Orientierung im "finite"-strain Gerüst wurde eingezeichnet. Die Interpretation leidet unter folgenden Kriterien

a) genauere Probenlokalität unbekannt, dadurch ist es nicht möglich eventuell passiv invertierte Proben zu erkennen (z.B. Diagram 67 könnte invertiert sein - Schersinn)
b) keine Korngrößenangaben
c) keine Angaben über die Bedeutung von Verzwillingungen
d) fehlende eigene Untersuchungen über Calcitdeformation

Schersinn nach RUTTER&RUSBRIDGE 1977 und SCHMIDT et al., 1981 in Diagrammen 66 und 67 indiziert; Erläuterungen siehe Text



65. Sunk, Steiermark, ⊥ *B*; 319 Calcitachsen; > 3—2—1—0.
66. Sunk, Steiermark, etwas schief zu *B*; Sammeldiagramm aller *e* ohne Beobachtungsausfall, summiert aus zwei Diagrammen mit zusammen 538 *e*; > 3 (oben bis 6)—2—1—0; Gürtel aus *e*-Flächen; im Stück deutliches *B*.
67. Ebenso; 176 Calcitachsen; (8—6)—4—2—1—0.
68. Ebenso; 228 Gleitgerade von Körnern; in 72 Fällen 2 pro Korn; > 3 (rechts bis 5) —2—1—0. Auslese; Körner mit wenigstens 1 sichtbarem *e*.

3. Mikrostrukturinventar und seine Signifikanz in der Matrix

a) Deformationsmechanismen

Welche Deformationsmechanismen waren nun in der Matrix wirksam. Zur Beantwortung müssen wir folgende Erscheinungen erklären:

- die Matrixkorngröße ist gegenüber den monomineralischen Restquarz=geröllen um den Faktor o,4–o,5 reduziert
- die Korngröße von Quarzrekristallisaten richtet sich generell nach dem Sekundärphasengehalt (Abbildung 116)

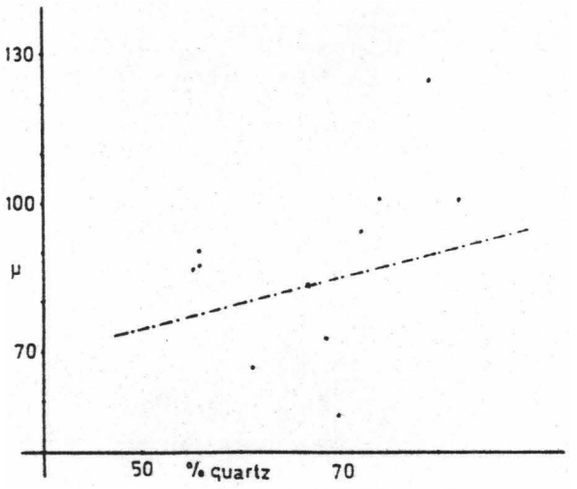


Abbildung 116

Beziehung Quarzgehalt-Quarzkorn=größe in der Matrix; generell ist die Bindung der Korngröße an den Anteil von Sekundärphasemineralien (Phyllosilikate, Feldspat, SM) offensichtlich; die eingezeichnete Linie ist die optisch bestpassendste Gerade durch den Mittelwert; Erläuterungen siehe Text

- die Quarzkorngrenzen sind in der Richtung parallel str, suturiert
- die Kornlängung von Quarzrekristallisaten richtet sich generell nach dem Sekundärphasengehalt (Abbildung 117)

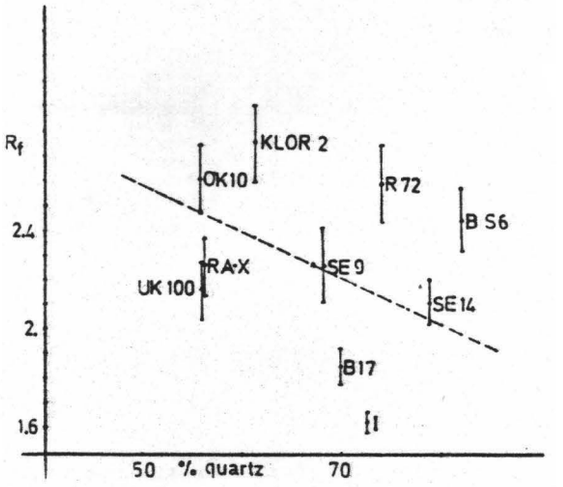


Abbildung 117

Beziehung Quarzkornlängung zu Quarzgehalt in der Matrix; mit Zunahme des Sekundärphasengehaltes steigt das Quarkornachsenverhältnis; Erläuterungen siehe Text

- der Anteil an Sekundärphasenmineralien (vorwiegend Phyllosilikate) ist gegenüber den Restquarzgeröllen stark erhöht (Faktor 1o)
- die Quarze in der Grundmasse haben weit geringeres Volumen als Feldspatkörner im gleichen Gestein
- Matrixquarzkörner zeigen generell schwache, einfache Undulation und selten Subkörner
- Rekristallisation in der Quarzmatrix: Quarzlagen sind völlig re=kristallisiert, diese Körner haben oft rechteckige Umrisse; bei hoher primärer Korngröße sind noch Altkornrelikte erhalten

- klastische Glimmer werden bevorzugt an ihren Enden in kleine Glimmer=flitter zerschert und in s_1 eingeregelt, verteilt
- klastische Glimmer werden durch Scherung geknickt, aufgerissen, die Dehnungsrisse sukzessive gefüllt,- Abbildung 22b
- klastische Glimmer zergleiten entlang von (001),- vgl.Abbildung 118
- klastische Glimmer zeigen eine bimodale kristallographische Aus=richtung von (001) um s_1 (vgl. Abbildung 119)

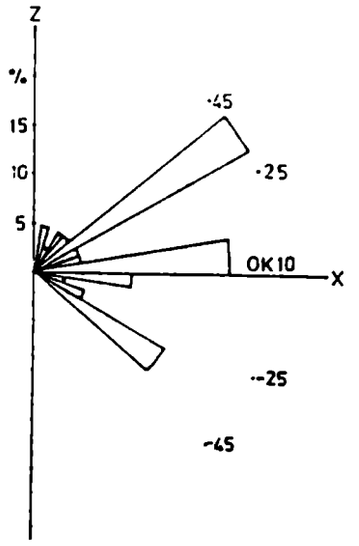


Abbildung 119

Histogramm: Häufigkeit gegen Winkel zwischen (001) und s_1 (Schieferungs=referenzfläche durch die Ausrichtung der Mineralneubildungen für klastische Hell=glimmer; XZ-Schnitt, Probe oK1o, liegende Veitscher Decke; beachte das asymmetrische Muster, dieses weist auf nichtgleich=achsige stress-strain-Geschichte mit dextralem Rotationssinn; der relativ hohe Winkel von (001) zu s_1 kann durch ein "locking up" der Gleitung entlang (001) gedeutet werden; die gemesenen Winkel sind Maximalwerte, die Glimmer zeigen in Annäherung zu s_1 sigmoidale Form

- Glimmerneubildungen sind starr parallel s_1 angeordnet und zeigen nur untergeordnet interkristalline Deformation
- Verwachsung von Hellglimmer und Quarz im Druckschatten (vgl.Abbildung 12o)
- Auftreten von "Säumen" von Glimmer und/oder opakem Material

- das Auftreten von Quarzgängen
- das Auftreten von Druckschatten; Quarz rekristallisiert dort meist wieder (vgl. Abbildung 121b,c)
- folgende Mineralien gehen in Lösung: Calcit, Quarz, Chlorit, Feld=spat, untergeordnet Turmalin (vgl. Abbildung 121a); interessant ist, daß Chlorit in Lösung geht und in Druckschatten ausfällt (Abbildung 5oa)
- einige Minerale zeigen Kappung klastisch mitgebrachter Intern=strukturen an geraden, s_1-parallelen Flächen (vgl.z.B. Abbildung 19b, 2o)
- in Karbonatmatrix werden Restquargerölle durch Drucklösung deformiert (Abbildung 12o)
- Stylolithen in verunreinigten Kalkmarmoren

- Feldspatdeformation geschieht durch:
  - Lösung, besonders an Kontakten zu Schichtsilikaten, dadurch kann beträchtliche Längung erzeugt werden (Abbildung 19,2o)
  - Auseinandergleiten entlang der Spaltung bei günstiger Lage (vgl. Abbildung 71d)
  - Bruch (Abbildung 19b)
  - gelegentlich leichte Undulation und Knickzonen weist auf plastische Verformung
  - Abbau in duktilere Minerale, wie Serizit, Karbonat und Quarz (neben Mineralien der Epitotgruppe)(Abbildung 44)
- Turmalin verhält sich überwiegend als starres Mineral, er zeigt:
  - Dehnungsbrüche mit nachfolgendem Verdriften der Bruchstücke. Die Zerbrechung tritt in Anwachssäumen wie in Kernen in gleicher Weise auf. Metamorphose und Deformation erfolgten daher gleichzeitig. Die Größe der Fragmente in der duktil deformierenden Matrix ist wahr=scheinlich vom "flow-stress" abhängig (vgl. MITRA 1978, WHITE et al., 198o, BOULLIER 198o, vgl. Abbildung 121a)

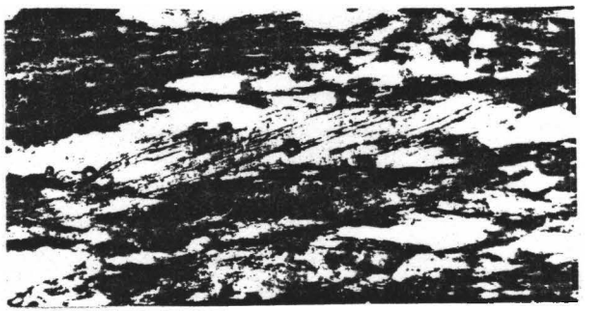


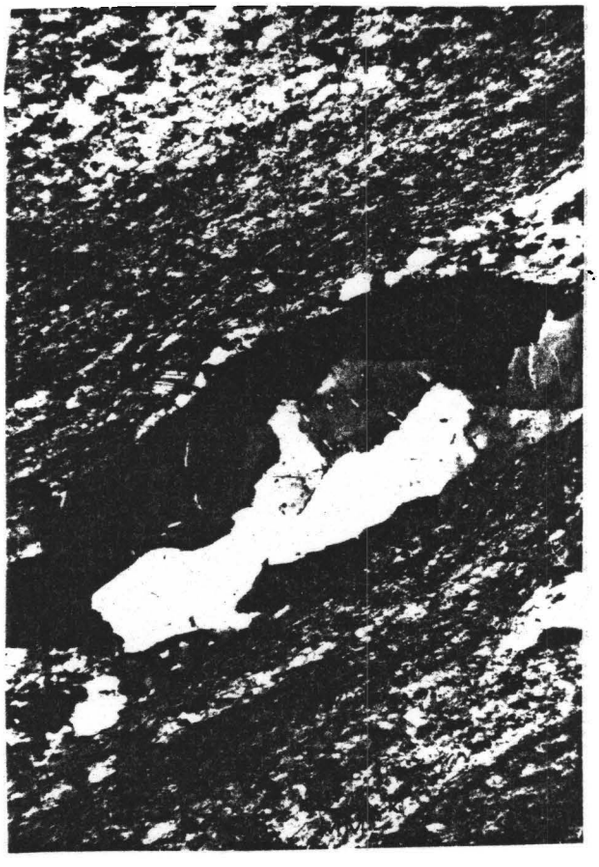
Abbildung 118

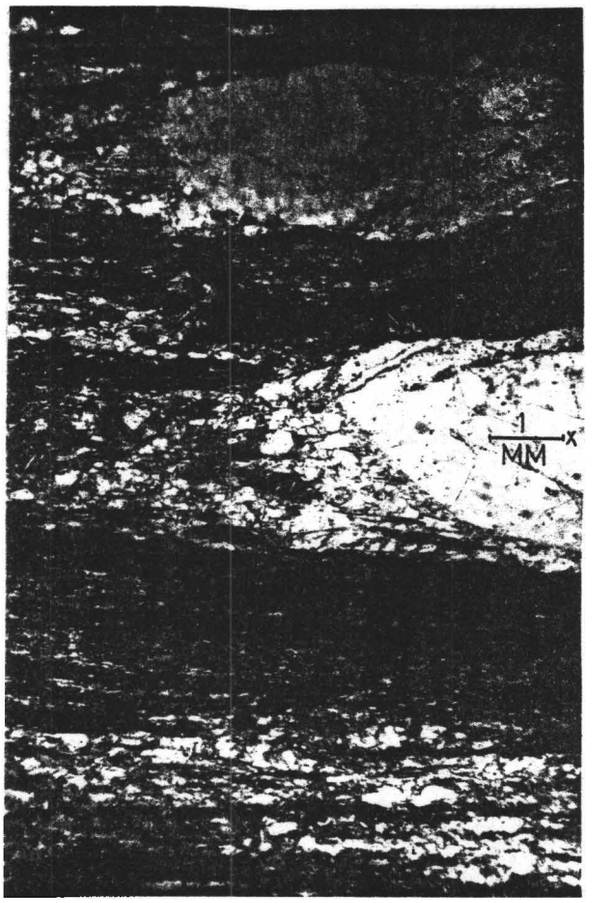
Probe G37, Veitscher Decke, Bereich Sunk: Deformation eines klastischen Glimmers durch Gleitung entlang (001) und durch Dehnung entlang str.1, dadurch entsteht die charakteristische Parallelogrammform, beachte dextralen Schersinn (vgl. BEUTNER 1978, MANCKTELOW 1979) das Öffnen der Scherflächen weist auf Gleitung hauptsächlich durch kataklastischen Bruch entlang (001)

Abbildung 12o

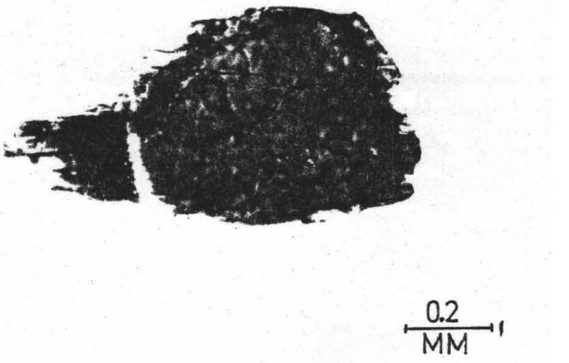
Probe G145, Veitscher Decke, Raum Sunk, Triebenstein N-Abfall, geröllführender Kalkmarmor

1. Karbonatmatrix: Behinderung der letzten Rekristallisationsphase durch Sekundärphasemineralien (überwiegend nicht näher definierbare opake Substanz)
2. Restquarzgerölle:
   Deformation durch: a) Interndeformation,- relativ schwach, keine Rekristallisation, Undulation, einige Subkörner
   b) Gesamtdeformation durch Drucklösung; deutlich sind die Randquarzkörner "gekappt"; offensichtlich weiters die Anhäufung von unlöslichem Material und Phyllosilikaten an den Geröllängsachsenrändern (senkrecht Hauptstressachse); Gelöstes wird im Druckschatten abgelagert, dabei entsteht eine Trennung nach der Mobilität der einzelnen Phasen (zuert wird Quarz abgelagert, dann Karbonat); im Druckschatten: Karbonat wesentlich gröber (Faktor 1o), Phyllosilikatneusprossung, Quarzrekristallisation; beachte Druckschattenlänge!
   Die Geröllde formation in dieser Probe unterscheidet sich damit völlig von den übrigen Proben
   c) asymmetrische Druckschattenform weist auf dextrale Scherkomponente!





a



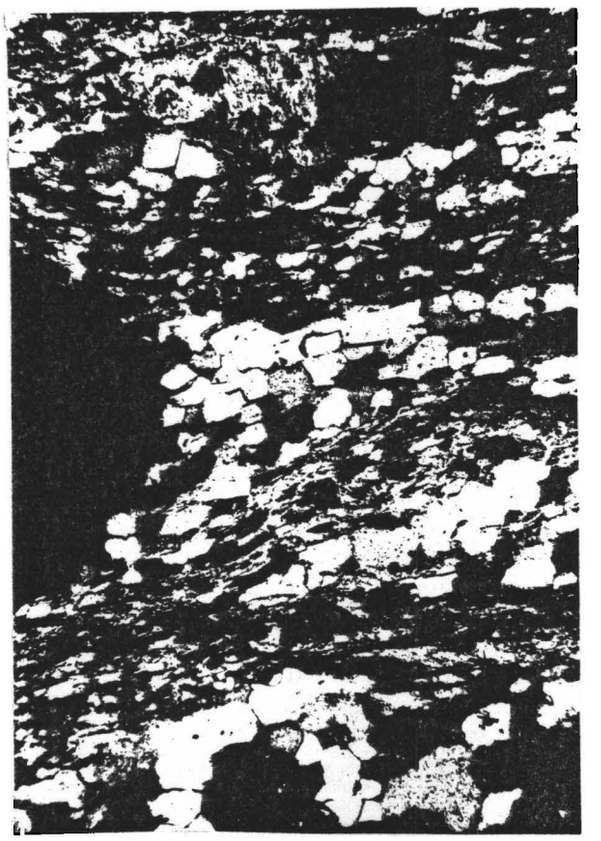
0.2 MM

Abbildung 121
Lösung und Ausfällung bei der Deformation:

a) Probe S9, phyllitischer Quarzit der Norischen Decke: asymmetrischer Lösungsanwachssaum an klastischen Turmalin, beachte die gefransten Enden und die Vertriftung des Anwachssaums

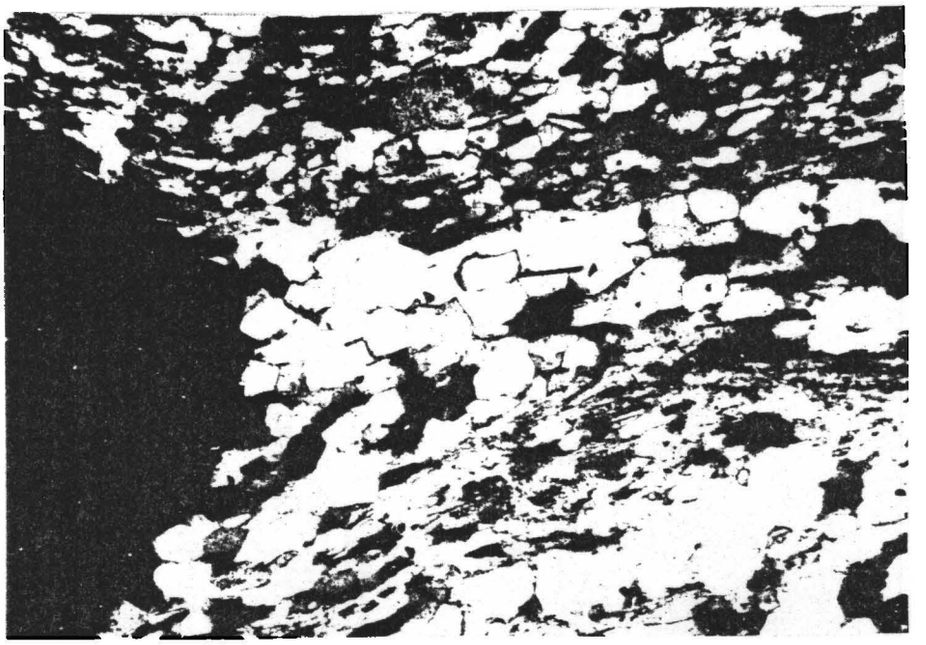
b,c) Probe S5, Porphyroidtuffniveau der Norischen Decke; rekristallisierter asymmetrischer Druckschatten hinter Porphyrquarz, dextraler, NW-gerichteter Rotationssinn

0.1 MM x



b

c



0.1 MM x

Interpretation

Fassen wir einige der im optischen Mikroskop erkennbaren Charakteristika für wichtige Deformationsmechanismen zusammen:

Dislokationsdeformation (Versetzungsgleitung, -kriechen, cf.VOLL 1982)

- undulöse Auslöschung
- Deformationsbänder
- Rekristallisation
- Subkörner

Drucklösung

(wobei ich unter Drucklösung sowohl die Diffusion von Jonen entlang von Korngrenzen als auch die Jonendiffusion in stationärer Lösung durch den Porenraum entlang eines Potentialgradienten (stress) verstehe, vgl. STOCKER&ASHBY 1973, ELLIOTT 1973, KERRICH et al.,1977)
- Vorhandensein von Druckschatten
- Styliolithen bzw. Säume von unlösichen Material
- Schieferungsstrukturen mit Volumsverlust
- inhomogene Natur der Verformung im Kornbereich

Korngrenzgleitung

ist generell schwer nachzuweisen
- Knickung in zwei oder mehreren Rekristallisaten gemeinsam eingeschlossene Objekte an den Korngrenzen
- Parallelogrammform von Phyllosilikaten

In der Matrix geschieht der strain-Abbau also durch:

1.- Drucklösung ist offensichtlich, ihr Ausmaß ist quantitativ schwer abzuschätzen, doch dürfte sie in den tieferen Deckenteilen geringer als in höheren sein (Größe der Druckschatten etc.). Im Extremfall geschehen auch bei der Wiederfaltung noch große Stoffumlagerungen. Mit Zunahme des Phyllosilikatgehaltes steigt der Drucklösungsanteil, weil dieser den Koeffizient der Diffusion und der effektiven Korngrenzen erhöht (vgl. Abbildung 71). Der Grund für die scheinbare Abnahme des Drucklösungsanteils an der Gesamtdeformation ins Liegende suche ich einerseits in der strain-Zunahme, die die interkristalline Deformation erhöht, andererseits und wahrscheinlich bedeutender, in der Zunahme der Temperatur. Der Mineralneuaufbau entzieht dem Diffusionsraum zunehmend fluide Phase und führt dadurch zu einem trockeren Environment.

2. Korngrenzgleitung ist,durch die fluide Phase in der Matrix gesteigert, deutlich wirksam. Ich definiere Korngrenzgleitung nicht im metallurgischen Sinn (wo es ein Gleiten an getemperten Korngrenzen (hohes T) in einer monomineralischen Phase ist), sondern verstehe darunter auch die Gleitung und Rotation von überwiegend Quarzkörnern entlang Glimmerlagen (etc.), "matrix translation" nach MITRA 1978)

3. - durch gesteigerte Rekristallisation von Quarz, wobei Sekundärphasepartikeln die Keimbildungszahl erhöhen. Diese Sekundärphase hemmt aber die späten Rekristallisationsphasen und hält dadurch eine kleine Korngröße aufrecht , damit werden auch Deformationsmechanismen wie Korngrenz-

gleitung und Diffusion begünstigt. Die Anordnung der Quarzkorngrenzen zu Phyllosilikaten zeigt gründliche Rekristallisation.
4.- schwach ausgebildete interkristalline Deformationserscheinungen zeigen einen geringen Anteil an Dislokationsdeformation

b)Rheologische Effekte in der Matrix
Wechsel im Deformationsmechanismus
In Tabelle 18 sind für einige typische Proben der Mineralgehalt und die Quarzkorngröße in der Matrix angeführt. Die durchschnittliche Korngröße hat gegenüber den Restquarzgeröllen um den Faktor o,4-o,5 abgenommen, der Phyllosilikatgehalt ungefähr um den Faktor 1o zu. Grund für das Vorliegen der kleineren Korngröße bei Quarz ist zweifellos das Auftreten der Nichtquarzphasen. Eine Reduktion der Gesteinsfestigkeit (für die plastische Deformation) ist dadurch in mehrerer Hinsicht gegeben:
- nach Abbildung 114 führt eine Stabilisierung der Korngröße bei Werten niedriger als einer bei einer "normalen" stress-Korngrößenbeziehung bei dynamischer Rekristallisation vorausgesagten (TWISS-Beziehung, siehe strichlierte Linie in Abbildung 114) zu einer Verschiebung der Deformationsmechanismen in Quarz (zu Diffusion und Korngrenzgleitung)
- diese neuen Deformationsmechanismen werden durch die erhöhte Diffusivität der Korngrenzen bei der Anwesenheit anderer Phasen (besonders Phyllosilikate) beschleunigt
- die Vergrößerung der gesamten Korngrenzfläche führt zu verstärkter Aktivität fluider Phasen (SIBSON 1977, HOBBS 1981) und zu einer hydrolytischen Schwächung der Minerale (z.B. Quarz - GRIGGS 1967), damit zu einer strain-Raten Zunahme (Erhöhung des Volumens der Transportkanäle)
- das schwach ausgebildete orientierte c-Achsenmikrogefüge bei allen "finite"-strain Werten zeigt, daß Dislokationsfließprozesse in der Matrix nicht dominierend wirksam waren
- nach experimentellen Untersuchungen und Studien an natürlichem Material (z.B. SCHMIDT et al.,1977, WHITE 1979) erhöht kleine Korngröße die Fähigkeit der Korngrenzgleitung, Glimmer können als "Schmiermittel" dienen
- der relativ schwache Bindungsgrad zwischen gut ausgerichteten (001) Glimmer-Quarz-(001)Glimmer-Flächen bringt gesteigerte Raten für die Korngrenzdiffusion und die Korngrenzgleitung mit sich
- die Rekristallisation der Quarzmatrix führt zu Erhöhung der Gesteinsduktilität , da immer ziemlich undeformierte Neukörner vorhanden sind
- durch Abbau starrer Minerale (Feldspat, Glimmer) wird die Deformation weiter erleichtert

Nach den Gefügesimulationen von LISTER et al., 1978 und LISTER&HOBBS 1980 müßte sich bei dem beobachteten Quarzachsenverhältnis von durchschnittlich 2,26:1 in der XZ-Fläche bei einer dominierenden Dislokationsdeformation ein Gefüge eingestellt haben. Führt jedoch Drucklösung (besonders über Phyllosilikate) zu einer Art Kisseneffekt (vgl. MITRA 1978) und/oder Korngrenzgleitung zu einer signifikanten Kornrotation (was durch das niedrige Kornachsenverhältnis begünstigt wird), so muß der Dislokationsmechanism/usstrain wesentlich höher sein um ein Gefüge einzustellen. Es soll aber betont werden, daß dies nur für die typischen Matrixproben, wie sie in Tabelle 18 angege/ben sind, gilt; steigt der Quarzgehalt (z.B. Probe UK100) oder sind in geschützteren Positionen bei niedrigeren Gesamtstrain mehr Altkörner erhalten (z.B. OK10), so zeigen die Matrixquarze bzw. die Altkornporphyroblasten deutliche Dislokationsdeformation.

Über das Ausmaß der Korngrenzgleitung können keine exakteren Angaben gemacht werden.

c) Verformungsrate in der Matrix und ihre Auswirkung auf die Deckgebirgsdeformation

Wie in den Restquarzgeröllen ist es prinzipiell möglich in der Matrix die strain-Rate abzuschätzen; die Berechnung ist jedoch wesentlich limitierter und der Wert willkürlicher als der für die Restquarzgerölle, da:

- ein Mehrphasensystem betrachtet wird und dieses in der Zusammensetzung wechselt (chemische Variationen) !
- die experimentellen Konstanten im Mehrphasensystem leichter beeinflußbar und schwieriger zu bestimmen sind
- nicht bekannt ist, ob während der gesamten Deformation ein "steady-state"-Zustand erreicht war und der angenommene Deformationsmechanismus dominierte
- der ratenkontollierende Mechnismus in der Matrix quantitativ nicht feststellbar ist
- der Differenzstress nicht besimmbar ist; es scheint aber berechtigt anzunehmen, daß generell $\sigma_{pebbles} = \sigma_{Matrix}$

Zuerst soll die Änderung der Deformationsrate qualitativ anhand von Abbildung 114 diskutiert werden: Es wurde gezeigt, daß eine Reduktion der Korngröße (von ca. 200 Mikron in den Restquarzgeröllen auf ca. 90 Mikron in der Matrix) bei gleichbleibendem stress in einem Einphasensystem zu einem progressiven Wechsel der Deformationsmechanismen (- Diffusion und Korngrenzenleitung nimmen auf Kosten der Dislokationsdeformation zu,- Pfeil in Abbildung 114) führt, was eine strain-Raten Erhöhung mit sich bringt. Nimmt man die Gleichung für Regime IIb in Abbildung 114, so ergibt sich für die Daten in Appendix 13 eine strain-Rate von $\dot{\varepsilon} = 1{,}3 \cdot 10^{-12}\ sec^{-1}$, was einer strain-Ratenerhöhung um den Faktor 2 gegenüber den Restquarzgeröllen gleichkommt. Es sei betont, daß die strain-Ratenerhöhung dabei durch die Steigerung der Aktivität der

Korngrenzgleitung geschieht. Ein Diffusionsmechanismus hat aber grundsätzlich dieselbe Wirkung.

Die Gleichungen in Appendix 13 zeigen deutlich ,daß die strain-Ratenerhöhung weitgehend von den Raten der Korngrenzdiffusion bzw. der Gitterdiffusion abhängt. Zunahme der Mobilität fluider Phasen, Zusammensetzung der fluiden Phase, Art und Weite der Korngrenzen und die Defektchemie der Singlephase bestimmen weitgehend diese Diffusionsrate (vgl. auch ETHERIDGE&VERNON 1981).

Nun ist die Matrix aber kein Einphasensystem ! Als wesenstliche Mineralkomponente kommen Phyllosilikate hinzu, damit setzt eine chemische Kontrolle der Deformationsmechanismen ein (vgl. BEACH 1982). Weiters wurde gezeigt, daß Diffusion, Korngrenzgleitung und Dislokationsfließen in einem komplexen Zusammenwirken aktiviert sind, und daß weitere Faktoren in der Matrix zu einem beträchtlichen "strain-softening" führen, was aber zwangsläufig zu einer Erhöhung der strain-Raten, die aus Berechnungen mittels Gleichungen resultieren, die für simple und idealisierte "creep"- Mechanismen gelten, führen muß.

Was bewirkt nun diese strain-Ratenerhöhung und was bedeutet sie für die Gesamtdeformation?

Verfolgen wir die Deformation von ihrem Frühstadium an. Aus den Beobachtungen ist klar, daß das Ausgangsgestein eine höhere Korngröße aufwies. Während der Deformation fand dann eine Abnahme der Korngröße, ein Wechsel in der Mineralogie (wahrscheinlich auch im Gesamtchemismus) statt. Einfach zusammengefaßt, begünstigt die initiale hohe Korngröße die Dislokationsdeformationsmechanismen. Treten keine Hemmechanismen, wie z.B. in den Restquarzgeröllen auf, so schaffen "recovery" und Rekristallisation ein "steady-state"-Fließen, das in einer konstanten strain-Rate resultiert, wobei die beobachtbare Korngröße direkt zum Differenzstress bezogen ist, – Kurve 1 in Abbildung 122. Treten doch die obig diskutierten Hemmechanismen auf und resultiert daraus ein "strain-softening", so tritt bei einer kritischen Korngröße eine Änderung in den die strain-Rate kontrollierenden Mechanismen auf (vgl. SCHMIDT&PATTERSON 1977), in unserem Fall ein Wechsel zu Diffusion und Korngrenzgleitung. Bei gleichbleibendem stress führt dies zu einer höheren strain-Rate bei geringer Einzelkornlängung und geringer Quarz-c-Achsenorientierung und unterschiedlich starker Deformation in der Matrix und den Restquarzgeröllen. Der Wechsel in der Verformungsrate in den zwei betrachteten Bereichen in der Zeit ist in Abbildung 122 durch die zwei Kurven zusammengefaßt, die strichlierte Linie gibt dabei den kritischen Umschlagspunkt von Dislokations-zu Diffusion bzw. Korngrenzendeformation an.

In Gesteinen mit untergeordnetem Quarzgehalt (wo dieser also nicht das

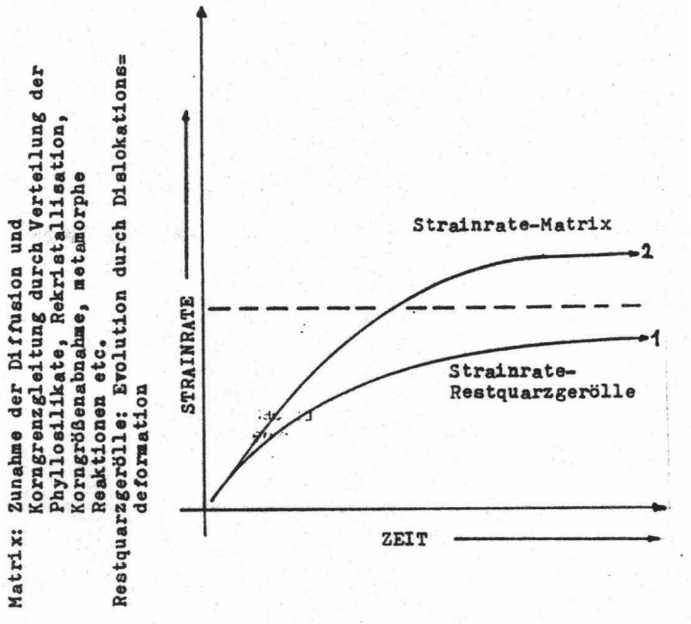


Abbildung 122

Verformungsrate in der Matrix (Mehrphasensystem) und in den Restquarzgeröllen (Einphasen-system); strichlierte Linie gibt die kritische Grenze für den Wechsel von dominierender Dislokationsdeformation zu dominierender Diffusion bzw. Korngrenzgleitung; Erläuterungen siehe Text

die Deformation des Gesteins steuernde Mineral ist) treten naturgemäß von Anfang an andere Deformationsmechanismen auf. Sind diese leichter aktivierbar, sind solche Mineralzonen Orte leichterer Deformation, damit Zonen höheren "finite"-strains.

Was bedeutet nun diese unterschiedliche Deformationsrate in den Restquarz-geröllen und in der Matrix für die Gesamtdeformation in den Deckgebirgs-decken?

Das Achsenverhältnis des "finite"-strain Ellipsoides der Restquarz-gerölle gibt die mittlere strain-Rate dieser Gerölle wieder, nicht aber die der Matrix!!,- dort muß dieses Achsenverhältnis entsprechend der höheren strain-Rate höher sein. Da nun volumsmäßig die Restquarzgerölle gegenüber der Matrix am Gesamtgesteinsinhalt keine Bedeutung erreichen, so folgert sich, daß die Gesamtdeformation höher ist als angegeben.

Entscheidend dabei ist aber, daß die Form des strain-Ellipsoids in beiden gleich bleibt, da die Aktivität verschiedener Deformationsmechanismen das kinematische Gerüst selbst nicht verändern kann.

Läßt sich nun ein unabhängiger Beweis für die höhere strain-Rate, damit höheren "finite"-strain in der Matrix finden?

Dieser läßt sich nur bringen, wenn man einen strain-Marker mit der selben Zusammensetzung wie die Matrix findet. Selten, aber in einigen Beispielen, sind in den bearbeiteten Proben Intraklastgerölle mit einer matrix-ähnlichen Zusammensetung zu finden. Aus Abbildung 123 ist ein höheres "finite"strain-Achsenverhältnis dieser Gerölle, damit der Matrix offen-sichtlich! Es lieft in dieser Probe für die XZ-Ebene bei ca. 10:1.

Obige Beobachtungen sind entscheidend und helfen einige Erscheinungen besser zu verstehen, so:

- warum der Winkel zwischen den beobachtbaren zwei Schieferungsflächen (s_1) meist schon sehr klein geworden ist, kleiner als er nach dem Geröllstrain sein dürfte
- warum die B_1-Falten solch stark zusammengepreßte Formen erlangen konnten
- warum es möglich ist, daß B_1 bzw. β_1 in die Streckungsrichtung rotieren konnten

Aus diesen Ableitungen läßt sich zusammenfassen:

- die resultierende inverse Beziehung zwischen Verformungsrate und Korngröße ist vereinbar mit der Wirkung von Korngrenzdeformationsmechanismen in den feineren Korngrößenbereichen (Matrix) und der Wirkung der langsameren Dislokationsmechanismen in den höheren Korngrößenbereichen (Restquarzgerölle, Quarzgänge, Orthoquarzite) (vgl. WHITE 1976,1979, ETHERIDGE&WILKIE 1979, ETHERIDGE&VERNON 1981, KRONENBERG 1981)
- die Beobachtungen zeigen jedoch deutlich, daß neben der feineren Korngröße noch andere Faktoren zur Erhöhung der strain-Rate beitrugen, diese sind:
  - die Wirkung der Sekundärphasen auf Diffusion und Gleitrate
  - der Einfluß metamorpher Reaktionen auf Massentransfer und Abbau spröder Mineralien
  - die Evolution des Mikrogefüges, der Mineralogie und damit des Gesamtchemismus mit dem Ziel einer Stabilisierung einer strain-"softened" Gesteinstextur
  - Wirkung fluider Phasen auf das Verhalten von z.B. Quarz, insbesondere in Korngrenzen
  - Verlagerung der Deformation auf andere Mineralien, z.B. die Leichtigkeit der Basalgleitung in Glimmer (vgl. ETHERIDGE et al.,1973)
  - rasche Erzeugung neuer strain-freier, damit weicherer Körner

Dies zeigt deutlich, daß eine Erklärung des Deformationsverhaltens der Matrix auf der Basis der in Einphasensystemen gültigen einfachen plastischen Deformationsmodelle nicht gültig ist. Im vorliegenden Fall mag die strain-Rate aus den Restquarzgeröllen semiquantitative Gültigkeit haben, da alle Voraussetzungen für die Anwendung eines Dislokationsfluß-gesetzes gegeben sind ($\dot{\varepsilon}$ - zwischen 10^{-12} und 10^{-14} sec^{-1}, je nach Diffusionswerten und Einbeziehung anderer Deformationsmechanismen). Die in Appendix 13 für die Operation in der Matrix gegebenen strain-Raten haben nur qualitative Bedeutung, zeigen jedoch die strain-Ratenerhöhung.

4. Beziehung Metamorphose – Deformation und Relation zum Deckentransport

Die heutigen Überlagerungsmächtigkeiten über dem Altkristallin im Meridian des Triebener Tauern Passes setzen sich folgendermaßen zusammen (vgl. Teil 1,2)

a) Kalkalpen ca.3km
b) Norische Decke ca. 1,5 km
c) Veitscher Decke ca.o,7km
d) Zentralalpines Permomesozoikum ca.o,7km

Dies entspricht einer Überlagerung von ca.6 km und Drucken von ca. 2 kbar. Diese Drucke unterscheiden sich wesentlich von den in Teil 2 aus Mineralparagenesen abgeschätzten, die bei ca. 4kbar und >450°C liegen. Die angeführten Beobachtungen zeigen deutlich, daß die dem Deckentransport äquivalente Deformation (D_1) im wesentlichen synmetamorph abgelaufen ist; selbst D_2 war noch deutlich getempert. Einige Minerale überdauern die Hauptdeformation sogar kurz. So:

- Chloritoid (vgl. Abbildung 66),- auf die schwierige Alterseinstufung von Chloritoid sei hingewiesen, vgl. z.B. NABHOLZ&VOLL 1963
- Glimmer (vgl. Abbildung 124)
- Pyrit
- Turmalinanwachssäume,- vgl. Abbildung 24, letzter Saum

Da Quarz erst kurz über der Altkristallinbasis mit der deutlichen postdeformativen Sammelkristallisation beginnt, läßt sich die erreichte postkinematische Temperatur gut abschätzen. Sie erreichte im untersuchten Deckenstapel nicht 300°C. Die genaue zeitliche Beziehung zu den einzelnen Wiederfaltungen (insbesondere B_2) ist schwer anzugeben, da die oben angegebenen Mineralien selten mit ihnen zusammen auftreten. Deutlich ist aber, daß die B_2-Deformation schon bei abfallender Temperatur geschieht. S_1-gebildete Glimmer werden durch B_2-Mikrofalten gebogen (wandernde Auslöschung) und seltener geknickt, doch reicht die Temperatur aus um die Knickstellen auszuheilen, d.h. die "kinks" sind stark verzahnt - die Korngrenzen wandern. Selten wachsen feine Rekristallisate parallel der Achsenebene der Mikrofalten auf (vgl. Abbildung 75 a)

Das heißt nun: Die Decken sind während (durch) ihre Stapelung aufgeheizt worden, hochtemperiert transportiert worden, dabei plastisch deformiert worden. Die Metamorphose überschritt die Bewegungen sogar geringfügig!

Deformationsbeginn, Wärmeanstieg und Metamorphose sind also im Hinterland erworben, die Metamorphose transportiert. Dies ergibt sich auch aus dem Deformationsmodell, das nun im nächsten Abschnitt näher präzisiert wird.

5. Conclusions

Einige Ergebnisse der geologisch- metallurgischen Analyse werden im folgenden zusammengefaßt:

- Restquarzgerölle im Verrucano, der Veitscher und Norischen Decke zeigen dominierende Dislokationsdeformation
- in der Matrix waren Drucklösung und Korngrenzgleitung die Hauptdeformationsmechanismen
- reaktionsgesteigerte Duktilität, so Freisetzung fluider Phase, gesteigerte Diffusion, die gesteigerte Bildung von strain-freien neuen Körnern etc. führt zu einer gesteigerten Verformungsrate in der Matrix und zu einem Wechsel der Deformationsmechanismen gegenüber den Restquarzgeröllen
- der betrachtete Deckenstapel zeigt fast ausschließlich plastische Deformation

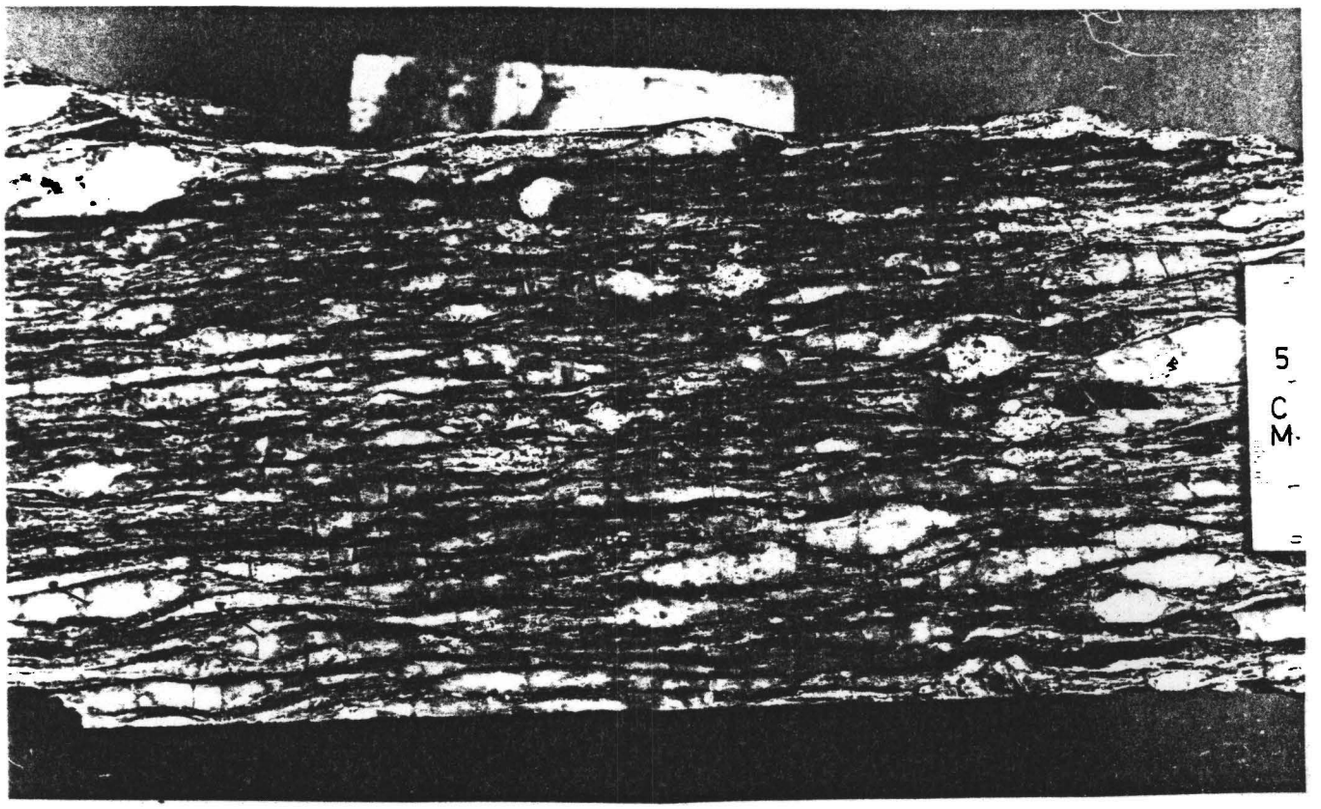


Abbildung 123

Probe B17, Veitscher Decke, Raum Bruck/Mur; XZ-Schnitt des "finite"-strain Ellipsoides; beachte den Achsialverhältnisunterschied zwischen matrixähnlichen Intraklasten (Pfeile) und den Restquarzgeröllen, Gerölle mit hohem Feldspatgehalt erscheinen fast undeformiert (helle Klasten); beachte weiter die asymmetrischen Druckschatten; diese Probe zeigt gegenüber dem Triebener Raum erhöhte Drucklösungsdeformation (dunkle Bahnen) und einen Anteil an diskontinuierlicher Deformation



Abbildung 124

postdeformatives Mineralwachstum: Querglimmer aus den basischen Metavulkaniten der Verrucanobasis (?) nördlich der Schaupenhube, Probe ND 15; beachte Einschlüsse, Dehnung der s_1-Schieferung und die leichte Rotation (YZ-Schnitt)

- die plastische Deformation von Quarz über ca. 300°C ermöglicht das plastische Fließen im Gebirge, seine Deformation hat damit entscheidenden Einfluß auf die Art des Gebirgsbaues
- die Hauptdeformation (D_1) ist zeitgleich mit der kretazischen Metamorphose
- Paläostressbestimmungen (nach den experimentellen Unterlagen von CHRISTIE et al., 1980) in den monomineralischen Restquarzgeröllen geben einen "flow-stress" von durchschnittlich 10,4 MPa bei geringer Standardabweichung über den betrachteten Raum
- semiquantitative strain-Ratenberechnungen in den Restquarzgeröllen geben Werte zwischen $1.10^{-13} - 10^{-14}$ sec^{-1}
- Quarz-Calcit Mikrogefüge zeigen hohe Ordnung und sind entsprechen den kinematischen Implikationen des vorgestellten Deformationsmodelles ausgerichtet

B. Geometrisches Erscheinungsbild der Mikrostrukturen, Evolution und Präzisierung des Deformationsmodells

1. Erscheinungsbild und Evolution planarer und linearer Anisotropien im Mikrobereich

Der Feldbefund einer Zwei-Schieferungskonfiguration (s_{1s},s_{1a}) bei D_1 kann im Mikrobereich bestätigt werden (vgl. Abbildung 125).

Ihr Erscheinungsbild und Zusammenhang mit str_1 kann wie folgt beschrieben werden:

- die Zwei-Schieferungskonfiguration kann in weniger deformierten Gebieten beobachtet werden, in den meisten Fällen ist das zweite (steilere) Schieferungsflächenset (S-Flächen nach BERTHÉ et al., 1979) in das stärker ausgebildete Set (C-Flächen nach Berthé et al., 1979) einrotiert, wodurch s_1 ein netzförmiges Aussehen erlangen kann. Meist liegt nur eine flächige Anisotropie vor
- das Netzwerk besteht aus Bahnen reich an Phyllosilikaten, manchmal aus Zonen geringerer Quarzkorngröße und aus Rauten-förmigen Bereichen mit geringerer Deformation, erhöhter Korngröße (Abbildung 125)
- entlang den stärker ausgebildeten Flächen sind Gleitphänomene zu erkennen; die schwächere Flächenschar (S-Flächen) tendiert eine sigmoidale Form auszubilden, wenn sie in die stärkeren Flächen (C-Flächen) einschwenkt
- in der unmittelbaren Nachbarschaft der stärker ausgebildeten Flächen sind die Minerale feinkörniger (vgl. ALLISON 1982)
- die Bewegungen in den C-Flächen sind immer vereinbar mit dem NW-gerichteten Schersinn
- klastische Glimmer zeigen eine bimodale kristallographische Ausrichtung von (001) um s_1 mit deutlicher asymmetrischer Komponente (Abbildung 119); der aus der Asymmetrie geschlossene Schersinn wird durch Zugmerkmale an den stärker ausgebildeten Schieferungsflächen betont (Abbildung 22b)
- die Form der klastischen Glimmer zeigt:
  - Parallelogrammform und Zergleitung in (001),-Abbildung 22b, 118
  - Undulation und Dehnung (Abbildung 22b)
- zergleiten Feldspäte, zeigt ihre Versetzungsrichtung NW-gerichtete Zerscherung; sie werden während der Klastrotation auseinandergezogen (Abbildung 71d); dasselbe gilt für andere spröde Mineralien (z.B. Abbildung 54)
- Quarzkörner haben oft rechteckige bis quadratische Kornform, dies weist nach WHITE 1977 auf eine "simple shear" - Deformationskomponente
- die sekundären Kristallisate von Quarz, Feldspat, Phyllosilikaten etc. sind in geschützten Zonen (z.B. Druckschatten von Phenoklasten) gröber (Abbildung 121c)

- die lange Achse von Druckschattenschwänzen hinter starren Einlagerungen zeigt die durchschnittliche Orientierung der X-Achse des "last incremental strain"-Ellipsoides an. Ihre Lage ist oft noch in einem kleinen Winkel zur dominierenden Schieferungsschar (C-Flächen), auch in Fällen wo nur mehr eine Flächenschar vorliegt (vgl. Abbildungen 19b, 50a, 71a-d, 120, 121b,c, 123)
- die Form der Druckschatten ist asymmetrisch, die Deformation ist deshalb eine typisch rotationale in der XZ-Fläche (vgl. Abbildung 50a, 71a-d, 120, 121b,c, 123)
- die Form des strain-Ellipsoides während des letzten Aktes der duktilen Deformation wird durch die Ausbildung der Druckschatten entlang der Y-Richtung gegeben; für die Fälle mit negativer Symmetriekomonente (v) ist eine Verkürzung (z.B. Lösung) entlang Y gegeben; bei den Proben mit k=1 tritt auch "flattening"auf, dies kann mit Schwankungen um einen durchschnittlichen Wert mit k nahe 1 gedeutet werden

Interpretation:

Die Zwei-Schieferungskonfiguration ist ähnlich zu der, die z.B. von BERTHE' et al.,1979, PONCE de LEON&CHOUKROUNE 1980, BOUCHEZ&PECHER 1981 im Fall einer Deformation von Graniten bzw. Quarziten durch "simple-shear" beschrieben wird. Die Winkelbeziehung im untersuchten Fall ist in Übereinstimmung mit dem NW-gerichteten Schersinn. Nach den oben zitierten Autoren stellt die stärker ausgebildete Flächenschar die Scherschieferung parallel der Scherfläche (Scherzonengrenze) dar. Das häufige Auftreten von asymmetrischen Druckschatten, d.h. X bleibt in einem kleinen Winkel zu den C-Flächen (nach BERTHE' et al.,1979), obwohl nur mehr eine Schieferung vorliegt zeigt, daß die S-Flächen rascher rotieren als die X-Achse. Es handelt sich daher um eine typische rotationale Deformation in XZ.
Die einfachste Art der progressiven Deformation, die gleichzeitig fortlaufend nichtgleichachsig und rotational ist, ist ein progressiver "simple-shear". Die oben angeführten strukturgeologischen Belege zugrundelegend, schlage ich vor den untersuchten Bereich des Ostalpenabschnittes durch ein Modell einer progressiven Deformation mit einer wesentlichen Komponente an "simple-shear" zu erklären, wobei die Scherflächen beinahe parallel dem metamorphen Lagenbau sind (und der XY-Fläche) und die Scherrichtung parallel der Lineation (und X) ist. Str_1 ist damit parallel zur Deckentransportrichtung und zur Richung des plastischen Fließens in den Deckenkörpern. Dies steht in Übereinstimmung mit anderen geologischen Daten (z.B. ESCHER&WATTERSON 1974, BEHRMANN&PLATT 1982). Obige Kriterien zeigen NW-gerichtete Rotation an.

2. Präzisierung des Modelles zur Deckgebirgsdeformation

Die S-Flächengeometrie der D_1-Schieferung korrespondiert mit der Scherflächenkonfiguration im duktilen Scherzonenmodell von RAMSAY&GRAHAM 1970.(vgl. Abbildung 126a). Im Großbereich stellt die untersuchte Abfolge eine halbe Scherzone dar, ihre Fortsetzung in tiefere Anteile des Altkristallins bleibt offen, ist aber zu erwarten. Die stärkere Flächenschar (c-Flächen nach BERTHE' et al.,1979) bildet Schergleitflächen in denen die Deformation gesteigert ist, im Großbereich stellen sie die

"flats" der Decken dar (vgl. BUTLER 1982). Das An-und Abschwellen der Deckenkörper läßt sich durch ein Klettern der Überschiebungsgrenzen entlang Zonen mit intensiver Scherung erklären. Gegenstück im Mikro= bereich ist die netzförmige Schieferung, ausgeschnitten werden dabei Körper geringerer Deformation (vgl. Abbildung 125, 126b). Eine charakteristische "flat-ramp-flat"-Geometrie wurde ausgebildet.

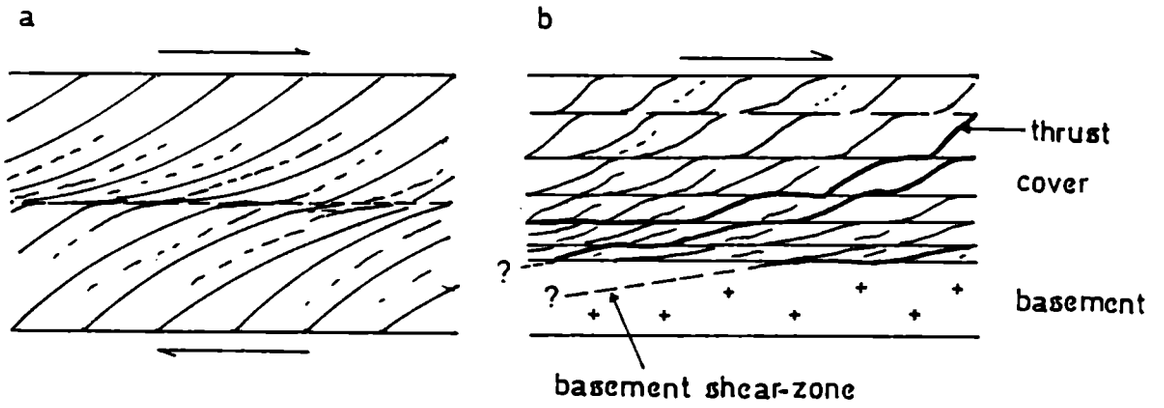


Abbildung 126

Scherzonenmodelle
a) Modell der perfekt duktilen Scherzone nach RAMSAY&GRAHAM 197o
b) halbe Scherzone mit S-und C-Flächen (Definition z.B. in BERTHE et al., 1979, PONCE de LEON&CHOUKROUNE 198o); Zunahme der Deformation ins Liegende und mögliche Überschiebungsbahnenanlage
kein Maßstab! Erläuterungen siehe Text

Das Deformationsmodell im Übergangsbereich Basement-Deckgebirge wird demnach durch ein erweitertes Scherzonenmodell mit NW-gerichteter Scherung und einer Intensitätsabnahme in Hangende bzw. Zunahme ins Liegende repre= sentiert. Die Gesamtdeformation ist einem "simple-shear" angenähert, doch zeigen erwartungsgemäß einige Teile der Bewegungszone (z.B. Mineral= körner bis Teile einer Decke) eine Fluktuation der Deformation. Diese kann durch den Deckentransport bzw. den "simple-shear"-Fluß selbst, durch primäre Ursachen oder durch Effekte des Untergrundes bedingt sein.

Warum ist das Modell nun kein ideales, duktiles Scherzonenmodell nach RAMSAY&GRAHAM 197o? Mit anderen Worten, warum bildete sich eine Zwei-Schieferungskonfiguration aus? Eine Antwort kann im Rahmen des PT-Regimes und des in Sedimentdecken vorgegebenen primären Lagengefüges gesehen werden. Beim Versatz eines Deckenstapels durch einen "simple-shear flow" einer décollement-Zone von mehreren 1oom Mächtigkeit (im Sinne von KEHLE 197o), werden bevorzugt vorgegebene Anisotropien zur strain-Akkumulation verwendet (vgl. auch RAMSAY 198o). Der in allen Größen=

festgestellte, aktive fortlaufend-unterbrochene Deformationsmechanismus in Verbindung mit dem unterschiedlichen plastischen Fließen von gesteinsbildeten Mineralien sorgt für stark schwankende strain-Raten, die für die Ausbildung der netzförmigen Schieferungskonfiguration in allen Größenmaßstäben verantwortlich zu machen ist.

Diese Überlegungen führen zu allgemeineren Betrachtungen über die Scherzonenmodelle: So läßt sich verallgemeinern: Das ideale, duktile Scherzonenmodell nach RAMSAY&GRAHAM 197o kann nur in einem initial homogenen Medium ausgebildet werden. Kleine Anisotropien führen zu einem "strain-softening" (vgl. WHITE 1977) und damit zu der Konzetration der Deformation. Ein Scherzonenmodell im vorgestellten Sinn oder wie es z.B. BERTHE et al.,1979 in Graniten beschreiben läßt sich nur in zweierlei Art verwirklichen:

a) initiale Anisotropien, damit Bereiche unterschiedlicher Deformationsmechanismen, damit Zonen verschiedener strain-Rate führen zu Orten mit hoher Deformation und anderen Bereichen in denen die Deformation langsamer, aber bei den PT-Bedingungen näher dem idealen duktilen Schermodell abläuft (vgl. Abbildung 126). Wechsel der Pt-Bedingungen kann zur Verschiebung der Zonen raschester Deformation führen. Diese Anisotropien sind meist Bereiche von unterschiedlichem relativen Gehalt an Mineralphasen. Die Temperaturschwellen zur Aktivierung der verschiedenen Deformationsmechanismen steuert die Plastizität in diesen Mineralzonen.
b) eine extrem hohe strain-Rate (oder eine periodenweise abrupt wechsende strain-Rate, wie sie z.B. BERTHE et al.,1979 vorschlagen) übersteigt das plastische Verhalten der Mineralien und führt, auch im isotropen Material zu deformationsbedingten Anisotropien (z.B. durch Kataklase). Die weitere Ausgestaltung ist wie in a)

Ein Beispiel für die strain-Raten Variationen kann im Mikrobereich in den geröllführenden Klastika gegeben werden. Semiquanitative strain-Ratenberechnungen nach den festgestellten Deformationsmechanismen führen in den Restquargeröllen zu strain-Raten von ca. $1.1o^{-13} sec^{-1}$ (siehe p.245). In der Matrix ist diese Rate infolge eines Deformationsmechanismenwechsels deutlich höher (vgl. p.254).

In tieferen Teilen des Ostalpins, wo bei erhöhten PT-Bedingungen weitere, in den Sedimentdecken noch spröde Mineralien plastisch werden, ist ein Wandel des Scherzonenmodells zu einem rein duktilen zu erwarten. Der in den Querprofilen bestimmte alpidische Metamorphosegradient (mit z.B. ca. $48o^{\circ}C$ an der Verrucanobasis im Triebener Tauern Paß Gebiet und ca. $45o^{\circ}C$ im Profil Bruck/Mur) läßt solche hochduktile alpidische Scherzonen im ostalpinen Altkristallin mit hoher Wahrscheinlichkeit voraussagen (FRANK et al.,1981, 198o ?!).

Warum sind nun die schwächeren Schieferungsflächen überwiegend ununterscheidbar in die C-Flächen einrotiert?

Im idealen "simple-shear" Scherzonenmodell nimmt der Winkel zwischen den Scherzonengrenzen und der Schieferung mit steigendem Scherstrain pro=

gressiv ab (RAMSAY&GRAHAM 197o). Nun reicht aber der aus den Restquarz=geröllen resultierende Scherstrain, der um $\gamma = 2$ liegt und einem Winkel θ von ca. $22{,}5^{\circ}$ entspricht, nicht aus um die beobachtete Rotation zu ermög=lichen. Zwei Überlegungen helfen weiter:

a) wie gezeigt werden konnte ist in der Matrix die strain-Rate erhöht, was eine Erhöhung des "finite"-strains impliziert. Diese Erhöhung (Achsenverhältnis ca. 10:1 in XZ in Abbildung 125) scheint ausschlag=gebend für die fortgeschrittene Rotation (vergleiche damit die strain-Ratenerhöhung um ca. den Faktor 2 aus der Deformationsmechanismen=diskussion)
b) eine andere Erklärungsmöglichkeit ist im Sinne von BURG&LAURENT 1978 gegeben: es ist an eine Überlagerung der "simple-shear" Deformations=komponente durch einen "pure-shear", z.B. durch eine Verkürzung senkrecht der C-Flächen durch das Gewicht der überschobenen Decken zu denken. Schon eine geringfügige Überlagerung ergibt eine signifikante Reduktion des Winkels (vgl. BURG&LAURENT 1978, RAMSAY 18o). Daß keine ausgesprochene Verkürzungskomonente vorhanden war, zeigt aber die Form des strain-Ellipsoides bei nur geringer D_2-strain Überlagerung ; diese Werte (Abbildung 98) ploten nahe der "plane"-strain Linie. Es kann aber vorausgesagt werden, daß die Abnahme der Duktilität im Vor=land eine bedeutendere "flattening"-Komponente bewirkt.

Es wurde gezeigt, daß die S-Flächenschaar durch eine "simple-shear" Deformation erklärbar ist und daß, wenn wir z.B. in Abbildung 119 fest=gelegte Winkelbeziehung Scherzonengrenze-Scherflächen gelten lassen, keine andere Deformationskomponente zu ihrer Erklärung brauchen. Es stellt sich nun die Frage durch welche Deformationsart ("simple-shear", "pure-shear", Kombination) sind die C-Flächen entstanden? Die Grundlagen wurden bereits bei der Diskussion des Scherzonenmodells gegeben. Da diese Flächen planare Anisotropien sind, muß nach COWARD 1976 die Rate des Scherstrains entlang der Zone langsam gegenüber der Fortschreitrate der Zonenenden sein. Es sind "pure-shear" Deformationskomponenten in dieser Zone zu erwarten (z.B. Dehnung in X).

3. Überlegungen zum fortlaufenden-unterbrochenen Charakter der Deformation in allen Größenordnungen und seine Auswirkung auf das Scherzonenmodell

Die Beobachtungen im Mikrobereich geben gute Anhaltspunkte für eine Assoziation von fortlaufender und unterbrochener Deformation (zur Definition siehe RAMSAY 198o, BERTHÉ et al.,1979, WHITE 1982). So, z.B. zeigt Quarz alle Merkmale von fortlaufender Deformation (dynamisches "recovery", Rekristallisation), für Feldspat z.B. mit zerbrochenen und vertrifteten Fragmenten ist unterbrochene Deformation offensichtlich. Wobei die Koexistenz beider Deformationsvorgänge im Kornbereich zu be=obachten ist. Unterbrochen Deformation ist im Triebener Tauern Paß Areal auf bestimmte Anteile der Matrix; bzw. auf Gerölle mit hohem Anteil an "spröden" Mineralien beschränkt, Restquarzgerölle deformieren perfekt plastisch. Im Bereich Bruck/Mur lassen sich an solchen Geröllen erste Risse senkrecht der Streckungsfaser beobachten ("crak-seal"-Mechanismus nach RAMSAY 198o, vgl. Abbildung 125), hier ist bei gefallenen PT-

Bedingungen der Übergang zur unterbrochenen Deformation erreicht (vorausgesetzt die strain-Raten waren gleich). Diese Beobachtungen lassen sich nun auf eine größere Betrachtungsskala ausweiten. So erscheint im Handstückbereich die Deformation wieder fortlaufend-ununterbrochen. Hauptimplikation eines fortlaufend-unterbrochenen Deformationsvorganges ist eine sprunghafte Variation der strain-Rate. Betrachtet man die Sedimentdeckenkörper mit ihren primär angelegten Mineralisotropien, und geht man vom Konzept der synmetamorphen Deformation aus, so ergibt sich aus den verschiedenen Schwellentemperaturen für die plastische Deformation einzelner Mineralanisotropien zwangsläufig eine schwankende strain-Rate.

4. Überlegungen zur Ausbildung der Deckenkörper und der Signifikanz der Überschiebungsbahnen

Einige Folgerungen aus der geometrischen Strukturanalyse und dem vorgeschlagenen Modell sind:

- die Deckenkörper (Altkristallin + Verrucano, Veitscher und Norische Decke) zeigen linsengeometrie und insbesondere Verrucano und Veitscher Decke zeigen bei linsenförmigem An-und Abschwellen gegenseitigen Ersatz (siehe Teil1)
- dies steht gut in Übereinstimmung mit dem Zusammenfallen der "flats" der Decken mit der C-Flächenkonfiguration und ihrem Klettern an S-Flächenrampen (vgl. Abbildung 126b)
- alle untersuchten Deckengrenzen sind alpidisch, auch die Norische Überschiebung
- die prägende Schieferung (s_1) wurde initial subhorizontal angelegt, sie steht damit in Übereinstimmung mit Vorstellungen über tangentiale Tektonik

Es wurde gezeigt, daß die Gefüge während des Deckentransportes entwickelt wurden. Es ist nun interessant im untersuchten Raum zu überlegen, durch welchen Mechanismus die Deckgebirgsdecken angetrieben wurden. Generell stehen zwei Mechanismen zur Auswahl, nämlich Schwerkraftgleitung einerseits (vgl. de JONG & SCHOLTEN 1973) und ein Kompressionsmodell infolge tektonischen Druckes andererseits. Geometrische Implikationen für das erstere Modell sind, daß die Deckeninterndeformation sowie die Überlagerung zur Deckenfront hin zunimmt, einfach aufgrund der Hauptdeformation am Fuß des Gleitabhanges. Für das Kompressionsmodell sind dagegen Deformations-und Überlagerungszunahme gegen das Hinterland anzunehmen. Vergleicht man diese Implikationen mit den geometrischen Strukturbefunden bzw. den strain-Analyseresultaten gleicher Einheiten (z.B. Norische Decke) im untersuchten Gebiet, so ergibt sich eine Deformationsintensitätszunahme und eine Zunahme der Überlagerung ins Gebirgsinnere (siehe auch Kapitel 2). Diese Überlegungen scheinen die Hinterlandkompression zu begünstigen. Ein anderer, kombinierter Mechanismus kann überlegt werden. Kompression im Hinterland, Verdickung der Sedimentdecke und dadurch bewirktes gravitatives Gleiten. Ursache für

Kompression und Sedimentverdickung kann in plattentektonischen Konvergenz= prozessen gesehen werden.

5. Beziehung zu geodynamischen Modellen

Das Modell faßt einige strukturgeologische Linien zur kinematischen Interpretation in geodynamischen Modellen deutlicher (siehe BIJU-DUVAL & MONTADERT 1977, ROEDER&BÖGEL 1978 für die Rahmenbedingungen), so:

- nichtcoaxiale Verformung in Zusammenhang mit dem "low to intermediate pressure" Bereich der Metamorphose (Teil 2)("paired metamorphic belt") zeigt als direkte Konsequenz tangentialer Tektonik Kompression in der Deckelplatte, damit Konvergenzprozesse an. Im T-betonten Gürtel erfolgte die Kompression wahrscheinlich in engen Zonen starken plastischen Fließens
- Deformationsgeschichte (rein alpidisch) und mögliches Basement (konti= nental) der Veitscher Decke verlangt weitreichendere Kontraktion für das ostalpine Basement als bisher angenommen
- Streckungsrichtung und rotationale Versetzung liefern konstante und wertvolle Marker für die Deckentransportrichtung und für die kontinuitätsbehaltende orogene Kontraktion, generell aber für die Hauptstrainrichtung, die eine Kombination mehrerer Faktoren darstellen kann
- extrapoliert man diese generell SE-NW gerichtete Rotation im Deckgebirge auf das gesamte östliche Ostalpin und gesteht man ihr Bewegungssigni= fikanz zu, so ergibt sich für ein plattentektonisches Konvergenz= schema eine Lagepriorität. SW-NE streichende Subduktionszonenlage ist zu fordern. Dies steht z.B. mit den Modellen von TAPPONNIER 1977 (Fig.5) und FRISCH 1978 (und der Lagebeziehung zum sich öffnenden Atlantik) in Einklang und widerspricht dem Konzept TOLLMANN's (1978). Postkretazische Rotationen müssen weiter untersucht werden.
- Raumprobleme, die sich für den östlichen Ostalpenabschnitt durch die NW-gerichtete Bewegung ergeben werden offensichtlich durch laterale Einengung gelöst (vgl. B_2-Faltung und "prolate" strain Ellipsoid)

Die duktile Streckungsfaser zeigt die kinematische Hauptrichtung bei der plastischen Deformation und stellt die "stretching trajectories" der Verformung dar. Sie kann aus Kombinationen plastischer Bewegungen resultieren. So kann als eleganteste Lösung für das beobachtete strukturgeologische Erscheinungsbild, nämlich :

- ca. SW-gerichtete Subduktion
- ca. NW-gerichtetes thrusting und überlagerte N-NE gerichtete Ein= engung
- rechtslaterale Rotation von Europa gegenüber dem Adriatischen Sporn

ein Kombinationseffekt einer generell NW-gerichteten Überschiebung und einer dextralen Scherkomponente bei der oberkretazischen Kollision durchgedacht werden. Als "Zwänge" ("corner effect" cf. BRUN&BURG 1982) läßt sich über eine schräge Kollision mit "strike-slip" Bewegungen in dieser Zone spekulieren. Mehr Geländedaten und mathematische Modellierung sind notwendig. So würde das Zusammenfallen der "stretching trajectories" und der Ausstrichlinien der $\lambda_1\lambda_2$-Flächen eine einfache Erklärung finden!.

6. Conclusions

Einige Aspekte des Abschnittes B. werden im folgenden zusammengefaßt:

- die D_1-Schieferung ist parallel den Überschiebungsbahnen, wird wiedergefaltet, was initial aber subhorizontal, also in Übereinstimmung mit Vorstellungen über tangentiale Tektonik
- die generell NW-SE gerichtete, sehr richtungskonstante Streckungsfaser ist das wichtigste Gefügeelement, sie gibt die Richtung des plastischen Fließens in den Deckenkörpern, die Scherrichtung, die Deckentransportrichtung an
- die das Gebirgsstreichen dominierende B_2-Faltung gibt nicht die Deckentransportrichtung an, sie ist nur indirekt mit dieser verknüpft; die durch sie bewirkte duktile Deformation ist gering
- alle Faltungphasen sind sehr wahrscheinlich zur Deckenbewegung bezogen und entwickeln sich in einer geringen zeitlichen Aufeinanderfolge
- die Hauptdeformation ist eine"simple-shear" Deformation des ganzen Deckenstapels, sie ist in den Überschiebungsbahnen gesteigert
- Abweichungen vom "plane"-strain können einer Kombination von "simple-shear" und einem überlagerten longitudinalen strain zugeschrieben werden. Im hiesigen Fall wird die Dehnung in der Endphase der Überschiebungsdeformation durch eine Einengung in Y verstärkt, die im Zuge einer fortlaufenden Deformation eher eine weitere Längung in X darstellt als eine Dehnung in Z schafft
- der Deckenversatz erfolgte durch plastisches Fließen des gesamten Gesteinsstapels; die Überschiebungen stellen dabei lokale Höhezonen der Verformung dar; an Ihnen ist die Kontinuität verloren gegangen.



0,15
MM

Abbildung 125

Probe 153, basale Veitscher Decke, XZ-Schnitt: netzförmige Schieferungskonfiguration um Rauten-förmige Areale mit geringerer Deformation; diese Ausbildung der Schieferungsflächen ist typisch für das vorgestellte Deformationsmodell;
C-Flächen, S-Flächen , Scherflächengeometrie z.B. BERTHÉ et al.,1979

8. Appendices

Appendix 13

Strainratenberechnungen

"Flow law" Gleichungen nach KOCH et al.,1980: Restquargerölle

$\dot{\varepsilon} = A \cdot (\sigma_1 - \sigma_3)^n \cdot \exp(-Q/RT)$

A (Dorn Parameter): $4{,}36\ (^{+4{,}31}_{-2{,}18})$ kbar^{-n} sec^{-1}

n= $3{,}44\ (\pm 0{,}13)$

Q (Aktivierungsenergie): $38{,}2\ (\pm 5{,}1)$ kcal/mol

σ = 10,4 MPa = 0,104kbar nach Differnzstress- Korngrößenbeziehung von CHRISTIE et al.,1980 (in CHRISTIE&MILLER 1981) $T = 743°K = 470°C$

$$\dot{\varepsilon} = 4{,}36 \cdot 0{,}104^{3{,}44} \exp\frac{(-4{,}599 \cdot 10^5)}{(8{,}3143 \cdot 743)} = 1 \cdot 10^{-13}\ \text{sec}^{-1}$$

"Flow law" Gleichung nach GIFKINS 1976, Werte siehe ETHERIDGE&WILKIE 1979, RUTTER 1976, WHITE 1976

a) Restquarzgerölle

Regime III, Dislokationsdeformation mit Korngrenzgleitung

$$\dot{\varepsilon} = \frac{3b \cdot D_v \sigma^3}{G^2 \cdot k \cdot T} a \left[1 + \frac{0{,}015}{d^{1{,}33}}\right] = \frac{3{,}5 \cdot 10^{-7} \cdot 6{,}2 \cdot 10^{-24} \cdot (10{,}4)^3}{(4{,}2 \cdot 10^4)^2 \cdot 1{,}38 \cdot 10^{-16} \cdot 743} \left[1 + \frac{0{,}015}{(0{,}21)^{1{,}33}}\right] = 6.5 \cdot 10^{-13}\ \text{sec}^{-1}$$

1,12 Coble creep field!!

b (Burgers Vektor)

D_v (Volumsdiffusivität): $D_v = D_0 \cdot \exp\left(\frac{-Q}{R \cdot T}\right) = 6{,}3 \cdot 10^{-21}\ mm^2 sec^{-1}$

D_0 (für D_l-Berechnung) wurde der Wert von Rutter 1976: $4{,}0 \cdot 10^{-12} mm^2/sec$ verwendet

G (Schermodulus)

k (Boltzmannkonstante)

d (Korngröße): 0,21mm

b) Matrix

Regime IIb, Korngrenzgleitung mit Dislokationsflow

$$\dot{\varepsilon} = \frac{64 b^3 \cdot D_b}{9 \cdot d^2 \cdot k \cdot T} \cdot \sigma^4 = \frac{64 \cdot (5 \cdot 10^{-3})^3 \cdot 5{,}0 \cdot 10^{-12} \cdot (10^4)^2}{4{,}2 \cdot 10^{11} \cdot (0{,}088)^2 \cdot 1{,}38 \cdot 10^{-16} \cdot 743} = 4{,}3 \cdot 10^{-12}\ sec^{-1}$$

D_b (Korngrenzendiffusivität) $= 4{,}0 \cdot 10^{-12} \exp\frac{(-84 \cdot 10^3)}{(8{,}3143 \cdot 743)} = 5{,}0 \cdot 10^{-12}$

d (Korngröße): 0,0886mm

σ: es wurden dieselben Differenzstresswerte wie für die Restquarzgerölle eingesetzt, da es vernünftig scheint anzunehmen, daß dieser stress konstant über die Scherzone ist, nachdem sie sich entwickelt hat (vgl. MITRA 1978, BOULLIER 198o)

Aus der gegebenen strain-Rate und den "finite"-strain Werten der Restquarzgerölle läßt sich die Dauer der Deformation errechnen

$\varepsilon = 1$ (100% Längung)

mittlere strain-Rate aus obigen Gleichungen : $5 \cdot 10^{-13} sec^{-1}$

Deformationsdauer ca. 1,6 my

Diese Dauer scheint zu niedrig. Nimmt man eine plattentektonisch vernünftige Überschiebungsrate von 3 cm/y so gelangt man auf 5o km Transport.

Es sei jedoch betont, daß diese Berechnungen wegen der geringen Genauigkeit der Ausgangsparameter spekulativ sind.

6. Conclusions

- ein modifiziertes Scherzonenmodell dient zur Beschreibung der Deformation im untersuchten Raum. Der Basement-Deckgebirgskontakt ist eine décollement Zone mit einem dominierenden "simple-shear flow". Es wird betont, daß dies einen "flow" mit starker "simple shear" Komponente bedeutet. Es ist nur eine halbe Scherzone ausgebildet.
- geometrische Implikationen, das strain-Ellipsoid und rotationale Kriterien weisen darauf hin
- dominierende Baustilelemente sind eine durchdringende Schieferung und eine Streckungsphaser; diese gibt die Richung des plastischen Fließens in den Deckenkörpern, die Deckentransportrichtung an und zeigt einen nach NW-gerichteten Schersinn an
- die Deckenbewegungen werden zu einem hohen Maße durch die Interndeformation in den einzelnen Deckenkörpern getragen, die Bewegungen werden dabei durch das Fließen plastischer Mineralien (vorwiegend Quarz, Phyllosilikate), durch Lösung, Bruch etc. nichtplastischer Mineralien (Feldspat, Schwermineralien) bestimmt. Die Deckengrenzen zeigen dabei Erhöhung der meßbaren quantitativen Deformation. Diese ergibt in allen Deckenkörpern eine durchschnittliche Dehnung in X um 100% und eine Verkürzung in Z um 40%.
- wichtige Parameter des Deformationsmodells, wie die NW-gerichtete Streckungslineation und die erste Schieferung lassen sich über das Untersuchungsgebiet hinaus verfolgen. Eine allgemeine Gültigkeit des Deformationsmodelles für den Ostabschnitt der Ostalpen wird für wahrscheinlich gehalten. Die Fortsetzung der alpidischen Scherdeformation in das Altkristallin ist zu erwarten.
- alle betrachteten Deckgebirgskörper haben ihre Hauptdeformation altalpidisch erlangt, alle Deckenbahnen, so auch die Norische Überschiebung sind alpidisch, die Veitscher Decke ist nur alpidisch deformiert worden

7. Ausblick

Wir wissen heute, daß das Ostalpin alpidisch über größere Bereiche transportiert wurde (z.B. TOLLMANN 1963), weiters beginnen wir zu verstehen, daß es dabei in Teibereichen stark deformiert wurde (z.B. FRANK et al.,1980, 1981), wir glauben dabei einiges über die Transportrichtung zu wissen, wir wissen dagegen wenig über das mechanische Modell (CLAR 1973). Das vorgeschlagene Modell gibt nun erste Anhaltspunkte. Es ist Aufgabe zukünftiger Untersuchungen die Anwenbarkeit des Modelles weiterzuverfolgen. Drei Wege scheinen mir vorgegeben:

1. Verfolgung der alpidischen Strukturen ins Altkristallin
2. Untersuchung der Deformationsmechanismen gesteinsbildender alpidischer Mineralien und ihre Plastizität in Querprofilen durch den Ostalpenkörper
3. Mathematische Modellierung der Gefügeimplikationen um die vorhandenen Gefügeüberprägungen kinematisch und mechanisch besser zu verstehen

Appendix 12

Strain determination using deformed ellipsoidal objects. A review and comparison with special reference to deformed conglomerates

Content

1. Abstract
2. Introduction
3. Methods
4. Discussion of limitations
5. Comparison and discussion of methods
6. Conclusions

1. Abstract

In the past fifteen years several sophisticated methods have been deviced for measuring distortion in rock. This review is concerned with strain measurements using elliptical and ellipsoidal objects. Factors hindering the accurate determination of distortion suffered by naturally deformed rocks, assumptions and limitations are evaluated mainly in the scope of the author's expierence with deformed conglomerate pebbles. Several methods have been applied to three mutually perpendicular plane sections of an deformed conglomerate sample for a comparison. The problems araising are discussed.

2. Introduction

Determination of strain in rocks depends on the presence of suitable markers that supply enough information to determine either the six components of strain or the three principal strains directly. The range of objects that serve as useful markers are:

(1) initially spherical or circular objects
(2) initially elliptical or ellipsoidal objects
(3) line strain gauges
(4) angle strain gauges
(5) objects of any shape

RAMSAY 1967, 1976 discusses general principles of the strain theory and gives a review of the major techniques employed at that time. This paper deals with (1) and (2).

Objects that are initially spherical or ellipsoidal include : spherulites, accretionary lapilli, vesicles in volcanic and pyroclastic rocks, concretions, pisolites, rock fragments, fossils, ooids and conglomerate pebbles in sedimentary rocks, reduction spots in ferrugineous rocks and thermal spots in metamorphic rocks.

Potential errors in strain-determination of deformed ellipsoidal objects are: - ordinary uncertainities in the measurement
- errors ignoring the initial shape factor

- preferred orientation of axes of non-spherical particles (e.g. sedimentary fabric)
- inhomogeneous strain-field
- ductility contrast between matrix and particles
- volumne change
- number of measurements by establishing an average deformation ellipsoid
- internal inconsistency by combining two-dimensional data to compute ellipsoidal axial ratios and orientations
- superimposed strain

These errors will be discussed later. Remarks on sample collection and preparation are given by TOBISCH et al.,1977. A sample from a deformed conglomerate from Veitsch nappe, Grauwackenzone, Austria was used to offer a comparison of results of different methods. Previous comparisons are given by BOULTER 1976, SEYMOUR&BOULTER 1979 and HANNA& FRY 1979 on usually circular objects (oolites, lapillis).

3. Methods

This section describes the most important methods for determining two-dimensional strain. These are later referred to informally or by letters A, B, C, etc.. References are only given fully in this section.

Method A (CLOOS 1947, RAMSAY 1967): arithmetic mean, "long-short" method

Either arithmetic mean of the individual axial ratios of the objects is calculated or the data are plotted as a graph of the short axis length versus the long axis length. The slope of a line through these points is taken to be the ratio of the principal strain within the particular section. According to MUKHOPADHYAY 1973 its slope is an overestimation of the strain ratio dependent upon dispersion of original shapes from true circular.

Method B (LISLE 1977a, 1979): harmonic mean (H) method

If an initial shape factor is involved ($Ri \neq 1.0$) no simple mean of Rf-values gives directly the strain ellipse shape (Rs). The general relationship of arithmetic (R), geometric (G), harmonic mean (H) to the true strain-ellipse is given by:

$$\bar{R} \geq G \geq H \geq Rs \quad \left[H = \frac{n}{\sum 1/4} \right] \quad n..\text{number of observations} \qquad (20)$$

Fig. 127 reproduces a part of a graph from LISLE 1977 showing the departure of H of the final ellipse shapes from the strain-ratio as predicted by initial random distributions of markers. A significant over-estimation occur for Rs-values less than 2.0.

Method C (RAMSAY 1967)

Through the centre of each deformed object (ellipse) chords parallel to any selected three directions are constructed. The sums of the lengths of the chords along each direction are calculated and assuming that

these three lengths were originally equal, because all the ellipses were originally circles, ratios of elongation along the three directions can be calculated. Since the angle between the lines is known with a Mohr construction the principal strains and orientations of the strain axes can be determined.

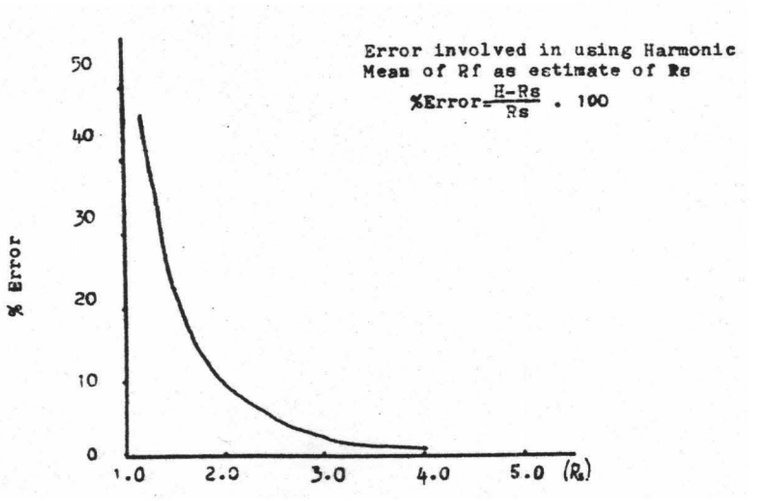


Fig. 127 (Abbildung) graph after LISLE 1977a, explanation see text

Method D (RAMSAY 1967): centre-to-centre method

It assumes that a rock contains particles which were initially distributed equally through the rock or which had a known unequal distribution. Considered is only the relative displacement of the centres of the adjacent objects by the deformation. This technique is especially useful for rocks which had suffered pressure solution, because it do not rely on the shapes of the strained objects. The strain ratio is estimated from a graph of length (d) against orientation (α), relative to a common azimuth of every measured line between centres of ajacent objects. The method only can be used if the nearest neighbour lines of the undeformed aggregates can be established.

Method E (MUKHOPADHYAY 1980): modified grain centre method

This is a refinement of method D. With a suitable transformation the relation between distance (centre-to-centre of deformed neighbouring particles) and angle (to maxiumum elongation) is linearised. Standard statistic is used to determine whether a significant correlation between distance and angle exists. If, the straight line of best fit can be determined. From the parameters of this line the axial ratio of the strain ellipsoid ($\sqrt{L_1}/\sqrt{L_2}$) together with confidence interval is determinable.

Method F (RAMSAY 1967)

This method uses measurements of distorted angles of radial and tangential lines in elliptic sections. It is very useful for these cases where the original sphere contain a radial spherulitic texture.

Method G (RAMSAY 1967, OWENS 1974): extrem shape method

After homogeneous strain the extreme shapes of deformed objects should be related in a simple way to the initial shape ellipsoid and to the strain ellipsoid shape, because they are products of coaxial superimposition of these two ellipsoids. OWENS 1974 shows that a Nadai-plot, where extrem particles plot at the corners of a hexagonal or triangular field, is preferable to the Flinn diagram, where this field no longer has a simple geometrical form. Fig. 128 gives such a plot. On each plane a mean of the five most extrem values was taken as p_{max} and p_{min} (the extreme values). HUTTON 1979 and BORRADAILE 1981 give examples and improvements for this method.

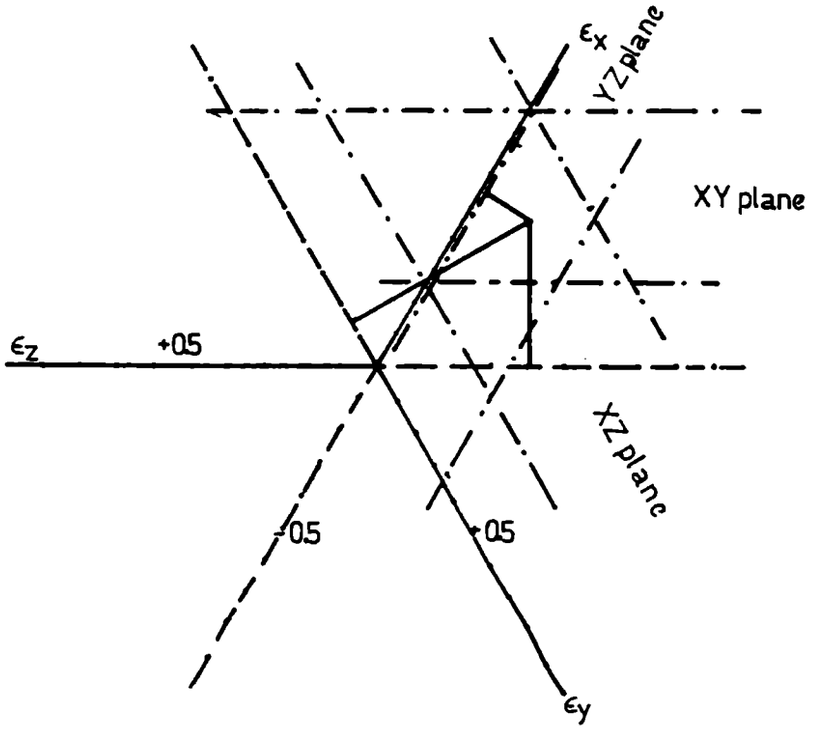


Fig. (Abbildung) 128
Construction of "shape field" and strain-values deduced from sample I of the Triebener Tauern Paß area, for construction details see OWENS 1974

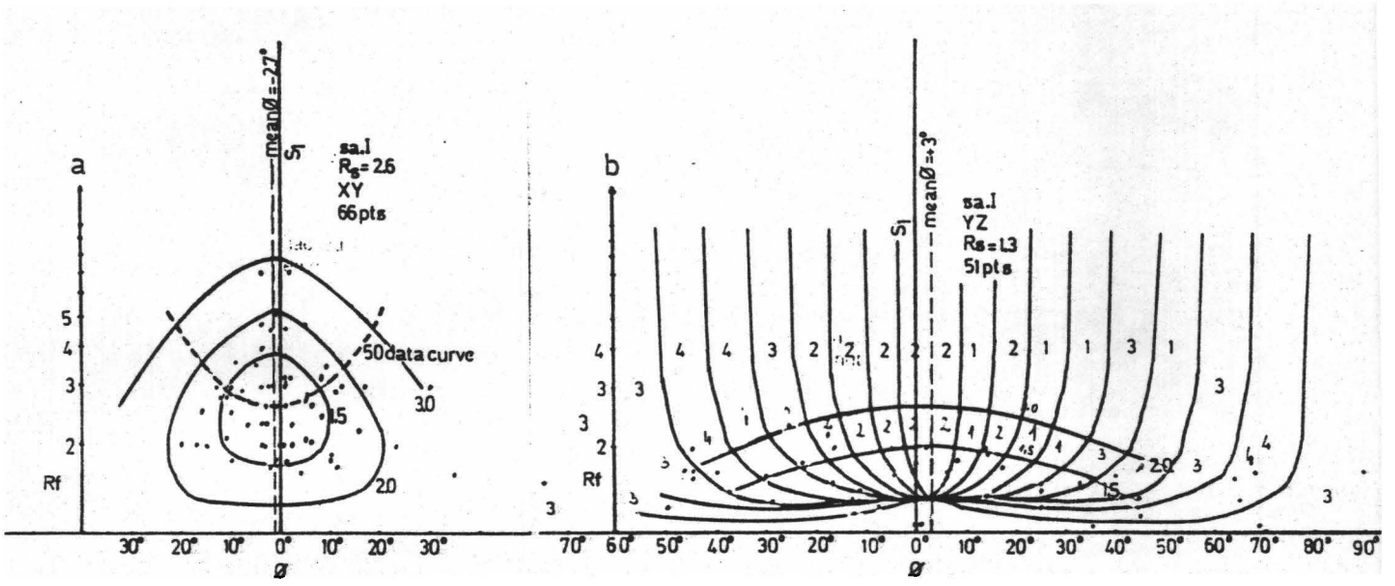
Method H (BURNS&SPRAY 1969) modal-shape method

The strain ellipsoid shape is given by the maximum point concentration on a Nadai-plot

Method I (RAMSAY 1967, DUNNET 1969, DUNNET&SIDDANS 1971, ROBERTS& SIDDANS 1971): Rf/Ø diagram-technique

Measurements of the axial dimensions and orientation of a suite of elliptical sections exposed on a plane through a fabric of ellipsoidal particles are plottet on a graph with ordinates of log Rf and Øf, the final angle of the ellipse long axis to a reference line (extension lineation, trace of cleavage plane etc.) DUNNET 1969 shows that the loci of Rf/Øf for constant Ri are hyperbolic function-curves which enclose Rs. So

the resultant field of the data points are compared to standard Rf/Øf plots and both the Rs value and the range of Ri (the initial axial ratio of the markers) are obtained. Such a set of Rf/Øf diagrams with the measurements of sample I is shown in Fig. 129a-c.



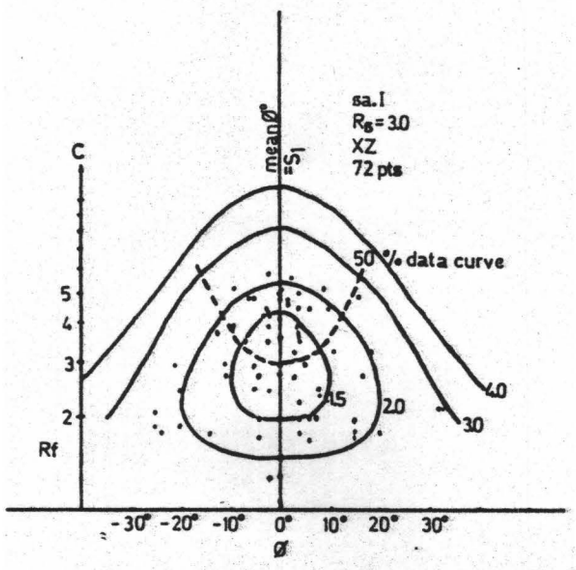
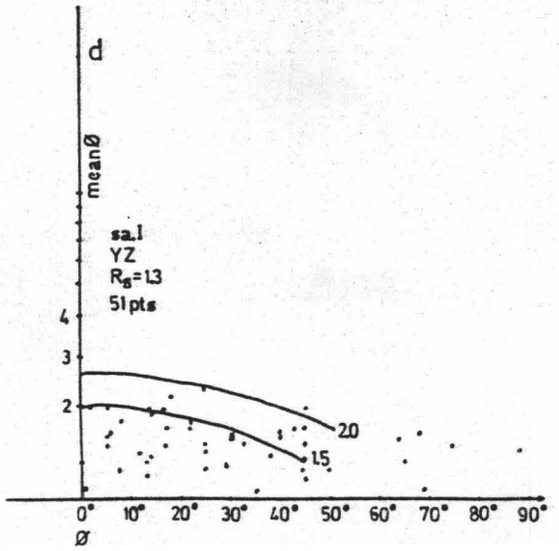
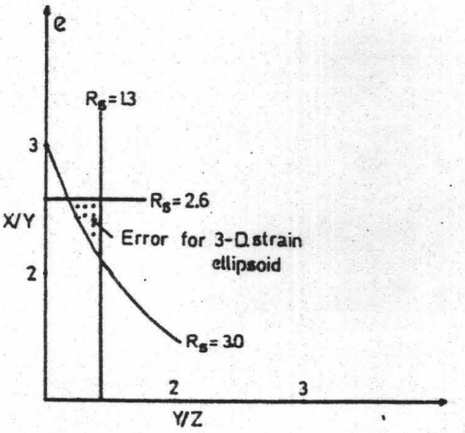


Fig.(Abbildung) 129 a-e

Rf/Øf plots of XY,YZ,XZ-faces of sampleI: for construction details see text and DUNNET 1969,-in Fig.3b Θ-curves are indicated and numbers refer to χ^2-test of symmetry after LISLE 1977b, see page 268 for explanation (two intervals were used together for the test to achieve the minimum number of 5 points per interval) d) data points rotated to one side of the diagram to achieve better fitting e)Flinn-diagram with the three principal strains (sampleI, Rf/Ø-method) and the incompability field resulting from the combination of 2-D-data to a 3-D-strain ellipsoid; after RAMSAY&ALLISON 1979; explanations see text





Choise of standard Rf/Ø-plots and hence choice of the strain ratio is somewhat subjective, because it relies on visual best fit. It depends on a symmetric distribution and a high intensity of data points. 3o ooides but a minimum of 5o to 6o particels seem to be necessary in conglomerates and grits. A prime advantage of the measurement on the three principal planes is that only two are required to determine the three principal strain-ratios and the third gives the well-known internal check on the accuracy (RsYZ . RsXY = RsXZ).

DUNNET&SIDDANS 1971 relate asymmetric diagrams to common natural fabrics (planar, imbricate). Strain is removed from each Rf/Øf data set individually, in successive increments to where the field of Ri/Ø data is symmetric about a trace (e.g. the undeformed bedding trace, plane of compaction strain, an earlier fabric plane)(program STRANE). Assumption is that bedding trace, maximum principal extension direction and the mean long axis of the elliptical section are oblique to one another in the deformed fabric.

ROBERTS&SIDDANS 1971 extend the method to determine the "pre"-strain ellipsoid (e.g. compaction strain ellipsoid) and present criteria for assessing the validity of their results.

Method J (LISLE 1977b, PEACH&LISLE 1979): Rf/Θ diagram technique

Finding Rs in the Rf/Ø technique of DUNNET 1969 depends on selecting the family of Ri-curves which fits best the Rf/Ø data. There exist no objective criteria for assessing when the best fit set of Ri curves had been found. The fitting process is improved by considering curves on the Rf/Ø which are the loci of all elliptical markers with same initial orientation (Θ). Assuming no preferred orientation each subarea between such Θ curves shall be expected to contain an equal number of data. The best fit set of Θ-curves is selected using a chi-square test. The family of Θ-curves giving the lowest value of χ^2 is selected and taken to indicate the best fit Rs value. An unstraining computer program on the basis of Rf/Θ diagrams is presented by PEACH&LISLE 1979.

Method K (MATTHEWS, BOND&VAN DEN BERG 1974)

This method is an entirely numerical procedure, including assessment of the pretectonic fabric of the markers and computation of confidence limits as an estimate of errors contributed by the sample size and the section orientation. In practical application bedding trace is selected as a reference direction for a stepwise rotation of the deformed fabric from an initial alignment with this reference direction through a 90° sector (X-ROT program). For an initial random fabric the value obtained from Rs at each rotation step must be close to the value of Rs determined from the original measured cleavage-bedding angle over a wide range ($10-80^{\circ}$). For a sedimentary fabric the evolution of Rs relies on

the assumption that in the undeformed state the measured elliptical markers of a deformed fabric had a symmetric distribution about the bedding -trace on the plane of section, and that there is an angle between bedding and mean Rf in the deformed state. It is also possible to remove the estimated component of strain (Rs) in order to reconstruct an undeformed fabric and to determine the initial range of axial ratios (Ri) and orientations (Øi). 53 measurements of elliptical markers are necessary to obtain a value of Rs within 10% error limits (95% confidence limit) in the case of an initial random fabric.

Method L (SHIMAMOTO&IKEDA 1976): shape matrix method

Basic assumptions for this algebraic method are an initially truly ellipsoidal shape of the objects, random orientation and like for all other methods that the objects are strained homogenously together with their matrix. The equation of an ellipse is represented im matrix form. The principal axes are the eigenvectors of the shape matrix which give the lengths of the principal axes. The principal directions are given by the orientations of the corresponing eigenvectors. Finite homogeneous deformation is expressed as a linear transformation. The final shape matrix for each object is calculated, an average for each component is taken and then the averaged final ellipse gives the strain ellipse, if, and only if the averaged initial ellipse is a circle centered at the origin. Therefore the accuracy of the method depends upon how clearly the averaged initial ellipse represents a circle and upon the number of measurements necessary to achieve this circle. Especially for objects with nearly spherical initial shape and little preferred orientation (ooids etc.)the method is excellent. The method is valid for rotational strain, too. An extension allows the investigation of symmetrical fabrics.

Method M(ELLIOTT 197o, TOBISCH et al.,1977): shape factor grid-method

Equations are derived from matrix algebra relating the axial ratios and orientations of the initial, strain and final ellipses, and a graph called the shape factor grid is calculated. This graph enables one to take each point representing an initial ellipse on the polar graph and accurately determine the final ellipse after a given amount of strain. Various initial distributions are deformed using the grid and there are certain diagnostic features of an initial distribution still recognizable after any patricular strain. In most cases the basic type of initial distribution may be established entirely from examination of the deformed distribution as plotted on a polar graph,- without knowing anything about the axial ratio or the orientation of the strain ellipse. It is then possible to measure the strain ellipse using the shape factor grid.

It is unnecessary with this method to assume either an initial distribution made up entirely of circular particles or an initially random distribution of ellipses. A crucial point is that the initial distribution must have a distinctive shape that can still be identified as it moves to the right on the shape factor grid. So the most serious error arises if the type of initial distribution involved is mis-identified. See BOULTER 1976 for a discussion of the shape factor grid method in connection with sedimentary fabric. Fig. 13o a-c gives a demonstration of the shape factor grid technique. TOBISCH et al., 1977 develop computer programs to facilitate plotting of data and unstraining. Their simple shape factor grid program is useful for initial random distributions of markers or where the mean value of $\bar{e}i$ is determinable from an undeformed sample of the same rock.

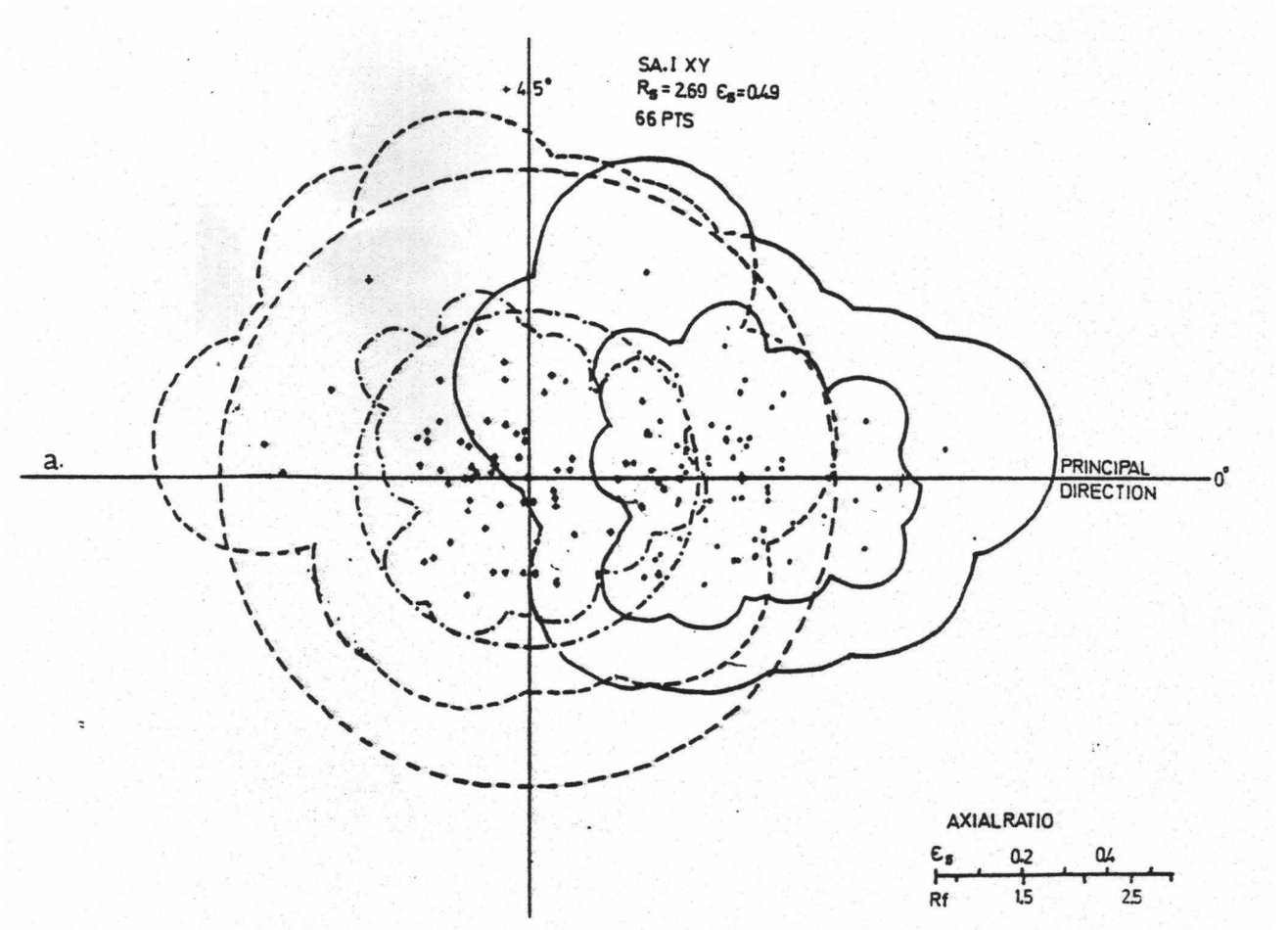


Abbildung 13o a-c (Fig.)

Shape factor grid technique demonstrated with the data of sample I. In Fig. a) two sizes of contour circles are tried; in all figures an initial random circle for the undeformed fabric is shown for comparison,- the contours approach to this circle fairly close. The deformed fabric is nearly egg-shaped, an initial random orientation can be inferred for all three principles planes; especially for the contour on the XY-face more measurements would be desireable

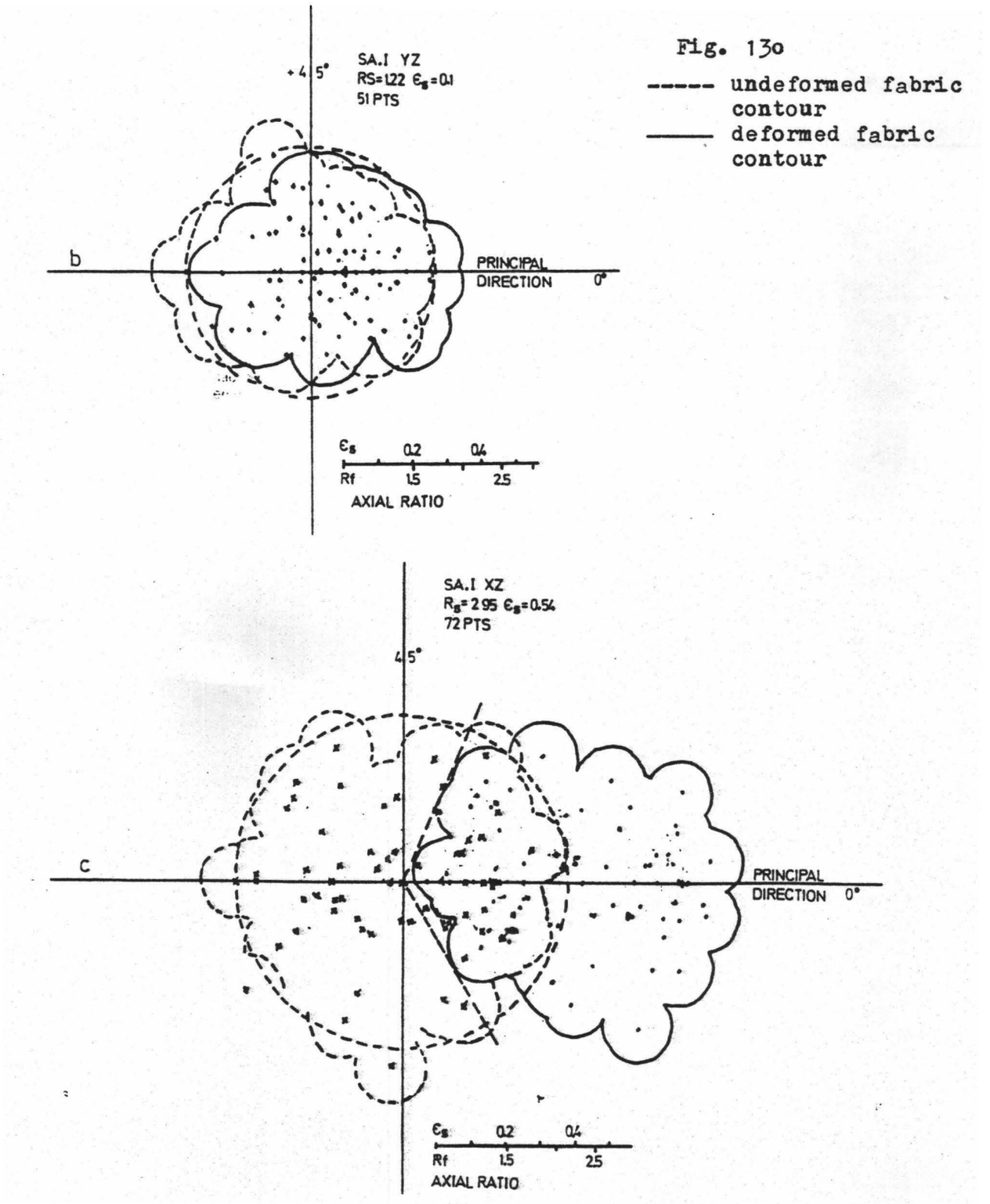


Fig. 130

----- undeformed fabric contour

——— deformed fabric contour

Method N (ROBIN 1977)

This is a simple method of determining ratios of perpendicular radii of the strain ellipse for plane sections using axial ratios of passive inclusions of even unknown and high irregular original shape. It assumes originally unequant inclusions with no initial preferred orientation. The principal axes of finite strain are assumed to coincide with the lineation direction (extension direction) and foliation normal as defined by the deformed aggregates. The ratio of principal radii of a strain ellipse is:

$$a/b = \text{antiLog}\left\{n^{-1} \cdot \sum_{i=1}^{n} \text{Log}\,(a_i/b_i)\right\} \qquad (21)$$

where a_i/b_i are ratios of dimensions of the strained inclusions measured parallel to the principal axes of strain through the centre of the object and n is the number of measured inclusions.
In the case of initial randomly orientated ellipsoids the ratio of a_i/b_i can be calculated from Rf/Ø by:

$$a_i/b_i = \sqrt{\frac{\tan^2\phi_i + Rf^2}{Rf^2 \cdot \tan^2\phi_i + 1}} \qquad (22)$$

The same test as performed by LISLE 1977b can be used to proof the compatibility of a set of Rf/Øf values with the assumption of initial randomness of markers. SCHNORR&SCHWERDTNER 1981 determinate empirically how many inclusions must be measured to obtain principal strain ratios that are reproduceable within ± 10%.

Method O_1 (FRY 1979a, HANNA&FRY 1979): random-point distribution technique

FRY 1979a describes a method of measuring natural strain in rocks from the relative locations of marker objects. The theoretical basis is given by item-relations described as "clustering" and"anticlastering" which are more ordered than Poisson cases. The method assumes an originally isotropic distribution on the sample surface. A centre plot of the sample distribution is made, then one of the points is placed at the centre of the derived plot retainig the previously fixed orientation. The position of which every other point of the original distribution now lies is marked on the derived plot. Then the second point of the original (sample) pattern is placed at the centre of the derived plot and the resulting positions of all others are added. This procedure is further repeated until all points of the original plot have been used as the new centre. The resulting plot is for an undeformed isotropic sample a circle, for a homogeneously deformed sample the pattern is concentric elliptical, with the ellipse ratio and orientation corresponding to the strain ellipse of the deformation. FRY 1979a noted that a sample of several hundred objects may be necessary. HANNA&FRY 1979, in a practical application of the method, mention a minor number (60 for ooids, 140 concretions). They use two sheets of trace paper on a rock face for their manual plotting procedure, FRY (lit.cit.) proposes a numerical handling of marker coordinates. The visual interpretation of the plot and therefore the defination of the ellipse ratio appears, like in other graphical methods, to introduce errors. The method is able to show the relationship of the traces of bedding and cleavage to the ellipse girdles in the final plot.

Method O_2 (MIMRAN 1976, FRY 1979b): density distribution technique

Basic principle of these sort of finite strain analysis is that the longer the dimension of any strain marker object in a given orientation,

the higher the probability of being intersected by sample planes perpendicular to this orientation. The density of this intersections of objects by a plane in the strained state is a measure of the perpendicular dimension of the strain ellipsoid, provided that a population of marker objects is initially isotropic. The principle implies that no actual measurements of the dimensions of individual markers are required. MIMRAN 1976 introduced the basic principle, his technique involves counting of objects on three perpendicular sample planes, but his extrapolation of the two-dimensional geometry in three dimensions is unsound (FRY 1979b). Fry also discusses improvements.

Method P (OERTEL 1978, MILLER&OERTEL 1979): strain-program

Statistical averages of pebble outlines from three orthogonal planes are fitted together with the help of a least square procedure, the redundant and usually not compatible information on the three planes is combined with this procedure and the different degrees of uncertainity are taken through the analysis. The defination of an average ellipse by the arithmetic means of the tensor components of a population of ellipses in a plane has been theoretically justified by SHIMAMOTO&IKEDA 1976. Initial random distribution and true elliptical objects are assumed.

4. Discussion of limitations

Uncertainitiesof measurements can be introduced in two ways:

- the measured shapes are not perfectly elliptical. Errors result in internal inconsistency of 2-D data. To gain an estimation of non-ellipticity it is only possible to select more pairs of coordinates from the outline of the ellipse
- the object shape may be difficult to recognize (e.g. CLOOS 1947). TOBISCH et al.,1977 give some clues to overcome this problem.

RAMSAY 1967 has shown that it is possible to evaluate the 3-D strain ellipsoid from measurement on three mutually perpendicular sections, even from 2-D data on three oblique planes. This calculation of strain ellipsoid is complicated by the fact that, due to experimental error and/or strain inhomogeneity, the three 2-D ellipses may not come from the same ellipsoid. Fig. 129e shows the internal incompability resulting from combination of 2-D data. Several methods, some of them programed, are available for the combination procedure (RAMSAY 1967, ROBERTS&SIDDANS 1971, SHIMAMOTO&IKEDA 1976, MILLER&OERTEL 1979, MILTON 1980). Using the three principal planes of strain ellipsoid gives the most simple 3-D combination, an internal check and also an important source of error if the sample planes deviate from the exact attitude of the principal planes of strain.

Neglecting initial-object-shape and orientation indroduces very large errors in strain determination. Some methods (I,J,K,M) enable planar and semi-planar shape fabrics, that were initially symmetric about some known plane to be indentified. All these methods assume progressive pure-shear, are unreable where the plane including the planar or semi-planar fabric (e.g. bedding) is sub-parallel to a principal strain plane and are impossible to use where this plane is parallel to a principal plane. The only method to overcome these difficulties is a "strain factorisation technique" first performed by OERTEL 197o and extended and programmed by BELL 1979.

Because all methods assume a homogeneous strain field at least within the scale of sample strain inhomogeneity contributes to variations in the measured values of shape and orientation of deformed particles. Slight deviations in the orientation of slaty cleavage indicate strain inhomogeneity, so strain can be considered to be homogeneous only in a statistical sense.

Bowing out of the schistosity around a particle is a good indicator of ductility contrast between the particles and the total particle-matrix system. The finite strain recorded by competent pebbles is often not equal to that of the pebble-matrix whole-rock system. GAY 1968a,b derives "viscosity ratios" for various rock types from previously published conglomerate pebble shape data relative to a shale or schist matrix and demonstrates that the viscosity ratio is dependent on the volumne-concentration of the particles. The ratio is reduced for high volumne concentration. GAY&FRIPP 1976 stated that in rocks subjected to conditions higher than 3oo°C and 2ooMPa (greenschist facies) most rocks will tend to behave like viscous fluids. Compaction deformation is unlikely to be extreme because work-hardening. Experimental results suggest maximum pebble axial ratios of 1,2-1,6 for initially spherical pebbles of varying composition due to compaction. In the view of these considerations the strain recorded by the particles which show signs of ductility contrast should be taken as a minimum value. Exact finite strain is only given for the particles not for the whole-rock. BORRADAILE 1981 used the deflection of schistosity around rigid inclusions as a minimum strain evaluation of the strain-state. The strain determined is the bulk strain for the ductile matrix if the clasts are perfectly rigid.

In the surroundings of the sample I lokality it was possible to extract 1o3 pebbles direct from different exposures and to measure the 3-D axial ratio directly. With the arithmetic mean method (method A) a strain ellipsoid axial ratio of 3,733(o,367):1,729(o,346):1 was recorded. The difference to the principal plane arithmetic mean values (see Table 2o) is explained in the following way:- the sampling procedure is subjective,

if not all pebbles are extratable. This prefers naturally the higher strained individuals and these which are oriented in the stretching lination.

RAMSAY&WOOD 1973 discuss the effects of volumne loss during deformation in slates. If volumne reduktion occurs the plotted strains move into the flattening field of the modified Flinn-plot (see RAMSAY&WOOD 1973). In many conglomerates it is likely that a small amount of volumne loss due to pressure solution has occured, but it is probably few %. The matrix content can undergo volumne loss by pore space reduction, but this would not be reflected in strain-determinations based on deformed clasts which would be more likely to record the true shape fabric type.

The number of objects required to gain a sufficient stabil precision of Rs was tested with method P. Input cards filled with different numbers of measurements of sample I were added to the program. Fig 131a shows the result expressed in the strain-intensity factor (ϵ_s) and the Lode's parameter (ν). Fig. 131b shows the percentage error in ϵ_s and ν, which results from different numbers of pebbles used in the computation. 50 measurements are thought to be sufficient to give a result beneath 10% error. This is in good agreement with experiences made by other authors with different methods. A generell trend may be as follows: numerical methods < graphical methods < density distribution+centre-to-centre methods.

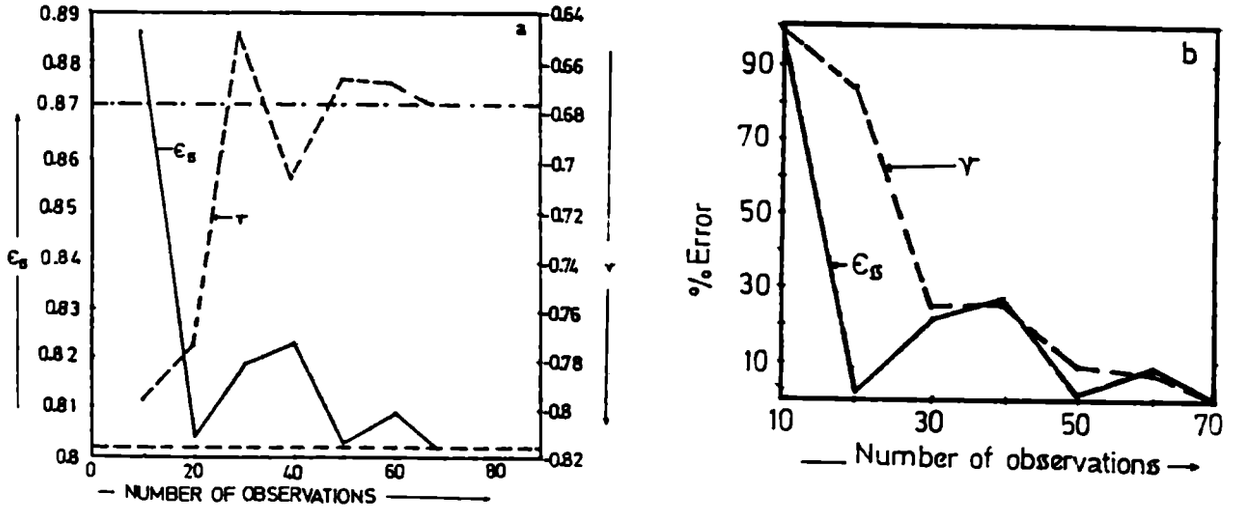


Fig.(Abbildung) 131 a,b

Number of objects required to give a sufficient stabil precision of Rs tested with the method of MILLER&OERTEL 1979 (method P)
a) result expressed in ϵ_s and ν
b) result expressed in percent error of the total population

A.arithmetic mean CLOOS 1947,RAMSAY 1967	2,8200	1,4900	3,2800	0,9200	3,5900(0,53) 1,106	1,3800(0,19) -0,191	1 -0,41
	0,57	0,199	0,59	0,179	0,745	-0,212	-0,53
A.long/short plot Ramsay 1967	2,4	1,45	3,5	0,02	3,49(0,01) 1,03	1,45(o,006) -0,156	1 -0,42
	0,438	0,186	0,63	0,06	0,708	-0,17	-0,54
B.harmonic mean LISLE 1977	2,501	1,434	2,752	0,834	3,03(0,482) 0,908	1,323(0,193) -0,167	1 -0,37
	0,458	0,18	0,506	0,132	0,646	-0,183	-0,46
G.extrem shape-method on Nadai/Owens-plot OWENS 1974					2,637 0,751 0,56	1,309 -0,131 -0,14	1 -0,336 -0,41
I.,J.Rf/o;Rf/O curves DUNNET 1969,LISLE 1977	2,6	1,3	3,0	0,38	3,12(0,22) 0,908	1,25(0,85) -0,167	1 -0,37
	0,478	0,13	0,55	0,058	0,68	-0,231	-0,454
J.'Theta'- program LISLE 1977,PEACH&LISBE 1979	2,351	1,184	2,702	0,081	2,73(0,047) 0,853	1,17(0,02) -0,206	1 -0,321
	0,4274	0,0844	0,497	0,0148	0,617	-0,231	-0,387
K.'X-ROT'- program MATTHEWS et al. 1974	2,4026	1,1992	2,7585	0,123	2,7994(0,071) 0,879	1,182(0,0295) -0,207	1 -0,329
	0,438	0,0908	0,507	0,0218	0,631	-0,232	-0,399
M. shape-factor-grid ELLIOTT 1970	2,69	1,22	2,95	0,33	3,06(0,19) 0,996	1,177(o,075) -0,232	1 -0,348
	0,49	0,1	0,54	0,05	0,691	-0,264	-0,428
M.'simple'shape-factor-grid program TOBISCH et al.1977	2,46	1,21	2,86	0,117	2,896(0,064) 0,918	1,19(o,029) -0,212	1 -0,338
	0,4503	0,0947	0,5252	0,0198	0,651	-0,238	-0,412
N.a_i/c_i-equation ROBIN 1977	2,035	1,268	2,5215	0,059	2,54(0,034) 0,724	1,258(0,017) -0,146	1 -0,321
	0,355	0,118	0,462	0,011	0,545	-0,171	-0,387
N.Rf/ø -equation ROBIN 1977	2,4178	1,202	2,743	0,163	2,797(0,094) 0,885	1,168(0,0476) -0,213	1 -0,326
	0,441	0,092	0,504	0,029	0,634	-0,239	-0,394
O.nearest neighbour-method FRY 1979 HANNA&FRY 1979	no result						
P.'strain'- program OERTEL 1978, MILLER & OERTEL 1979					2,8771(0,052) 0,911 0,648	1,186(0,018) -0,212 -0,238	1 -0,336 -0,409

Tabelle (table) 20
Results of the comparison of strain-analysis methods; see text for discussion; first column refers to applied method an gives an abriddged reference; second (first data) column gives the 2-D strain data for the XY, YZ, XZ principal planes of the test sample, respectively (first line - axial ratio, third line - natural strain values); the third column gives the internal inconsistancy resulting from the combination of the 2-D values into the 3-D strain ellipsoid; forth (last) column gives the 3-D result (first line axial ratio with standard deviation (X,Y,Z respectively), second line elongation (C) values, third line natural strain parameter (C)).

Many deformed rocks have a complex strain-history. The previous discussion has shown that there is a possibility of strain-factorisation, but general it is difficult to get an accurate idea about the intensity of any one period of superimposed strain.

5. Comparison and discussion of methods

13 of the methods (or variations) outlined above have been applied to the same set of measurements on the three principal planes of the strain ellipsoid of sample I (using the stretching lineation und the foliation as reference framework) to perform a relative comparison. So errors

incorporated in the method-operation can be shown quite satisfactory and especially the amount of useful information available from the methods can be compared in a unique way. The used specimen (I) is a mud-flow (?)-conglomerate of Upper-Carboniferous age from Veitsch nappe-Grauwacken=zone,-Austria. Tabel 2o summurizes the result and it is shown graphically in Fig. 132.

Remarks on each method:

Method A

Both possibilities for estimating the strain-values were used, a) arithmetric mean, b) long-short method (Fig. 133 a-c)
The long-short method is quick and easy to plot, but often problems with the visual defination of the best fit line arise. In Fig. 133 the gradience of this line is calculated with:

$$a = \frac{\text{standard deviation of mean of long axes}}{\text{standard deviation of mean of short axes}}$$

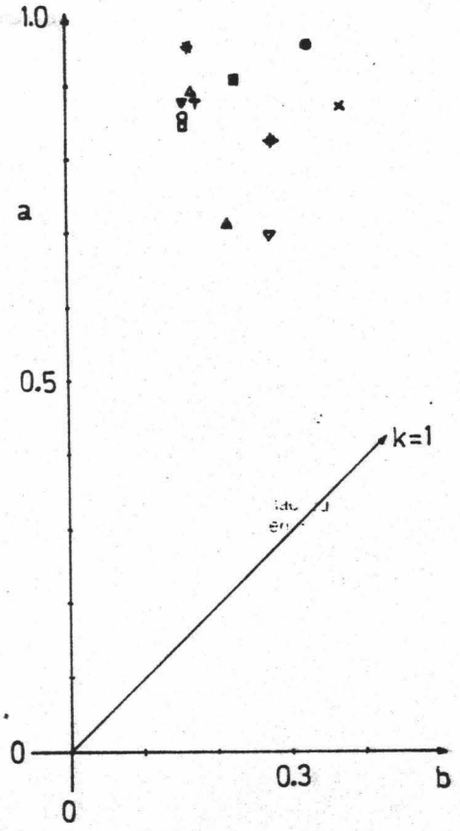
and passes through the arithmetic mean. For all three sections this line passes through the origin. No significant dispersion of a particular particle size from the line is detectable. This proofs: the homogeneity-difference between particles and matrix is equal for all pebble sizes. Both possibilities are likely to be satisfactory for markers which are originally circular. A case which is certainly incorrect in the case of conglomerate pebbles.

Method B

Rs for the YZ-plane is below 2.o. Therefore the value for this plane is significantly wrong (see Table 2o).

Method I

The majority of pebbles show an initial shape ratio of less than 2:1. Fig. 134a shows the Ri- distribution determined from the XZ-plane. True spheres do not exist. All sections show a quite good symmetry to the enveloping curves of best fit and quite equal distribution in the two halves of the 5o% data curve. The YZ-section shows the maximum values out of the mean Ø trace which may indicate an original fabric of these pebbles. In the YZ-section the assessment of the Rf/Ø-curves is considered less specific, because of the limited number of measurements and the very low strain-value. It is therefore interesting to determine the value of the strain ellipsoid from the XY and XZ-planes only and compare it with the value obtained from the three planes (3,o:1,15:1 and 3,12:1,25:1 respectively). Because of the nearly symmetry a procedure to accentuate the Rf/Ø plots can be performed. The data of Fig. 129b were rotated onto one side of the mean Ø axis (see Fig.129d). This procedure affirms that the chosen strain value in the YZ-section is somewhat to high. The



A. arithmetic mean.....
A. long/short plot.....×
B. harmonic mean.....◆
G. extrem shape method.....▽
I., J. Rf/Ø curves.....■
J. 'Theta'- program.....□
K. 'X -ROT'-program.....○
M. shape - factor grid method.....✱
M. 'simple' shape factor grid program ..+
N. ai/ci -equation.....▲
N. Rf/Ø -equation.....▼
P. 'strain'- program.....△

Abbildung (figure) 132

Logarithmic deformation plot, a= ln(X/Y) b=(Y/Z) showing the results of the com= parison of the strain-analysis methods; see text for discussion

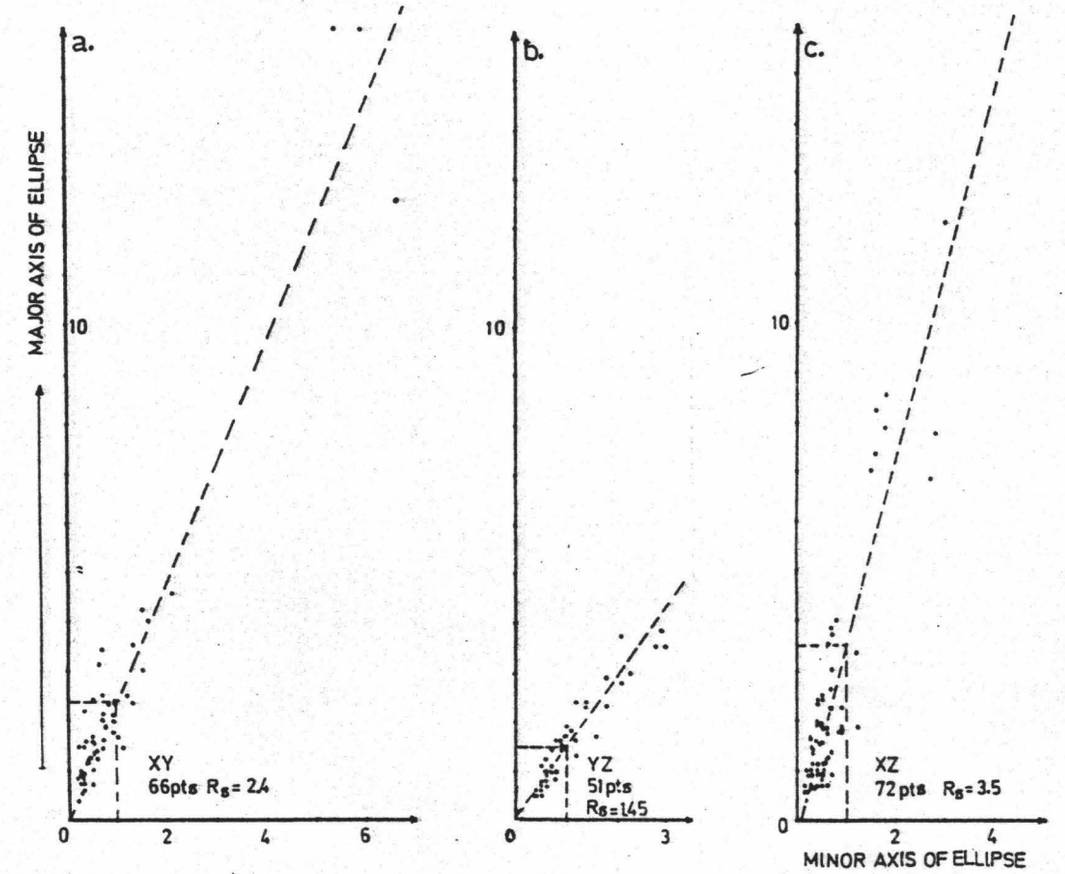


Fig. (Abbildung) 133a-c

Plot of the mjor and minor axes of elliptical cross-sections of deformed conglomerates of sample I in the three principal planes of the finite-strain ellipsoid; see text for discussion

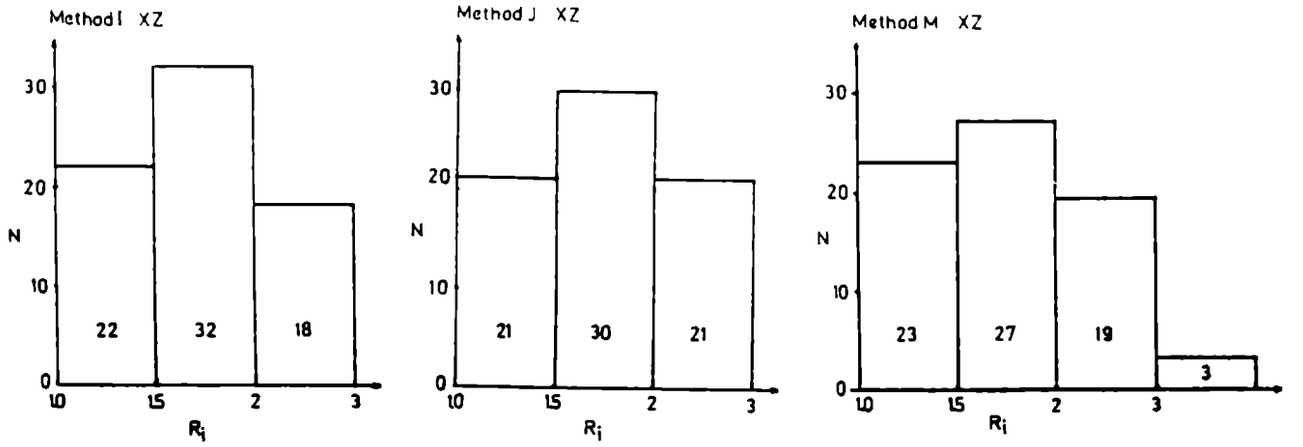


Fig.(Abbildung) 134 a-c
Distribution of initial axial ratios of 72 pebbles from sample I calculated from the XZ-plane of the deformed conglomerate after methods
a) I b) J c) M Note close similarity

unexactness of the strain-determination on the YZ-face seems therefore to introduce the greatest error in the value gained by this technique. A diagram is usually considered to be asymmetric if $/\emptyset/ - 2{,}5^{\circ}$. The values of XY, YZ, xZ faces are $-2{,}7^{\circ}$, 3°, $0{,}125^{\circ}$ respectively. This may indicate a weak primary fabric, but the very small values are considered to be insignificant, also in the range of measurement errors. The range of Ri-value are the same for all three sections suggesting the absence of a pretectonic fabric.

Method J

As mentioned above the assessment of the YZ-section of Rf/Ø-curves shown in Fig.129b is considered to be less specific. In Fig, 129b Θ-curves (LISLE 1977) were added and the number of data in each subarea counted. Assuming no preferred orientation each subarea shall be espected to contain an equal number of measurements. A chi-square test is performed to test the goodness of the cluster, using:

$$\chi^2 = \Sigma(\delta - E)^2 / E \qquad (23)$$

where δ is the observed number of Rf-points in a particular interval and E is the expected number of Rf-values in that interval. The value of E for any interval is taken as the mean of observed Rf-values in that interval and its symmetric equivalent. The number of degrees of freedom (k) is the number of intervals selected to the right (or left) of the mean-Rf. The clustering in Fig 129b is signifikant at the 95 and 99% level, a new ajustment of the Ri/Θ curves is not necessary.
Program "Theta" of PEACH&LISLE 1979 is a numerical version of the Rf/Θ-procedure. The Ri/Θ-plots from this program-output show that the pebble long-axes, as well as the range of the Ri-values are nearly randomly distributed in each section. The Ri distribution is shown classified

on Fig.134 b. Most Ri-values are beneath 2,o. In the three faces the initial particle shape range is: XY: 3,23 > Ri > 1,o4, YZ: 2,o4 > Ri > 1,o1 and XZ: 2,9 > Ri > 1,o6. The mean Ri-values are 1,617(o,51); 1,44(o,26); 1,75(o,37) respectively. A weak preferred orientation of pebble-long axes is obvious, a fact which can be seen from the Rf/Øf diagrams too.

Method K

Program X.ROT was tested in previous papers by SEYMOUR&BOULTER 1979 and SIDDANS 198o and found useful in detecting pretectonic fabrics. No further discussion will be presented here. In this investigation the program was used to test initial randomness of particle orientation. In the case of initial random fabric the value obtained for the strain ratio (Rs) at each rotation step of the reference axis should be equal over a wide range of Øs'' (the new angle between the cleavage trace and the reference axis, see MATTHEWS et al., 1974 for explanation). Figure 135 shows graphical plots for the results of this procedure for the XY, YZ, XZ- section, respectively.

Method M

The shape factor grid demonstrates the fluctuation in a clear fashion. In Fig. 13oa-c three stages are represented: a first stage in Fig. 13ob in which the fluctuation is nearly constant at 9o°, a second stage (FIg. 13oa in which the fluctuation is preponderantly less than 9o°, and a third stage of limited fluctuation less than 45° (Fig. 13oc). When the strain is small (Fig.13ob) the distribution straddles the origin of the grid; several initial ellipse ratios exceed the strain-ellipse ratio, so the fluctuation goes up to 9o°. In Fig.13oc the strain is large enough to move the entire distribution into the right hand side of the grid. The largest positive angle any final ellipse can make with the strain ellipse is defined by a straight line from the centre of the grid tangent to the distribution. The fluctuation is simply the angle between these two tangent lines (126° in Fig. 13oc). Fig. 134c shows the distribution of calculated initial axial ratio of 72 pebbles (from the XZ-section) from the deformed conglomerate. Compare with Fig. 134 a,b.! The initial random orientation concluded from Fig.13oa-c is not perfect, but the diagrams in all three plane sections show a high approach to it. This close approach seems to justify the use of the simplified numeric version of the shape factor grid technique published by TOBISCH et al., 1977. The computer-program takes the $\bar{e}/2\alpha$ distribution and computes an average alpha and epsilon.

Method N

This simple method is used twofold. a) the axial lenghth through the pebble centres were determined parallel to the principal axis of finite

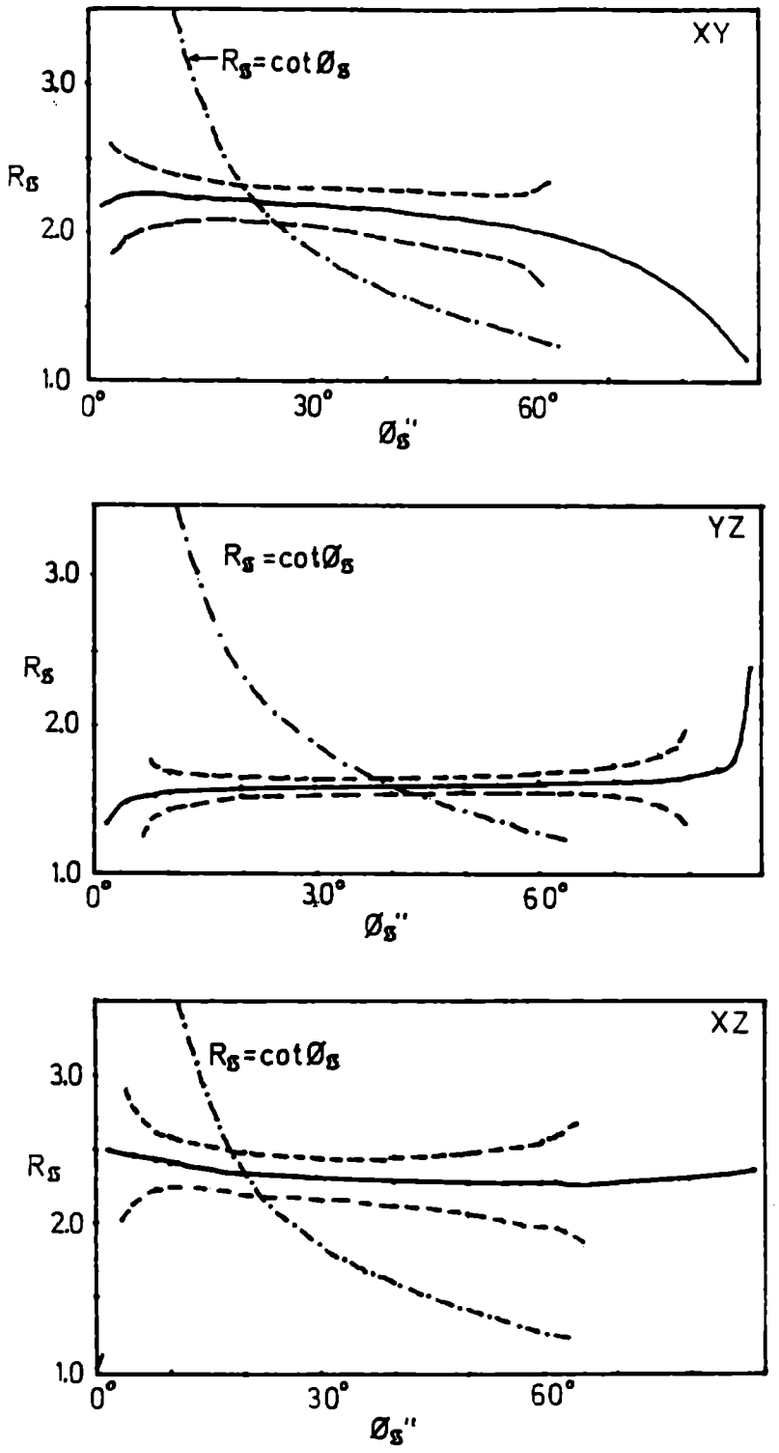


Fig.(Abbildung) 135

Graphical plot of computed Rs-values at 2° intervals in the orientation $\varnothing s'$ of the reference axis in application of the test of initial random fabric of elliptical markers in deformed state (X.ROT-program); dashed curves define the estimated 95% confidence interval of Rs; $\varnothing s''$ is the angle between the reference axis and the cleavage trace on the plane of section; dot-dashed curve is the minimum error curve; diagrams after MATTHEWS et al., 1974, p. 52; see text for discussion

strain ellipsoid. These lengths were used as input in equation (21).
b) the same Rf/Øf data as used in the other methods were employed as input in equation (22). The simple nature of these two equations make it possible to handle them with a programable pocket-calculator. The second procedure gave nearly indentical values as the other methods (Fig. 132, Table 2o). The first deviates significantly from them.
Consider an ellipse (Fig. 136a) with high semiaxial ratio a'/b', Suppose the cleavage trace is misorientated by an angle Θ then ai'/b'' deviates from a'/b'. Table 21 gives values of this error for various angles and two axial ratios determined graphically. In each case the values are smaller

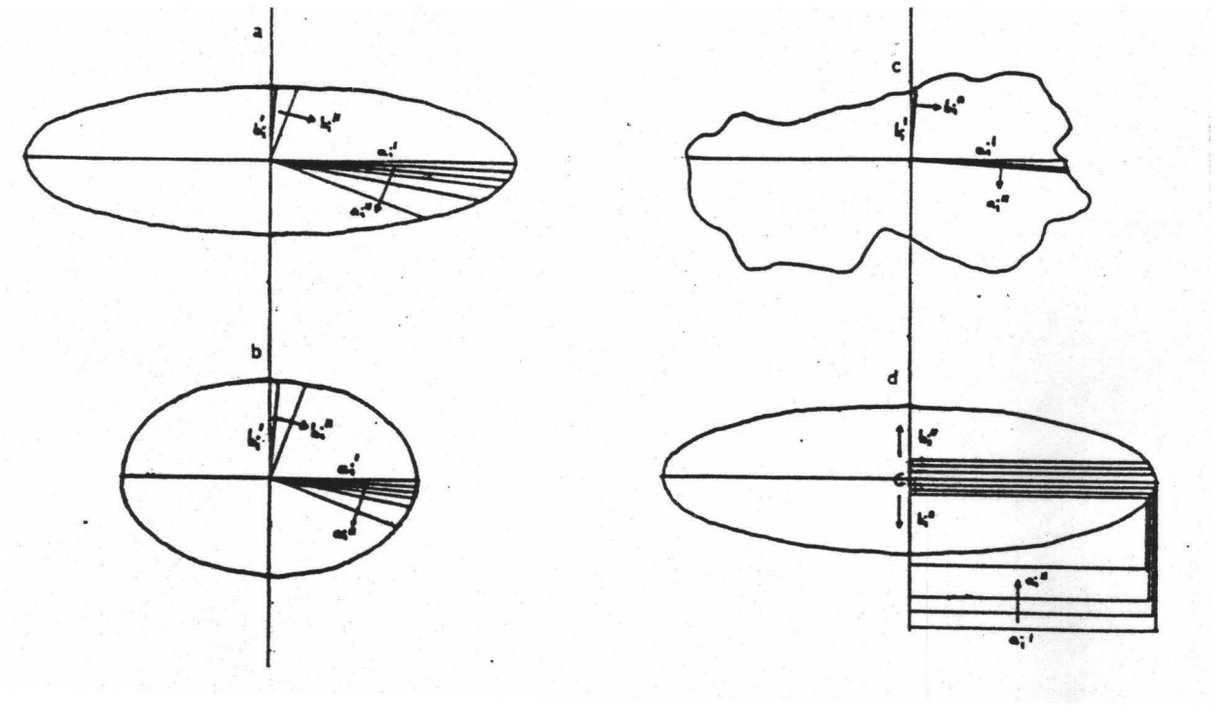


Fig.(Abbildung) 136 a-d)
explanations see text

than the true ones. This error is less pronounced if smaller ellipses are considered (Fig.136b). and if irregular objects (e.g. deformed minerals) are considered (Fig. 136c). This error is not incorporated in the method were the angle Ø is used in the calculation because a new reference line is established with the mean Ø-line. A second error arises from the unexact location of the centres of markers especially were fluctuation is very low and the axial ratio is high, see Fig. 136d. Centre C is shifted along the y-coordinate axis to lower values. Table 22 gives geometrically determin values for the ratio (a''/b') for different locations of the centre C. But both errors became less pronounced if irregular objects are used (Fig. 136c). For the special case of deformed ellipsoidal markers it seems better to use other methods bearing in mind that also with equation (21) valuable information about the orientation of the strain ellipsoid is lost.

o	ai'- ai'	bi'- bi''	ai''/bi''	ai'- ai'''	bi'- bi''	ai''/bi''
0°	5	~1,5	3,33	3	~2	1,5
2°	4,91	~1,5	3,27	2,95	~2	1,475
4°	4,82	1,5	3,21	2,92	2,01	1,45
6°	4,66	1,51	3,09	2,91	2,03	1,43
10°	4,3	1,52	2,83	2,88	2,04	1,41
20°	3,25	1,6	2,03	2,73	2,1	1,3

Table 21:
Graphical determined parameters definated in Fig. 136a,b

o	ai'- bi''	bi'- bi''	ai'/ bi''
0^o	5	1,5	3,33
2^o	4,7	1,o8	4,35
4^o	4,88	1,15	4,24
6^o	4,9	1,3	3,77
$1o^o$	4,9	1,7	2,88
$2o^o$	4,88	1,85	2,64

Table 22:
Graphical determined parameters defined in Fig 136 d

Method O

The procedure suggested by HANNA&FRY 1979 was tried on the polished XY-face of specimen I and on enlarged thin section photographs of a quarzwacke predominantly deformed by pressure solution. Both patterns seem to be sufficiently close to a Poisson distribution (see FRY 1979a) such that no information on strain is available in a reasonably quick way. The author doubts the applicability of the method to conglomerates. A sufficient large density will not be reached with the data-number available from a reasonably small section plane. Also the enthusiasm of HANNA&FRY 1979 about plotting-time cannot be shared. One hour per plane is a low and two planes are required for a 3-D approach. More than two plots do not seem practicable during a session.

Method P

If initial random fabric can be proved otherwise or can be assumed from field evidence this method offers a complete analysis most suitable for a study on regional scale.

6. Conclusions

Following general statements can be summarized:

- methods J, K, O, P test the assumptions on which they are based. If isotropy is established the numerical methods give almost identical results
- the graphical methods have the advantage that information is directly visible about the relationship of strain to other features (bedding trace, etc.). HANNA&FRY 1979 recommend to trial methods D and O even if other methods are used, as there is a possibility of showing discrepancies between marker object strains and overall rock strain, whether as a result of normal ductility contrast or differences in proportion of volumne loss between objects and matrix (pressure solution deformation)
- the arithmetic, geometric and harmonic mean are useless, especially in this study where all markers had a non-circular original shape and the strain ellipsoid axial ratio in the YZ-section is far below 2,o, where also the harmonic mean gives widely unexact strain ratios.
- methods D and O deal only with object position and do not depend directly on assumptions or evidence of relative competence of the objects and their surroundings. MethodOdoes not work in this study on deformed conglomerates.
- method L and N have a pleasing simplicity that makes it feasible to use them on a pocket calculator
- method G has an high internal inaccuracy therefore yields no correct results in the case of deformed conglomerates
- methods I,J,M gave nearly identical initial pebble axial ratios and orientations for the test sample

- the time required by the methods is very differnet. In general is valid: numerical < graphical methods. The time taken by the numerical techniques is only that required to convert the dimensions and orientations of objects into digital form

This exercise had highlighted that several methods available today give good results in strain analysis. But a precutionary note must be made. Before any method which do not test sedimentary fabrics are applied to a regional analysis the validity of the random distribution assumption must be checked. It is recommended to apply on samples where a sedimentary fabric is suspicious different techniques on different sections, at best on all three principal sections, so that the 3-D check of internal consistency can be made.

It is often difficult to recognise that errors have occured, especially bearing in mind that computer outputs are tended to be accepted without questions. The best recommendation which can be given with regard to these problems is to select typical and atypical specimens and to investigate them with different methods including a graphical technique to give a better visualisation of the usually complicated nature of sedimentary fabrics (compare BOULTER 1976, SEYMOUR&BOULTER 1979). Then the most suitable method for a regional analysis can be chosen.

Literatur

Abraham K, Mielke H, Povondra P (1972) On the enrichment of turmaline in metamorphic sediments of the Arzberg Series, W-Germany (NE Bavaria). N Jb Miner Mh 1972:209-219
Ackermand D, Morteani G (1977) Der Chemismus der Granate, Chlorite, Biotite und Turmaline in den Steikogelschiefern (Land Salzburg, Österreich). Ein Beitrag zur geologischen Geschichte des Mittelostalins. N Jb Geol Paläont Abh 154: 367-385
Allison I (1982) On the geometric similarity and scale of shear zones. Mitt Geol Inst ETH Zurich NF 239a:12-14
Bathurst RGC (1971) Carbonate sediments and their diagenesis. Develop. Sedimentology 12:1-620
Beach A (1982) Deformation mechanisms in some cover thrust sheets from the external French Alps. J Stuct.Geol 4:137-149
Beasley AJ (1981) A computer program for printing geometrically accurate structural fabric diagramms. Computer&Geosciences 7:215-227
Becker LP (1981) Zur Gliederung des oststeirischen Altkristallins (Muriden). Verh geol BA 2:3-17
Becker LP (1982) Erläuterungen zur geologischen Karte, Blatt Köflach. Geol BA
Behrens M (1977) Zur Stereometrie von Geröllen . Mitt Geol Paläont Inst Univ Hamburg 47: 1-124
Behrmann JH, Platt JP (1982) Sense of nappe emplacement from quartz c-axes fabrics; an example from the Betic Cordilleras (Spain). Earth& Planetary Science Letters 59:208-215
Bell AM (1979) Factorisation of finite strains in three dimensions-a computer method. J Struct Geol 1:163-167
Berthé D, Choukroune P, Jegouzo P (1979) Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granites: the example of the South Armorican Shear Zone. J Struct Geol 1:31-42
Berthé D, Brun JP (1980) Evolution of folds during progressive shear in the South Armorican Shear Zone, France. J Struct. Geol 2:127-133
Beutner EC (1978) Slaty cleavage and related strain in Martinsburg slate, Delaware Water Gap, New Jersey. Am J Sci 278: 1-23
Biju-Duval B, Montadert L (eds)(1977) International Symposium of Structural History of the Mediterranean Basins. Split 1976 Technip Paris:
Biot MA (1961) Theory of folding of stratified viscoelastic media and its implications in tectonics and orogenesis. Geol Soc AM Bull 72: 1595-1650
Biot MA (1964) Theory of viscous buckling of a confined multilayered structure. Geol Soc Am Bull 75: 563-568
Biot MA (1965a) Mechanics of incremental deformation. Wiley New York 504pp
Borradaile GJ (1981) Minimum strain from conglomerates with ductility contrast. J Struct Geol 3:295-297
Boullier AM ;1980) A preliminary study on the behaviour of brittle minerals in a ductile matrix: example of zirkons and feldspars. J Struct Geol 2: 211-217
Boulter CA (1976) Sedimentary fabrics and their relation to strain-analysis. Geology 4: 141-146
Bouchez JL (1977) Plastic deformation of quartzites at low temperature in an area of natural strain gradient (Anger, France). Tectonophysics 39: 25-50
Bouchez JL (1978) Preferred orientation of quartz-a axes in some tectonites; kinematic inferences. Tectonophysics 49: T25- T30
Bouchez JL, Pecher A (1981) The Himalayan main thrust pile and its quartz-rich tectonites in central Nepal.Tectonophysics 78:23-50
Brindley GW, Edwards GC (1976) A chlorite-"graphite" association. Am Mineral 61:1009-1011
Brunel M (1980) Quartz fabrics in shear zone mylonites: evidence for a major imprint due to late strain increments. Tectonophysics 64:T33-T44
Brun JP, Burg JP (1982) Earth and Planetary Science Letters 61:319-332

Bultynck PL (1976) Comparative study of Middle Devonian Conodonts from North Michigan (USA) and the Ardennes (Belgium-France) Geol Assoc Canada Spec Pap 15:119-141
Burns KL, Spry AH (1969) Analysis of the shape of deformed pebbles. Tectonophysics 7: 177-196
Butler RHW (1982) The terminology of structures in thrust belts. J Struct.Geol 4:239-245

Capriani C, Sassi FP, VITERBO-BASSANI C (1968) La composizione della miche chiare in rapporte con le costanti reticolare e col grado metamorfico. Rend Soc Ital Mineral Petrol 24:153-187
Carmichael DM (197o) Intersecting isograde in the Whetstone Lake Area, Ontario. J Petrol 11:147-181
Chapple WM (1968) A mathematical theory of finite-amplitude rock-folding. Geol Soc Am Bull 79:47-68
Chapman TJ, Milton NJ, Williams GD (1979) Shape fabric variations in deformed conglomerates at the base of the Laksefjord Nappe, Norway. J geol Soc Lond 136:683-691
Christie JM, Griggs DT, Carter NL (1964) Experimental evidence of basal slip in quartz. J Geol 72:734-756
Christie JM, Ord A, Koch PS (198o) In Miller DM, Christie JM (1981). J Struct. Geol 3:129-141
Christie JM, Ord A, Koch PS (198o) Relationship between recrystallized grain size and flow-stress in experimentally deformed quarzite. Trans Am geophys Un 61:377
Cloos E (1947) Oolite deformation in the South Mountain Fold, Maryland. Geol Soc Am Bull 58:843-918
Cobbold PR, Quinquis H (198o) Development of sheath folds in shear regime. J Struct Geol 2:119-126
Colins E, Hoschek G & Mostler H (1977) Arbeitsbericht 1976. Z.-Anst Meteorol Geodyn Publ 221
Compton RR (198o) Fabrics and strain in quartzites of a metamorphic core complex, Raft River Mountains, Uthah. In Cordilleran Methamorphic Core Complexes. Mem Geol Soc Am 153:385-398
Cornelius HP (1952) Gesteine und Tektonik im Ostabschnitt der nordalpinen Grauwackenzone. Mitt geol Ges Wien 42-43:1-234
Coward MP (1976) Strain within duktile shear zones. Tectonophysics 34: 181-197
Coward MP (1982) The strain and textural history of thin-skinned tectonic zones:examples principally from the Moine thrust. Mitt Geol Inst ETH Zurich 239a:72-74

Daurer H, Schönlaub HP (1978) Anmerkungen zur Basis der Grauwackenzone. Mitt geol Ges Wien 69:77-88
de Jong KA, Scholten R (eds)(1973) Gravity and Tectonics. Wiley New York 5o2pp
de Sitter LU (1958a) Boudins and parasitic folds in relation to cleavage and folding. Geol Mijnbouw 2o:277-286
Dieterich JH (197o) Computer experiments on mechanics of finite amplitude folds. Canadian J Earth Sci 7: 467-476
Doherty RD (1974) The deformed state and nucleation of recrystallisation. Metal Sci J 8: 132-142
Donath FA, Parker RB (1964) Folds and folding. Geol Soc Am Bull 75:45-62
Dott RH, Bird JK (1979) Sand transport through channels across an Eocene shelf ans slope in southern Oregon, USA. SEPM Spec Publ 27:327-342
Draxler I, van Husen D (1978) Zur Einstufung innerwürmzeitlicher Sedimente von Ramsau/Schladming und Hohentauern (Steiermark). Z Gletscherk.Glazialgeol 14:1o5-114
Drummond SE, Stow SH (1979) Hydraulic differentiation of heavy minerals, offshoe Alabama and Mississipi:Summary. Bull Geol Soc Am 9o:8o6-8o7

Dunnet D (1969) A technique of finite strain analysis using elliptical particles. Tectonophysics 7:117-136
Dunnet D, Siddans AWB (1971) Non random sedimentary fabrics and their modification by strain. Tectonophysics 12: 307-325

Ebner F, Fenninger A, Holzer HL, Neubauer FR, Stattegger K (1981) Stratigraphic correlation forms (SCF) of the Austrian part of geotraverse B. IGCP no 5 Newsletter 3: 58-60
Eckhard E (1971) Die Spilitisierung basischer Vulkanite. N Jb Miner MH 1971:45-57
Edington JW, Melton KN, Cutler CP (1976) Superplasticity. Prog Mater Sci 21: 63-170
Elliott D (1970) Determination of finite strain and initial shape from deformed elliptical objects. Geol Soc. Am Bull 81:2221-2236
Elliott D (1972) Deformation path in structural geology. Geol Soc Am Bull 83:2621-2638
Escher A, Watterson J (1974) Streching fabrics, folds and crustal shortening. Tectonophysics 22: 223-231
Esquevin J (1969) Influence de la composition chimique des illites sur leur cristallinite'. Bull Centre Rech Pan-SNPA 3:147-153
Etheride MA, Lee MF (1975) Microstructure of slate from Lady Loretta, Queesland, Australia. Geol Soc Am Bull 86: 13-22
Etheridge MA, Patterson MS, Hobbs (1974) Experimentally produced preferred orientation in synthetic mica aggregates. Contrib Min Petrol 44:275-294
Etherige MA, Wilkie JC (1979) Grainsize reduction, grain boundary sliding and the flow strength of mylonites. Tectonophysics 58: 159- 178
Etheridge MA, Vernon RH (1981) A deformed polymictic conglomerate- the influence of grain size and composition on the mechanism and rate of deformation. Tectonophysics 70:237-254
Evans AG, Langdon TG (1976) Structural ceramics. Prog Mater Sci 21:171-441
Evans B, Rowan M, Brace WF (1980) Grain-size sensitive deformation of a stretched conglomerate from Plymouth, Vermount. J Struct Geol 2:411-424

Felser K (1977) Die stratigraphische Stellung der Magnesitvokommen in der östlichen Grauwackenzone (Steiermark, Österreich). BHM 122:17-23
Fenninger A, Holzer Hl (1978) Die Genese der Dolomit-Sandstein - Folge des Grazer Paläozoikums. Mitt Österr Geol Ges 69
Fisher RV (1966) Rocks composed of vulcanic fragments and their classification Earth Sci rev. 1:287-298
Flajs G, Schönlaub HP (1973) Bemerkungen zur Geologie um Radmer (Nördliche Grauwackenzone, Steiermark). Verh Geol BA 1973: 245-254
Flinn D (1962) On folding during three-dimensional progressive deformation. Geol Soc Lond 118: 385-443
Flinn D (1978) Construction and computation of three-dimensional progressive deformation. J geol Soc Lond 135: 291-305
Flügel E (1978) Mikrofazielle Untersuchungmethoden von Kalken. Springer Berlin, 454pp
Flügel HW (1964) Das Paläozoikum in Österreich. Mitt geol Ges Wien 56: 401-443
Flügel HW (1977) Paläogeographie und Tektonik des alpinen Varistikums. N Jb Geol Paläont Mh 1977:659-674
Flügel HW (1980) Alpines Paläozoikum und alpidische Tektonik. Mitt österr geol Ges 71/72: 25-36
Folk RL (1954) the distinction between grain size and mineral composition in sedimentary nomenclature. J Geol 62: 344-359
Folk RL (1965) Some aspects of recrystallisation in ancient limestones. in Pray LC, Murray RC (eds) Dolomitisation and limestone diagenesis. SEPM Spec.Publ 13: 14-48

Frank W, Frey I, Jung G, Roetzel R, Thöni M (1980) Wie intensiv war die alpidische Metamorphose und Strukturprägung im SE-Teil des ostalpinen Kristallin. Jb 1979 HSP S 15 1: 13-20
Frank W, Frey I, Jung G (1981) Strukturgeologische und geochronologische Neuergebnisse aus Stub-und Koralpe. Jb 1980 HSP S 15 2:11-18
Frey M (1969) 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 NF 137
Frey M (1970) The step from diagenesis to metamorphism in pelitic rocks during alpine orogenesis. Sedimentology 15: 261-279
Frey M (1974) Alpine metamorphism of pelitic and marly rocks of the Central Alps. SMPM 54:489-506
Frey M (1978) Progressive low-grade metamorphism of a black shale formation, Central Swiss Alps, with special reference to Pyrophyllite and Margarite bearing assemblages. J Petrol 19:95-135
Friedrich OM (1959) Zur Genese der ostalpinen Spatmagnesit-Lagerstätten. Radex-Rundschau 1959:393-420
Frisch W (1978) Tectonic progradation and plate tectonic evolution of the alps. Tectonophysics 60: 121-134
Fritsch W, Meixner H, Wieseneder H (1967) Zur quantitativen Klassifikation der kristallinen Schiefer.2.Mitteilung. N Jb Min Mh 1967:364-376
Fritscher G (1979) Die Geologie des Gebietes westlich von Wald am Schoberpaß (Nördliche Grauwackenzone, Steiermark). Unv Diss 163p Graz
Fry N (1979) Random point distributions and strain measurement in rocks. Tectonophysics 60:89-106
Fry N (1979) Density distribution techniques and strained length methods for determination of finite strains. J Struct Geol 1:221-229
Füchtbauer H (1959) Zur Nomenklatur der Sedimentgesteine. Erdöl und Kohle 12: 605-613

Gansser A (1982) The morphogenic phase of mountain building. In Hsü KJ (ed) Mountain building processes. Academic press, London, p. 221-229

German K (1972) Calcite and dolomite cements ("Groboolith") in reef rocks of the Wettersteinkalk (Ladinian, Middle Trias), Northern Limestone Alps, Bavaria and Tyrol. In Bricker PO (ed) Carbonate Cements. John Hopkins Press
Glaeser JD (1979) Catskill delta slope sediments in the Central Appalachian basin. Source deposits and reservoir deposits. SEPM Spec Publ 27: 343-357
Gifkins RC (1976) Grain boundary sliding and its accommodation during creep and superplasticity. Metall Trans Ser A 7:1225-1235
Graeser S, Niggli E (1966) Zur Verbreitung der Phengite in den Schweizer Alpen, ein Beitrag zor Zoneographie der alpidischen Metamorphose. Etages Tectoniques (Coll): 89 - 104
Gray DR (1977a) Morphologic classification of crenulation cleavages. J Geol 85: 229-235
Griggs D(1967) Hydrolytic weakening of quartz and other silicates. Royal Astron Soc Geophys 14: 19-31
Groschopf R (1970) Zur Petrologie und Tektonik des Paläozoikums im östlichen Klagenfurter Becken (Ostalpen). Mitt Ges Geol Bergb Stud 19: 215-278
Guidotti CV, Sassi FP (1976) Muscovite as a petrogenetic indicator mineral in metamorphosed pelites and semipelites. N Jb Miner Abh 127:97-142

Haditsch JG (1968) Beiträge über das Gefüge von Spatlagerstätten (Bemerkungen zur Genese des Kokardendolomites der Magnesitlagerstätte Sunk bei Trieben). Radex Rundschau : 188-193
Haditsch JG, Mostler H (1977) Genese und Altersstellung der Magnesitlagerstätten in den Ostalpen. Verh Geol BA :357-367
Hajek H (1966) Über das Auftreten roteisensteinführender Porphyroidhorizonte im Steirischen Erzberg. Archiv Lagerstättenforsch Ostalpen: 4:3-35

Hammer W (1925) Beiträge zur Kenntnis der steirischen Grauwackenzone. Jb Geol BA 74: 1-34
Harder H (1961b) Einbau von Bor in detritische Tonminerale. Experimente zur Klärung des Borgehaltes toniger Sedimente. Geochim Cosmochim Acta 21: 284-294
Hanna SS, Fry N (1979) A comparison of methods of strain determination in rocks from southwest Djfed (Pembrokeshire) and adjacent areas. J Struct Geol 1: 155-162
Hauer F v (1857) Ein geologischer Durchschnitt durch die Alpen von Passau bis Duino. Sitzber Akad Wiss Wien Math naturw Kl AbtI 25: 253-348
Heimlich RA, Shotwell LB, Gawell MJ (1975) Variability of zirkon from the Sharon conglomerate of northeastern Ohio. J Sed Petrol 45: 629-635
Heinisch H (1981) Zum ordovizischen Porphyroidvulkanismus der Ost-und Südalpen, Stratigraphie, Petrographie, Geochemie. Jb Geol BA 124: 1-109
Herrmann A, Wedepohl K (1970) Untersuchungen an spilitischen Gesteinen der varistischen Geosynklinale in Nordwestdeutschland. Contr Min Petrol 29: 255-274
Hiessleitner G (1958) Zur Geologie der erzführenden Grauwackenzone zwischen Admont-Selztal-Liezen. Jb Geol BA 101:35-78
Hirth JP, Lothe Y (1967) Theory of dislocations. Mc Graw-Hill New York
Hobbs BE (1981) The influence of metamorphic environment upon the deformation of minerals. Tectonophysics 78:
Homann O (1955) Der geologische Bau des Gebietes Bruck/Mur-Stanz. Mitt Mus Bergb Joanneum 14: 1-47
Höck V (1974) Coexisting phengite, paragonite and margarite in metasediments of the Mittlere Hohe Tauern. Contr Min Petrol 43:261-273
Hoinkes G (1978) Zur Mineralchemie und Metamorphose toniger und mergeliger Zwischenlagen in Marmoren des südwestlichen Schneebergzuges (Ötztaler Alpen, Südtirol). N Jb Miner Abh 131: 272-303
Hossack JR (1968) Pebble deformation and thrusting in the Bygdin area (southern Norway). Tectonophysics 5: 315-339
Hossack JR (1978) The correction of stratigraphic sections for tectonic finite strain in the Bygdin area, Norway. Jl geol Soc Lond 135: 229-241
Hossack JR (1978) The use of balanced cross-sections in the calculation of orogenic contraction. A review. Jl geol Soc Lond 136: 705-711
Hsü KC (1966) The characteristics of coaxial and non-coaxial strain paths. J Strain Analysis 1: 216-222
Hsü KJ (1969a) Statics and kinetics of the Glarus Overthrust. Eclogae geol Helv 62: 143-154
Hsü KJ (1969b) Role of cohesive strength in the mechanics of overthrust faulting and of landsliding. Bull geol Soc Am 80: 927-952
Hudleston PJ (1973) Fold morphology and some geometrical implications of theories of fold development. Tectonophysics 16: 1-46
Hudleston PJ, Stephansson O (1973) Layer shortening and fold-shape development in the buckling of single layers. Tectonophysics 17: 299-321
Hutchinson WB (1974) Development of textures in recrystallisation. Metal Sci J 8: 185-196
Hutton DHW (1979) The strain history of a Dalradian slide: using pebbles with low fluctuation in axis orientation. Tectonophysics 55: 261-273

Jung G (1980) Radiometrische Alterdatierung und Metamorphoseuntersuchungen der Kalkalpenbasis und der Grauwackenzone in der Radmer und am Steirischen Erzberg. Jb HSP S 15 1: 20-27
Juvigné E (1979) Scheidetrichtermethode oder Zenrifugaltrennung zur quantitativen Gewinnung von Schwermineralien. Senckenbergiana marit. 11: 171-174

Kahn JS (1956) 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
Kastner M, Siever R (1979) Low temperature feldspars in sedimentary rocks. Am J Sci 279:435-479
Kehle RO (197o) Analysis of gravity sliding and orogenic translation. Bull Geol Soc Am 81: 1641-1664
Kerrich R, Beckinsale RD, Durham TT (1977) The transition between deformation regimes dominated by the diffusion and intercrystalline creep evaluated by oxygen isotope thermometry. Tectonophysics 38: 241-257
Kisch HJ (198o) Incipient metamorphism of Cambro-Silurian clastic rocks from the Jämtland Supergroup, central Scandinavian Caledonides, western Sweden: illite crystallinity and "vitrinite" reflectance. Jl geol Soc Lond 137: 271-288
Klein GD, Okada H, Mitsui K (1979) Slope sediments in small basins associated with a neogene active margin, western Hokkaido Island, Japan. SEPM Spec Pub 27: 359-374
Kligfield R, Carmignani L, Owens WH (1981) Strain analysis of a Northern Apennine shear zone using deformed marble breccias. J Struct Geol 3:421-436
Klima K (1979) Zur Geologie des Gebietes nördlich von Gaishorn im Palten=tal (Nördliche Grauwackenzone, Steiermark). Unv Diss 1-166 Graz
Kolmer H (1978) Die Verteilung von Ti,Sr,Y, und Zr in spilitischen Gesteinen der Steiermark. Mitt naturwiss Ver Stmk 108: 31-43
Knipe RJ (198o) Distribution of impurities in deformed quartz and its implications for deformation studies. Tectonophysics 64: T11-T18
Knipe RJ (1981) The interaction of deformation and metamorphism in slates. Tectonophysics 78: 249-272
Koch PS, Christie JM, George RP (198o) Flow lows of "wet" quarzite in the alpha-field. Trans Am Geophys Union 61: 376
Kodsi M, Flügel HW (197o) Lithofazies und Gliederung des Karbons von Nötsch. Carinthia II 8o: 7-17
Kronenberg A (1981) Quartz preferred orientations within a deformed pebble conglomerate from New Hampshire, USA. Tectonophysics 79: T7-T15
Krumbein WC (1941) Measurement and geological significance of shape and roundness of sedimentary particles. J Sedim Petrol 11: 64-72
Kubler B (1967) La Cristallinité de illite et les zones tout á fait supéricures du métamorphisme. Etages tectoniques Coll Neuchatel: 1o5-122
Kubler B (198o) Eichproben Univ Graz. Unv Ber Neuchatel

Landis CA (1971) Graphitization of dispersed carbonaceous material in metamorphic rocks. Contr Min Petrol 3o: 3o-45
Larsen LH, Poldervaart A (1957) Measurement and distribution of zirkons in some granitic rocks of magmatic origin. Mineral Magazine 31: 544-564
Laurent P, Burg JP (1978) Strain analysis through a shear zone. Tecton=physics 47: 15- 42
Lewis DW, Laird MG, Powell RD (198o) Debris flow deposits of early Miocene age, Deadman Stream, Marlborough, New Zealand. Sed Geol 27: 83-118
Liebling RS, Scherp HS (1976) Chlorite and mica as indicators of deposit=ional environment and provenance. Bull Geol Soc Am 87: 513-514
Linsey JF (1968) The development of clast fabric in mudflows. J Sed Petrol 38:1242-1253
Lisle RJ (1977a) Estimation of tectonic strain ratio from the mean shape of deformed elliptical markers. Geol Mijnbouw 56: 14o-144
Lisle RJ (1977b) Clastic grain shape and orientation in relation to cleavage from the Aberystwyth grits, Wales. Tectonophysics 39: 381-395
Lisle RJ (1979) Strain analysis using deformed pebbles: the influence of initial pebble shape. Tectonophysics 6o: 263-277

Lister GS (1978) Texture transition in plastically deformed calcite rocks. In: G Gottstein and K Lucke (eds) Proc 5th Int Conf on Texture of Materials, Aachen. vol2,pp199-21o, Springer Verlag
Lister GS (1981) The effect of basal-prism mechanism switch on fabric development during plastic deformation of quartzite. J Struct. Geol 3:65-75
Lister GS, Paterson MS, Hobbs BE (1978) The simulation of fabric develop= ment in plastic deformation and its application to quartzite.: the model. Tectonophysics 45: 1o7-158
Lister GS, Williams PF (1979) Fabric development in shear zones: theoretical controls and observed phenomena. J Struct Geol 1: 283-297
Lister GS, Paterson MS (1979) The simultation of fabric development during plastic deformation and its application to quartzite: fabric transitions. J Struct Geol 1: 99-115
Lister GS, Hobbs BE (198o) The simulation of fabric development in plastic deformation and its application to quartzite: the influence of deformation history. J Struct Geol 2: 355-37o
Lode W (1926) Versuche über den Einfluß der mittleren Hauptspannung auf das Fließen der Metalle Eisen, Kupfer und Nickel. Zeitschr. Physik 36: 913-939
Loeschke J (197o) Zur Geologie und Petrographie des Diabaszuges westlich Eisenkappel (Ebriachtal/Karawanken). Oberrhein geol Abh 19:73-1oo
Loeschke K (1975) Spurenelement-Daten von paläozoischen Spiliten aus den Ostalpen etc. Geol Rdsch 64: 62-74
Lowe DR (1979) Sediment gravity flows: their classification and some problems of application to natural flows and deposits. SEPM Spec Pub 27: 75-82

Mancktelow NS (1979) The development of slaty cleavage, Fleurieu Pen= insula, South Australia. Tectonophysics 58: 1-2o
Masuda T (1982) A microstructural sequence of quartz schists in central Shikoku, southwest Japan. Tectonophysics 83: 329-345
Matthews PE, Bond RAB, van den Berg JJ (1974) An algebraic method of strain analysis using elliptical markers. Tectonophysics 24: 31-67
Mauritsch HJ (1981) Geophysikalische Prospektion auf Graphit im Revier Hochadler bei St.Lorenzen im Paltental. Mitt Abt Geol Paläont Bergb Joanneum 42: 83-86
Maxwell DT, Hower J (1967) High grade diagenesis and low-grade metamorphism of illite in the precambrian belt series. Am Mineral 52: 843-857
McClay KR (1977) Pressure solution and Coble creep in rocks and minerals: a review. Jl geol Soc Lond 134: 57-7o
Means WD, Hobbs BE, Lister GS, Williams PF (198o) Vorticity and non-co= axiality in progressive deformation. J Struct Geol.2: 371-378
Meixner H, Clar E (1953) Die Magnesitlagerstätte in Sunk bei Trieben (Obersteiermark). Miner Mittbl Joanneum 1953:1-6
Mercier JC, Anderson DA, Carter NL (1977) Stress in the lithosphere: inferences from steady state flow of rocks. Pure Appl Geophys 115: 199-266
Metz K (1938) Die Geologie der Grauwackenzone von Leoben bis Mautern. J geol BA 87: 165-193
Metz K (194o) Die Geologie der Grauwackenzone von Mautern bis Trieben. Mitt. Reichsst Bodenforsch Zweigst Wien 1: 161-22o
Metz K (1953) Die stratigraphische und tektonische Baugeschichte der steirischen Grauwackenzone.Mitt geol Ges Wien 44: 1-84
Miyashiro A (1973) Metamorphism and Metamorphic belts. George Allen& Unwin London 492pp
Miller DM, Christie JM (1981): Comparison of quartz microfabric with strain in recrystallized quartzite. J Struct Geol 3: 129-141

Miller DM, Oertel G (1979) Strain determination from the measurement of pebble shapes: a modification. Tectonophysics 55: T11-T 13
Milnes AG (1971) A model for analyzing the strain history of folded competent layers in deeper parts of orogenic belts. Eclogae geol Helv 64: 335-342
Milton NJ (1980) Determination of strain ellipsoid from measurements on any three sections. Tectonophysics 64: T19-T27
Milton NJ, Chapman TJ (1979) Superposition of plane strain on a initial sedimentary fabric: an example from Lakesfjord, North Norway. J Struct Geol 1: 309-315
Mimran Y (1976) Strain determination using a density distribution technique and its application to deformed Upper Cretaceous Dorset Chalks. Tectonophysics 31: 175-192
Mitra S (1976) A quantitative study of deformation mechanisms and finite strain in quartzites. Contr Min Petrol 59: 203-226
Mitra S (1978) Microscopic deformation mechanisms and flow laws in quartzites within the South Mountain Anticline. J Geol 86: 129-152
Mitra G (1978) Ductile deformation zones and mylonites: the mechanical processes in the deformation on crystalline basement rocks. Am J Sci 278: 1057-1084
Moss AJ (1963) The physical nature of common sandy and pebbly deposits. Am J Sci 261: 297-343
Moss AJ (1966) Origin, shaping and significance of quartz sand grains. Geol Soc Australia J 13: 97-136
Mukhopadhyay D (1973) Strain measurements from deformed quartz grains in the slaty rocks from the Ardennes and the northern Eifel. Tectonophysics 16: 279-296
Mukhopadhyay D (1980) Determination of finite strain from grain centre measurements. Tectonophysics 67: T9-T12

Nabholz K, Voll G (1963) Bau und Bewegung im gotthardmassivischen Mesozoikum bei Ilanz (Graubünden). Eclogae Geol Helv : 756-803
Naef U, Stern WB (1982) Some critical remarks on the analysis of phengite and paragonite components in muscovite by X-ray diffractometry. Contr Min Petrol 79: 355-360
Neubauer FR (1979) Die Gliederung des Altpaläozoikums südlich und westlich von Murau (Steiermark, Kärnten). Jb geol BA 122:455-511
Neubauer F (1980) Zur tektonischen Stellung des Ackerlkristallins (N-Rand der Gurktaler Decke). Mitt österr geol Ges 73: 39-53.
Nicholas A, Boudier F, Boullier AM (1973) Mechanisms of flow in naturally and experimentally deformed peridotites. AM J Sci 273: 853-876
Nicholas A, Poirier JP (1975) Crystalline Plasticity and Solid State Flow in Methamorphic Rocks. John Wiley&Sons New York 444pp
Nievoll J (1983) Unv Diss Graz
Nitsch KH (1970) Fortschr. Mineral 47: 48-49

Odin GS (1982) The phanerozoic time scale revidited . Episodes 1982:3-10
Oertel G (1970) Deformation of a slaty, lapillar tuff in the Lake District, England. Bull geol Soc Am 81: 1173-1187
Oertel G (1978) Strain determination from the measurement of pebble shapes. Tectonophysics 50: T1-T7
Oertel G (1981) Strain estimation from scattered observations in an inhomogeneously deformed domain of rocks. Tectonophysics 77: 133-150
Oinuma K, Shimoda S, Sudo T (1972) Triangular diagrams in use of a survey of crystal chemistry of chlorites. Proc Int Clay Conf Madrid: 123-130
Owens WH (1974) Representation of finite strain by three-axis planar diagrams. Geol Soc Am Bull 85: 307-310
Oxburgh E R (1980) Heat Flow and magma genesis. In: RB Hargraves (ed): Physics of magmatic processes. Princton University Press, New Jersey

Oxburgh ER, Turcotte D (1974) Thermal gradients and regional metamorphism in overthrust terrains with special reference to the Eastern Alps. SMPM 54: 641-662
Oxburgh ER, England PC (1980) Heat flow and metamorphic evolution of the Eastern Alps. Eclogae geol Helv 73: 379-398

Padan A, Kisch HJ, Shagam R (1982) Use of the lattice parameter b_o of dioctahedral Illit/Muscovite for the characterization of PT gradients of incipient metamorphism. Contr Min Petrol 79: 85-95
Paterson MS, Weiss LE (1966) Experimental deformation and folding in phyllit Geol Soc Am Bull 77/ 343-374
Peach CJ, Lisle RJ (1979) A Fortrain IV program for the analysis of tectonic strain using deformes elliptical markers. Computer&Geosciences 5: 325-334
Peer H (1980) Die Graphitlagerstätte Trieben/Sunk. Unv Ber.
Petraschek W (1978) Zur Altersbestimmung einiger ostalpiner Erzlager= stätten. Mitt österr Geol Ges 68: 79-87
Pettijohn FJ (1975) Sedimentary rocks. 628pp
Pettijohn FJ, Potter PE, Siever R (1972) Sand and Sanstones. New York Springer 618pp
Plessmann W von (1964) Gesteinslösung, ein wichtiger Faktor beim Schiefer= ungsprozeß. Geol Mitt AAchen 4: 69-82
Poldervaart A (1955) Zirkon in rocks.1. Sedimentary rocks. Am J Sci 253: 433-461
Poldervaart A (1956) Zirkon in rocks. 2. Igneous rocks. Am J Sci 254: 521-554
Ponce de Leon MI, Choukroune P (1980) Shear zones in the Iberian Arc. J Struct Geol 2: 63-68
Powell C Mc (1979) A morphological classification of rock cleavage. Tectono= physics 58: 21-34
Preßlinger H (1979) BHM 124: 336-337

Ramsay JG (1964) Progressive deformation in tectonic process (abs). Am Geophys Union Trans 45: 106
Ramsay JG (1967) Folding and fracturing in rocks. Mc Graw-Hill New York 568pp
Ramsay JG (1974) Development of chevron folds. Bull geol Soc Am 85: 1741-1754
Ramsay JG (1976) Displacement and strain. Phil Trans R Soc Lond. A 283: 3-25
Ramsay JG (1980) Shear zone geometry: a review. J Struct Geol 2: 83-99
Ramsay JG (1980) The crack-seal mechanism of rock deformation. Nature 284: 135-139
Ramsay JG, Graham RH (1970) Strain variation in shear belts. Can J Earth Sci 7: 786-813
Ramsay GJ, Wood DS (1973) The geometric effects of volumne change during deformation processes. Tectonophysics 13: 263-277
Ramsay JG, Allison I (1979) Structural analysis of shear zones in an alpin= ised hercynian granite (Maggio Lappen, Pennine Zone, Central Alps). SMPM 59: 251-279
Roberts B , Siddans AWB (1971) Fabric studies in the Lywyd Mawr ignimbrite, Caernavronshire, North Wales. Tectonophysics 12: 283-306
Roberts JL (1974) The structure of the Dalradian rocks in the SW-Highlands of Scotland. Jl geol Soc Lond 130: 93-124
Roberts JL (1977) The structural analysis of metamorphic rocks in orogenic belts. In: Saxena & Battacharji (eds) Energetics of geological processes. Springer Berlin
Robin PYF (1977) Determination of geologic strain using randomly oriented strain markers of any shape. Tectonophysics 42: T7-T16

Roeder D, Bögel H (1978) Geodynamic interpretation of the Alps. In: H Cloos , P Roeder and K Schmidt (eds) Alps, Apennines, Hellenides, Geodynamic investigations along Geotraveres, Schweizerbart, Stuttgart,pp 191-212
Roermund von H, Lister GS, Williams PF (1979) Progressive development of quartz fabrics in a shear zone from Monte Mucrone, Sesia Lanzo Zone, Italian Alps. J Struct Geol 1: 43-52
Rutter E, Rusbridge M (1977) The effect of non-coaxial strainpath on crystallographic preferred orientation development in the experimental deformation of a marble. 39: 73-87

Sander B (1950) Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper. Zweiter Teil: die Korngefüge. Springer Berlin 409pp
Sanderson DJ (1973) The developent of fold axes oblique to the regional trend. Tectonophysics 16: 55-70
Sanderson DJ (1976) The superposition of compaction and plane strain. Tectonophysics 30: 35-54
Sassi FP (1972) The petrological and geological significance of the b_o values of potassic white micas in low-grade metamorphic rocks. An application to the Eastern Alps. TMPM 18: 105-113
Sassi FP, Scolari A (1974) The b_o value of the potassic white micas as a barometric indicator in low-grade metamorphism of pelitic schists. Contr Min Petrol 45: 143-152
Scharbert S (1981) Untersuchungen zum Alter des Seckauer Kristallins. Mitt Ges Geol Bergbaustud Österr 27: 173-188
Schmidt MS, Boland JM, Paterson MS (1977) Superplastic flow in fine grained limestone. Tectonophysics 43: 257-291
Schmidt MS, Paterson MS (1977) Strain analysis in an experimentally deformed oolitic limestone. In: Saxena & Battacharji (eds) Energetigs in geological processes. Springer,Berlin
Schmidt MS, Casey M, Starkey J (1981) The microfabric of calcite tectonites from the Helvetic Nappes (Swiss Alps). In : Mc Clay & NJ Price (eds) Thrust and nappe tectonics. Geol Soc Lond Spec Publ pp 151-158
Schnorr R, Schwerdtner WM (1981) An empirical test od sample size and precision of Robin's method of strain analysis. Tectonophysics 73: T1-T8
Schönenberg R (1970) Das varistische Orogen im Raume der Südostalpen. Geotekt.Forsch 35: 1-22
Schönlaub HP (1977) Bericht 1976 über Übersichtsaufnahmen in der Grauwackenzone auf den Blättern 131, Kalwang und 132, Trofaiach. Verh Geol BA 1977: A114-A116
Schönlaub HP (mit einem Beitrag von S Scharbert)(1979) Das Paläozoikum in Österreich. Abh Geol BA 33: 1-124
Schramm JM (1982) Überlegungen zur Metamorphose des klastischen Permoskyths der Nördlichen Kalkalpen vom Alpenostrand bis zum Rätikon (österreich). Verh Geol BA 1982: 73- 83
Seymour DB, Boulter CA (1979) Tests of computerised strain analysis methods by the analysis of simulated deformation of natural unstrained sedimentary fabrics. Tectonophysics 58: 221-235
Shelley D (1982) Quartz und sheet-silicate preferred orientations of low symmetry, Pikikiruna Schists, New Zealand. Tectonophysics 83: 309-327
Sherwin JA, Chapple WM (1968) Wavelengths of single layer folds: a comparison between theory and observation. Am J Sci 266: 167-179
Shimamota T, Ikeda Y (1976) A simple algebraic method for strain estimation from deformed ellipsoidal objects.1. Basic theory. Tectonophysics 36: 315-337
Simson C (1980) Oblique girdle orientation patterns of quartz-c-axes from a shear zone in the basement core of the Maggia Nappe Ticino, Switzerland. J Struct Geol 2: 243-247

Sneed ED, Folk RL (1958) Pebbles in the lower Colorado river, Texas. A study in particle morphogenesis. J Geol 66: 114-15o
Siddans AWB (1977) The development of slaty cleavage in a part of the French Alps. Tectonophysics 39: 533-557
Siddans AWB (198o) Elliptical markers and non-coaxial strain increments. Tectonophysics 67: T21-T25
Stattegger K (1976) Schwermineraluntersuchungen im Paläozoikum der Ost- und Zentralpyrenäen. Unv Diss Graz
Stattegger K (1982) Schwermineraluntersuchungen in der Östlichen Grauwackenzone (Steiermark/Österreich) und deren statistische Auswertung. Verh. Geol BA 1982: 1o7-121
Stephens MB, Glasson JM, Keays RR (1979) Structural and chemical aspects of metamorphic layering development in metasediments from Clunes, Australia. Am J Sci 279: 129-16o
Stocker KL, Ashby MF (1973) On the rheology of the upper mantle. Rev Geophys Space Phys 11:391 -426
Streckeisen A (1976) To each plutonic rock its proper name. Earth Sci Rev 12: 1-33
Stubican V. Roy R (1962) Boron substitution in synthetic micas and clay. Am Miner 47: 1166-1173
Sylvester AG, Christie JM (1968) The origin of crossed-girdle orientations of optic axes in deformed quartzites. J Geol 76 : 571-58o

Takeuchi S, Argon AS (1976) Review: steady state and rate creep of single phase crystalline matter at high temperature. J Mater Sci 11: 1542-1566
Tapponnier P (1977) Evolution tectonique du système alpin en Mediterranée: poinconnement et écrasement rigide-plastique. Bull Soc géol Fr XIX:437-46o
Tenchov Y (1978) Carboniferous flora from Brunnachhöhe, Kärnten, Austria. Geologica Balcanica 8.2: 89-92
Theoff le B (1979) Non coaxial deformation of elliptical particles. Tectonophysics 53: T7-T13
Thöni M (1982) Der Einfluß der kretazischen Metamorphose im Westabschnitt der ostalpinen Einheiten: Interpretation geochronologischer Daten. Mitt Ges Geol Bergbaustud Österr 28: 17-34
Thum I, Nabholz W (1972) Zur Sedimentologie und Metamorphose der permninisch Flysch-und Schieferabfolgen im Gebiet Prätigau-Lenzerheide-Oberhallstein. Beitr Geol Karte Schweiz NF 144: 1-55
Tobisch TO, Fiske RS, Sacks S, Taniguchi D (1977) Strain in metamorphosed volcanoclastic rocks and its bearing on the evolution of orogenic belts. Geol Soc Am Bull 88:23-4o
Tobschall HJ (1969) Eine Subfaziesfolge der Grünschieferfazies in den Mittleren Cévennen (Dép. Ardeche) mit Pyrophyllit aufweisenden Mineral= paragenesen. Contr Min Petrol 24:76-91
Tollmann A (1963) Ostalpensynthese. Wien(Deuticke) 256pp
Tollmann A (1964) Das Permoskyth in den Ostalpen sowie Alter und Stellung des "Haselgebirges". N Jb Geol Paläont Mh 1964: 27o-299
Tollmann A (1977) Geologie von Österreich. Band I. Die Zentralalpen. Wien (Deuticke) 766pp
Tollmann A (1978) Plattentektonische Fragen in den Ostalpen und der plattentektonische Mechanismus des mediterranen Orogens. Mitt österr Geol Ges 69: 291-351
Tollmann A (1982) Großräumiger variszischer Deckenbau im Moldanubikum und neue Gedanken zum Variszikum Europas. Geot Forsch 64:1-91
Towe KM, Grim RE (1963) Variations in clay mineralogy across facies boundaries in the middle Devonian (Ludlowille), New York. Am J Sci 261: 839-861

Tullis J, Christie JM, Griggs DT (1973) Microstructures and preferred orientations of experimental deformed quartzites. Bull geol Soc Am 84: 297-314
Twiss RJ (1977) Theory and application of a recrystallized grain-size paleopiezometer . Pure Appl Geophys 115: 227-244

Underwood EE (197o) Quantitative Stereology. Addison Wesley Reading MA
Unrug R (1957) Rezent transport and sedimentation of gravels in the Dunajec Valley (western Carpaathians). Acta Geol Polonica 7: 217-257

Velde B (1965) Phengite micas: synthesis, stability and natural occurrence. Am J Sci 263: 886-913
Vetters W (197o) Zur Geologie des SW-Abschnittes des Wechselgebietes zwischen Rettenegg und Feistriztal (Steiermark, Österreich) . Mitt Ges Geol Bergbaustud 19: 71-1o2
Voll G (196o) New work on petrofabrics. Liverp Manch Geol J 2/3:5o3-567
Voll G (1969) Klastische Mineralien aus den Sedimentserien der Schottischen Highlands und ihr Schicksal bei aufsteigender Regional-und Kontaktmetamorphose. Habil Schrift Tu Berlin 1-226
Voll G (1976) Bericht über petrologisch-gefügekundliche Untersuchungen im Gebiet des Uranvorkommens von Forstau. Unv Manusk Bonn 1976 : 1-95
Voll G (1977) Seriengliederung, Gefügeentwicklung und Metamorphose in den Nördlichen Radstätter Tauern, zwischen Forstau-und Preunegg-Tal. In: H Bögel (ed) Geodynamics and Geotraverses around the Alps. Vervielf Manusk : 1-2
Voll G (1982) Bewegungen von Korngrenzen in Gesteinen. Vortragsmanusk

Wagner F, Wenk HR, Kern H, Van Houtte P, Esling C (1982) Development of preferred orintation in plane strain deformed limestone: experiment and theory. Contr Min Petrol 8o: 132-139
Walker RG (1975) Conglomerate: Sedimentary structures and facies models. In: JC Harms, JB Southard, DR Spearing and RG Walker (eds) Depositional environments as inferred from primary sedimentary structures and stratification sequences. SEPM short course Dallas
Walker RG (1975) Generalized fazies models for resedimented conglomerates of turbidite association. Geol Soc Am Bull 86: 737-748
Weathers MJ, Bird JM, Cooper RF, Kohlstedt DJ (1979) Differential stress determined from deformation induced microstructures of the Moine Thrust Zone. J geophys Res 84 B13: 7495-75o9
Wedepohl KH (1978) (ed) Handbook of Geochemistry II/2. Springer Verlag
Wenk HR (1978) Preferred orientation in minerals, review and outlook. In : G Gottstein and K Lucke (eds) Proc 5th Int Conf on Texture of Materials, Aachen.vol2, pp199-21o, Springer Verlag
West IM (1975) Evaporites and associated sediments of the basal Purbeck Formation (Upper Jurassic) of Dorset. Proc Geol Ass 86: 2o5-225
White S (1975) The effects of polyphase deformation on the intracrystalline defect structure of quartz. N Jb Miner Abh 123: 237-252
White S (1976) The effects of strain on microstructures, fabrics and deformation mechanisms in quartzites. Phil Trans R Soc Lond A 283: 69-86
White S (1977) Geological significance of recovery and recrystallisation processes in quartz. Tectonophysics 39: 143-17o
White S (1979) Grain and sub-grain size variation across a mylonite zone. Contr Min Petrol 7o: 193-2o2
White S (1979) Paläo-stress estimates in the Moine Thrust Zone , Eriboll, Scotland. Nature 28o: 222-223
White S (1979) Difficulties associated with paleo-stress estimates. Bull Minéral 1o2: 21o-215
White S (1982) Foliation development and stability in tectonites subjected to cataclastic and cyclical ductile/cataclastic deformation processes. Mitt Geol Inst ETH Zurich 239a:289-291
White S, Burrows SE, Shaw DN, Humphreys FJ (198o) On mylonites in ductile shear zones. J Struct Geol 2: 175-187

Williams PF (197o) A criticism of the use of style in the study of deformed rocks. Geol Soc Am Bull 81: 3283-3296
Wilson CJL, Bell IA (1979) Deformation of biotite and muscovite: optical microstructure. Tectonophysics 58: 179-2oo
Winkler HGF (1979) Petrogenesis of metamorphic rocks. 1-348 Springer Verlag
Wood DS (1973) Patterns and magnitudes of natural strain in rocks. Royal Soc Lond Phil Trans A274: 373-382
Wood DS (1974) Current views on the development of slaty cleavage. Ann Rev Earth Sci 2: 369-4o1

GEOLOGISCHE KARTE
TRIEBENER-TAUERN-PASS

L. Ratschbacher 1979-81 1:10 000 BEILAGE 1

Legende:

- Primäre Gesteinsgrenzen
- Sekundäre Gesteinsgrenzen, Störungen
- Überschiebung des OOA
- Norische Überschiebung

Faltzeichen

horizontal | bis 15° | 15-35° | 35-55° | 55-75° | 75-85° | saiger

Faltenachse

Quartär

- Junge Talfüllungen
- Hangschutt
- Schuttströme
- Blockschuttströme
- Moränen
- Umgelagerte Moräne
- Vertorfung
- Bergbauhalden
- Toteisloch
- Stollen, Halde
- Quelle
- Abrißnische
- Rezente Schuttkegel

Zentralalpine Permotrias

- (Quarz -) Pyllit
- Metakonglomerat / helle Metavulkanite
- dunkle Metavulkanite

Perm (?)

Veitscher Decke (GWZ)

- (Quarz -) Phyllit (Metapelite- - psammite)
- Metakonglomerat (überwiegend)

Oberkarbon (?)

- Dunkler Kalkphyllit
- Kalkmarmor (Triebensteinkalk)
- Dolomit
- Magnesit
- Phyllit, Metagrauwacken (Metapelite-psammite)

Unterkarbon (?)

Kristallin

- Serpentinit
- Gneis (Augengneis, Aplitgneis)
- Kalksilikatgestein, Metavulkanit, Glimmerschiefer
- Bösensteinkristallin
- A Amphibolit
- tf Tuffogene Beeinflussung
- calc Karbonatführend
- ly Lydit
- Crinoiden
- Korallen
- Pflanzenfossilien

Norische Decke (GWZ)

- helle Metavulkanite
- Metatuffitite (Hohenbühel)
- helle Metavulkanite
- "Porphyroid"

Bremsbergeinheit
- Quarzphyllit

Graphitphyllitseinheit
- (Phyllitischer) Kalkmarmor
- Graphitischer Phyllit

Silur (?)

Quarzitseinheit
- Chlorit-, Serizit-, Quarzphyllit
- Epidotchloritquarzphyllit (Sunkbrücke)

Ordovizium (?)

St. Lorenzen im Paltental
Kirchberg
Hohenbühel 1275
Lugstein
Lärchkogel
Höllgrabenmoos
Bremsberg
Triebon (709)
Gugl-Zipf
Reinerschi
Geißmauer
Grabmeier
Hohentauern 1274
Moscher
Hirtsgupf 1162
Brodfalle
Hanon
1075
1402
1321
1550
1393
1671
1331
1511
1509
1735
1742
1302
1140
1256
1278
1400
1300
1500
1600
1700
1704
749
709
006
005
004
003
002
001
N

BEILAGE 2

Schweremineralverteilung:
Triebener-Tauern-Paß

TRIEBEN

Hohenbühel
1275

Guglzipf

Lugstein

1550

1666
Lärchkogel

1561

Schober
1571

1510

Bgw

Triebenstein

Brodjäger

Zirkon idiomorph
Zirkon rosa
Zirkon gerundet
Turmalin
Apatit
TiO_2-Mineralien
Granat

Überschiebung des OOA
Norische Überschiebung

100 m

Veitscher Decke

Metakonglomerate des (?) Oberkarbons
Klastika des (?) Unterkarbons

Mittelwerte:

Norische Decke
Veitscher Decke (Oberkarbon)
(Unterkarbon)
Zentralalpine Permotrias

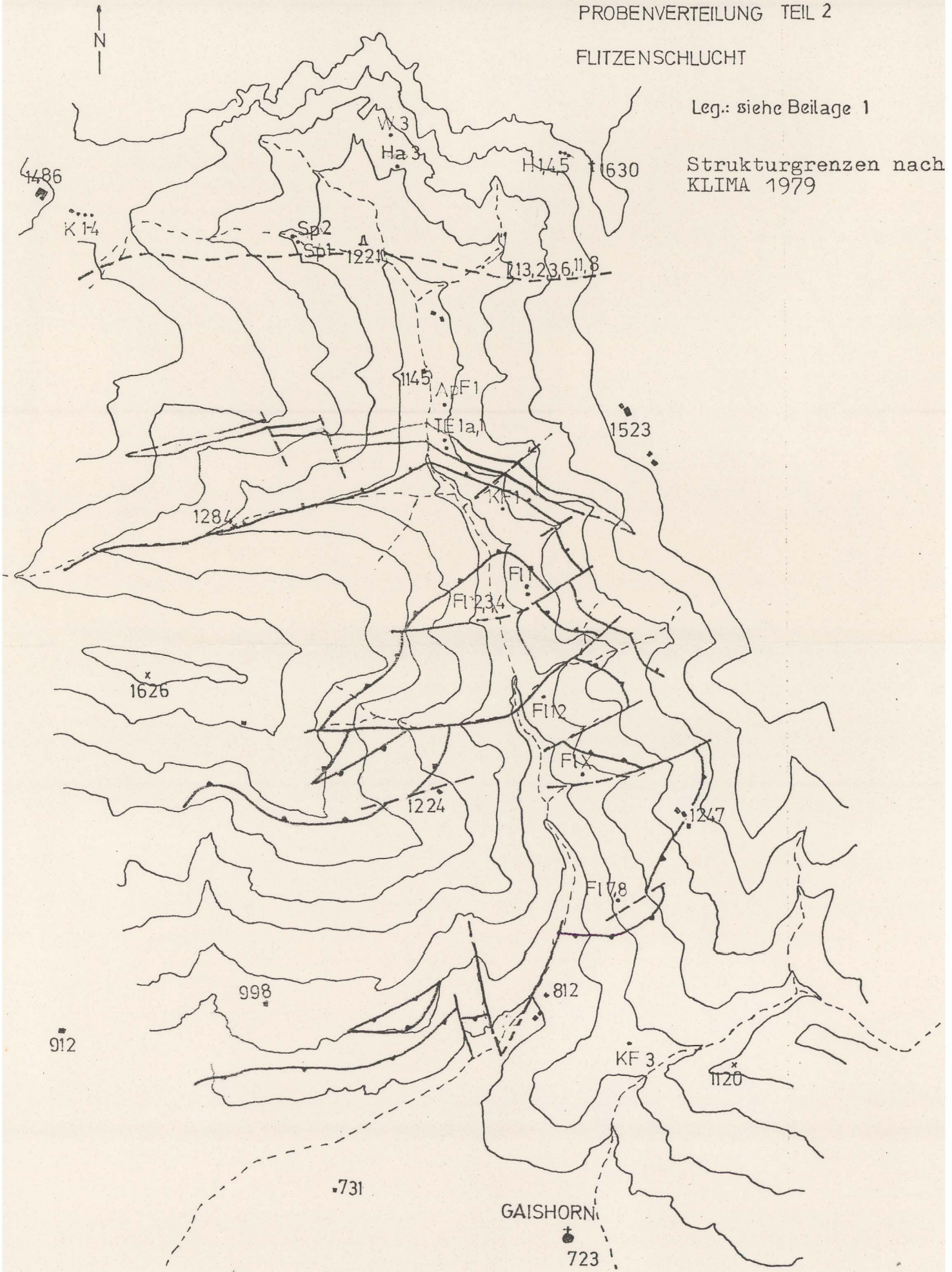
L.R. 1982

BEILAGE 3

GEOLOGISCHE GROSSEINHEITEN und

PROBENVERTEILUNG TEIL 2

FLITZENSCHLUCHT



Rat 82

BEILAGE 4

GEOLOGISCHE GROSSEINHEITEN und PROBENVERZEICHNIS TEIL 2

TRIEBENER TAUERN PASS

