

Übersicht über Geologie und Mineralgehalt in einem Querprofil von Altkristallin zur Kalkalpenbasis (Triebener Tauernpaß – Flitzenschlucht, Palntental, Steiermark, Österreich)

Von **LOTHAR RATSCHBACHER & KURT KLIMA***

Mit 14 Abbildungen, 3 Tabellen, 1 Tafel und 3 Profilen

Steiermark
Nordalpines Permomesozoikum
Grauwackenzone
Zentralalpines Permomesozoikum
Muriden-Altkristallin
Metamorphose
Tonmineralogie
Absolute Altersdatierung

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 99, 130

Inhalt

Zusammenfassung, Summary	151
1. Einführung	152
2. Methodik	152
3. Geologische Grundlagen	155
3.1. Triebener Tauernpaß	155
3.1.1. Altkristallin	155
3.1.2. Zentralalpines Permomesozoikum	155
3.1.3. Veitscher Decke	156
3.1.4. Norische Decke	156
3.2. Flitzenschlucht	158
3.2.1. Zentralalpines Permomesozoikum	158
3.2.2. Grauwackenzone und Nordalpines Permomesozoikum	160
4. Petrologie	160
4.1. Reliktminerale (Auswahl)	160
4.2. Alpidische Phyllosilikatneubildungen	162
4.3. Alpidischer Restbestand (Auswahl)	166
5. Mineralgesellschaften und PT-Übersicht	166
6. Beziehungen Deformation – Metamorphose	167
7. Geochronologische Resultate	167
8. Folgerungen	168
Dank	169
Literatur	169

Zusammenfassung

Geologische Aufnahmearbeiten im Altkristallin, permomesozoischer Hülle, beiden Grauwackendecken und den basalen Kalkalpen S und N des Palntales geben Anlaß, überblicksmäßig über Schichtumfang und progressive alpidische Metamorphose zu berichten.

Maximal 300 m mächtiges Altkristallin gliedert sich in (Liegend – Hangend): Augengneise – Amphibolite – Serpentinite (Ultrabasite) – Kalksilikatfelse mit basischen Metavulkaniten und Glimmerschiefern. Diese Abfolge entspricht der „Speikserie“ der Gleinalm (Muriden-Kristallin). Darauf transgrediert Alpinen Verrucano. S des Palntales folgen ca. 650 m Veitscher Decke und ca. 1.500 m Norische Decke. In letzterer wird ein Ordovizium–Silur(?)–Profil beschrieben, mit einer vulkanoklastischen Entwicklung im Ordovizium (ca. 400 m), einem Blasen-eckporphyroidäquivalent (max. 50 m) und einer klastisch-karbonatischen Hangendentwicklung mit sauren und basischen Metavulkaniteinschaltungen. 500 m Zentralalpine Permotrias,

mit einem Schichtumfang von Alpinem Verrucano bis in das anisische Karbonatniveau („Fenster von Gaishorn“), 300 m Veitscher Decke, 1.000 m Norische Decke und eine max. 400 m mächtige Prebichl-Werfenschichtenentwicklung umfaßt das Querprofil N des Palntales.

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

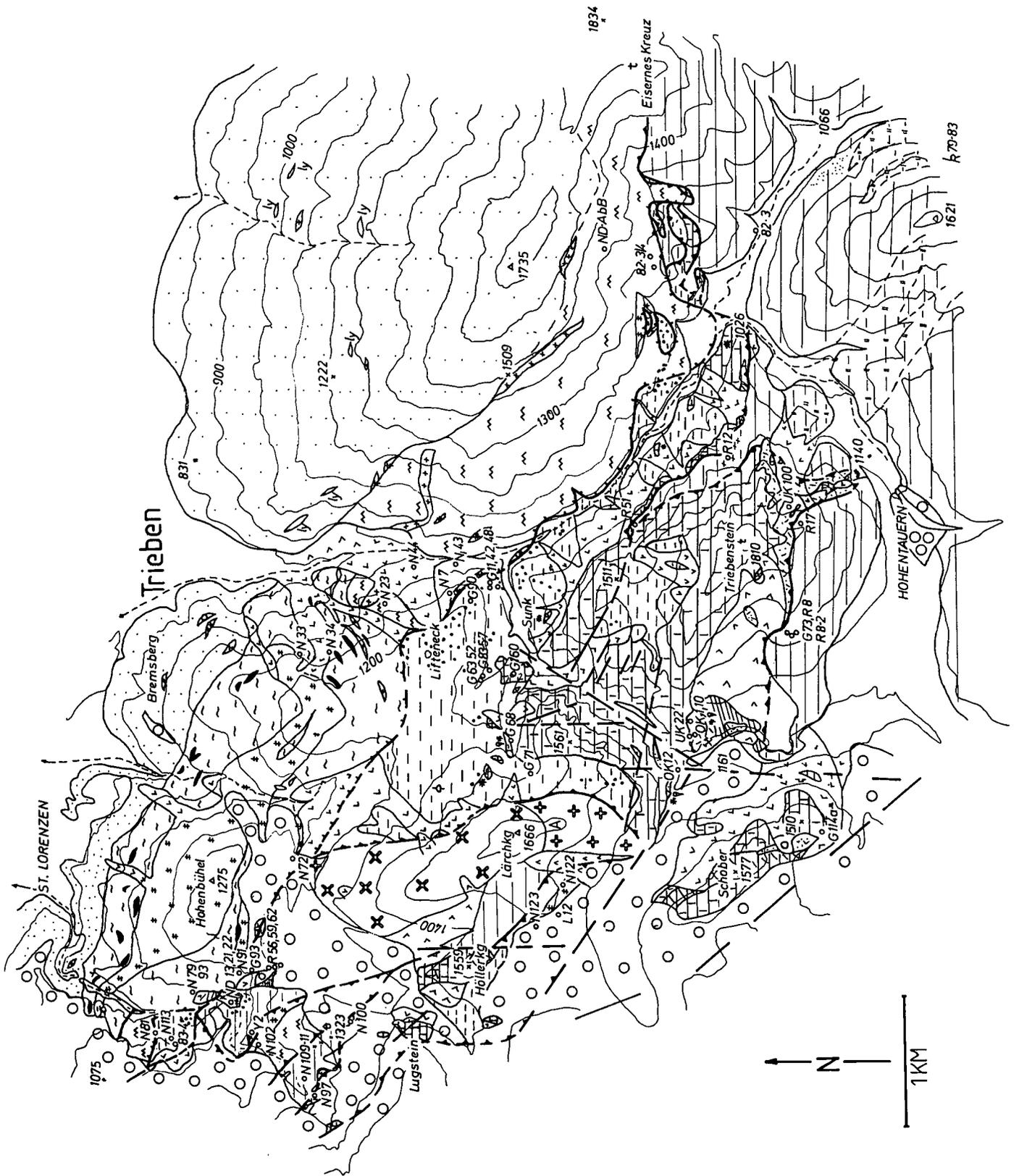
Das alpidische „low grade“ Querprofil wird mit den Indexmineralien Chloritoid-Biotit-Granat in Mineralzonen gegliedert. An Phyllosilikatphasen werden nachgewiesen: Chlorit (Fe- bis Mg-reich), Muskovit (2 M, 1 Md), Illitkristallinität überwiegend (<4,0) Phengit, Paragonit, Talk, Margarit, mixed layer Paragonit/Muskovit(?), Biotit. Ihre Verbreitung in den einzelnen großtektonischen Einheiten wird diskutiert, weiters Chloritoid, Graphit, Granat, Albit näher beschrieben. Die alpidische Metamorphose lief im wesentlichen syndeformativ ab.

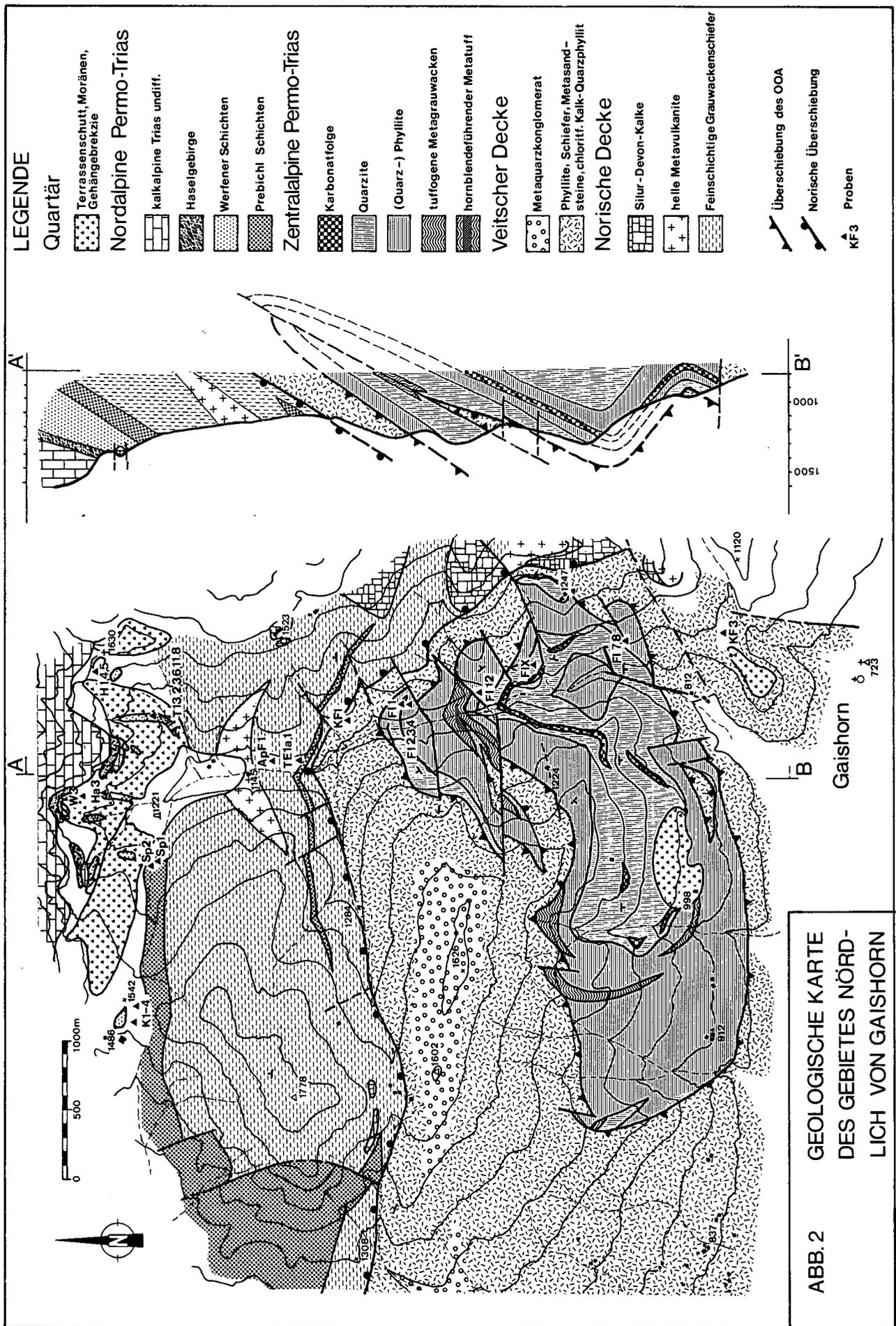
Geochronologische Daten belegen das altalpidische thermische Ereignis.

Summary

Mapping in „Altkristallin“, permomesozoic cover, both Greywackezone nappes and the basal Northern Calcareous Alps

*) Anschriften der Verfasser: Dr. **LOTHAR RATSCHBACHER**, Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Graz, Heinrichstraße 26, A-8010 Graz; Dr. **KURT KLIMA**, Institut für Technische Geologie, Petrographie und Mineralogie, Technische Universität Graz, Rechbauerstraße 12, A-8010 Graz.





am Geologischen Institut der Universität Graz dürfte diese Nachweisgrenze für 2 M-illit obiger Autoren (25 bzw. 8 %) nicht erreicht werden. Organisches Material wurde nach den Angaben von LANDIS (1971) näher untersucht.

3. Geologische Grundlagen

3.1. Triebener Tauern Paß

3.1.1. Altkristallin

Das untersuchte (MOA) Altkristallin (Abb. 3) tritt in einem Großfaltenscheitel als Fenster unter Permomesozoikum und Grauwackendecken hervor (Abb. 1) und läßt sich mit der „Speikserie“ (vgl. z.B. BECKER, 1980) der Glein-, Stubalm vergleichen.

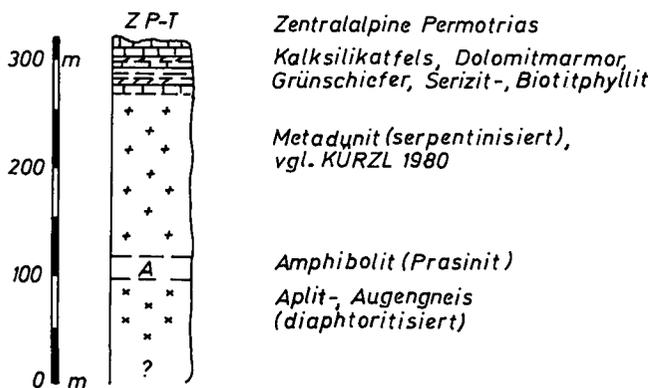


Abb. 3: Schematisches Säulenprofil durch das Altkristallin nordwestlich des Triebener Tauernpasses (Lärchkogel, Lorenzgraben). Mächtigkeitsangaben sind Näherungswerte.

KÜRZL (Vortragsmitteilung 1980) deutet aufgrund geochemischer Parameter den Serpentin-Komplex als metamorphen Dunitkörper bzw. als Kumuluspartie eines Ophiolithkörpers. Die bunte Gesteinsfolge im Hangenden läßt sich als Wechsellagerung von teilweise stark verunreinigten Kalken bzw. Dolomiten mit teils sedimentbeeinflussten basischen Vulkaniten deuten. Sie kann als die primäre Auflage des Ozeanbodens gelten (vgl. FRISCH et al., 1983).

Präalpinen Altbestand ist in kompetenten Gesteinen erhalten (Augengneise, massige Metavulkanite), in feinkörnigen Paragesteinen und Metavulkaniten (Tuffe, Tuffite) völlig ausgelöscht. Im APQ-Streckeisendiagramm plotten zwei mineraloptisch untersuchte Proben aus dem Aplit-Augengneishorizont ins Granitfeld. Magmatische Relikte können in diesem Gneiszug in Kalifeldspat und Allanit, dieser mit Übergangszonierung, vermutet werden.

3.1.2. Zentralalpine Permotrias

Nach lithostratigraphischen Vergleichen liegt nur Alpiner Verrucano (sensu TOLLMANN, 1964) vor. Die Vorkommen verteilen sich auf (vgl. Abb. 1):

- Abfolge über dem Altkristallin-Fenster des Lorenzgrabens und des Lärchkogels, mit großteils tektonisch überarbeitetem Transgressionskontakt („Bereich Lorenzgraben“).
- Abfolge in Faltenkernen an der Basis des Triebensteins bei Hohentauern („Bereich Triebenstein-Hohentauern“).

Bereich Lorenzgraben

Profil 1 gibt das Idealprofil des Verrucanos im Lorenzgraben. Das Insert-Detailprofil charakterisiert den Basalkontakt auf Sh. 1010 m an der orographisch rechten Schluchtseite des Lorenzgrabens.

Örtlich ausgebildete Transgressionsbrekzien führen weißlich-braune Dolomitmarmor-Komponenten des unmittelbaren Untergrundes, untergeordnet bleiben weiße und violettrosa Quarzgerölle und Restquarz-, Plutonit-(tonalitisches Zusammensetzung) und Marmorgerölle, dazu kommen noch Intraklaste (Abb. 4a). Abb. 4a stellt weiters den klastischen Altbestand der Metapsammite bis Metapelite dar. Hellgraue, geringmächtige Metatuffe und Metatuffite mit Sedimentvornacht (umgelagerte saure Vulkanite) lassen sich lokal wenige m über dem Basalkontakt nachweisen. In Zusammenhang mit diesen Gesteinen treten linsenförmige Anreicherungen von Hämatit, untergeordnet Ilmenit-Magnetit, Rutil und Pyrit auf. Anschliffuntersuchungen lassen an Erzschlamm denken (Linsen-[Lagen-]dicke generell unter 1 mm). Unbedeutende Cu-Vererzung ist nachweisbar. Dolomitierung von Teilen der Verrucanobasis, Bildung von blaßgrünen Glimmern („Fuchsit“?), (Phengit ist aufgrund von übersichtsmäßigen b_0 -Parameter-Bestimmungen unwahrscheinlich) und das Auftreten von Leuchtenbergit an der Basis des Profils wird mit 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 (Kalksilikatniveau) des Lorenzgrabens die Unterlagen. Eine direkte Auflagerung auf dem Ultrabasitniveau konnte nicht beobachtet werden (keine Gerölle), ortsfremde Marmor- und unverschieferte (präalpin) Plutonitgerölle belegen einen größeren Einzugsbereich.

Bereich Triebenstein – Hohentauern

Für den Verrucanobereich Triebenstein-Hohentauern läßt sich wegen der komplexen Tektonik und den schlechten Aufschlußverhältnissen vorläufig kein Idealprofil erstellen.

Die Metasedimente in diesem Bereich umfassen typischen Alpenen Verrucano (vgl. Abb. 4b).

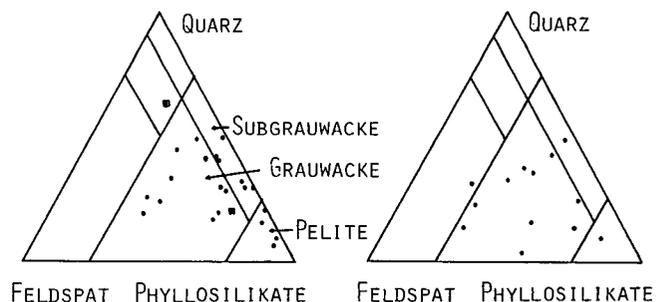
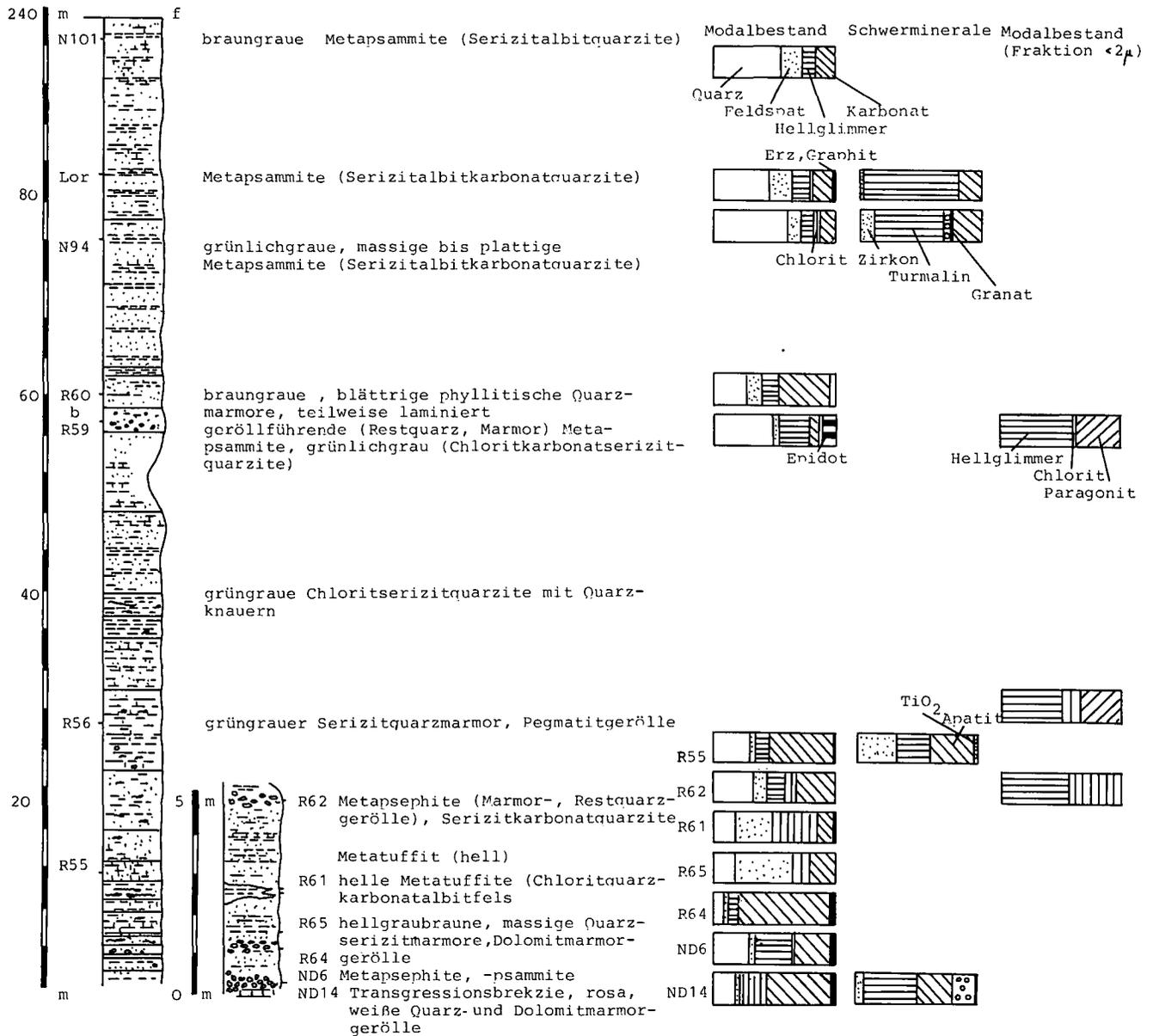


Abb. 4: Metasedimente des Alpenen Verrucano südlich des Paläntales, dargestellt in der Sandsteinklassifikation nach PETTIJOHN (1949, leicht modifiziert). Die Beeinflussung und Umwandlung des Altbestandes durch Mineralreaktionen und stressinduzierte Vorgänge (z. B. Drucklösung, PLESSMANN, 1984) weist der Einordnung der dargestellten Probenpunkte nur Größenordnungscharakter zu. Links: Bereich Lorenzgraben; Quadrate markieren die Zusammensetzung von Intraklasten. Rechts: Bereich Triebenstein – Hohentauern.

PROFIL 1

Alpiner Verrucano - Lorenzergaben, Paltental



Auffallend ist der geringe Karbonatgehalt gegenüber dem Lorenzergabenprofil, auch treten Metapsephitlagen nur selten auf. Diese führen Restquarzgerölle, nur in Annäherung an den Sekkauer Kristallinkomplex Gerölle aus diesem. Neben sauren Metavulkaniten gelang der Nachweis basischer Metavulkanite.

Darüber soll in einer eigenen Arbeit berichtet werden.

3.1.3. Veitscher Decke

Zur Abfolge S des Paltentales siehe RATSCHBACHER (1984b). Es erfolgt eine Untergliederung in drei Formationen, wobei die Liegende und die Hangende klastisch, die Mittlere karbonatisch dominiert sind. Bei den Klastika überwiegen monotone Graphit(-Chlorit-Quarz-)phyllite, bei den Karbonaten treten in Teilbereichen zu den Kalkmarmoren Dolomite und Magnesite.

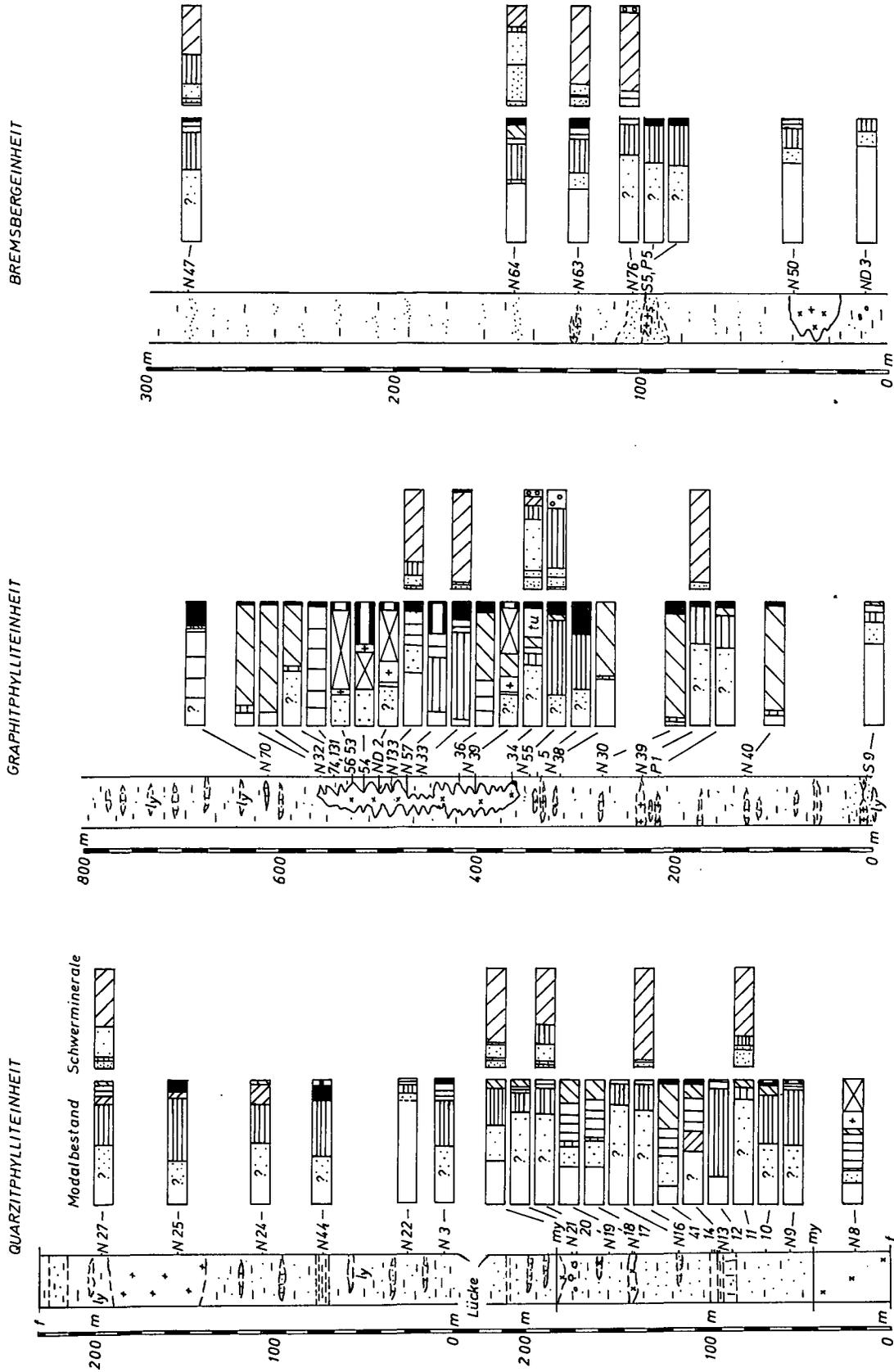
3.1.4. Norische Decke

Drei Kartiereinheiten (im Sinne von Gruppen) sind

ausscheidbar (Abb. 1). Die basale „Quarzeinheit“ umfaßt Metapelite bis -psammite und stark epiklastisch beeinflusste Metavulkanite. Das hangende Porphyroidniveau läßt sich als Äquivalent zum Blasseneckporphyroid auffassen und weist damit der Basisabfolge ordovizisches Alter zu. Es folgt, nur in Bereichen abgrenzbar, die „Graphitphylliteinheit“, in die basische Metavulkanite konkordant eingelagert sind. Kennzeichnende Gesteine sind \pm quarzitische Graphitphyllite („Schwarzschiefer“) mit geringmächtigen Kalkmarmor- und Lyditlagen. Mit fließendem, sedimentärem Übergang folgt im N (Hangend) die „Bremsbergeinheit“, durch Quarzite, Quarzphyllite und Chloritserizitphyllite charakterisiert. Saure Metavulkanite bzw. deren Tuffe und Tuffite finden sich als geringmächtige Einschaltungen in beiden letztgenannten Kartiereinheiten.

Das vorliegende Datenmaterial ist in einem schematischen Säulenprofil (Profil 2) dargestellt. Vergleicht man dieses mit Profilen in FLAJS & SCHÖNLAUB (1973), SCHÖNLAUB, (1977, 1979) und HEINISCH (1981), so ist aus dem Serienvergleich ein ordovizisch-silurisches Al-

PROFIL 2 Norische Decke S' des Paläntales



ter für die dargestellte Abfolge sehr wahrscheinlich. Die hangenden Einheiten zeigen eine fast idente Ausbildung wie Profile in den südlichen Eisenerzer Alpen, die dort mittels Conodonten in das Llandovery und Wenlock datiert werden konnten. Die „Bremsbergeinheit“ zeigt weiters Ähnlichkeiten mit Profilen in der Veitsch (vgl. NIEVOLL, 1983).

Profil 2 wurde entlang den Forststraßen am E-Abfall zum Tauernbach (Wolfgraben) aufgenommen. Die Mächtigkeitsangaben sind Maximalwerte, isoklinale Falungen und damit Schichtwiederholungen sind möglich.

Als Edukt für die unter dem Porphyroidniveau aufgeschlossenen Gesteine lassen sich überwiegend feinkörnige, quarzreiche Sedimente folgern. Karbonat ist lokal angereichert, doch fehlen reine Marmore. Charakteristisch sind linsige Quarzeinschaltungen. Tuffogene Beeinflussung ist örtlich belegbar.

Geröllführende Lagen mit großen Feldspatkristallen, Granitoiden und Restquarz als Komponenten (\varnothing bis 1,5 cm) sind selten. Diese Geröllführung bestärkt die Annahme eines kontinentalen Basements für die Norische Decke (vgl. DAURER & SCHÖNLAUB, 1978; FRISCH et al., 1983).

Beim Blasseneckporphyroidäquivalent handelt es sich um rekristallisierte Porphyroide (vgl. HEINISCH, 1981). Im K(ristall) – G(las) – L(Bims, Fremdgestein)-Diagramm liegen die Proben ausnahmslos im Feld der Glastuffe (Abb. 5). Da zu erwarten ist, daß ein Teil der Kristalle zur Grundmasse umkristallisiert ist, liegen die primären Edukte näher bei den kristallreicheren Porphyroiden.

Fast alle Kalkmarmorvorkommen, wobei es sich um maximal m-, meist cm- bis dm-mächtige, dunkelgraue, graphitische Plattenkalke und Kalkschiefer handelt, wurden auf Conodontenführung getestet, bisher negativ (33 Proben). Hauptgründe dürften die Rekristallisation und die starken stress-bedingten Lösungsvorgänge sein.

Die basischen Metavulkanite zeigen, soweit noch auf primäre Strukturen rückschließbar ist, nur untergeordnet echte vulkanische Ergüsse. Von 13 typisierbaren Schliffen lassen sich zwei als Metalaven, sechs als Metatuffe und fünf als Metatuffite mit einiger Wahrscheinlichkeit ansprechen. Eine genauere Unterteilung in Ablagerungseinheiten gelingt nicht, mindestens drei sind

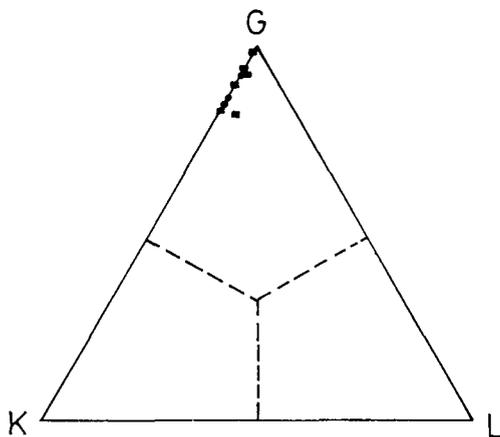


Abb. 5: K(ristall) – G(las) – L(Bims, Fremdgestein)-Diagramm der sauren Metavulkanite in der Norischen Decke südlich des Paläntales (Ordovizium–Silur?).
● = Blasseneckporphyroidäquivalent; ■ = höhere Niveaus.

örtlich durch Phylliteinlagerungen nachweisbar. Überwiegend liegen Metaaschentuffe vor.

Abb. 5 gibt die Einordnung einiger saurer Vulkanite über dem Blasseneckporphyroidniveau in das K-G-L-Diagramm. Die mächtigste Einschaltung (Probenbereich N39, N6, P1) erreicht maximal 10 m, die übrigen bleiben unter einem m, meist im dm-Bereich. Bei einigen Proben ist die Unterscheidung zu rein klastischen Gesteinen auch im Schriff sehr schwierig. Als Unterscheidungskriterien gelten:

- Vulkanische Feldspäte und Quarze (meist stark zersetzt), Lapilli sind sehr selten.
- Inhomogenität der Korngrößenverteilung. Große Einsprenglinge in feinkörniger Grundmasse.

Taf. 1, Fig. 1, 2 geben eine Übersicht über das Erscheinungsbild und über die Größenordnung der metamorph-tektonischen Umwandlungen an den hellen Metavulkaniten der Norischen Decke.

Als Edukte für die Gesteine der „Bremsbergeinheit“ lassen sich überwiegend Metasilite wahrscheinlich machen (Korngrößenabschätzung an SM und klastischen Feldspäten). Quarzite (Metapsammite) sind linsenförmig eingeschaltet. Sehr selten sind geröllführende Lagen (\varnothing der Gerölle max. 1 cm), untergeordnet treten „Lydite“ auf. Deutliche Lamination läßt sich großteils auf Schieferung zurückführen, im Schriff lassen sich aber oft primäre Anlagen nachweisen (Typus der „feinschichtigen Grauwackenschiefer“ nach HAMMER, 1925).

3.2. Flitzenschlucht

3.2.1 Zentralalpines Permomesozoikum

Im Flitzengraben ist in Form einer etwa E–W-streichenden Antiklinale eine permo-triadische Gesteinsabfolge abgeschlossen. Wegen ihrer tektonischen Position im Liegenden der Veitscher Decke wurde sie als „Fenster von Gaihorn“ bekannt (METZ, 1947).

Die Gesteinsabfolge ist in vier Abschnitte zu gliedern:

Ein vulkanogen beeinflusster basaler Teil, darüber Konglomerate und Phyllite, diesen auflagernd Quarzite, die schließlich von einer karbonatischen Abfolge mit Rauhwacke überlagert werden (vgl. Profil 3).

Die Folge wird an der Basis von Metatuffiten in die ein geringmächtiger, hornblendeführender Metatuff (mit Aktinolithneusprossung) eingelagert ist, eingeleitet. Gemeinsam mit den Tuffiten treten Feldspat- und Quarz-Feldspatgerölle-führende Metagrauwacken auf. Über teils karbonatführenden Metakonglomeraten folgt ein mächtiges, vorwiegend phyllitisches Schichtglied.

Aufgrund lithologischer Vergleiche ist die gesamte Abfolge dem Alpenen Verrucano (sensu TOLLMANN, 1964) zuzuzählen.

Schräggeschichtete weiße Arkosen leiten eine etwa 140 m mächtige Quarzit-Arkose-Wechselfolge ein. Charakteristisch ist die reiche Führung von klastischen Kalifeldspäten und Turmalinen. Eine basale Geröllquarzitentwicklung, wie sie für viele vergleichbare Abfolgen typisch ist (ERKAN, 1977), fehlt weitgehend. Die Quarzite sind dem alpinen Buntsandstein zuzurechnen und damit in das Skyth zu stellen (TOLLMANN, 1977). Ebenflächlich ausgebildete Serizitquarzite, die dem Niveau des Alpenen Rötts entsprechen, leiten die karbonatische dominierte Entwicklung am Top der permomesozoischen Schichtfolge ein. In die vorherrschenden Flaserdolomite ist nahe deren Basis maximal 6 m mächtige Rauhwacke

eingeschaltet. Bemerkenswert ist ein hoher Magnesitanteil in der Matrix dieser Rauhwacke.

Im Hangenden der Rauhwacke sind bis zu 0,7 m mächtige Dolomitbänke in die Flaserdolomite eingelagert, ohne daß es aber zu einer Ausbildung „typischer“ Aniskarbonate kommt.

Die Flaserdolomite sind das jüngste Schichtglied der im Hangenden tektonisch begrenzten permomesozoischen Entwicklung im Gaishorner Fenster.

3.2.2. Grauwackenzone und nordalpines Mesozoikum

Das Permomesozoikum des Fensters wird allseits von der Veitscher Decke umrahmt. Teilweise sind Permomesozoikum und Veitscher Decke miteinander verschuppt.

Der Gesteinsinhalt der Veitscher Decke umfaßt schwarze Phyllite, Metasandstein, Quarzite, chloritführende Kalk-Quarz-Schiefer und -phyllite, Quarzkonglomerate (z. T. mit Gneisgeröllen?) und untergeordnet geringmächtige Kalke. Während die tieferen Anteile der Veitscher Decke von Feinklastika mit karbonatischem Einfluß aufgebaut werden, herrschen gegen das Hangende Grobklastika vor.

An der Norischen Linie, die morphologisch im Bereich des Wagenbänkgrabens verläuft, sind in der Norischen Decke Schollen von Albit-Kalk-Chloritschiefern und Leuko-Epidot-Amphibolit anzutreffen. Zum größten Teil wird hier die Norische Decke aus feinschichtigen Grauwackenschiefern (sensu HAMMER, 1925) aufgebaut. Blasseneckporphyroid und Silur-Devon-Kalke bilden im Osten des aufgenommenen Gebietes eine tektonisch isolierte Scholle im Hangenden. Ein Porphyroidspan ist im Nordteil des Flitzengrabens in die Grauwackenschiefer eingeschaltet.

Am Südbang des Admonter Reichensteines sind mehrere Profile durch die Kalkalpine Basisentwicklung aufgeschlossen. Hier folgen auf die Grauwackenschiefer Chloritoidschiefer, Prebichlkonglomerat und teils chloritoidführende graue Tonschiefer und Sandsteine der Prebichlschichten. Daraus entwickeln sich Werfener Schichten mit grünen Ton- und Sandsteinen sowie sandigen Dolomiten (BÜCHNER, 1973; KLIMA, 1984).

Parallel zur Norischen Linie im Wagenbänkgraben eingeschaltete Prebichlschichten können als Hinweis auf deren alpidisches Alter gewertet werden.

4. Petrologie

4.1. Reliktminerale (Auswahl)

Granat

Im Altkristallin bzw. der Norischen Decke können Reliktgranate einem präalpinen 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, Quarz, Feldspat und idiomorphem Chloritoid. Erz zeichnet ein $s_i \neq s_o$ nach.

Regionalgeologische Korrelation und Vergleiche mit dem als sicher variszisch ableitbaren Gefüge in der gesamten bearbeiteten Abfolge der Norischen Decke weisen auf variszisches Bildungsalter. Dieser Granat, der sich nur in der basalen Norischen Decke findet, deckt sich dabei ziemlich mit dem Verbreitungsgebiet des klaren, deutlich abtrennbaren, alpidisch (d. h. in der datiert alpidischen Mineralgesellschaft stabilen) neugesproßten. Gründe, warum dieser Granat als variszisches Metamorphoseprodukt und nicht als klastisch ererbt (d. h. ins ordovizische Sediment eingebracht) angesehen wird, sind weiters:

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

Das sind für detritische Mineralien untypische Eigenschaften. Daraus wird geschlossen: Die variszische Metamorphose der Norischen Decke im Triebener Areal 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 variszische Metamorphose.

Turmalin

Als Besonderheit treten im Verrucano, besonders schön in der Veitscher Decke, zwei voneinander unterscheidbare Anwachssäume auf, wobei der Äußere meist allseitig ausgebildet ist. Dies belegt:

- Die Metamorphose überdauerte die duktile Deformation kurz.
- Durch das Auftreten der Säume im Verrucano ist das alpidische Bildungsalter auch für die Veitscher Decke erwiesen. Dies ist ein Nachweis für deren rein alpidische Temperung.

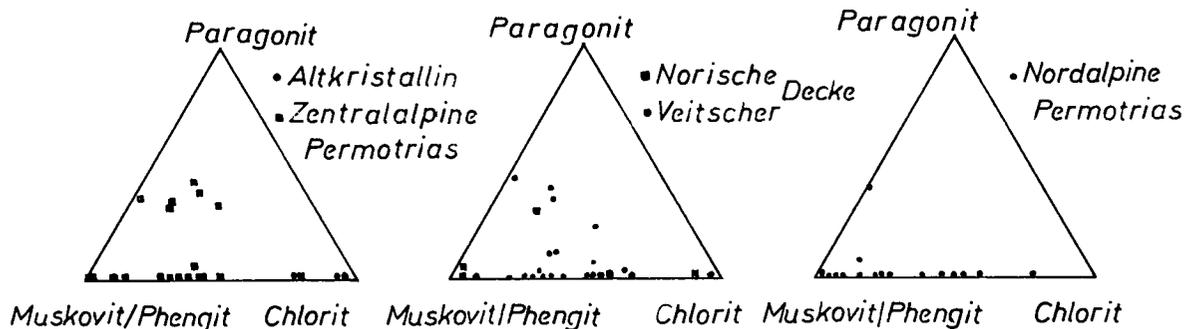


Abb. 6: Verteilung der alpidisch neugebildeten Phyllosilikatphasen im Querprofil Kalkalpenbasis – Altkristallin. Die einzelnen lithologischen (und tektonischen) Großeinheiten unterscheiden sich deutlich durch ihren Phyllosilikatgehalt.

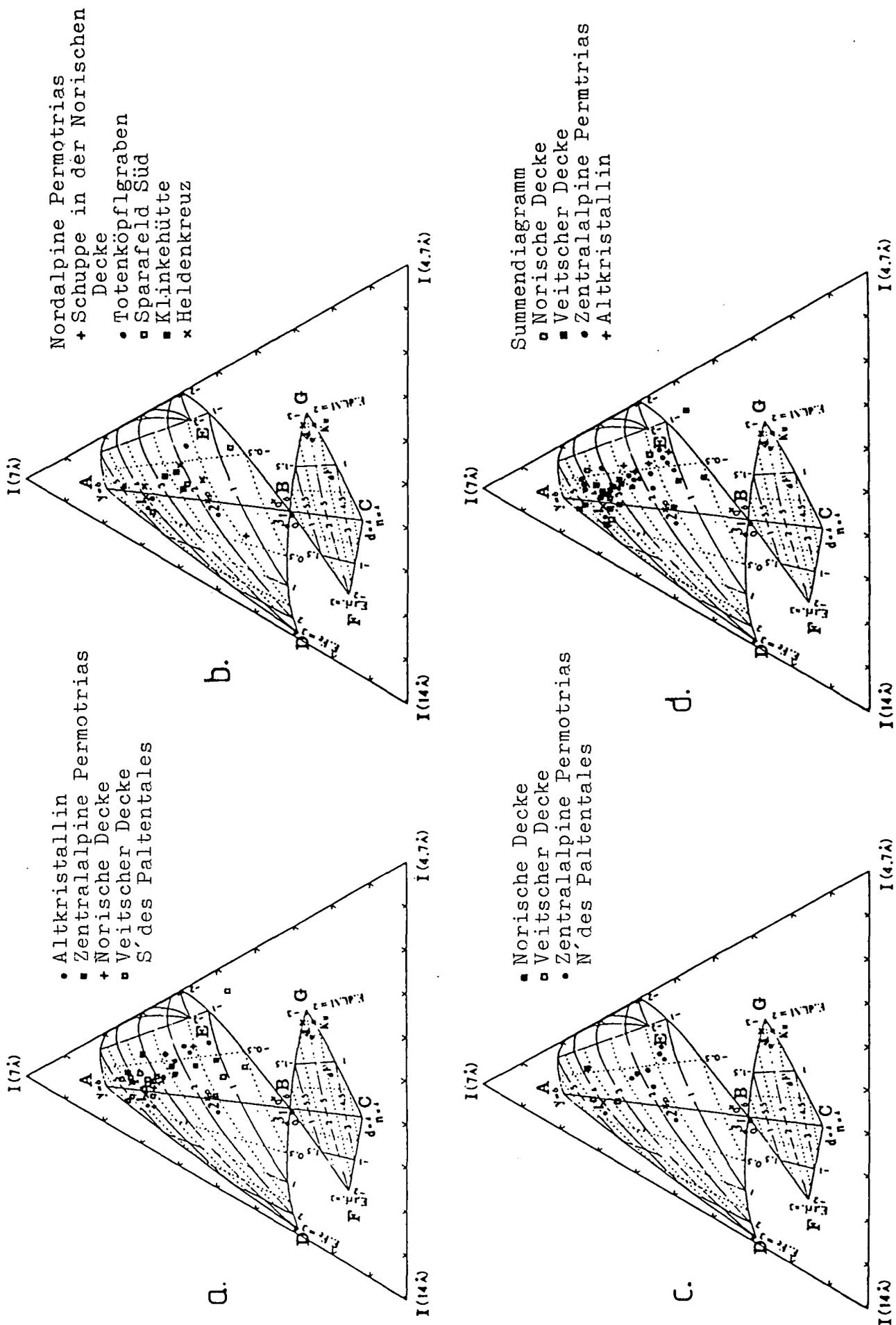


Abb. 7: Übersicht über die Kristallchemie der Chlorite im Querprofil. Diagramme nach OINUMA et al. (1972).

bilden einige Proben der Norischen Decke und des Alt-kristallins).

Trägt man die oktaedrale Zusammensetzung der Chlorite gegen das Verhältnis Chlorit/Hellglimmer für die Veitscher Decke und die Zentralalpine Permotrias auf (Abb. 9), so zeigt sich:

Die hohen Fe-total-Gehalte in der Veitscher Decke sind mit einem hohen Chlorit/Hellglimmeverhältnis gekoppelt. Die Werte für das Zentralalpin plotten bei niedrigeren Fe-total- und niedrigeren Chlorit/Hellglimmeverhältnissen. In Anlehnung an TOWE & GRIM (1963); LIEBLING & SCHERP, 1976) können dafür primäre Environmentunterschiede verantwortlich gemacht werden.

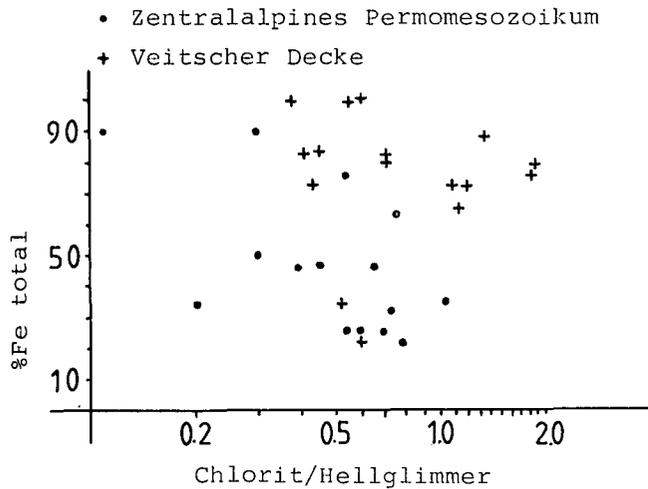


Abb. 9: Beziehung zwischen dem Chlorit/Hellglimmer-Verhältnis und der Chloritzusammensetzung in der Veitscher Decke (x) und dem Zentralalpinen Mesozoikum (●). Die Trennung der beiden großtektonischen Einheiten ist signifikant.

Muskovit/Phengit

Das beprobte Gesteinsspektrum entspricht weitgehend den Chlorituntersuchungen (überwiegend Metapelite bis -psammite). Alle untersuchten Hellglimmer sind dioktaedrisch. Abb. 10 zeigt ein Histogramm, das ihre Verteilung im Bereich Muskovit/Phengit darstellt.

Danach überwiegen Muskovite über Phengite. Generell läßt sich feststellen, daß höher metamorphe Proben geringeren Phengitgehalt aufweisen. Vor allem die Proben der Veitscher Decke plotten überwiegend ins Muskovitfeld. Tektonische Groseinheiten lassen sich aufgrund ihres Muskovit/Phengitgehaltes nicht unterscheiden.

Illikristallinität (KUBLER, 1967) gegen das Intensitätsverhältnis ($I[002]/I[001]$) für Glimmer ist in Abb. 11 aufgetragen. Nach ESQUEVIN (1969) soll diese Intensitätsbeziehung ein Maß für das $Al/(Fe+Mg)$ -Verhältnis von dioktaedrischen Glimmern sein. Mehrere Autoren (zuletzt KISCH, 1980; PADAN, et al., 1982) finden kaum Korrelation zwischen dem $Al/(Fe+Mg)$ -Verhältnis und $I(002)/I(001)$. Abb. 12 bestätigt diese Ergebnisse.

Folgende Ursachen für das Vorhandensein phengitarmer K-Glimmer lassen sich diskutieren:

1. Al-reicher Gesteinschemismus (z. B. GUIDOTTI & SASSI, 1976).

Ein direkter Zusammenhang scheint zwischen Paragonit-Gehalt und Phengit-Gehalt gegeben. Bei 10 daraufhin untersuchten paragonitführenden Proben treten b_0 -Werte $<9,025 \text{ \AA}$ 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 et al., 1982). Dies gilt auch für chloritoidführende Proben.

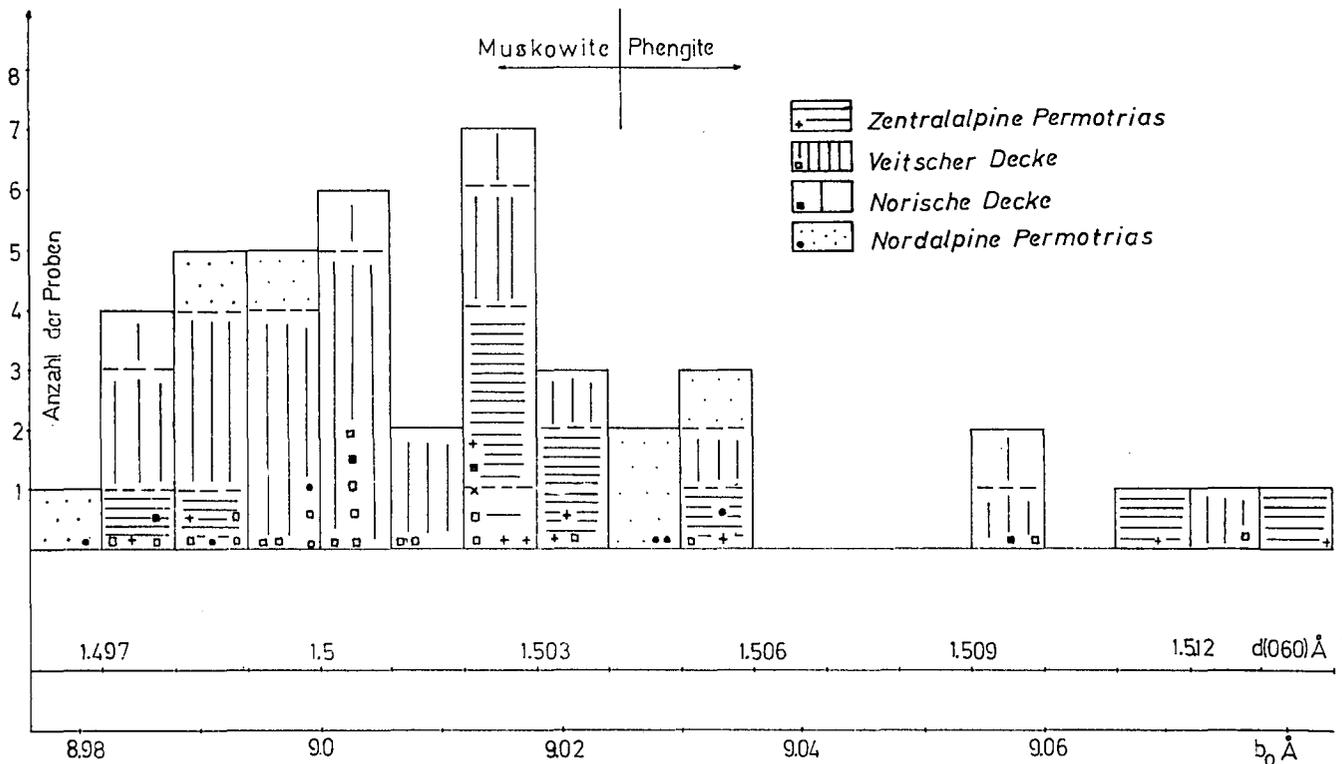


Abb. 10: Histogramm der alpidischen Hellglimmer aus dem Querprofil unterteilt nach b_0 -Werten nach CAPRINI et al. (1968) für die Grenzlinie Muskovit/Phengit bei $b_0 = 9,025 \text{ \AA}$ (alle Proben aus der Fraktion $<2\mu\text{m}$). Erläuterung siehe Text.

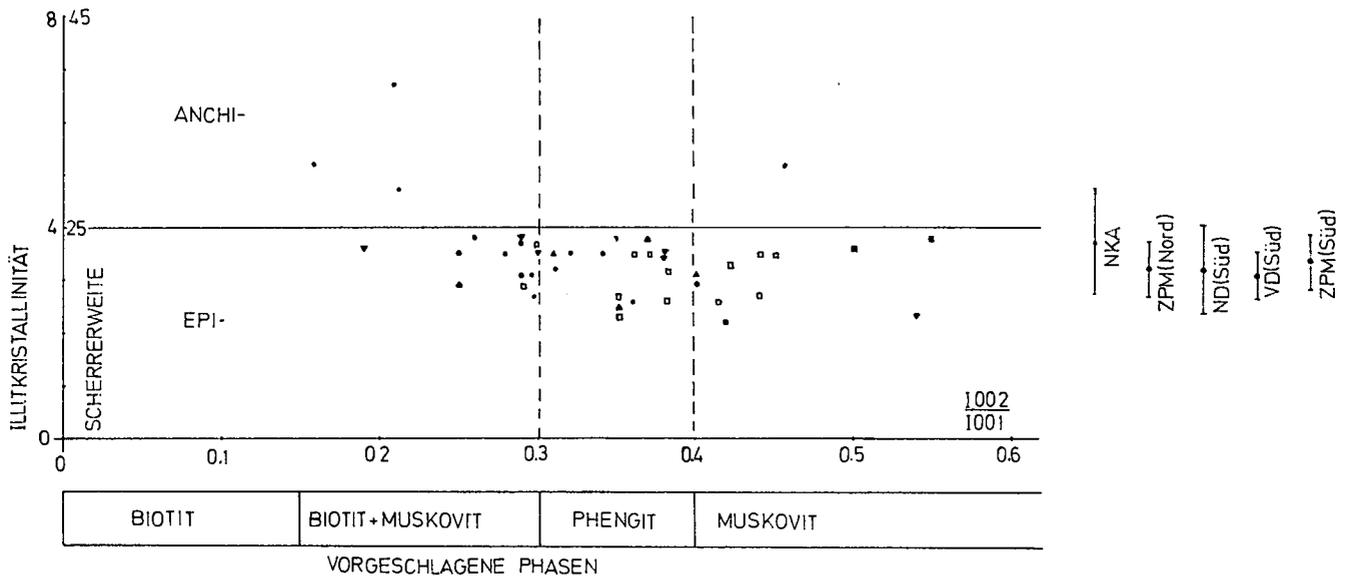


Abb. 11: Illitkristallinität (und Scherrerrweite) gegen das Intensitätsverhältnis $I(002)/I(001)$ von Glimmer, Diagramm nach ESQUEVIN (1969).

▼ = Zentralalpine Permotrias Süd; ▲ = Zentralalpine Permotrias Nord; □ = Veitscher Decke; ■ = Norische Decke; ● = Nordalpine Permotrias; - = Mittelwert und Standardabweichung der untersuchten Illitkristallinität in Bezug zu den großtektonischen Einheiten im Profil N-S.

NKA = Nördliche Kalkalpen; ZPM = Zentralalpines Permomesozoikum; ND = Norische Decke; VD = Veitscher Decke; N/S = Nord/Süd bezüglich des Paläntales.

2. Barometrisches Environment (z. B. VELDE, 1965; GRAESER & NIGGLI, 1966; SASSI & SCOLARI, 1974).

In Abb. 13 sind die b_0 -Werte aus dem Querprofil zusammen mit Referenzprofilen nach SASSI & SCOLARI (1974) eingetragen.

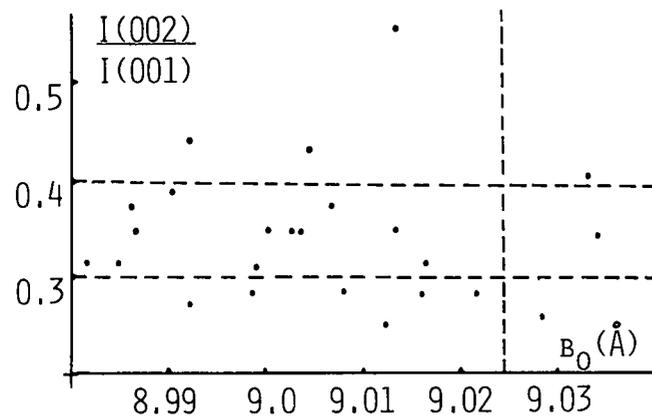


Abb. 12: b_0 -Werte gegen $I(002)/I(001)$ von Glimmern aus dem Querprofil. Die Probenverteilung bevorzugt gegenüber den Abb. 10 und 11 die Proben aus dem Zentralalpinen Permomesozoikum. Beachte fehlende Korrelation.

Danach liegt das Querprofil im Bereich des „low-to-intermediate pressure metamorphism“ (mit der Abfolge Chlorit-Biotit-Almandin in der progressiven Metamorphoseabfolge). Das stimmt mit den geologischen Überlegungen und Mineralgesellschaften berechneter Wärmegradienten (vgl. RATSCHBACHER, 1983c) und den Mineralzonen im Querprofil überein.

In Abb. 14 ist Fig. 3 von GRAESER & NIGGLI (1966) wiedergegeben, sie zeigt:

○ Die obere Stabilitätsgrenze eines bestimmten Phengites (Abb. 14).

○ Die Mittelwertskurve des geothermischen Gradienten aus dem untersuchten Querprofil (strichlierte Linie) mit den Berechnungspunkten (siehe RATSCHBACHER, 1983c).

○ Eine hypothetische Geothermalgradientenkurve mit $33,3^\circ\text{C}/\text{km}$ (punktierter Linie).

Der geringe Phengitgehalt der Proben aus dem bearbeiteten alpidischen Metamorphoseprofil kann durch den steileren geothermischen Gradienten, der

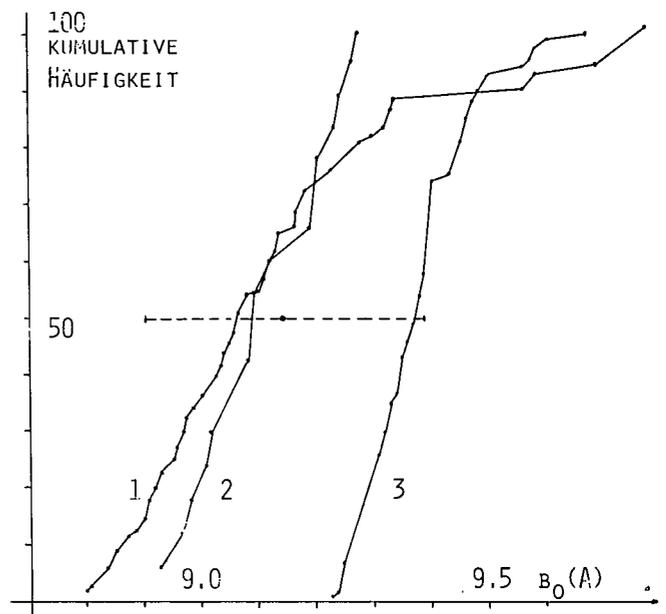


Abb. 13: b_0 -kumulative Häufigkeitskurven.

1: 43 Messungen aus dem Querprofil, mean: $b_0 = 9,0127 \text{ \AA}$ (SD: 0,025, -).

2, 3: Referenzlinien nach SASSI & SCOLARI (1974); 2 = New Hampshire, mean: $b_0 = 9,011 (0,01) \text{ \AA}$; 3 = Eastern Alps, mean: $b_0 = 9,038 (0,008) \text{ \AA}$.

Erläuterungen siehe Text.

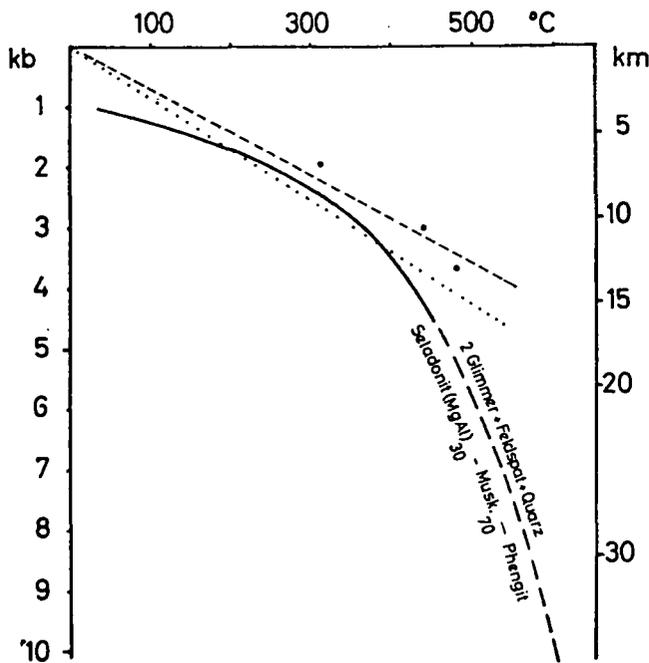


Abb. 14: Obere Stabilitätsgrenze eines Phengites mit 30 Mol.-% (Mg-Al)-Seradonit (nach GRAESER & NIGGLI, 1966, bzw. VELDE, 1965). - - - - = geothermischer Gradient im Querprofil; • = Berechnungspunkte; = hypothetischer, geothermischer Gradient mit ca. 30 m/°C bzw. 33,3°C/km. Erläuterungen siehe Text.

nicht das Phengitfeld quert, erklärt werden, das Auftreten von Phengit in einem bestimmten T-Intervall in anderen Gebieten (vgl. FREY, 1969a, S. 125) durch einen etwas flacheren Gradienten. Solche flachere Gradienten sind in anderen Querprofilen zu erwarten. Weitere, räumlich gestreute Untersuchungen werden zeigen, ob daher ein Trennung von tieferen, ostalpine Einheiten (Unterostalpin, mit reichlich Phengit in den Permomesozoischen Klastika) und tektonisch höheren Anteilen (Oberostalpin) entsprechend der Lage zur Penninsubduktion zum Ausdruck kommt.

3. Rekristallisation von Phengit zu Muskovit (z. B. BEACH, 1979).

BEACH (1979) beschreibt Phengit-bildende und Phengit-abbauende Reaktionen während der Deformation von unreifen Sand-Siltsteinen durch Drucklösung. RATSCHBACHER (1984a) zeigt, daß Drucklösung einen wichtigen Anteil an der Deformation im untersuchten Querprofil hat. Untersuchungen über den Zusammenhang Mineralreaktionen – Schieferungsbildung – Deformationsmechanismen zeigen, daß sich Phengit bevorzugt in Zonen hoher Reaktionskinetik bildet (Schieferungsdomänen) – 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 möglich, die Illitkristallinität erreicht ein „Gleichgewicht“ (vgl. Abb. 11). Nur die Proben aus der Kalkalpenbasis plotten etwas näher der Grenzlinie Anchi-Epizone. Der Wertebereich stimmt mit den Ergebnissen von SCHRAMM, zuletzt zusammengefaßt in SCHRAMM, 1982, für andere Kalkalpenbasisprofile überein. Die Beeinflussung durch

detritäre Glimmer wird nach dem Geländebefund gering erachtet (siehe auch Altersdaten – Tab. 1), die erhaltenen Illitkristallinitätswerte können 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. In allen Nichtkalkalpenproben (ausgenommen einer Probe aus der Veitscher Decke nördlich des Paltentales) liegen nur 2M-Illite vor. Fünf Proben aus der Kalkalpenbasis zeigen Beimengungen anderer Modifikationen. Diese Proben stammen aus dem Bereich der Oberst-Klinkehütte und dem Totenköpflgraben (vgl. Abb. 2). 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.

Paragonit

Im ganzen Querprofil wurde in einigen Proben Paragonit nachgewiesen.

Das bedeutet:

- Das geochemische Milieu war in Teilbereichen relativ reich an Na,
- Die Illitkristallinitätswerte sind in Gegenwart von Paragonit vergrößert, sie sind für die Metamorphoseeinstufung ungeeignet,
- 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 Tauernpaßgebiet 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 im 2θ-Bereich zwischen 45° und 48°. Die Proben stammen aus:

- in der Norischen Decke N des Paltentales eingeschuppten Prebichl-Schichten (karbonatführende Phyllite),
- der Veitscher Decke (karbonatführende Phyllite) und
- der Kalksilikatgruppe des Altkristallins.

Mixed layer Paragonit/Muskovit

Dieses Mineral (FREY, 1969: „mixed layer paragonite/phengite“; FREY, 1978) konnte nur einmal in einer kalifeldspatfreien Probe des Altpaläozoikums nördlich des Paltentales wahrscheinlich gemacht werden.

Biotit

Sein Erstauftreten liegt in den basischen Metavulkaniten des Hohenbühels (Norische Decke südlich des Paltentales). Er erscheint zögernd, in kleinen Fasern, mit wenigen Mineralprozenten, zeigt ausnahmslos olivgrüne Farben und innige Verwachsung mit Chlorit. In den unterlagernden Metapeliten der „Graphitphylliteinheit“ fehlt er (ungeeigneter Gesteinschemismus?), im Blasseneckporphyroid 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

Fe₂O₃-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 100-er-Meter.

4.3. Alpidischer Restbestand (Auswahl)

Organisches Material

Liegt in der Veitscher Decke südlich des Palntales („Graphitbergwerk Sunk“) als d_{1A}-d₁-Graphit nach LANDIS (1971) vor. Er ist im Diffraktogramm charakterisiert durch einen intensiven (002)-peak, der aber deutliche Verbreiterung nach unten und merkliche Schiefe zu niedrigen 2θ-Werten zeigt.

Disthen

Tritt in Schwermineralpräparaten in der Norischen und Veitscher Decke südlich des Palntales zusammen mit Chlorit und Chloritoid in einigen Körpern auf. Bei diesen Neubildungen dürfte es sich um Kristallisationen unter erniedrigten Stabilitätsbedingungen handeln (vgl. Klufdisthen westlich von Admont, HIESLEITNER, 1958).

Chloritoid

Tritt als Durchläufer von den basalen Kalkalpen („Chloritoidschiefer“) bis an die Basis des Verrucano südlich des Palntales auf. Er ist meist postkinematisch zur duktilen Deformation gewachsen und tritt in idiomorphen Kristallen auf, oft mit polysynthetischer Verzwillingung. Geringe Gehalte an Feldspäten können koexistieren; meist treten sie zusammen mit Calcit 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 ausreichte. 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 Illikristallinitätswerte gehen noch etwas über den Chloritoidstabilitätsbereich hinaus, ebenfalls Paragonit. Die tektonische Hangendamputation der Kalkalpenbasisfolge (Einschuppung von Haselgebirge etc.), sowie ausgedehnte Schuttbedeckung machen eine genaue Lokalisierung der Anchi-Epizonengrenze schwierig. Wir halten sie aber im Grenzbereich Werfenerschichten – Gutensteinerkalk – Wettersteindolomit für wahrscheinlich, also etwas oberhalb des letzten Chloritoidauftretens (und etwas unterhalb seines Stabilitätsbereiches) (vgl. FREY, 1970, 1974, 1978).

Granat

Alpidisch neugesproßter Granat tritt oberhalb der Norischen Überschiebung südlich des Palntales auf. In der Veitscher Decke, mit ihrem monotonen Gesteinschemismus (Hauptminerale: Quarz, Chlorit, Hellglimmer), fehlen weitgehend die Voraussetzungen zur Bildung von aussagekräftigen Indexmineralien. Dennoch findet sich selten im Schliff, häufiger im SM-Präparat, sowohl im Verrucano als auch in der Veitscher Decke, manchmal idiomorph, meist aber unregelmäßig begrenzt, derselbe Granat wie im Altkristallin bzw. der Norischen Decke. Er bildet mit seiner Umgebung, der alpi-

disch datierten Mineralgesellschaft, ein offenes System. Dort, wo im Altkristallin und in der Norischen Decke präalpiner Granat vorliegt, sind die neugebildeten Granate größer, oft idiomorph, einschlußreicher (Quarz, Epidot, generell aber einschlußarm) und häufiger. Ein alpidischer Metarmophosehiatus zwischen Veitscher und Norischer Decke scheint nicht gegeben.

Albit

An der Basis der Norischen Decke südlich des Palntales (östlich Brodjäger) setzt intensive Neubildung von Albit durch Wachstum neuer Keime im Phyllosilikatgewebe ein. Er schließt Erz, Epidot, Klinozoisit, Apatit ein, ist überwiegend unverzwillingt, nie deformationsverzwillingt, seltener nach dem Periklingesetz. Die meist ovalen Albitblasten erreichen mehrere mm Durchmesser, sind nach der ersten alpinen Streckung gelängt, wenn vorhanden, auch nach der zweiten Streckung und bilden Druckschatten. Dies belegt, daß die zweite alpidische Deformation noch getempert ablief (Taf. 1, Fig. 3,4). Die Albitblastese ist sowohl an pelitischen wie auch vulkanisch beeinflusstes Ausgangsgestein gebunden. In den unterlagernden Graphitphylliten der Veitscher Decke fehlt sie. Die Porphyroblastenbildung im Starkwirkungsbereich der alpidischen Norischen Überschiebung (RATSCHBACHER, 1984a), in Verbindung mit retromorphem variszischem Granat, mit dem Auftreten alpidischen Granates und erhöhten Anteilen an neugebildetem Chlorit und Magnetit wird in Anlehnung an WATKINS (1983) in Verbindung mit Hydratisierungsreaktionen und erhöhter, deformationsbedingter Wegsamkeit gesehen.

5. Mineralgesellschaften und PT-Übersicht

Eine Zusammenfassung aller auftretenden Gesellschaften ist bei RATSCHBACHER (1983a) aufgelistet. Die wichtigsten sind:

pelitisch

- Quarz + Albit + Muskovit + Chlorit ± Calcit
- Quarz + Albit + Muskovit + Biotit ± Granat
- Quarz + Albit + Muskovit + Chlorit ± Calcit + Paragonit
- Quarz + Muskovit + Chlorit + Chloritoid ± Magnetit
- Quarz + Albit + Muskovit + Chlorit + K-Feldspat
- Quarz + Albit + Muskovit + Biotit ± Chlorit
- Quarz + Albit + Muskovit + Chlorit ± Graphit

basisch

- Albit + Aktinolith + Chlorit + Epidot + Quarz ± Calcit
- Albit + Chlorit + Quarz + Calcit
- Albit + Aktinolith + blaugrüne Hornblende + Chlorit + Epidot ± Quarz
- Albit + Aktinolith + blaugrüne Hornblende + Biotit + Epidot + Chlorit + Quarz
- Albit + blaugrüne Hornblende + Aktinolith + Epidot + Biotit ± Granat ± Calcit ± Chlorit ± Quarz

Eine PT-Abschätzung der alpidischen Metamorphose aus den vorliegenden Daten kann nur eine Übersicht darstellen.

Für das untere Limit der Paragonitstabilität werden zwischen 315°C und 335°C bei 2-7 kbar angegeben.

Die physikalischen Bedingungen, die zur Bildung von Biotit und Granat führen, sind nur schwer angebbbar, da die Zusammensetzung der fluiden Phase und der Che-

mismus des Ausgangsgesteins eine große Rolle spielt. Bei einem geologisch realistischem Überlagerungsdruck von 3–4 kbar für die Basis der Norischen Decke ist eine Temperatur von >400°C für die Biotitbildung in Metapeliten wahrscheinlich. Nimmt man für den alpidisch neugesproßten Granat almandindominierte Zusammensetzung an (wofür das optische Erscheinungsbild spricht, vgl. auch Granatchemismusbestimmungen aus ähnlichen Gesteinen), so ist für seine Bildung bei ca. 450°C und ca. 4 kbar wahrscheinlich (alle Angaben cf. WINKLER, 1979).

Für die Basis des Alpenen Verrucano südlich des Palntales sind also 4 bis 5 kbar und Temperaturen größer 450°C wahrscheinlich.

Überlegungen zum geothermischen Gradienten unter Berücksichtigung der thermischen Konduktivität der spezifischen Gesteine im Querprofil und den deformationsbedingten duktilen und nichtduktilen Mächtigkeitenreduktionen stellt RATSCHBACHER (1983c) an.

6. Geochronologische Resultate

7 K/Ar-Altersdaten aus der Norischen und Veitscher Decke und dem Verrucano, gemessen am Labor der Universität Wien, liegen vor (Tab. 1).

Die Daten zeigen hohe Streuung und teilweise beträchtliche Fehlergrenzen. Diese Limitationen werden hier nicht näher diskutiert. Die lokale und probenspezifische Bedeutung solcher Schwankungen zeigt sich im Vergleich des niedrigsten und höchsten Alters. Die Proben (OK 12, UK 100) stammen aus ähnlicher stratigraphischer Position und derselben großtektonischen Einheit (basale Veitscher Decke) bei lateraler Entfernung von wenigen km.

Folgende Aussagen werden abgeleitet:

- Keine oder kaum Verunreinigung der Fraktion <2 µ durch klastische (oder variszisch gebildete) Glimmer.

- Diese letzte Metamorphose muß ca. 350±45°C überschritten haben.
- Die Werte reflektieren das altpidische, thermische Ereignis.
- Alle großtektonischen Einheiten zeigen ähnliche Abkühlgeschichte.

7. Beziehung Deformation – Metamorphose

Die zum altpidischen Deckentransport äquivalente erste alpine Deformation (vgl. RATSCHBACHER, 1983b, 1984a) ist im wesentlichen syndeformativ zur beschriebenen Metamorphose abgelaufen. So gilt:

- Alle wesentlichen alpidischen Mineralneubildungen liegen in der ersten alpinen Schieferung und folgen der alpinen Streckung, wo sie fortlaufend deformiert werden. Abbildungskristallisation ist auszuschließen.
- Quarzrekristallite zeigen zur Hauptdeformation bezogene Gefüge (Böhm'sche Lamellen, Subkörner, kristallographische Vorzugsorientierung, suturierte Korngrenzen).
- Weitgehend fehlen polygonale, getemperte Gefüge.

Einige Minerale überdauern die Hauptdeformation:

- Glimmer (selten),
- Turmalin (letzter Anwachssaum),
- Karbonat,
- Pyrit,
- teilweise Chloritoid (wobei Druckschatten parallel der ersten Streckung auf frühe Keimbildung, wenigstens syndeformativ zur ersten Deformation, schließen lassen. Auf die generell schwierige Alterseinstufung von Chloritoid verweisen z. B. auch NABHOLZ & VOLL, 1963).

Quarz beginnt kurz über der Altkristallinbasis mit der posthauptdeformativen Sammelkristallisation und der Gefügeentordnung. Der Vorgang ist durch die fluide

Tabelle 1: K-Ar-Analysendaten aus dem Querprofil südlich des Palntales.

Labor-Nr. Proben-Nr.	Probenbeschreibung	anal. Mineralien, Korngröße	% K ⁴⁰ Ar.rad. cm ⁻³ · 10 ^{-6/9}	% ⁴⁰ Ar. Alter rad.
WAP 1037 N 44	heller, granatführender Serizitphyllit, basale Norische Decke Trieben, Stmk.	Hellglimmer, <2 µ	5,59 17,96	31,3 76 ± 12
WAP 1034 G 52	Graphitphyllit, hangende Veitscher Decke, Sunk, Trieben, Stmk.	Hellglimmer/Chlorit (3 : 2), <2 µ	5,19 11,90	21,3 58 ± 15
WAP 1033 G 83	Chloritserizitphyllit, hangende Veitscher Decke, Graphitbergwerk Sunk, Sohle 1121, Trieben, Stmk.	Hellglimmer/Chlorit (5 : 2), <2 µ	2,95 9,09	29,3 78 ± 13
WAP 1032 Y 2	Paragonitserizitphyllit, hangerde Veitscher Decke, Gabe Gottes, S' St. Lorenzen, Stmk.	Hellglimmer/Paragonit/Chlorit (14,6 : 12,1 : 1), <2 µ	2,01 5,45	12,0 69 ± 28
WAP 1036 OK 12	Chloritserizitquarzphyllit, basale Veitscher Decke, Mg-Bergbau, Hohentauern, Stmk.	Hellglimmer/Chlorit/Paragonit (1, 8 : 1, 3 : 1) <2 µ	2,19 8,56	21,5 98 ± 23
WAP 1035 UK 100	Chloritserizitquarzphyllit, basale Veitscher Decke, E' Hohentauern, Stmk.	Hellglimmer/Chlorit (2 : 1) <2 µ	1,75 5,76	33,1 53 ± 8
WAP 1031	Alpiner Verrucano, Chloritserizitphyllit, N' Hohentauern, Stmk.	Hellglimmer/Chlorit (1, 2 : 1) <2 µ	4,23 12,33	37,8 73 ± 10

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

Tabelle 2: Schichtsilikatgehalt (Fraktion <2 μ) im untersuchten Querprofil; Prozentwerte abgeschätzt an Hauptreflexen ohne Berücksichtigung akzessorischer Minerale. Zur geographischen Probenverteilung siehe Abb. 1 und 2.

Probe	Hgl	Chl	Par	Tal	Kao	Mar	Probe	Hgl	Chl	Par	Tal	Kao	Mar
Altkristallin							Norische Decke südlich des Palntales						
ND 13	20,3	79,7					N 23	40,4	59,6				
ND 21	7	93					N 33	57,2	19,4	28,4			
ND 22	5,6	94,4					N 34	9,8	90,1				
N 93	100					+	N 44	95,8	4,2				
Zentralalpine Permotrias südlich des Palntales							Zentralalpine Permotrias nördlich des Palntales						
R 8	69,4	30,6					FI 1	84,7	18,3				
R 8-2	56,3	43,7					FI 2	38,3	20	41,7			
R 12	34,3	24,5	31,3				FI 3	60,7	39,3				
R 17	64,5	35,5					FI 4	39,5	23,6	36,8			
R 51	88,7	11,3					FI 7	71,8	28,2				
R 56	51,3	15,7	33				FI 8	56	38,4	5,6			
R 59	62	3,9	34,1				FI 12	49,3	50,7				
R 62	57	43					FI X	100					
G 73	53	16	31(?)				mean:	62,5	27,3	10,5			
G 93	20,3	79,7					SD:	21,8	15,6	17,9			
82-3	100						Veitscher Decke nördlich des Palntales						
mean:	59,7	27,6	11,8				KF 1	49,4	50,6				
SD:	22,2	22,7	16,3				KF 3	79	21				+
Veitscher Decke südlich des Palntales							Norische Decke nördlich des Palntales						
Hangendbereich							ApF						
G 11	69,7	30,3					ApF	49,6	28,1	3			(+ Par/Phengit)
G 42	57	32	11				Nordalpine Permotrias						
G 48	42,6	18	39,4				TE 1a	98	1(?)	1(?)			+
G 52	58	42					TE 1	98	2				
G 63	33,6	62,2	4,1				T 2	76,5	23,3				
G 68	43,1	49,2	7,7				T 3	83	9,5	7,5			
G 71	46,7	53,3					T 6	93	7				
G 80	42,6	57,3					T 8	80	20				
G 83	72,4	27,6					T 11	87,4	12,6				
G 85	62	38					T 13	56,8	34,4				
G 87	64,9	31,5	3,6				K 1	81,4	18,6				
G 90	89,5	10,5					K 2	80,9	19,1				
Y 2	52,7	3,6	43,6				K 3	65,9		22,7		11,4	
mean:	56,6	35	8,4				K 4	96,5	9,3				
SD:	15,4	17,8	15,1				H 1	64,1	35,9				
Liegendbereich							H 4						
G 114a	33,9	66,1					H 4	50	50				
G 160	54,9	33,4	11,7				H 5	52,9	47,1				
UK 22		58,2			41,8		Ha 3	28,2	71,8				
UK 100	65,6	34,4					W 3	94	6				
OK 1	34,4	42,2	23,4				Sp 1	42,3	57,7				
OK 10	5	95					Sp 2	23,7	76,3				
OK 12	44,3	31,6	24				mean:	71,2	26,4	1,6			
mean:	34	51,6	8,4				SD:	23,3	24	5,4			
SD:	24,3	23,3	11,3				Eichproben nach KÜBLER (1980)						
							N 33	61,7	14,9	23,4			
							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	40,4	26,9			

Phase gesteuert, daher unterschiedlich fortgeschritten. Demnach lassen sich die erreichten postkinematischen Temperaturen abschätzen. Sie übersteigen im untersuchten Deckenstapel 300°C (VOLL, 1969) wahrscheinlich nicht. Die genaue zeitliche Beziehung zu den einzelnen Wiederfaltungen (B₂-B₄) ist schwer anzugeben. Deutlich ist aber, daß die zweite alpidische Deformation schon bei abfallender Temperatur erfolgt. In der ersten Schieferung gebildete Glimmer werden durch B₂-Mikrofallen gebogen, seltener geknickt, doch reicht die Temperatur aus, und die Knickstellen auszuheilen (d. h.: die „kinks“ verzahnen, Korngrenzen wandern). Seltener wachsen feine Rekristallisate parallel der Achsenebene von Mikrofallen auf.

Es folgt: Die Decken sind durch ihre Stapelung aufgeheizt, temperiert transportiert und dabei plastisch deformiert worden. Die Metamorphose überschreitet die Bewegungen geringfügig. Wärmeanstieg, Metamorphose und Deformationsbeginn sind im Hinterland erworben, die Metamorphose transportiert.

8. Folgerungen

- Die Altkristallinvorkommen des Lorenzergrabens/Lärchkogels umfassen den „Amphibolitkomplex“ (Speikserie [BECKER, 1980]) und sind in der lithostratigraphischen Altkristallingliederung der Muriden nördlich der Bösenstein-Seckauer Masse („Gneiskomplex“) die höchsten Anteile.
- Der Alpine Verrucano transgrediert sowohl im Kleinal als auch im Großbereich auf akzentuiertem Relief. Im Lorenzergraben S St. Lorenzen im Paltenal am gegliederten oberen „Amphibolitkomplexebene“, auf der Schöneben S Unterwald im Paltenal (unpublizierte Untersuchungen) am „Gneiskomplexebene“.
- Die zentralalpine Permo-Trias im Flitzengraben hat einen stratigraphischen Umfang vom Rotliegenden bis ins Anis.
- Im Wagenbänkgraben weisen parallel zur Norischen Linie eingeschuppte Prebichlschichten auf ein alpidisches Alter der Überschiebung hin.

Tabelle 3: Chlorit aus dem untersuchten Querprofil: relative Intensitäten der „peaks“ 1,2,3 (14,7,4.7 Å). Prozentwerte für die übersichtsmäßige Bestimmung der Kristallchemie nach den Diagrammen von OINUMA et al. (1972).

	Probe	1	2	3		Probe	1	2	3
Altkristallin	ND 13	16,4	50,4	33,1	Norische Decke südlich des Palntales	N 23	16,5	54,7	28,8
	ND 21	14,3	62,7	23		N 33	16,3	65,1	18,6
	ND 22	17,8	59,8	22,5		N 34	19,8	65,8	14,4
	ND 7	17,1	55,4	27,4	Zentralalpine Permotrias nördlich des Palntales	Fl 1	18,6	57,8	27,3
Zentralalpine Permotrias südlich des Palntales	R 8	17,8	60,3	22		Fl 2	16,4	53,1	30,5
	R 8-2	20,6	48,9	30,4		Fl 3	18,9	59,4	21,6
	R 12	19,6	54,3	46,7		Fl 4	14,1	52,9	32,9
	R 17	19,1	66,2	14,7		Fl 7	18,8	60	21,4
	R 51	14,3	71,4	14,3		Fl 8	18,1	52	29,8
	R 56	20	60	20		Fl 12	22,8	55,1	22
	R 62	11,1	68,1	20,8	Veitscher Decke nördlich des Palntales	KF 1	17,7	70,3	12
	G 73	15,5	71,1	13,3		KF 3	21,4	64,3	14,3
	G 93	17,1	65	17,7	Norische Decke nördlich des Palntales	ApF 1	10,8	71,6	17,6
Veitscher Decke südlich des Palntales					Nordalpine Permotrias	T 2	20	67,5	12,5
Hangendbereich	G 11	17	68	15		T 11	14,2	57,1	28,5
	G 42	16,6	76	7,3		T 13	15	73	12
	G 48	18,7	68,8	12,5		Ha 3	23,7	65,8	10,5
	G 52	15,6	68,8	15,6		H 1	23,9	52,2	23,9
	G 63	15,1	68,8	16,3		H 2	16,5	68	15,4
	G 68	21,4	65,3	13,3		H 4	19,4	58,2	22,4
	G 71	16,8	66,1	17,1		Sp 1	23,3	56,7	19,9
	G 80	14,8	72,2	13		Sp 2	19,9	45,1	35
	G 83	16,2	75,5	8,1		K 1	23,3	56,6	20
	G 85	13,2	75,1	11,5		K 2	18,1	62	20
	G 87	18,3	71,8	9,8		K 4	19,1	58,9	21,9
Liegendbereich					Eichproben nach KÜBLER (1980)	N 33	22,1	67,5	10,4
	G 114a	17,9	68,8	13,5		G 52	18,9	68,7	12,3
	G 160	23,4	47,9	28,7		G 63	20,3	67,2	12,4
	UK 22	24,5	41,2	34,1		G 87	21,9	66,7	11,4
	UK 100	30,2	51,2	18,6		OK 1	19,4	66,3	14,3
	OK 1	17,9	69	13,1					
	OK 10	6,2	44,5	49,2					
	OK 12	15,4	70,4	14					

- Das „Porphyroidereignis“ in der Norischen Decke des Liesing-Palntales besitzt größere geographische, aber auch stratigraphische Verbreiterung als bisher angenommen.
- Das Vorhandensein bzw. Fehlen von Chloritoid, Paragonit, Biotit, Granat bzw. Illitkristallinität und Illitmodifikationen werden zur Unterteilung des alpidischen „low grade“ Metamorphoseprofils (WINKLER, 1979) verwendet.
- Das Erstauftreten von Chloritoid liegt an der Untergrenze der Prebichlschichten (Kalkalpenbasis).
- Das Erstauftreten von Biotit liegt im Bereich des Blasseneckporphyroidniveaus südlich des Palntales.
- Das Erstauftreten von Granat liegt einige 10er-Meter über der Basis der Norischen Decke südlich des Palntales (Mineralzonen in Metapeliten).
- An der Untergrenze der „low grade“ Metamorphose (cf. WINKLER, 1979) stehen Illitkristallinität und Verbreitung von Illitmodifikationen mit dem Auftreten von Paragonit und Chloritoid im Einklang.
- K/Ar-Datierung belegt in allen großtektonischen Einheiten die Dominanz des altalpidischen, thermischen Ereignisses.

Dank

Die vorliegende Arbeit behandelt Grundlagen unserer Dissertation an der Universität Graz. Wir danken dem Betreuungsteam (Leitung Prof. K. METZ und H. W. FLÜGEL) für Stimulation und Hilfe. Prof. A. FENNINGER danken wir für methodische Unterstützung, Dr. F. NEUBAUER für die Manuskriptdurchsicht.

Prof. W. FRANK und Mitarbeiter ermöglichten einen Aufenthalt am geologischen Labor der Universität Wien. Bei der Manuskripterstellung wurde L. RATSCHBACHER aus dem Projekt P 5251 des FWF unterstützt.

Literatur

- AMPFERER, O.: Geologischer Führer für die Gesäuseberge. – 178 S., 84 Abb., 16 Taf., 1 geol. Kte., Wien (Geol. B.-A.) 1935.
- BÜCHNER, K. H.: Ergebnisse einer geologischen Neuaufnahme der nördlichen und südwestlichen Gesäuseberge. – Mitt. Ges. Geol. Bergaustud. Wien, 22, 71–94, Wien 1973.
- BRINDLEY, G. W. & EDWARDS, G. C.: A chlorite-„graphite“ association. – Am. Mineral., 61, 1009–1011, Washington 1976.
- CAPRIANI, C., SASSI, F. P. & VITERBO-BASSANI, C.: La composizione della miche chiare in rapporto con le costanti reticolare e col grado metamorfico. – Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol., 24, 153–187, 1968.
- DAURER, A. & SCHÖNLAUB, H. P.: Anmerkungen zur Basis der Nördlichen Grauwackenzone. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 69, 77–88, Wien 1978.
- ERKAN, E.: Uran- und gipsführendes Permoskyth der östlichen Ostalpen. – Jb. Geol. B.-A., 120, 343–400, Wien 1977.
- ESQUEVIN, J.: Influence de la composition chimique des illites sur leur cristallinité. – Bull. Centre Rech. Pau (S.N.P.A.), 3, 147–153, Pau 1963.
- FLAJS, G. & SCHÖNLAUB, H. P.: Bemerkungen zur Geologie um Radmer (Nördliche Grauwackenzone, Steiermark). – Verh. Geol. B.-A., 1973, 245–254, Wien 1973.
- FRANK, W., ALBER, J. & THÖNI, M.: Jungalpine K/Ar-Alter von Hellglimmern aus dem Permotriaszug von Maais-Penser Joch (Südtirol). – Sitz.Ber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., 1977/7, 102–107, Wien 1977.

- FREY, M.: Die Metamorphose des Keupers vom Tafeljura bis zum Lukmanier Gebiet (Veränderungen tonig-mergeliger Gesteine vom Bereich der Diagenese bis zur Staurolith-Zone). – Beitr. Geol. Karte Schweiz, N. F., **137**, Bern 1969.
- FREY, M.: The step from diagenesis to metamorphism in pelitic rocks during alpine orogenesis. – *Sedimentology*, **15**, 261–279, Amsterdam 1970.
- FREY, M.: Alpine metamorphism of pelitic and marly rocks of the Central Alps. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, **54**, 489–506, Zürich 1974.
- FREY, M.: Progressive low-grade metamorphism of a black shale formation, Central Swiss alps, with special reference to Pyrophyllite and Margarite bearing assemblages. – *J. Petrol.*, **19**, 95–135, London 1978.
- FRISCH, W., NEUBAUER, F. & SATIR, M.: Concepts of the evolution of the Austroalpine basement complex (Eastern Alps) during the Caledonian–Variscan cycle. – *Geol. Rdsch.*, **73**, 47–68, Stuttgart 1984.
- FRITSCH, W., MEIXNER, H. & WIESENER, H.: Zur quantitativen Klassifikation der kristallinen Schiefer. 2. Mitteilung. – *N. Jb. Mineral., Mh.*, 364–376, Stuttgart 1967.
- FRITSCHER, G.: Die Geologie des Gebietes W' von Wald am Schoberpaß (Nördliche Grauwackenzone, Steiermark). – *Unv. Diss.*, 163 S., Graz 1979.
- GRAESER, S. & NIGGLI, E.: Zur Verbreitung der Phengite in den Schweizer Alpen, ein Beitrag zur Zoneographie der alpidischen Metamorphose. – *Etages Tectoniques (Coll.)*, 89–104, Neuchâtel 1966.
- GUIDOTTI, C. V. & SASSI, F. P.: Muscovite as a petrogenetic indicator mineral in metamorphosed pelites and semipelites. – *N. Jb. Mineral., Abh.*, **127**, 97–142, Stuttgart 1976.
- HAMMER, W.: Beiträge zur Kenntnis der steirischen Grauwackenzone. – *Jb. Geol. B.-A.*, **74**, 1–34, Wien 1925.
- HAMMER, W.: Die Grauwackenzone zwischen Enns- und Paltental (Steiermark). – *Jb. Geol. B.-A.*, **82**, 127–162, Wien 1932.
- HEINISCH, H.: Zum ordovizischen Porphyroidvulkanismus der Ost- und Südalpen, Stratigraphie, Petrographie, Geochemie. – *Jb. Geol. B.-A.*, **124**, 1–109, Wien 1981.
- HIESSELEITNER, G.: Zur Geologie der erzführenden Grauwackenzone zwischen Admont – Selztal – Liezen. – *Jb. Geol. B.-A.*, **101**, 35–78, Wien 1958.
- HÖCK, V.: Coexisting phengite, paragonite and margarite in metasediments of the Mittlere Hohe Tauern. – *Contr. Min. Petrol.*, **43**, 261–273, Berlin 1974.
- HOINKES, G.: Zur Mineralchemie und Metamorphose toniger und mergeliger Zwischenlagen in Marmoren des SW' Schneebergzuges (Ötztaler Alpen, Südtirol). – *N. Jb. Mineral., Abh.*, **131**, 272–303, Stuttgart 1978.
- JUNG, G.: Radiometrische Altersdatierung und Metamorphoseuntersuchungen der Kalkalpenbasis und der Grauwackenzone in der Radmer und am Steirischen Erzberg. – *Jahresber. 1979, Hochschulschwerpkt. S 15*, **1**, 20–27, Graz 1980.
- KISCH, H. J.: Incipient metamorphism of Cambro–Silurian clastic rocks from the Jämtland Supergroup, Central Scandinavian Caledonides, Western Sweden: illite crystallinity and "vitrinite" reflectance. – *Jl. geol. Soc. London*, **137**, 271–288, London 1980.
- KLIMA, K.: Zur Geologie des Gebietes nördlich von Gaisorn im Paltental (Nördliche Grauwackenzone, Steiermark). – *Unveröff. Diss. Univ. Graz*, Graz 1979.
- KLIMA, K.: Bericht 1980 über geologische Aufnahmen auf Blatt 99 Rottenmann. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1981/1**, Wien 1984.
- KNIFE, R. J.: The interaction of deformation and metamorphism in slates. – *Tectonophysics*, **78**, 249–272, Amsterdam 1981.
- KRISTAN, E. & TOLLMANN, A.: Zur Geologie des Semmering-Mesozoikums. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, **8**, 75–90, Wien 1957.
- KUBLER, B.: La cristallinité de illite et les zones tout à fait supérieures du métamorphisme. – *Etages Tectoniques (Coll.)*, 105–122, Neuchâtel 1967.
- KUBLER, B.: Eichproben Universität Graz. – *Unv. Ber.*, Neuchâtel 1980.
- LANDIS, C. A.: Graphitization of dispersed carbonaceous material in metamorphic rocks. – *Contr. Min. Petrol.*, **30**, 30–45, Berlin 1971.
- LIEBLING, R. S. & SCHERP, H. S.: Chlorite and mica as indicators of depositional environment and provenance. – *Bull. Geol. Soc. Am.*, **87**, 513–514, Boulder 1976.
- MAXWELL, D. T. & HOWER, J.: High grade diagenesis and low-grade metamorphism of illite in the precambrian belt series. – *Am. Mineral.*, **52**, 843–857, Washington 1967.
- METZ, K.: Die Geologie der Grauwackenzone von Mautern bis Trieben. – *Mitt. Reichsst. Bodenforschung Zweigst. Wien*, **1**, 161–220, Wien 1940.
- METZ, K.: Ein Beitrag zur Frage der Fortsetzung des Semmering-Mesozoikums nach Westen. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1945**, 91–103, Wien 1947.
- METZ, K.: Die stratigraphische und tektonische Baugeschichte der steirischen Grauwackenzone. – *Mitt. geol. Ges. Wien*, **44**, 1–84, Wien 1953.
- MIYASHIRO, A.: *Metamorphism and Metamorphic belts*. – 492 S., London (George Allen & Unwin) 1973.
- NABHOLZ, K. & VOLL, G.: Bau und Bewegung im gotthardmassivischen Mesozoikum bei Ilanz (Graubünden). – *Eclogae Geol. Helv.*, **56**, 756–803, Basel 1963.
- NAEF, U. & STERN, W. B.: Some critical remarks on the analysis of phengite and paragonite components in muscovite by x-ray diffractometry. – *Contr. Min. Petrol.*, **79**, 355–360, Berlin 1982.
- NIEVOLL, J.: Die Geologie der Grauwackenzone bei Veitsch. – *Unv. Diss. Univ. Graz*, 150 S., Graz 1983.
- OINUMA, K., SHIMODA, S. & SUDO, T.: Triangular diagrams in use of a survey of crystal chemistry of chlorites. – *Proc. Int. Clay Conf. Madrid*, 1972, 123–130, Madrid 1972.
- PADAN, A., KISCH, H. J. & SHAGAM, R.: Use of the lattice parameter b_0 of dioctahedral Illite/Muscovite for the characterization of PT gradients of incipient metamorphism. – *Contr. Min. Petrol.*, **79**, 85–95, Berlin 1982.
- PETTIJOHN, F. J.: *Sands and Sandstone*, 1949 (fide PETTIJOHN, 1975).
- PETTIJOHN, F. J.: *Sedimentary rocks*. – 638 S., 3rd. Edn., New York (Harper & Row) 1975.
- RATSCHBACHER, L.: Geologische Untersuchungen in hohen ostalpinen Decken (Obersteiermark – Österreich). – *Unv. Diss. Univ. Graz*, Graz 1983a.
- RATSCHBACHER, L.: Ein Modell zur alpidischen Deckgebirgsdeformation im Ostabschnitt der Ostalpen basierend auf einer vollständigen Gefügeanalyse: ein Vorbericht. – *Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl.*, **1983**, 69–73, Wien 1983b.
- RATSCHBACHER, L.: Strukturgeologische Daten aus dem Deckgebirge als Rahmenbedingungen für die altalpidische Metamorphose im Ostabschnitt der Ostalpen. – *Jahresber. 1982 Hochschulschwerpkt. S 15*, 121–127, Graz 1983c.
- RATSCHBACHER, L.: Kinematische Analyse der Deckenbewegungen und assoziierter Deformationen im Deckgebirge der östlichen Ostalpen (Obersteiermark – Österreich). – *Jahresber. 1983, Hochschulschwerpkt. S 15*, 67–200, Graz 1984a.
- RATSCHBACHER, L.: Beitrag zur Neugliederung der Veitscher Decke (Grauwackenzone) in ihrem Westabschnitt (Obersteiermark – Österreich). – *Jb. Geol. B.-A.*, **127/3**, Wien 1984b.
- SASSI, F. P.: The petrological and geological significance of the b_0 values of potassic white micas in low-grade metamorphic rocks. – An application to the Eastern Alps. – *Tscherm. mineral. petrogr. Mitt.*, **18**, 105–113, Wien 1972.
- SASSI, F. P. & SCOLARI, A.: The b_0 value of the potassic white micas as a barometric indicator in low-grade metamorphism of pelitic schists. – *Contr. Min. Petr.*, **45**, 143–152, Berlin 1984.
- SCHÖNLAUB, H. P.: Bericht 1976 über Übersichtsaufnahmen in der Grauwackenzone auf den Blättern 131, Kalwang und 132, Trofaiach. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1977**, A114–A116, Wien 1977.

- SCHÖNLAUB, H. P.: Das Paläozoikum in Österreich. – Abh. Geol. B.-A., **33**, 1–124, Wien 1979.
- SCHRAMM, J. M.: Überlegungen zur Metamorphose des klastischen Permoskyths der Nördlichen Kalkalpen vom Alpenostrand bis zum Rätikon (Österreich). – Verh. Geol. B.-A., **1982**, 73–83, Wien 1982.
- STEPHENS, M. B., GLASSON, J. M. & KEAS, R. R.: Structural and chemical aspects of metamorphic layering development in metasediments from Clunes, Australia. – Am. Journ. Sci., **279**, 129–160, New Haven 1979.
- TOBSCHALL, H. J.: Eine Subfaziesfolge der Grünschieferfazies in den Mittleren Cévennen (Dép. Ardeche) mit Pyrophyllit aufweisenden Mineralparagenesen. – Contr. Min. Petr., **24**, 76–91, Berlin 1969.
- TOLLMANN, A.: Das Permoskyth in den Ostalpen sowie Alter und Stellung des „Haselgebirges“. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1964**, 270–299, Stuttgart 1964.
- TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich, Band I, Die Zentralalpen. – 766 S., Wien (Deuticke) 1977.
- TOWE, K. M. & GRIM, R. E.: Variations in clay mineralogy across facies boundaries in the middle Devonian (Ludlowville), New York. – Am. Journ. Sci., **261**, 839–861, New Haven 1963.
- VELDE, B.: Phengite micas: synthesis, stability and natural occurrence. – Am. Journ. Sci., **263**, 886–913, New Haven 1965.
- VOLL, G.: Klastische Mineralien aus den Sedimentserien der Schottischen Highlands und ihr Schicksal bei aufsteigender Regional- und Kontaktmetamorphose. – Habil.-Schrift, TU Berlin, 226 S., Berlin 1969.
- WATKINS, K. P.: Petrogenesis of Dalradian albite porphyroblast schists. – Jl. geol. Soc. London, **140**, 601–618, London 1983.
- WINKLER, H. G. F.: Petrogenesis of metamorphic rocks. – 348 S., Berlin (Springer) 1979.
- Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 30. Jänner 1985.

Tafel 1

Erscheinungsbild und metamorph-tektonische Veränderungen an den sauren Metavulkaniten der Norischen Decke südlich des Paltentales.

Fig. 1: Metatuffit mit Biegescherfalten; Anschliff.

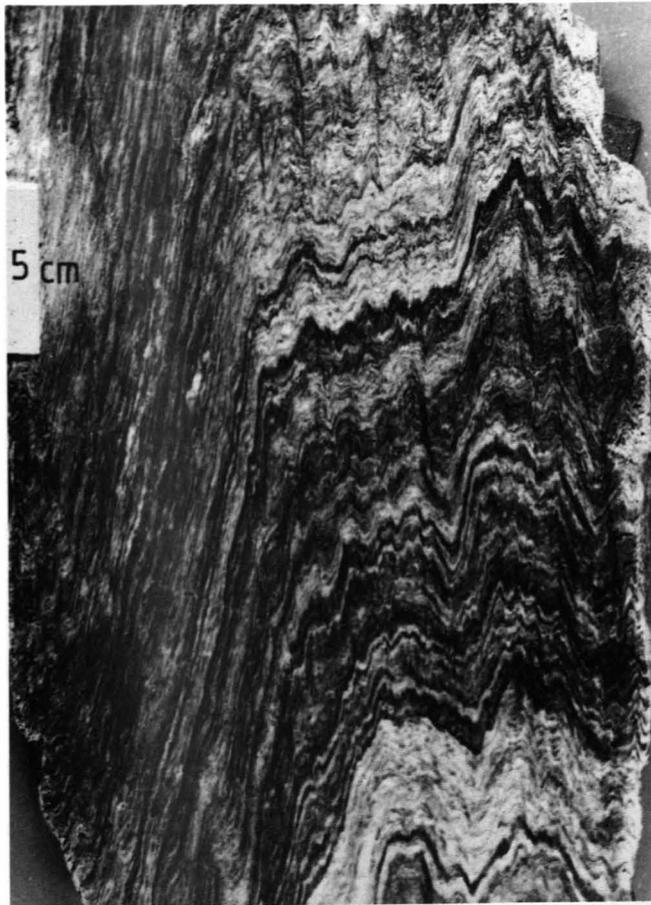
Fig. 2: Metatuff mit Lapilli; Dünnschliff.

Neubildung von Albit durch Wachstum neuer Keime im Phyllosilikatgewebe; basale Norische Decke südlich des Paltentales; Dünnschliffe.

Fig. 3: Albitwachstum syndeformativ zur ersten und zweiten alpinen Deformation mit Druckschatten nach erster und zweiter Streckung. Dies belegt, daß die zweite alpine Deformation getempert abgelaufen ist, mit Zerreißung entlang der zweiten Streckung und Verheilung mit Faserquarz.

Fig. 4: Detail aus Fig. 3.

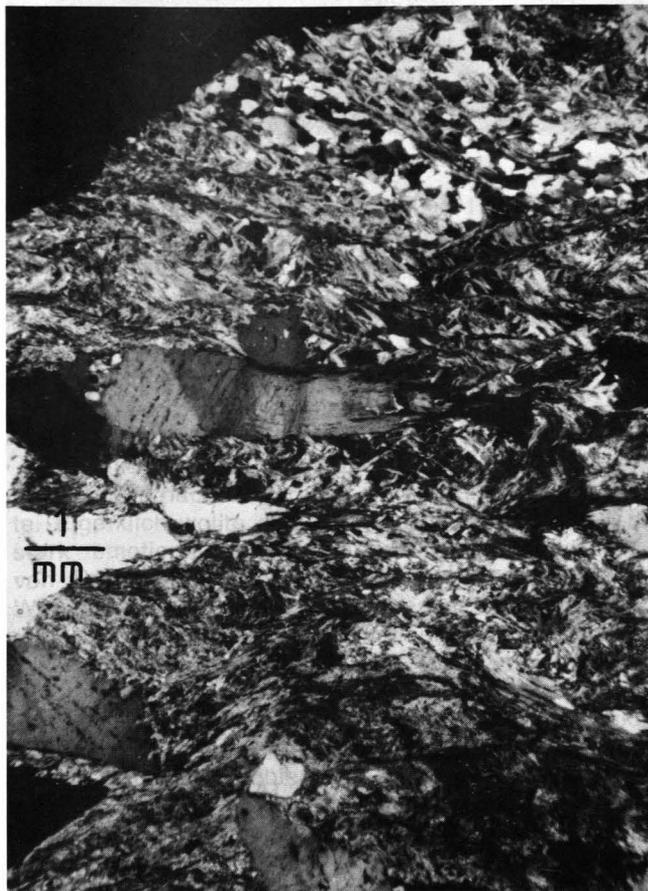
1



2



3



4

