

Variszische und alpidische Entwicklungsgeschichte des Wölzer Kristallins (Steiermark, Österreich)

Variscan and Alpidic evolutionary history of the
Wölzer Crystalline (Styria/Austria)

R. ABART & W. MARTINELLI

mit 7 Abbildungen

Schlüsselwörter:

Wölzer Glimmerschiefer
Ennstaler Phyllite
Strukturprägungen
Geometrie und Kinematik
der alpidischen Strukturen
Polymetamorphose
Paragenesen im Pelitsystem

Keywords:

Wölzer micaschist
Ennstal phyllite
Structural characteristics
Geometry and kinematics
of the Alpidic structures
Polymetamorphism
Paragenesis of the pelitic system

Adresse der Autoren:

Address of the authors:

Rainer Abart, Walter Martinelli
Institut für Geologie der Universität Wien
Universitätsstraße 7/III
A-1010 Wien

Inhalt

	Seite
Zusammenfassung	3
Abstract, Résumé	3
1. Einführung	3
2. Strukturprägung	4
2.1. Erste Deformationsphasen D_1	4
2.2. Variszische Hauptdeformation D_2	4
2.3. Alpidische Hauptdeformation D_3	5
2.4. Jüngste Strukturelemente D_4	6
3. Porphyroblasten und relativer Kristallisationsablauf	6
3.1. Die variszische Metamorphose M_1	6
3.1.1. Temperaturbetontes Ereignis M_{1a}	6
3.1.2. Variszische Hauptmetamorphose M_{1b}	6
3.1.3. Problematische Zuordnung einer Dehydratisierungsreaktion	9
3.2. Die alpidische Metamorphose M_2	10
4. Metamorphosebedingungen	10
4.1. Variszischer Zyklus	10
4.2. Alpidischer Zyklus	11
5. Folgerungen	12
6. Literatur	13

Contents

	page
Zusammenfassung	3
Abstract, Résumé	3
1. Introduction	3
2. Structural development	4
2.1. First deformation phases D_1	4
2.2. Variscan main deformation D_2	4
2.3. Alpidic main deformation D_3	5
2.4. Most recent structural features D_4	6
3. Porphyroblasts and relative run of crystallisation	6
3.1. The Variscan metamorphism M_1	6
3.1.1. Temperature dominated event M_{1a}	6
3.1.2. Variscan main metamorphism M_{1b}	6
3.1.3. Problematical assignment of a dehydration reaction	9
3.2. The Alpidic metamorphism M_2	10
4. Conditions of metamorphism	10
4.1. Variscan cycle	10
4.2. Alpidic cycle	11
5. Implications	12
6. References	13

Zusammenfassung

Das Wölzer Kristallin, ein Teil des Altkristallins östlich des Tauernfensters, zeigt eine komplexe, polymetamorphe Entwicklung. Die wahrscheinlich altpaläozoischen Ausgangsgesteine (in erster Linie Pelite und Psammite) erfuhren ihre metamorphe Prägung im

wesentlichen in zwei zeitlich voneinander getrennten Ereignissen.

Eine erste, variszische Metamorphose vom Barrow Typus erreichte im SE des Untersuchungsgebietes Bedingungen der mittleren bis höheren Amphibolitfazies. Die Metamorphosebedingungen nehmen nach N bzw. nach NW hin ab, sodaß im nördlichsten Wölzer Kristallin und in den Ennstaler Phylliten nur noch niedriggradige Bedingungen nachzuweisen sind.

Eine zweite Metamorphose (kretazisch) erreichte im nördlichen Wölzer Kristallin grünschieferfazielle Bedingungen, im südlichen Wölzer Kristallin dürften Temperaturbedingungen der höchsten Grünschieferfazies bis unteren Amphibolitfazies vorgeherrscht haben.

Die im Grenzbereich Ennstaler Phyllite/Wölzer Glimmerschiefer zu beobachtenden Strukturen sprechen für eine S-N Relativbewegung ursprünglich benachbarter Komplexe in alpidischer Zeit, wobei das Ausmaß dieser Relativbewegung noch kaum quantifiziert werden kann.

Abstract

The Wölzer Crystalline, part of the Austroalpine basement east of the Tauern Window, shows a complex polymetamorphic history. The primary rocks of supposed lower paleozoic age (mainly pelites and psammites) experienced a metamorphic development, which essentially can be divided into two phases.

A first metamorphic phase is of Hercynian age and consists of a Barrowian Type metamorphism, which shows conditions of medium to high Amphibolite facies in the SE of the area under consideration. Metamorphic conditions decrease towards the N resp. NW, thus in the northern Wölzer Crystalline and in the Ennstaler Phyllite only low grade conditions can be detected.

During a second metamorphism (Cretaceous) Greenschist-facies prevailed in the northern Wölzer Crystalline, whereas in the southern Wölzer Crystalline the temperatures reached conditions of highest Greenschist- and lower Amphibolite-facies.

Microstructures, which can be observed in the border zone Ennstaler Phyllite/Wölzer Glimmerschiefer give evidence of a S to N relative displacement of originally closely related complexes during the Alpine orogeny. The extent of this displacement, however, can hardly be evaluated.

Résumé

Le complex cristallin de Wölz, qui fait partie du socle de l'Austroalpin à l'est du fenêtre des Tauern, montre une histoire complexe de métamorphisme polyphase. Les roches originelles – pour la plupart des pelites et des psammites dont l'âge est admis comme paléozoïque – ont été affectées par deux phases métamorphiques distinctes.

Une première phase de l'âge hercynien atteint des conditions de type Barrow et de faciès amphibolite moyen à élevé au sudest de la région examinée. Vers le nord et le nordouest ce métamorphisme se diminue: Au nord du complex cristallin de Wölz et dans le série phyllitique de Ennstal on observe seulement des conditions faibles.

Au Crétacé la deuxième étape de métamorphisme atteint des conditions des type greenschist au nord du complex de Wölz, tandisqu'au sud un métamorphisme de faciès greenschist élevé à amphibolite faible est admis comme prédominant.

Les structures qui ont été observées à la zone frontière du complex cristallin de Wölz vers la série phyllitique de Ennstal signalisent des mouvements relatifs S-N de ces complexes qui ont été en position primaire voisine. La distance de ce transport tectonique qui se passe pendant le cycle alpin n'est pas encore évaluée.

1. Einführung

Der als Wölzer Tauern bezeichnete Teil der Niederen Tauern liegt südlich des Ennstales zwischen Sölk- und Katschtal im Westen und dem Pölstal im Osten (siehe Abb. 1; ÖK 50: Blätter 128, 129, 159). Er wird überwiegend vom Wölzer Kristallin aufgebaut, welches einen wesentlichen Teil des Altkristallins östlich des Tauernfensters darstellt. Dieses Kristallin besteht hauptsächlich aus den typischen Wölzer Glimmerschiefern, ganz untergeordnet gibt es Amphibolite und Marmore, die häufig mit Pegmatiten vergesellschaftet sind. Für das Alter der Ausgangsgesteine wird aufgrund lithologischer Vergleiche mit den durch Fossilien eingestuften Abfolgen der Grauwackenzone und des Murauer Paläozoikums altpaläozoisches Alters angenommen.

Aufgrund seiner Position im Liegenden des Oberostalpins der Nördlichen Kalkalpen und im Hangenden des Unterostalpins der Radstädter Tauern erfuhr das Wölzer Kristallin unterschiedliche tektonische Zuordnungen. L. KOBER (1938) und E. CLAR (1965) stellten es an die Basis des Oberostalpins, H. FLÜGEL (1960) deutete es als höheres Unterostalpin und schließlich trennte A. TOLLMANN (1959) eine neue großtektonische Einheit – das Mittelostalpin – ab, dem er u. a. auch das Wölzer Kristallin zuordnete. In jüngster Zeit sprechen die Argumente von W. FRANK et al. (1983) und W. FRANK

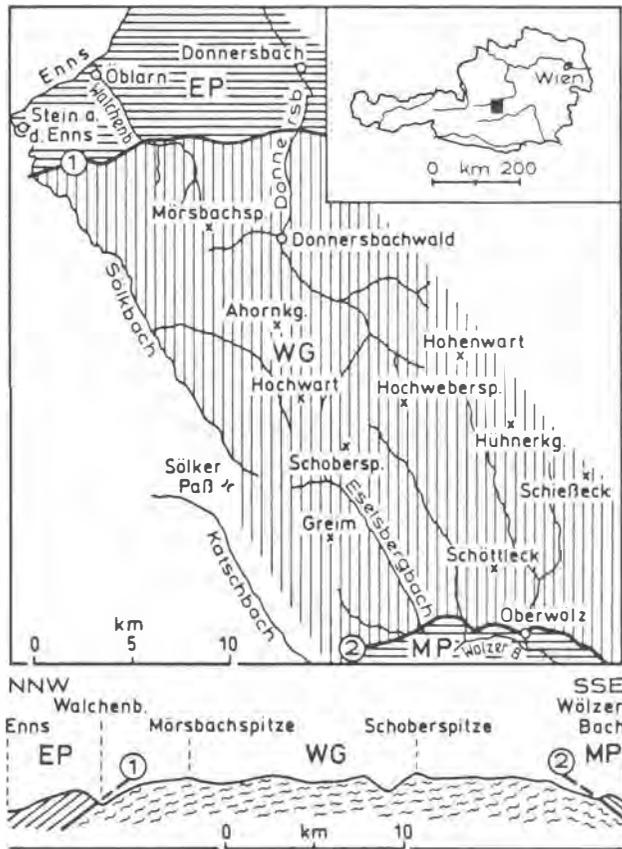


Abb. 1: Übersichtsskizze und schematisches Profil des bearbeiteten Querschnittes mit den wichtigsten geologischen Grenzen. EP: Ennstaler Phyllite, WG: Wölzer Glimmerschiefer, MP: Murauer Paläozoikum.

(1) die Grenze zwischen Ennstaler Phylliten und Wölzer Glimmerschiefern stellt nach A. TOLLMANN (1977) die Grenze zwischen Mittel- und Oberostalpin dar, andere Autoren (z. B.: W. FRANK 1987) messen ihr diese große Bedeutung nicht bei.

(2) An der Grenze MP/WG werden alpidische Relativbewegungen nicht in Frage gestellt, über den Zeitpunkt der primären Deckenstapelung (variszisch oder alpin) gibt es unterschiedliche Meinungen.

Fig. 1: Sketch-map and schematic profile of the treated cross-section with the important geological borders. EP: Ennstal phyllites, WG: Wölzer micaschist, MP: Murau paleozoic.

(1) The boundary between Ennstal phyllites and Wölzer micaschist represents after A. TOLLMANN (1977) the boundary between Middle- and Upper Austroalpine; other authors (e. g. W. FRANK 1987) don't attach such great importance to that boundary.

(2) Relative movements of the alpidic age are not questioned at the border MG/WG, but there are different opinions about the time of the primary nappe formation (variscan or alpidic).

(1987), die vorwiegend auf Ergebnissen von Metamorphosestudien begründet sind, für eine tektonische Zuordnung im Sinne von E. CLAR (1965).

Im folgenden sollen neue Daten aus einem N-S Querschnitt (Öblarn–Oberwölz) durch die westlichen Wölzer Tauern vorgestellt werden, die in den Jahren 1986 bis 1988 von den Autoren im Rahmen ihrer Diplomarbeiten am Institut für Geologie der Universität Wien erarbeitet wurden. Ausgehend von den neuen Ergebnissen wird zu den bestehenden Entwicklungsmodellen dieses Abschnittes des Ostalpins Stellung genommen.

Im Text werden folgende Abkürzungen verwendet:

D_{1...n} Deformationsphasen

SS sedimentäres S

S_{1...n} Schieferungsfläche

And	Andalusit	Bio	Biotit
Sil	Sillimanit	Mus	Muskowit
Ky	Kyanit	Gra	Granat
Als	Alumosilikat	Stau	Staurolith
Plg	Plagioklas	P	Druck
Qrz	Quarz	T	Temperatur
Ctd	Chloritoid		

2. Strukturprägung

2.1. Erste Deformationsphasen

In den heute polymetamorphen, epi- bis mesozonal geprägten Gesteinen sind nur noch wenige Hinweise auf die ältesten Strukturelemente vorhanden. Sie finden sich in Proben aus den südlichen Bereichen, wo in Bio, Gra und Stau Relikte eines SS und eines ältesten tektonischen S in Form von graphitischem Pigment eingeschlossen sind. Erscheinungen wie slaty cleavage und crenulation cleavage sind als Produkt einer ersten Deformation bei noch niedriger Metamorphose gut vorstellbar. Für das ursprünglich sedimentäre S soll die Bezeichnung S₀ gelten. Dieses S₀ wurde im Zuge einer ersten Deformation D₁ in ein ältestes beobachtbares, tektonisches S₁ umgewandelt. Aufgrund des altpaläozoischen Alters der Protolithe und der als variszisch interpretierten Hauptdeformation D₂ ist D₁ als vermutlich frühvariszisch anzusehen.

2.2. Variszische Hauptdeformation D₂

Ein wesentliches Strukturelement, von dem alle Gesteinstypen der Wölzer Glimmerschiefer und der südlichen Ennstaler Phyllite gleichermaßen betroffen sind, bilden sowohl im Aufschluß als auch im Dünnschliff sichtbare isoklinale Liegendfallen, die der variszischen Hauptdeformation D₂ zugeordnet werden. Als wichtigste Deformationsmarker in den Metapeliten sind Quarz- und Quarzfeldspatmobilisatlagen zu nennen, die diese Falten

sichtbar machen, in geeigneten Aufschlüssen sind sie oft über mehrere Meter weit verfolgbar. Aufgrund einer intensiven finalen Plättung sind die Falten enggepreßt und die Schenkel können extrem ausgedünnt oder vollständig abgerissen sein, sodaß oft nur noch die Faltenscheitel erhalten geblieben sind.

Wesentlich besser als in den Metapeliten ist die Liegendverfaltung in den Paraamphiboliten und Marmoren erhalten, wo sie durch stoffliche Bänderung deutlich sichtbar wird und einzelne Falten über größere Strecken verfolgbar sind. Parallel zur Achsenebene der Liegendfalten ist eine penetrative Schieferung S_2 ausgebildet, die im südlichen Teil des bearbeiteten Gebietes das dominante S darstellt. Im zentralen und südlichen Wölzer Kristallin sind die Glimmer in den Metapeliten ebenso wie die Amphibole der Paraamphibolite in S_2 eingeregelt. S_2 verläuft konkordant zum großräumigen stofflichen Lagenbau und stellt nach Norden bis in das obere Donnersbachtal die dominante Schieferung dar. Auf den S_2 Flächen ist in den Metapeliten nur selten eine Mineralelongation zu beobachten, lediglich die Amphibole der Paraamphibolite sind parallel zu den zugehörigen Faltenachsen orientiert, was auf eine gewisse Streckung im Zuge der variszischen Hauptdeformation hinweist. Die Faltenachsen der Isoklinalfalten sind schwer zu messen, da die hierfür notwendigen dreidimensionalen Aufschlüsse in geeigneten Lithologien (Amphibolit, Marmor) sehr selten sind. Die wenigen vorhandenen Meßdaten streuen außerordentlich stark, sodaß auf eine Darstellung in stereographischer Projektion verzichtet wird. Es ergibt sich für diese B_2 Faltenachsen lediglich die Tendenz eines flachen bis mittelsteilen Abtauchens in westlicher bis nördlicher Richtung; über etwaige Vergenzen können keine Aussagen gemacht werden.

2.3. Die alpidische Hauptdeformation D_3

Für das gesamte Wölzer Kristallin ist in alpidischer Zeit eine Einengungstektonik charakteristisch, die besonders im südlichen und zentralen Wölzer Kristallin ein über große Bereiche homogenes Verformungsbild erzeugt. Im südlichen und zentralen Wölzer Kristallin ist sie durch eine \pm offene Stauchfaltung ohne eindeutige Vergenz mit steilstehender E-W streichender Achsenebene charakterisiert. Die Intensität dieser Deformation steigt gegen Norden bei Annäherung an die Grenze Wölzer Glimmerschiefer/Ennstaler Phyllite kontinuierlich an, wobei diese Deformation im nördlichsten Wölzer Kristallin und in den Ennstaler Phylliten in gleichartiger Ausbildung zu beobachten ist.

Diese mit D_3 bezeichnete Deformationsphase erzeugt im südlichen Arbeitsgebiet auf den schichtsilikatbesetzten Schieferungsflächen (S_2) der Metapelite eine Riefung oder Wellung mit mm-cm langen Faltenschenkeln. Die wellenartigen Fältchen oder

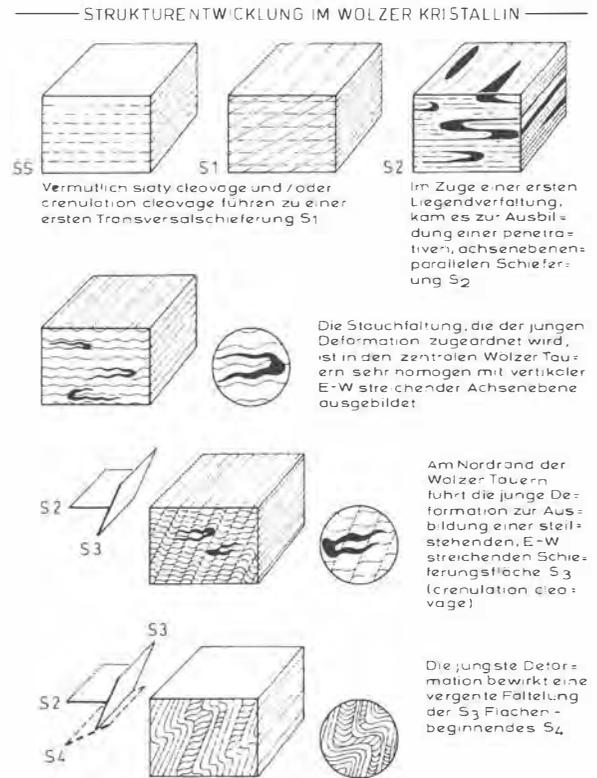


Abb. 2: Schematische Darstellung der Strukturentwicklung im Wölzer Kristallin. Hier werden nur die wesentlichen, regional beobachtbaren Strukturelemente dargestellt.

Fig. 2: Schematic figure of the structural development of the Wölzer Crystalline. Only the important structural features are depicted.

geknickten Faltenscheitel, deren Ausbildung lithologieabhängig ist, lassen sich stets im Querbruch der Handstücke beobachten. In grobkörnigen Glimmerschiefern können starre Porphyroblasten und Mobilisatlagen die homogene Verformung im Kleinbereich stören. Die ursprünglich in S_2 eingeregelt Glimmer rekristallisierten in den Faltenscheiteln, wodurch polygonale Faltenzüge entstanden. Fältelung und Wellung erzeugen eine flachliegende, konstant Ost-West verlaufende b-Lineare. Aus den Beziehungen zwischen Porphyroblasten und den Strukturelementen kann abgeleitet werden, daß die D_3 Deformation bereits am Höhepunkt der Metamorphose begonnen und diese in ihren letzten Stadien lokal überdauert hat.

Die Ausbildung der Strukturen ändert sich nördlich von Donnersbachwald deutlich. Es tritt ein neues Element, in Form einer gegen N immer intensiver werdenden Umschieferung, die schließlich das dominierende S_3 darstellt, auf. Die S_2 -Flächen werden durch D_3 unter Ausbildung einer crenulation

cleavage zu S_3 umgeschiefert. Aus der Geometrie der crenulation cleavage kann die Beteiligung einer scherenden und plättenden Komponente abgeleitet werden. So zeigen häufig auftretende syntektonische Granatblasten (Abb. 3) N-vergente rotationale Bewegung, wobei die äußerst konstant W-E streichende, flachliegende Rotationsachse dem B_3 der crenulation cleavage entspricht. Die Einschlußzüge der Granate, die häufig noch in Kontakt mit dem Externgefüge stehen, zeigen im Zentrum der Porphyroblasten eine Rotation größer als 180° , was nur bei der Beteiligung einer scherenden Komponente an der Deformation möglich ist. Für die Beteiligung einer plättenden Komponente an der Deformation D_3 spricht die Beziehung Materiallinie (S_2) zur Schieferung (S_3). Die makroskopische Geländesituation eines flach nordfallenden S_2 , das von einem steiler nordfallenden S_3 überprägt wird, würde, ließe man nur Scherung als Deformationsmechanismus zu, auf eine südvergente Relativbewegung hinweisen, die Schersinnindikatoren im mikroskopischen Maßstab (rotierte Granatblasten) sollten dieselbe Vergenz anzeigen. Tatsächlich kann aber in allen geeigneten Proben (zumindest für die Dauer des alpidischen Granatwachstums) anhand der Kleinstrukturen nur reine Nordvergenz gezeigt werden. Diese anscheinend paradoxe Situation läßt sich am besten als Produkt einer Kombination gleichzeitig wirksamer Scherung und Plättung interpretieren.

Die Quarz-c-Achsengefüge zeigen keine Hinweise auf Bewegungen $\parallel L$ (W-E), sondern sprechen eher für plättende Beanspruchung. Nur in Form einzelner reliktscher Körner (Memoryquarz) können Hinweise auf Bewegungen mit W-E bzw. E-W Vergenz gefunden werden. Diese Erscheinung wird mit der durch die Plättung verursachten Verkürzung normal zur Schieferungsrichtung und dem gleichzeitigen Ausweichen des Materials in der Richtung $\parallel L$ in Zusammenhang gebracht. Die Tatsache, daß $\parallel L$ weder asymmetrische Druckschatten an den Porphyroblasten noch rotationale Komponenten beobachtet werden konnten, schließt größere Bewegungen entlang S_3 in E-W Richtung ab dem Beginn der alpidischen Granatblastese aus. Die Existenz einer allfälligen älteren E-W Komponente in diesem Gesteinsstapel wird unter Punkt 5 diskutiert.

In den Aufschlüssen im Grenzbereich zwischen Wölzer Glimmerschiefer und Ennstaler Phylliten zeigt sich, daß sowohl die Ausbildung als auch die Orientierung der zu D_3 zuzuordnenden Strukturelemente (sowohl mikro- als auch makroskopische) auf beiden Seiten der lithologischen Grenze übereinstimmen.

2.4. Jüngste Strukturelemente D_4

Das jüngste Strukturelement als Produkt einer plastischen Deformation stellt eine Wellung und nord-

vergente Fältelung der S_3 -Flächen dar. Es ist nur in den fein- und mittelkörnigen Granatglimmerschiefern des nördlichen Wölzer Kristallins und in den südlichen Ennstaler Phylliten ausgebildet. Lokal kann es auch zur Ausbildung von weitständigen achsenebenenparallelen Flächen (S_4) kommen. Diese Deformation führt bei den Glimmern lediglich zu einer Verbiegung, jedoch nicht zu einer Rekristallisation. Die Temperatur reichte allerdings noch für die Ausbildung eines gut getemperten Quarzgefüges mit zahlreichen 120° Tripelpunkten aus.

3. Porphyroblasten und relativer Kristallisationsablauf

Aus dem Schliffstudium der Proben aus dem Wölzer Kristallin läßt sich für das Untersuchungsgebiet eine komplexe, polymetamorphe Entwicklung ableiten. Anhand mehrerer Generationen von Porphyroblasten (Gra, Stau, Plg. ...) können zumindest zwei Metamorphosezyklen (M_1 , M_2) abgetrennt werden, wobei die ältere Metamorphose im S-Teil des Wölzer Kristallins in zwei Phasen (M_{1a} , M_{1b}) unterteilt werden kann (siehe Abb. 4). Die Texturbilder in Dünnschliffen, die Beziehungen zwischen Porphyroblasten und den einzelnen Strukturelementen sowie Argumente aus dem Mineralchemismus ermöglichen die Aufstellung einer relativen Kristallisationsabfolge, die in Abb. 3 schematisch dargestellt ist und im folgenden erläutert wird.

3.1. Die variszische Metamorphose M_1

3.1.1. Temperaturbetontes Ereignis M_{1a}

Im südlichen Wölzer Kristallin wird die älteste Generation von Mineralblasten der ersten Phase der voralpidischen Metamorphose (M_{1a}) zugeordnet. Durch die Mineralassoziaton Mus, Bio, Plg, And (Sill), Stau, die reliktsch in der deutlich jünger geprägten Matrix oder in Form von Einschlüssen in Grablasten erhalten ist, sind für die erste metamorphe Prägung amphibolitfazielle Bedingungen belegt. Die Beobachtung, daß die Alumosilikatphasen als And bzw. Sil vorliegen und noch keine Granatbildung erfolgt, spricht für ein T-betontes Metamorphoseereignis M_{1a} im südlichen Wölzer Kristallin (vermutlich altvariszisch).

3.1.2. Variszische Hauptmetamorphose M_{1b}

Im Zuge einer zweiten abtrennbaren Metamorphose kommt es ohne einen wesentlichen Temperaturabfall zu einem deutlichen Druckanstieg. Im bereits amphibolitfaziell geprägten Kristallin, in dem schon bzw. noch immer erhöhte Temperaturbedingungen vorherrschen, entstehen durch eine Versenkung Bedingungen einer Barrow-Typ Metamorphose M_{1b} ,

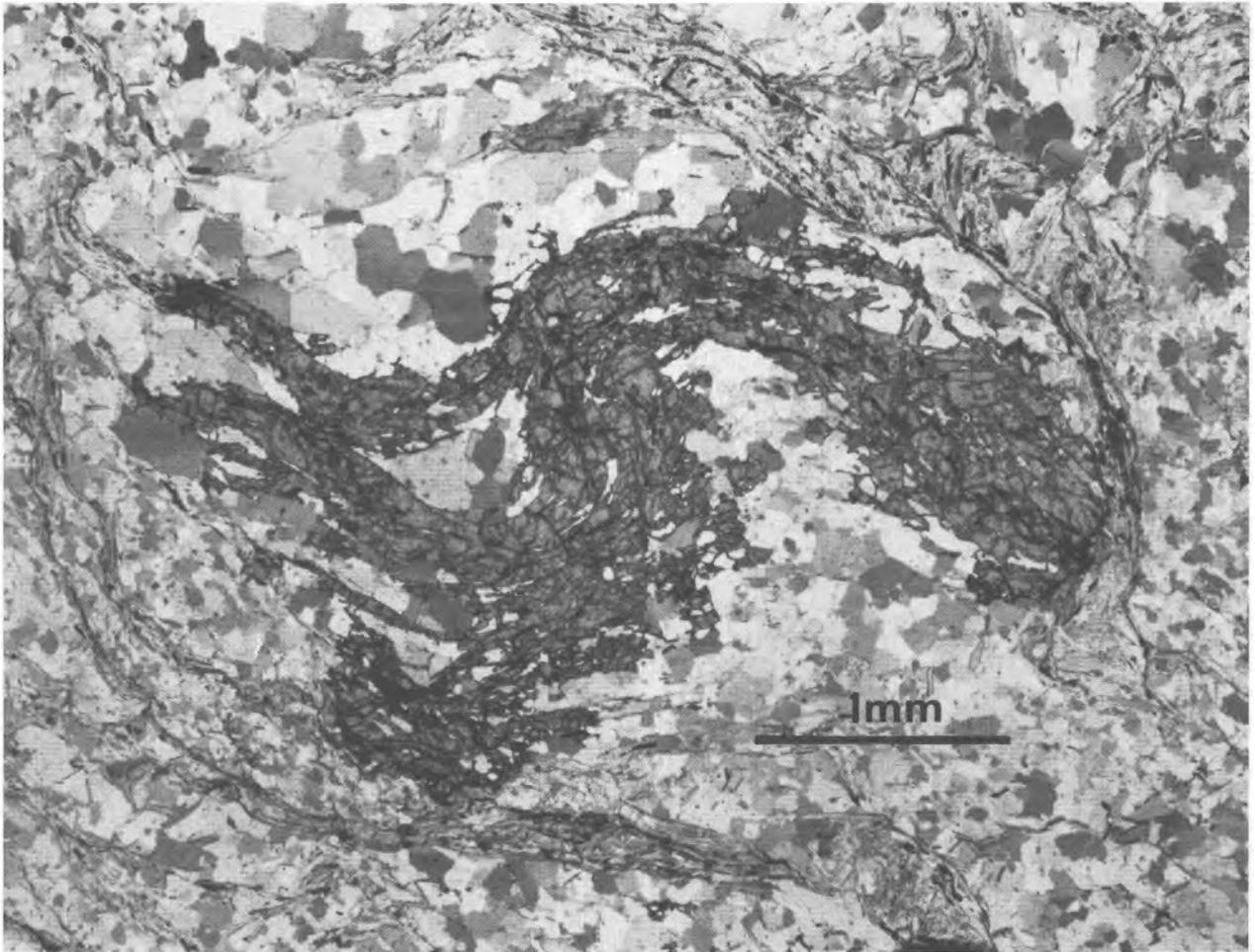


Abb. 3: Syndeformativ gesproßter Gra Blast aus dem nördlichen Wölzer Kristallin (Walchental). Der Kern dieses Blasten zeigt bezüglich S_3 eine Rotation $\geq 180^\circ$, was nur bei einer Deformation mit Beteiligung einer scherenden Komponente möglich ist (nordvergent).

Fig. 3: Syndeformative growth of garnet from the northern Wölzer Crystalline (Walchental). The core of the garnet is rotated more than 180 degrees relating to S_3 . This is possible, if the deformation mechanism is also simple-shear with north-directed vergency.

und es entwickelt sich rasch eine Paragenese von Mus, Bio, Gra, Stau, Ky und Plg. Die zu diesem Ereignis gehörenden Porphyroblasten zeichnen sich durch ihr Größenwachstum (bis cm-Größe) und mitunter durch einen Zonarbau auf. Stau und Gra zeigen häufig pigmentfreie Kernbereiche neben insbesondere bei Gra stark pigmentierten Säumen. Die pigmentfreien Gra-Kerne zeigen oft feinste radialstrahlige angeordnete Einschlußzüge von hochlichtbrechenden Mineralphasen (vermutlich Rutil), was von mehreren Autoren (siehe W. FRANK et al. 1983) als Hinweis auf extrem rasches Wachstum gewertet wird. Diese als Sterngranate bezeichneten Typen, die auf das südliche Wölzer Kristallin beschränkt sind, konnten offenbar das graphitische Pigment zunächst verdrängen und überwuchsen es in einer späteren Phase von verlangsamtem Wachstum.

Die Blasten der zu M_{16} gehörenden Paragenese wuchsen prä- bis synkinematisch zur variszischen Strukturprägung, was aus der Beziehung zwischen der dominanten Schieferung S_2 und den Porphyroblasten deutlich hervorgeht. Gra-, Stau- und Plg-Blasten werden von S_2 umflossen, lediglich Mus und Bio wuchsen spät über diese Schieferung, was auf ein längeres Anhalten erhöhter T-Bedingungen hinweist.

In den schwächer metamorphen Anteilen des Wölzer Kristallins (nördlich des Hauptkammes) sind lediglich Chloritoid und mitunter Gra I als zu M_1 gehörige Porphyroblasten zu nennen. Der Metamorphosezyklus M_1 klingt mit retrograden Erscheinungen, wie der Biotitisierung von Gra I Blasten und Chloritbildung aus. Diese Erscheinungen stehen in einem engen zeitlichen Zusammenhang mit der variszischen Hauptdeformation D_2 .

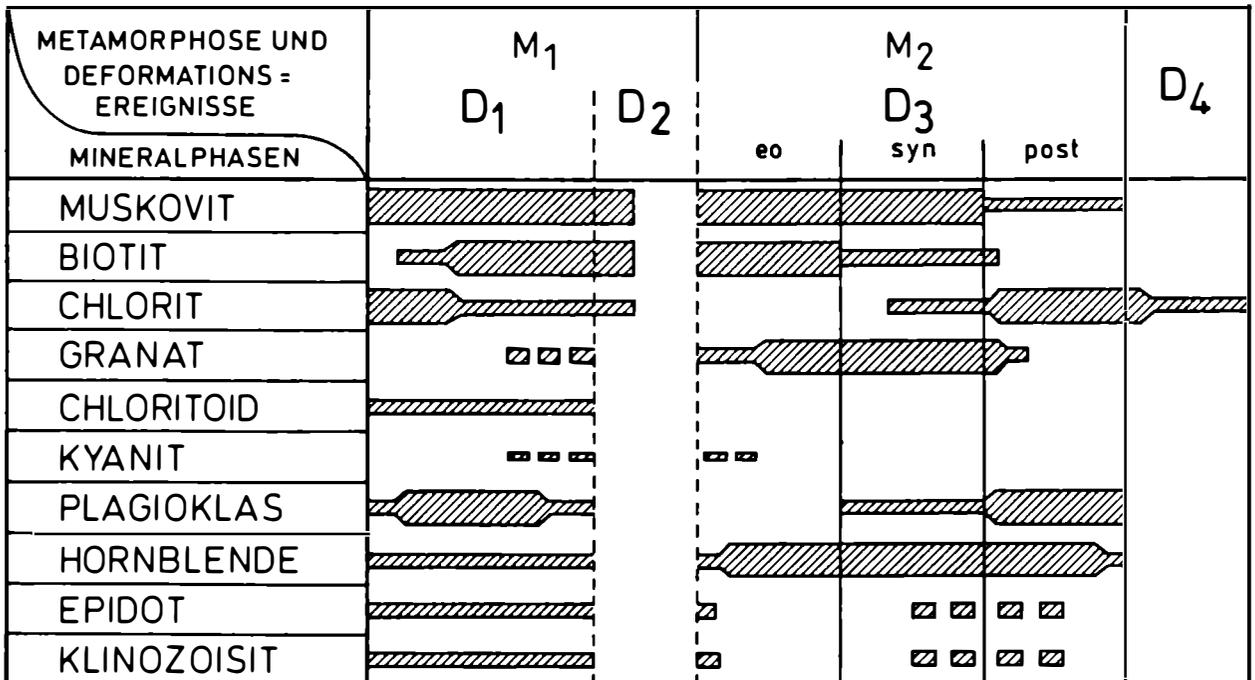
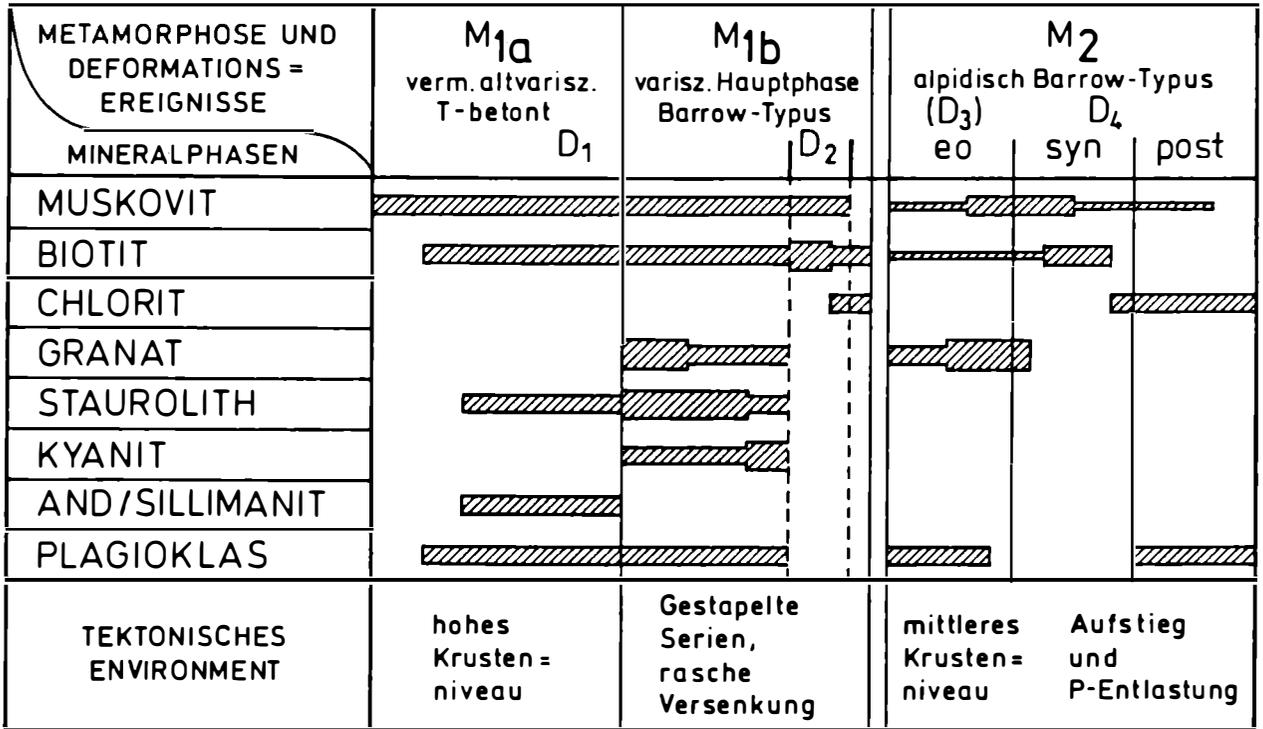


Abb. 4: Relative Abfolge von Kristallisations- und Deformationsphasen im südlichen (A) und nördlichen (B) Wölzer Kristallin. In diese Darstellung wurden nur jene Mineralphasen aufgenommen, die gut interpretierbare Beziehungen zu den einzelnen Strukturelementen zeigen. Die Stärke der Balken soll das Ausmaß der Kristallisation darstellen.

Fig. 4: Relative sequence of crystallisation- and deformation events in the southern (A) and northern (B) Wölzer Crystalline. Only these minerals are depicted, which show well-interpretable relations to the structural characteristics. The degree of crystallisation is shown by the thickness of the lines.

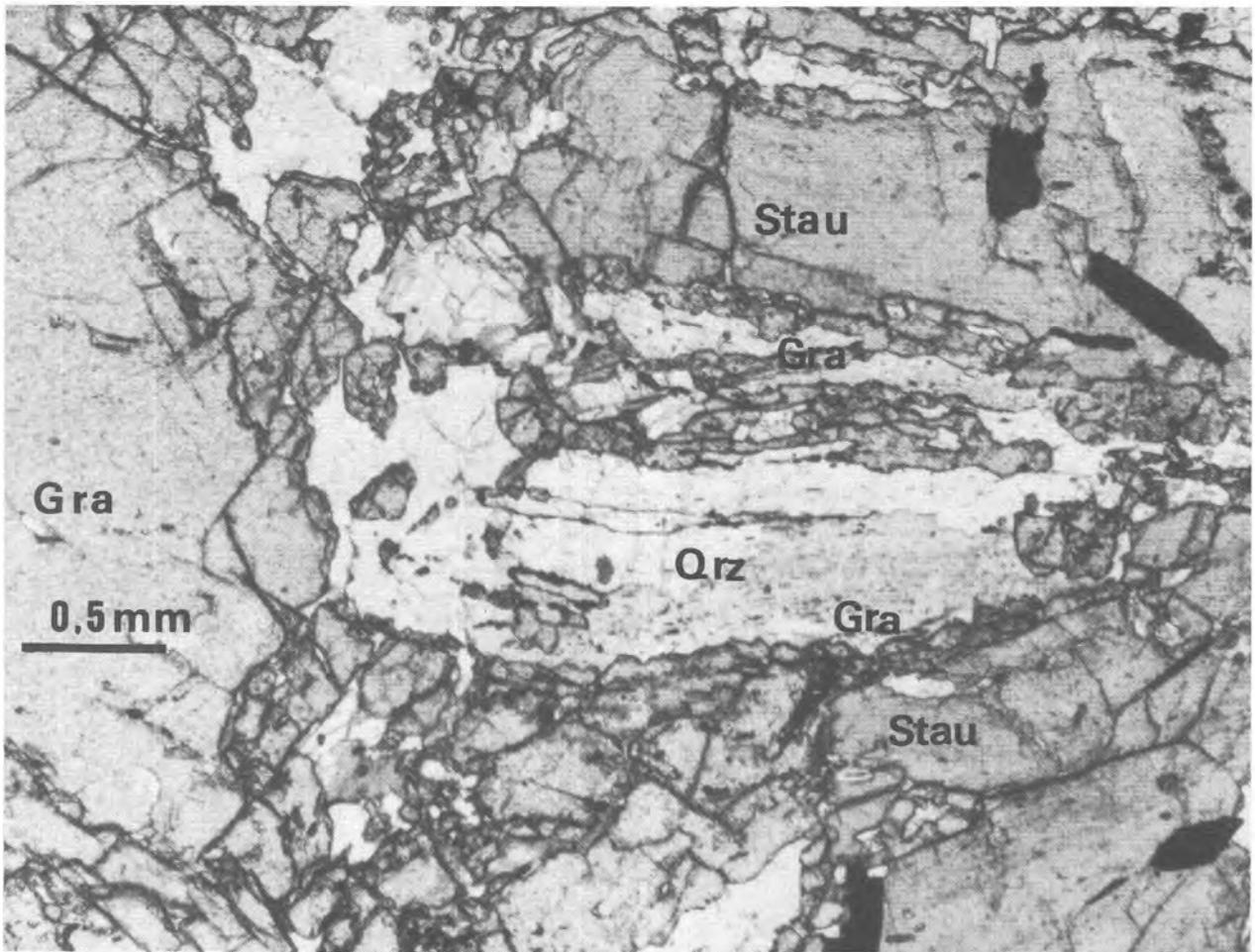


Abb. 5: An den Korngrenzen zwischen Qrz und Stau treten ganz typische, schmale Reaktionssäume aus Gra auf ($\text{Stau} + \text{Qrz} = \text{Gra} + \text{Als} + \text{H}_2\text{O}$), die anhand optischer Kriterien alleine nicht eindeutig in das Kristallisations-Deformationsschema (Abb. 4a) eingeordnet werden können; (Probe: Großhansl, südl. Wölzer Kristallin, Bildausschnitt: ca. 3 mm).

Fig. 5: Typical narrow reaction rims of garnet appear at the grain boundaries between quartz and staurolite ($\text{Stau} + \text{Qrz} = \text{Gra} + \text{Als} + \text{H}_2\text{O}$), which can't definitely be interpreted into the crystallisation-/deformation scheme only by optical methods (Fig. 4a). (Sample: Großhansl, southern Wölzer Crystalline, length of the picture-part, 3 mm).

3.1.3. Problematische Zuordnung einer Dehydratisierungsreaktion

In Proben aus dem südlichen Wölzer Kristallin ist mitunter eine Reaktion von Stau + Qrz zu Gra und Als zu beobachten. Der dabei entstehende Gra bildet u. a. schmale Säume an den Korngrenzen zwischen Stau und Qrz (siehe Abb. 5). Die idiomorphen Warzen und das Wachstum entlang der Intergranularen geben dieser Gra Generation ein charakteristisches Erscheinungsbild, das dem der jüngsten Gra-Generation sehr ähnlich ist. Eine Zuordnung dieser Gra-Säume ist demnach auf rein optischem Wege nicht möglich. Die Paragenese $\text{Stau} + \text{Qrz} + \text{Gra} + \text{Ky}$ (+ Mus + H_2O) ist im System KF-

MASH (vereinfachtes Pelitsystem, in dem lediglich die AFM Phasen definiert sind) divariant. Der progressive Zerfall von Stau stellt also eine kontinuierliche Reaktion dar, wobei sich nach A. B. THOMPSON (1976) bei progressivem T-Verlauf die Zusammensetzung von koexistierenden Gra und Stau sehr rasch zu den Mg-reicheren Endgliedern verschieben. Diese Reaktion müßte also einen deutlichen Anstieg des X(Mg) in Stau und Gra bewirken, der im Gra, sofern er nicht homogenisiert wurde, noch beobachtbar sein sollte. Anhand von Mikrosondenuntersuchungen konnte in zwei analysierten Proben, welche die Paragenese $\text{Stau} + \text{Qrz} + \text{Gra} + \text{Als}$ zeigen, tatsächlich im äußersten Randbereich des als Gra I zu bezeichnenden Kernes ein eklatanter Mg-

Anstieg festgestellt werden (siehe Abb. 6). Akzeptiert man den Zusammenhang zwischen dem eklatanten Mg-Anstieg im Gra I und der progressiven Zerfallsreaktion von Stau, so ist diese in den variszischen Metamorphosezyklus einzuordnen. Die Argumente aus dem Mineralchemismus sind allerdings nicht unproblematisch und wegen der großen Bedeutung, die dieser Reaktion und ihrer zeitlichen Einordnung zukommt, laufen derzeit detaillierte Studien zur Klärung dieser Frage.

3.2. Die alpidische Metamorphose M₂

Eine weitere Metamorphose M₂ erfaßt die Gesteine nachdem die T deutlich abgefallen ist, also nach einem bedeutenden zeitlichen Hiatus. Die wohl auffallendste Mineralneubildung im Zuge dieser Metamorphose stellen die Gra II Blasten dar, die als Einzelindividuen oder als Säume um Gra I das bestehende Gefüge der Deformation D₂ überwachsen.

Zahlreiche Einschlüsse von feinen Rutilnadeln (aus der Sagenitgitterung von Bio) und das Wachstum entlang der Intergranularen, ausgehend von Tripelpunkten des präexistierenden Gefüges, sowie seine oft warzig idiomorphen Ränder geben dem Gra II ein charakteristisches Aussehen. An der Bildung von Gra II dürften vor allem Bio und Plg beteiligt gewesen sein, was aus Texturbildern und aus dem hohen Grossularanteil von Gra II in Plg führenden Proben zu erwarten ist. Bei einer Gra II Bildung aus Plg und Bio entsteht auch Mus, der typischerweise in den Spaltflächen von Plg wächst (vgl. Teigitschserie, G. JUNG 1982). Stau ist während der Metamorphose M₂ nicht mehr stabil und oft nur noch als Einschlüß in Gra erhalten, während er in der Matrix vollkommen in Serizit zerfallen ist.

Im nördlichsten Wölzer Kristallin stellt Gra II die einzige Granatgeneration dar. Das Gra Wachstum korreliert hier mit der intensiven Tektonik (D₃) und überdauert diese lokal. Die syndeformativ gesproßten, gerollten Gra-Blasten (Abb. 3) belegen eine nordvergente Deformation (siehe Kap. 2.3.), die unter bereits erhöhten P-T-Bedingungen (Gra stabil) begonnen hat. Postdeformativ über das durch D₃ erzeugte Gefüge wachsende Gra Säume zeigen ein längeres Anhalten dieser Bedingungen an. Ebenfalls postdeformativ wachsen Zoisite, Hornblendens und Plg-Rundlinge über das Gefüge.

Als jüngste Mineralbildungen unter bereits retrograden Bedingungen sind eine verbreitete Albitblastese und eine vollkommen statisch ablaufende Chloritisierung der Gra Blasten zu nennen.

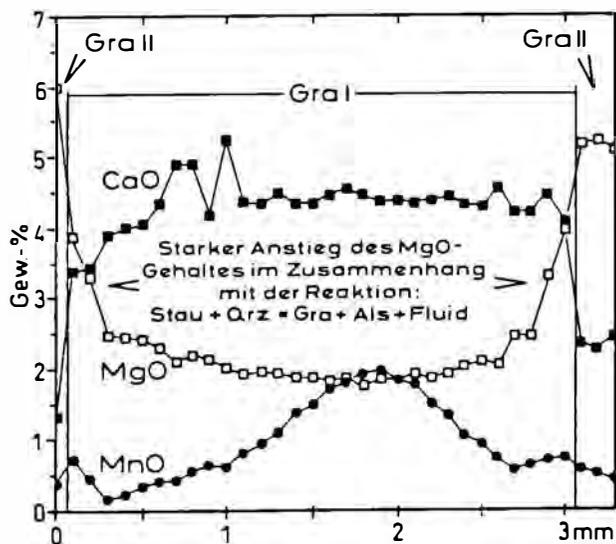


Abb. 6: Die chemische Zonierung dieses zweiphasigen Gra Blasten (Gra I - variszisch, Gra II - alpidisch) zeigt einen eklatanten Anstieg im Mg Gehalt, wie er aus der Reaktion $\text{Stau} + \text{Qrz} = \text{Gra} + \text{Als} + \text{H}_2\text{O}$ zu erwarten ist, am äußersten Rand von Gra I.

Fig. 6: The chemical zoning of this two-phase garnet (Gra I - variscan; Gra II - alpidic) shows a striking increase in Mg on the rim of garnet I, which is expected from the reaction $\text{Stau} + \text{Qrz} = \text{Gra} + \text{Als} + \text{H}_2\text{O}$.

4. Metamorphosebedingungen

4.1. Variszischer Zyklus

Im Zuge der variszischen Metamorphose wurden im untersuchten Gebiet unterschiedlich hohe Metamorphosebedingungen erreicht. Die zugehörigen Indexmineralzonen streichen ungefähr ENE-WSW (siehe Abb. 7), wobei im SE-Teil des Untersuchungsgebietes die höchsten Metamorphosebedingungen nachgewiesen sind.

In den am höchsten metamorphen Anteilen kann das variszische Geschehen in zwei Phasen unterteilt werden. Einschlüsse einer ersten Mineralassoziaton mit Stau und Sil im Gra I zeigen, daß zunächst eine T-betonte Prägung in Amphibolitfazies erfolgte (vgl. W. FRANK et al. 1983) und erst später im Zuge der Hauptmetamorphose eine Drucksteigerung zur Ausbildung von Paragenesen mit Beteiligung von Gra und Kya führte.

In Proben aus den höchstmetamorphen Partien tritt die Paragenese $\text{Stau} + \text{Qrz} + \text{Gra} + \text{Als} + (\text{Mus} + \text{H}_2\text{O})$ auf. Aus Texturbildern (siehe Abb. 5) läßt sich eine Reaktion vom Typ: $\text{Stau} + \text{Qrz} = \text{Gra} + \text{Als} + \text{H}_2\text{O}$ ableiten, die wohl den Höhepunkt der älteren Metamorphose markiert (vgl. Kap. 3.1.3.). Eine derartige Zerfallsreaktion von Stau zugunsten

von Gra und Als ist nach RICHARDSON (1968) kaum drucksensitiv und läuft bei $P_{H_2O} \geq 0,8 P_{TOT}$ bei Temperaturen von 650°C bis 690°C ab (vgl. HOSCHEK 1969, THOMPSON 1976). Man kann diese Temperaturen zwar nicht direkt auf natürliche Systeme übertragen, da sie auf experimentellen Ergebnissen aus Endglied-Systemen beruhen und somit eher einer Obergrenze der möglichen Gleichgewichtstemperaturen entsprechen, es erscheint aber als gerechtfertigt, aufgrund des Ablaufens dieser Reaktion auf Bedingungen der mittleren bis oberen Amphibolitfazies zu schließen (geringer H_2O Partialdruck würde die Gleichgewichtstemperatur deutlich senken, dieser Parameter konnte allerdings nicht ermittelt werden). Für den Druck ist ein mittlerer Gradient anzunehmen, da die Paragenesen im Kyanitfeld der Alumosilikatmodifikationen liegen (Barrow Typus).

Eine räumliche Variation der Metamorphosebedingungen drückt sich in der Anordnung der Indexmineralzonen aus (siehe Abb. 7). Ausgehend von den Gebieten mit den höchsten Metamorphosebedingungen (progressiver Stau-Zerfall) schließen sich gegen NW schwächer metamorphe Zonen an. Das Auftreten von Stau zeigt die Verbreitung der variszischen Amphibolitfazies, die dann von einer breiten Zone in Grünschieferfazies abgelöst wird (Granat-Zone). Im nördlichsten Wölzer Kristallin dürfte die ältere Gra-Generation gänzlich fehlen, hier ist als einzige zur älteren Prägung zu stellende Mineralphase Ctd vertreten, der im P-T Feld über den ganzen Bereich der niedriggradigen Metamorphose stabil ist (siehe Abb. 7).

4.2. Alpidischer Zyklus

Das bereits in der variszischen Ära grünschiefer- bis amphibolitfaziell metamorph geprägte Kristallin erfuhr in alpidischer Zeit eine neuerliche Aufwärmung, die in weiten Bereichen zur Neubildung von Gra führte. Eine Neubildung von großen Stau-Blasten konnte nicht beobachtet werden, was aber das Erreichen amphibolitfazieller Bedingungen während der alpidischen Metamorphose nicht ausschließt (feinkörnige Stau-Ky Haufwerke in Proben aus der südöstlichen Fortsetzung des Untersuchungsgebietes werden dem alpidischen Metamorphoseereignis zugeordnet). Das Fehlen einer jungen Stau Generation in den bereits variszisch dehydrierten Gesteinen muß nicht unbedingt auf zu niedrige Temperaturen zurückgeführt werden, sondern kann seine Ursache auch in einem geringen H_2O -Partialdruck in der fluiden Phase haben. Aus der Gra-Bio Thermometrie ergeben sich aus einer gut equilibrierten Probe aus dem südlichen Wölzer Kristallin Temperaturen von 540°C , andere weniger konsistente Werte liefernde Proben ergeben Temperaturen von 540°C bis 600°C , die Temperaturbedingungen liegen also im

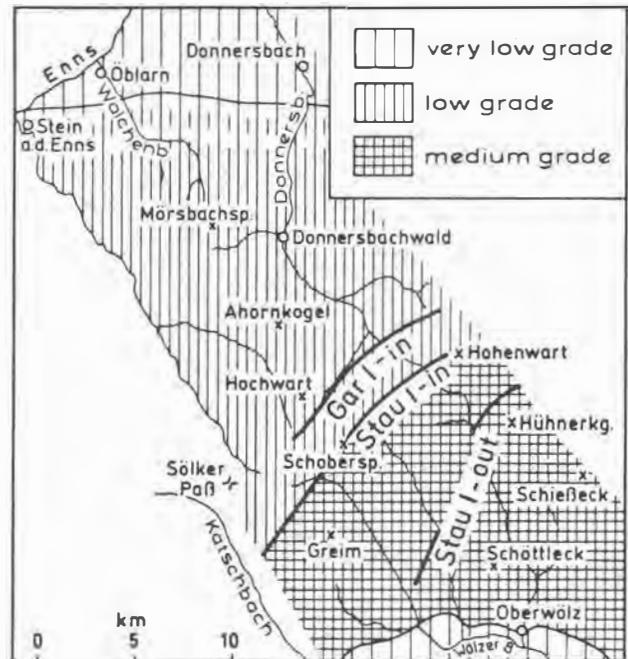


Abb. 7: Die Darstellung der Indexmineralzonen der variszischen Metamorphose basiert auf einer Mineralverteilungskarte aus ca. 250 Probenpunkten. Die Dichte des Probennetzes reicht bei weitem nicht aus, um die einzelnen Zonen detailliert (ev. dreidimensional) abgrenzen zu können, die Abfolge der Zonen, wie sie hier dargestellt wird, geht aus den bestehenden Daten jedoch deutlich hervor.

Fig. 7: The zoning of the index minerals of the variscan metamorphism is based upon a mineral zoning map derived from about 250 sample points. The density of the net of samples isn't sufficient to mark off these zones more detailed (e. g. three-dimensional). The sequence as depicted can be clearly drawn from the available data.

Übergangsbereich zwischen Grünschieferfazies und Amphibolitfazies.

W. FRANK et al. (1983), R. SCHIMANA (1984) und R. TEMMEL (1987) berichten von relativ Ca-reichen Chemismen der jungen Gra-Generation. In drei Plg führenden Proben konnten ebenfalls gegenüber der älteren Gra-Generation stark erhöhte Ca-Gehalte gemessen werden (variszischer Kern: 1–4% Ca, alpidischer Saum: 6–8% Ca). Nach M. L. CRAWFORD (1977) läßt sich hoher Grossularanteil im Gra in Paragenesen mit Plg u. a. auf hohe P-Bedingungen zurückführen. Neben dem Gra-Chemismus spricht auch der lediglich optisch festgestellte deutliche Phengitgehalt des Hellglimmers für relativ hohe P-Bedingungen während der alpidischen Metamorphose, eine Quantifizierung der P-Abschätzung steht noch aus.

Für den jüngeren Metamorphosezyklus kann im

zentralen Wölzer Kristallin aufgrund großräumiger Beobachtungen eine Zunahme der Metamorphosebedingungen gegen SE festgestellt werden, die von den Autoren untersuchten Proben spiegeln allerdings kaum eine räumliche Variation der Metamorphosebedingungen im untersuchten Gebiet wider. Dies liegt vor allem daran, daß wegen der bescheidenen Mineralneubildung während des alpidischen Metamorphosezyklus keine aussagekräftigen jungen Paragenesen zu beobachten sind und für die Abschätzung der Metamorphosebedingungen mittels der Geothermobarometrie noch zu wenige Analysedaten vorliegen.

5. Folgerungen

Aus den vorliegenden Daten können unmittelbar einige Aussagen über die metamorphe Entwicklung des Wölzer Kristallins abgeleitet werden, die teilweise gut mit bereits bestehenden Vorstellungen übereinstimmen, zum Teil aber auch völlig neue Ansätze darstellen.

Die im südlichen Arbeitsgebiet dreiphasige, im Norden zweiphasige Metamorphoseentwicklung stimmt in vielen Details der Abfolge der Ereignisse (M_{1a} , M_{1b} zeitlich kaum zu trennen, M_2 deutlich abgesetzt) und der Charakteristika der Ereignisse (M_{1a} : T-betont, M_{1b} , M_2 : Barrow-Typus) mit der von FRANK et al. (1983) aus der Koralm beschriebenen Entwicklung überein.

Eine wesentliche Neuerkenntnis liefert eine Mineralverteilungskarte für einen N-S Querschnitt Öblarn-Oberwölz. Durch die Zuordnung der Mineralphasen zu einer variszischen und einer alpidischen Paragenese ergeben sich für das variszische Ereignis mehrere Indexmineralzonen einer charakteristischen Barrow-Typus Metamorphose, die Bedingungen von der obersten Amphibolitfazies bis zur Grünschieferfazies widerspiegeln (siehe Abb. 7).

Eine räumliche Variation der Bedingungen im alpidischen Metamorphosezyklus kann derzeit noch kaum quantifiziert werden. Aus der Gra-Bio Thermometrie ist lediglich die Aussage möglich, daß im südlichen Arbeitsgebiet Temperaturbedingungen der obersten Grünschieferfazies erreicht wurden ($T \geq 540^\circ\text{C}$), z. T. sind hier auch amphibolitfaziale Bedingungen gut vorstellbar.

Ein neues Ergebnis stellt die Zuordnung der einphasigen Gra-Blasten des nördlichsten Wölzer Kristallins und der südlichen Ennstaler Phyllite zur alpidischen Metamorphose dar, die in erster Linie auf der Betrachtung der Beziehungen zwischen den Porphyroblasten und den Strukturelementen beruht. Schon W. FRITSCH (1952) und K. DIEBER (1971) haben in ihren Dissertationen den Zusammenhang zwischen Gra-Blastese und Strukturprägung erkannt, haben aber beides in den variszischen Zyklus gestellt. H. PEER (1988) deutet bereits für einen Teil der Gra

des nördlichsten Wölzer Kristallins alpidisches Alter an.

H. PEER (1988) und A. TOLLMANN (1977) sehen in der Grenze zwischen Ennstaler Phylliten und Wölzer Glimmerschiefern eine tektonische Linie erster Ordnung, die in alpidischer Zeit wirksam war. Aus den neuen Daten geht hervor, daß es in dieser Zone nur bescheidene Relativbewegungen mit einer scherenden nordvergenten Komponente gegeben hat. Diese Deformation hat bereits unter den Stabilitätsbedingungen von Gra begonnen und ist zur Gänze in dessen Stabilitätsbereich abgelaufen. Die Geometrie der Strukturen kann als Produkt einer Relativbewegung zwischen zwei benachbarten Gesteinskomplexen interpretiert werden. Eine nach dem Beginn der alpidischen Gra-Blastese wirksame Bewegungsbahn im Sinne einer Überschiebung kann aus den Strukturbeobachtungen für den untersuchten Querschnitt ausgeschlossen werden. Es sind an der betreffenden „Grenze“ auch keinerlei Hinweise auf einen Sprung im Metamorphoseprofil und Unterschiede in der Strukturprägung zu finden, es besteht vielmehr durch die einheitliche metamorphe und strukturelle Entwicklung von Ennstaler Phylliten und Wölzer Glimmerschiefern eine Klammer, die für eine benachbarte Position der beiden Einheiten schon am Beginn der alpidischen Metamorphose spricht.

Das Vorhandensein von Mesozoikum an der „Grenze“ zwischen den beiden Einheiten und eine Diaphthoresezone, die für A. TOLLMANN (1977) die wesentlichsten Argumente für die Existenz einer tektonischen Linie darstellen, konnten im beobachteten Querschnitt (Wlachental, Donnersbachtal) nicht nachgewiesen werden.

Die in den Glimmerschiefern eingelagerten Marmore wurden aufgrund eines Crinoidenfundes von HAUSER & BRANDL (1956) ins Mesozoikum gestellt. Diese Zuordnung wird von den Autoren angezweifelt, da dieser Crinoidenfund einerseits aus einem Schuttstrom stammt und andererseits keine weiteren Funde aus dem Anstehenden erbracht werden konnten. Außerdem sprechen die im Marmor erhaltenen Strukturelemente für eine bereits präalpin gemeinsame Entwicklungsgeschichte mit den Wölzer Glimmerschiefern.

H. PEER (1988) beschreibt aus dem Walchental (nördliches Wölzer Kristallin) Gesteine, die er als rekristallisierte Ultramylonite bezeichnet und als Produkt der Überschiebung des Oberostalpins auf das Mittelostalpin deutet. Eigene Untersuchungen zeigen, daß diese Gesteine nicht zwingend als Mylonite zu interpretieren sind, da einige wichtige Kriterien für eine derartige Bezeichnung nicht ausreichend erfüllt sind. Es zeigt sich jedoch deutlich, daß die charakteristische Ausbildung der Matrix der Gesteine älter als die alpidische Granatblastese ist, da

die alpidischen Granat- und Hornblendeblasten die spezifische Ausbildung des Gefüges bereits vorfinden und sich bei der alpidischen Deformation bezüglich des bestehenden Gefüges genauso verhalten wie die Porphyroblasten in den umgebenden Gesteinen.

L. RATSCHBACHER (1984) konnte an der Basis der Grauwackenzone westvergente Bewegungen alpidischen Alters zeigen, die man auch an der äquivalenten Position – „Grenze“ Ennstaler Phyllite/Wölzer Glimmerschiefer – erwarten könnte. M. ROCKENSCHAUB (1986) beschreibt auch aus dem Grenzbereich Wölzer Kristallin/Schladminger Kristallin westvergente Komponenten, die er der alpidischen Deformation zuordnet. Es ist nicht auszuschließen, daß in alpidischer Zeit das gesamte Gesteinspaket der Wölzer Glimmerschiefer in sich westvergent geschert wurde, entsprechende Strukturen konnten im untersuchten Abschnitt jedoch nicht beobachtet werden. Dafür dürften zumindest teilweise die monotone Lithologie und eine späte Temperung des Gefüges verantwortlich sein. Wir können in unseren Schlibbildern aber zumindest für die Dauer der alpidischen Gra-Blastese gut zeigen, daß eine scherende Bewegung lediglich eine Süd-Nord Komponente aufweist. Auch nach der Granatblastese läuft unter kühleren Bedingungen eine nordvergente Bewegung weiter (D₄).

Danksagung

Vor allem wollen wir unserem Lehrer, Prof. W. FRANK, für seine Unterstützung danken. Wertvolle Diskussionen und Anregungen verdanken wir u. a. Prof. W. RICHTER, Dr. K. PETRAKAKIS und Dr. N. MANCKTELOW.

6. Literatur

- ABART, R. (1988): Variszische und alpidische Entwicklungsgeschichte des Wölzer Kristallins (Steiermark/Österreich). — Dipl. Arb. Formal- u. Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 112 S., 36 Abb., 6 Beil., Wien.
- CLAR, E. (1965): Zum Bewegungsbild des Gebirgsbaues der Ostalpen. — Verh. Geol. Bundesanst., Sdh. G, 11–355, 4 Taf., Wien.
- CLAR, E. (1965): Zum Bewegungsbild des Gebirgsbaues der Ostalpen. — Verh. Geol. Bundesanst., Sdh. G, 11–355, 4 Taf., Wien.
- CRAWFORD, M. L. (1977): Calcium Zoning in Almandine Garnet, Wissahickon Formation, Philadelphia, Pennsylvania. — Canadian Mineralogist, 15, 243–249, 5 Figs., Totonto.
- DIEBER, K. (1971): Die Geologie des Gebietes um Donnersbachwald (Steiermark). — Unveröff. Diss. Univ. Graz, 119 S., Graz.
- FLÜGEL, H. W. (1960): Die tektonische Stellung des Altkristallins östlich der Hohen Tauern. — N. Jb. Geol. Mh., 1960, 202–220, Stuttgart.
- FRANK, W. (1987): Evolution of the Austroalpine Elements in the Cretaceous. — [In:] FLÜGEL, H. W. & FAUPL, P. (Hrsg.): Geodynamics of the Eastern Alps. — 379–406, 9 Figs., 1 Tab., Wien (Deuticke).
- , ESTERLUS, M., FREY, I., JUNG, G., KROHE, A. & WEBER, J. (1983): Die Entwicklungsgeschichte von Stub- und Koralkristallin und die Beziehung zum Grazer Paläozoikum. — Jber. 1982 Hochschulschwerpunkt S 15, 263–293, 11 Abb., 9 Tab., Graz.
- FRITSCH, W. (1953): Die Gumpeneckmarmore – Die Grenze zwischen den Ennstaler Phylliten und den Wölzer Glimmerschiefern. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 10, 1–19, Wien.
- HAUSER, A. L. & BRANDL, W. (1956): Das Alter des Sölker Marmors. — Mitt. Naturwiss. Ver. Steiermark, 86, 68–71, Graz.
- HOSCHEK, G. (1969): The Stability of Staurolite and Chloritoid and their Significance in Metamorphism of Pelitic Rocks. — Contrib. Min. Petr. 22, 208–232, 9 Figs., Berlin.
- JUNG, G. (1982): Geologische und geochronologische Untersuchungen des Metamorphoseablaufes in Glein-, Stub- und Koralmpe. — Unveröff. Diss. Formal- u. Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 180 S., Wien.
- KOBER, L. (1938): Der geologische Aufbau Österreichs. — 204 S., 29 Abb., 1 Taf., Wien (Springer).
- MARTINELLI, W. (1989): Geologie der Grenzzone zwischen Wölzer Glimmerschiefer und Ennstaler Phylliten im Walchengraben südlich von Öblarn. — Dipl. Arb. Formal- u. Naturwiss. Fak. Univ. Wien.
- METZ, K. (1980): Erläuterungen zu Blatt 129, Donnersbach. — 35 S., Wien (Geol. Bundesanst.).
- PEER, H. (1988): Neue Ergebnisse aus der Grenzzone zwischen Mittelostalpin und Oberostalpin im Walchengraben bei Öblarn. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 34/35, 243–262, 8 Abb., Wien.

- RATSCHBACHER, L. (1984): Kinematische Analyse der Deckenbewegungen und assoziierter Deformation im Deckgebirge der östlichen Ostalpen etc. — Jber. Hochschulschwerpunkt S 15, 5, 67–200, 36 Abb., 14 Taf., Graz.
- RICHARDSON, S. W. (1968): Staurolite Stability in Part of the System Fe-Al-Si-O-H. — *J. Petrol.*, 9, 467–488, 7 Figs., 1 Taf., Oxford.
- ROCKENSCHAUB, M. (1986): Geologische und geochronologische Untersuchungen im Grenzbe-
reich Wölzer Kristallin – Schladminger Kristal-
lin in den nördlichen und östlichen Schladminger
Tauern (Steiermark). — Unveröff. Diss. Form-
u. Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 140 S., 98 Abb.,
4 Beil., Wien.
- SCHIMANA, R. (1984): Strukturuntersuchungen
im Wölzer Glimmerschiefer am Ostrand der
Wölzer Tauern. — Unveröff. Vorarb. Inst.
Geol. Wien.
- TEMMELE, R. (1987): Aufrechte und inverse Meta-
morphosezonierung im Kristallin beiderseits des
Ges. Geol. Bergbaustud. Österr. 37, Wien 1991
- Murtales im Bereich Unzmarkt–Scheiffling (Steier-
mark, Österreich). — Unveröff. Dipl. Arb.
Formal- u. Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 100 S.,
59 Abb., 6 Beil., Wien.
- THOMPSON, A. B. (1976a): Mineral Reactions in
Pelitic Rocks: I. Prediction of P-T-X(Fe-Mg)
Phase Relations. — *Am. J. Sci.*, 276, 401–424,
3 Figs., New Haven.
- (1976b): Mineral Reactions in Pelitic Rocks: II.
Calculation of some P-T-X(Fe-Mg) Phase Re-
lations. — *Am. J. Sci.*, 276, 425–474, 7 Figs.,
New Haven.
- TOLLMANN, A. (1959): Der Deckenbau der Ostal-
pen auf Grund der Neuuntersuchungen des zen-
tralalpiner Mesozoikums. — *Mitt. Ges. Geol.
Bergbaustud.*, 10, 3–62, Wien.
- (1977): Geologie von Österreich. Bd. 1. — 766
S., 200 Abb., 25 Tab., Wien (Deuticke).