

lichen Steilstellung. Der Decken- und Schuppenbau der Grauwackenzone und Rannachserie erfolgt mit der Prägung des B. Die Streuung des B kann nur nach der Prägung, also jungalpidisch erfolgt sein. Allerdings muß betont werden, daß nach Mitteilungen von K. METZ auch der Bösenstein schon altalpidisch aus dem Verband gelöst wurde, d. h. die Pöslinie hat eine ältere Anlage, die Ausgestaltung erfolgte räumlich begrenzt jungalpidisch.

Variscische Bewegungen konnten nicht mit Sicherheit nachgewiesen werden.

Die Geologie des Berglandes westlich und südwestlich von Oppenberg/Stmk

Mit 6 Gefüge-Diagrammen (Tafel 1)

Von H. GAMERITH, Graz

(Beitrag 2 zu: Beiträge zur Geologie der Rottenmanner und östlichen Wölzer Tauern)

I. Einleitung

Bis vor kurzem wurde das Wölzer Kristallin als eine mehr oder minder schlecht gliederbare, mächtige Folge kristalliner Schiefer angesehen. Diese zu untersuchen, aufzugliedern und eventuell andersgeartete Bestandteile herauszuheben, gehörte zu den Aufgaben einer Neuaufnahme dieses Gebietes.

Die Basis zu dieser Bearbeitung war eine Kartierung im Maßstab 1 : 25.000. Die Aufnahmearbeit betraf die geologischen Baueinheiten des Wölzer Kristallins, des Hochgrößenzuges, eine dazwischenliegende Schuppenzone am Mölbeegg, Ausläufer des Seckauer Kristallins und die Grauwackenzone.

Hier sollen nun zunächst die wichtigsten Gesteinstypen der einzelnen geologischen Bauglieder von Nord nach Süd behandelt werden. Die Beschreibung der Gesteine des Hochgrößenzuges wird hier betont kurz gehalten, da diese in der Arbeit von H. BACHMANN schon vorliegt (dieses Heft pag. 76). Hingegen sollen die verschiedenen Gesteinstypen des Wölzer Kristallins in diesem Zusammenhang genauer behandelt werden, um die Unterschiede und Trennungsmöglichkeiten zu den Ennstaler Phylliten bzw. der Grauwackenzone aufzeigen zu können.

Im letzten Kapitel sollen Lagerung und Tektonik in der gleichen Reihenfolge von der Grauwackenzone bis zum Wölzer Kristallin beschrieben werden.

Der Anhang enthält zur näheren Erläuterung der Tektonik einige Gefüge-Diagramme. (Profile in gemeinsamer Tafel!)

II. Die geologischen Bauglieder und ihre Gesteinstypen

A. Die Grauwackenzone

Die mächtige Serie der Ennstaler Phyllite bildet fast den gesamten N-Teil des bearbeiteten Gebietes. Im Osten tragen sie Einschüppungen von Gneisen und Gesteinen der Rannach-Serie und tauchen mit leichtem, aber konstantem Nordfallen unter die paläozoischen Gesteine des Zuges der Hohen Trett. Im Westteil, wo sich das gleiche konstante Nordfallen zeigt, werden sie direkt von den Sedimenten der jungen Talfüllung des Ennstales überlagert.

So einfach es ist, die E. Ph. nördlich abzugrenzen, so schwierig ist das im Süden. Petrographisch ist eine Grenzziehung zu den südlich folgenden Schiefergesteinen des Wölzer Kristallins nicht durchführbar, da heute sicherlich nur ein allmähliches Übergehen der einen Gesteinsserie in die andere vorliegt. Mehr Anhaltspunkte bietet a) ein Vergleich der geringmächtigen, aber doch weit charakteristischeren Einschaltungen innerhalb der Phyllite einerseits und der

Glimmerschiefer andererseits, und b) die Verschiedenartigkeit der Lagerung der beiden Serien.

Was die verschiedenen Einschaltungen anbelangt, so zeigte es sich, daß die Grüngesteine in den Phylliten epizonale Chloritschiefer sind, welche keine oder nur sehr wenig Hornblende und nur wenig Karbonat im Mineralbestand aufweisen. Die Grüngesteine in den Glimmerschiefern und Granatphylliten hingegen sind fast durchwegs karbonatische Hornblendegarbenschiefer, bei denen Karbonat bis zu 40% und die Hornblende bis zu 30% des Mineralbestandes ausmachen kann. Epidot, der in den Grüngesteinen der E. Ph. recht häufig ist, kommt zwar in den Hornblendegarbenschiefen auch vor, zumal wenn sie diaphthoritisiert sind, tritt aber mengenmäßig doch zurück.

Bei den Marmoren ergeben sich folgende Unterschiede: Die Marmore im Rahmen der Phyllite sind meist helle (weiße, gelbliche, rosa, grünliche) gröberkristalline Typen, in deren Randzonen oder näherer Umgebung oft Grüngesteine vorkommen. Die Marmore im Wölzer Kristallin sind (mit einer Ausnahme) feinkristalline, dunklere, geringmächtigere Bändermarmore.

Ein weiteres, aber nicht zu überschätzendes Kriterium scheint die Granatführung zu sein. Das Wölzer Kristallin ist fast durchwegs granatführend, während die Phyllite nur in liegenden Partien stellenweise Granat führen können.

Die Phyllite fallen mit Konstanz leicht, bis max. 30°, nach Norden. Dagegen zeigen die (Gr.) Gl. Sch. und Gr. Ph. südlich der Störungen Riesnerkar-Bauernlehen (südlich P. 1793) einen durchwegs süd fallenden Bau, der eindeutig der großen Mulde zugeordnet werden kann, deren Scharnier etwa bei den Gstemmerspitzen liegt. Da auch die Streichrichtung der beiden Einheiten sehr konstant ist, ist auch der Winkeldiskordanz zwischen den beiden Streichrichtungen eine Beachtung beizumessen. Diese Winkeldifferenz beträgt im engeren Grenzbereich im Westen an der erwähnten Störung ca. 50°; bei einer generellen (statistischen) Beobachtung der Großbereiche beträgt sie aber nur 20–30°.

Im Ostteil lassen sich diese Beobachtungen an der Lagerung leider keineswegs so günstig anstellen, da der Schuppenbau, bei dem Gneise und Rannachgesteine beteiligt sind, die Lagerung wesentlich komplizierter macht. Wahrscheinlich dürften die Phyllite innerhalb des erwähnten Schuppenbaues bis zum Nordrand des Hochgrößenzuges reichen; ziemlich sicher aber ist, daß die E. Ph. nicht mehr südlich des Hochgrößenzuges auftauchen. Südlich dieses folgen nämlich fast anschließend die östlichen Teile der Mölbeggsschuppen, worauf die Lagerung sehr bald in den ruhigeren Muldenbau der Glimmerschiefer übergeht. Eine ausgeprägte Diaphthoresesezone im nördlichen Grenzbereich der Glimmerschiefer, wie sie W. FRITSCH südlich von Öblarn fand und beschrieb, gibt es hier nicht. Leichte Diaphthoreserscheinungen treten dagegen fast in allen Gesteinen innerhalb der Phyllite und Glimmerschiefer auf, doch ist ihr meist geringer Grad und ihre nicht auf eine definierbare Zone einschränkbare, breite Ausbildung für eine Grenzfestlegung ungeeignet. Ein derartiger Anhaltspunkt für die südliche Abgrenzung der Phyllite ist also hier leider nicht zu finden.

Im einzelnen weisen die Phyllite eine große Vielfalt von Gesteinstypen auf, wobei sehr oft ein allmählicher Übergang von einem zum andern Typ durch schrittweise Änderung des Mineralbestandes oder durch Wechsellagerung schon im Felde zu erkennen ist. Den weitaus überwiegenden Teil stellen die grauen, bis hellgrauen, serizitischen Phyllite dar. Von diesen sind gut abtrennbar die verschiedenen Grüngesteine, die Quarzite und die Marmore.

1. Die Phyllite

Diese weitverbreiteten Gesteine zeichnen sich durch bisweilen sehr starke Linearen und eine kräftige Zerschering, deren Flächen als jetzige s-Flächen vorliegen, aus. Innerhalb dieser großen Gruppe lassen sich die Kohlenstoff-Phyllite und die Granat-Phyllite von den gewöhnlichen grauen Phyllittypen unterscheiden.

Den Hauptanteil am Mineralbestand stelle der Serizit mit bis zu 70%, gefolgt vom Quarz, der in Form von teilweise verzahnten und undulös auslöschenden, kleinen Körnern bis zu 20% Volumsanteil ausmachen kann. Der Chlorit, vorwiegend Klinochlor, tritt zwar fast in allen Dünnschliffen dieser Gesteine in Erscheinung, erreicht aber nie mehr als 8—10%. Manchmal sind auch kleine para-posttektonische Albite festzustellen. Weitverbreiteter finden sich opake Anteile, meist kleine, gelängte, s-geregelte Körner als Akzessorien neben Apatit, Turmalin und Epidot.

Bei den selteneren, Granat-führenden Typen tritt dann noch Granat mit max. 10% Volumsanteil hinzu. Im übrigen Mineralbestand unterscheiden sich diese Typen von den gewöhnlichen Phylliten nur durch ein etwas stärkeres Auftreten von Albit.

Kohlenstoff-Phyllite sind nur aus einem einzigen, nur einige Meter mächtigen Vorkommen in der Gulling bekannt. Dieses Gestein zeigt schon makroskopisch deutlich eine zweisecharige, linsige Zerschering; innerhalb dieser Linsen ist noch ein gefaltetes, anscheinend älteres s_1 vorhanden. Weiters sind manchmal limonitische Häute festzustellen, ebenso eine schwache Vererzung, erkennbar an dem bei Verwitterung häufig ausblühenden, sulfidischen Material. Eine direkte Verknüpfung mit Marmoren, wie sie ähnliche Vorkommen nördlich dieses Raumes aufweisen, ist hier nicht gegeben; der nächste Marmorkörper befindet sich einige hundert Meter weit entfernt. Auch karbonatische Grüngesteine sind in der näheren Umgebung nicht aufzufinden.

Die im fein-lepidoblastischen Gefüge der Phyllite erkennbare Abbildungskristallisation der Serizite läßt den Schluß zu, daß der Serizit posttektonisch zu der das s_1 erzeugenden und verfaltenden Tektonik entstand. Die manchmal auftretenden Deformationen könnten einer zweiten, das s_2 erzeugenden Tektonik zugeordnet werden, die das s_1 zerschert und die heute vorliegenden s-Flächen erzeugt hat.

2. Die chloritischen Gesteine

Innerhalb der im allgemeinen als „Grüngesteine“ der Ennstaler Phyllite bezeichneten Gesteinsgruppe kann man hier drei Typen unterscheiden:

Chlorit \pm Epidot-Schiefer, Karbonatische Chlorit-schiefer und Hornblende-Chloritschiefer.

Die Chlorit \pm Epidot-Schiefer mit ihrer großen Variationsbreite sind innerhalb der E. Ph. sehr häufig und verbreitet, wenn auch ihre Mächtigkeiten nie allzu groß werden. Sie treten meist als konkordante Linsen von Mächtigkeiten einiger Meter bis Zehnermeter auf. Über größere Entfernung lassen sie sich fast nie verfolgen.

Im Mineralbestand zeigt sich gegenüber den grauen Phylliten außer dem hohen Chloritgehalt, vornehmlich Klinochlor, bis zu 50%, ein viel stärkeres Auftreten von Plagioklas. (Albit, para-posttektonisch) bis zu 50%; an ihm ist oft ein deutliches s_1 ($= s_2$) zu beobachten. Quarz tritt nur selten auf, ebenso Serizit, der nur als mikrolitische Fülle im Plagioklas festzustellen ist. Häufiger ist dagegen Titanit und Epidot zu beobachten. Als Akzessorien findet man Apatit, Klinozoisit und Opake Anteile, wahrscheinlich auch Graphit, noch Reste eines sedimentären s andeutend.

Fast alle Dünnschliffe dieser Gesteine zeigen feinstes, lepidoblastisches Lagengefüge von Chlorit, das entweder von Albitlagen unterbrochen oder von Albit-PorphYROblasten durchsetzt wird. Es ist anzunehmen, daß die Mehr-

zahl dieser Gesteine ehemals Tuffe waren. Auch A. HAUSER, 1939, unterscheidet innerhalb der Grauwackenzone einerseits die Hornblende-Garbenschiefer, die er als tektonisch eingeschaltet und von tonigen Sedimenten abstammend betrachtet, und andererseits die Grüngesteine mit Chloritvormacht, die er zum Großteil auf ehemalige Tuffe zurückführt. Erstere treten hier nicht auf; die letzteren jedoch sind in meinem Aufnahmegebiet innerhalb der Grauwackenzone ziemlich verbreitet und lassen sich durchaus vergleichen mit jenen Typen, die A. HAUSER als „gefleckte Tuffite“ und „diabasische Grünschiefer“ ausscheidet.

Karbonatische Chloritschiefer treten vor allem im Westteil des Aufnahmegebietes im Bereich des Gatschberges auf und wurden auch von dort schon beschrieben (F. ANGEL: Gesteine der Steiermark, 1924). F. ANGEL, der ein ähnliches Gestein analysierte, nimmt an, daß es sich um einen ehemaligen Mergel handle; damit wäre der Kalzitgehalt (meine Handstücke reagieren auf Behandlung mit verdünnter HCl) als primär anzusehen. Die Kalzitverheilungen kleiner Klüfte im Gestein scheinen jedoch auf eine neuerliche Wanderung des Kalzites im Zuge tektonischer Vorgänge hinzudeuten. Auf einen gewissen Eisengehalt scheint die rostige Verwitterung dieser Gesteine hinzuweisen. Im übrigen Mineralbestand sind sie den Chlorit-(Epidot-)Schiefern trotz eventuell anderer Herkunft sehr ähnlich.

Dem äußeren Aussehen nach sind die Hornblende-Chloritschiefer den gewöhnlichen Chlorit-(Epidot-)Schiefern sehr ähnlich. Nur bei der Betrachtung u. d. M. sind kleine Hornblenden zu erkennen. Es handelt sich fast immer um kleine, angegriffene, schilfige Körner, die in Umsetzung zu Chlorit-Epidot und Biotit begriffen sind. Diese geringe Hornblendeführung ist nur in den liegenden (südlicheren) Anteilen vorzufinden.

Ein mergeliges Sediment als Ausgangsgestein und eine mittelepizonale Metamorphose könnten zu dieser Hornblendebildung geführt haben. Eine der nachträglichen Durchbewegungen diaphthoritisierte die Hornblende unter Bildung von Chlorit und Epidot. Vereinzelt sind auch Karbonatnester zu beobachten, von denen ein Teil wahrscheinlich auf einen primären Bestand zurückgeht.

Eine andere Deutungsmöglichkeit, für welche die ausgeprägte Quarz-Armut spräche, wäre wiederum die Herkunft von einem ehemaligen Tuff. Diese Deutung ist hier jedoch wegen des völligen Fehlens von Feldspatkomponenten nur mit Vorsicht anzuwenden.

3. Die Quarzite

Vorkommen von Quarziten, die eindeutig den Gesteinen der Ennstaler Phyllite zugeordnet werden können, also nicht zur Rannachserie gehören, sind kaum mit Sicherheit anzugeben. Ein Vorkommen solcher Quarzite, die auf Grund ihrer Fazies wahrscheinlich keine Rannachserie sind, befindet sich im NW des Brandwall in Form von zwei geringmächtigen Linsen. Da es nicht möglich war, seine Zugehörigkeit eindeutig festzulegen, scheinen diese Gesteine innerhalb der Beschreibung der Grauwackenzone auf.

Die Handstücke zeigen eine z. T. massige, z. T. auch feinschiefrige Textur; stellenweise sind sie von feinen Serizit-Muskovit-Häutchen durchsetzt. Abgesehen von diesen dünnen Glimmerlagen ist keine Glimmerführung zu verzeichnen. Die Färbung ist im allgemeinen graublau, und die grobschiefrigen, in engeren Bereichen geradezu massigen Typen sind oft splittrig.

4. Die Marmore

Innerhalb der Ennstaler Phyllite gibt es eine Reihe von Marmoreinschaltungen. Ein langgestreckter, in einzelne große Linsen mit Mächtigkeiten bis zu einigen Zehnermetern aufgelöster Zug streicht entlang des Ost-West-Laufes der Gulling weit nach Osten. Dieser Marmorzug wird von z. T. auch Hornblende führenden Grüngesteinen begleitet. Weitere, wenn auch kleinere Marmorvorkommen häufen sich im Gipfelgebiet des Brandwall. Auch in der Nähe dieser Marmore sind Grüngesteine, meist Chloritschiefer, anzutreffen. Alle diese Marmoreinlagerungen zeigen deutlich die Konkordanz zum übrigen Bau der Ennstaler Phyllite.

Weitere Charakteristika dieser Marmore sind ihre Grobkörnigkeit und ihre helle Färbung; die meisten Typen sind weißgelblich oder blaßrosa bis blaßgrünlich. Eine ziemlich starke Klüftung nach meist zwei Scharen ist ebenfalls fast allen gemeinsam. Bankungen oder Bänderungen treten hingegen fast nie auf; lediglich feine Farbnuancen mit fließenden Übergängen können eine grobe Bänderung andeuten.

Dunkle und typisch gebänderte, sowie feinkristalline Typen, wie wir sie aus den Schiefergesteinen südlich dieses Raumes kennen, wurden in den Phylliten hier nicht gefunden. Die meisten hier auftretenden Marmore sind also viel eher mit dem Typus der Sölk er M a r m o r e vergleichbar. Wie später ausgeführt wird, dürften diese Marmore des Gulling-Tales tektonisch in den Phylliten liegen.

Besonders zu erwähnen ist hier noch ein Fund von nahezu dichten, graubraunen, oft kalkschieferartigen Gesteinen, die fast immer von weißen Kalzitadern durchzogen sind. Der Fundpunkt liegt etwa 50 m westlich der Brücke nächst dem zur Zeit betriebenen Marmorbruch im Gullinggraben. Die Beschreibung dieser Gesteine deckt sich nahezu mit jener von A. HAUSER, 1956, der ähnliche Gesteine aus dem Sattental mit Gutensteiner Kalk und Dolomit zu vergleichen versucht.

Die sich hieraus ergebenden Probleme hat W. SKALA (dieses Heft, pag. 121) behandelt.

Ebenfalls von W. SKALA stammen Untersuchungen über den Dolomitgehalt dieser Gesteine. Es ergab sich, daß die Mehrzahl der Marmore in den Phylliten dieses Gebietes Kalkmarmore sind; der Dolomitgehalt ist sehr gering.

Auch ein Vorkommen eines Quarz-Serizit-Marmores im N-Teil des Brandwall wurde aufgefunden.

B. Die Schuppe des Brantsberg

Im nordöstlichen Anteil der Ennstaler Phyllite meines Gebietes liegt eine bis maximal 500 m mächtige Gesteinsfolge von Gneisen und Amphiboliten, die zwar annähernd konkordant im Schichtverband der Grauwackenzone eingebaut ist, aber mit dieser nichts zu tun hat. Durch die große Streuung der Lage der s-Flächen (linsige Zerschering) in den Phylliten ist es jedoch auch an Hand zahlreicher Diagramme nicht möglich, eindeutig zu beweisen, ob hier eine tektonische Begrenzung vorliegt, wie ich vermute, oder ob diese Gneise primär in den Schichtverband der Phyllite eingedrungen sind.

Ihre größte Mächtigkeit erreicht diese Zone etwa im Gipfelgebiet des Brantsberges (P 1624). Von dort nach Osten zu verliert die Gesteinsfolge an Mächtigkeit und keilt schon nach einigen 100 m aus; sie besitzt jedoch noch eine isolierte Fortsetzung in Form einer weiter im ESE liegenden Linse.

Verfolgt man diese Gesteine nach Westen, so nimmt ihre Mächtigkeit auch ab, wenn auch allmählicher als im Osten. Am Mitteregg-Bach beträgt die Mächtigkeit noch immer 200 m. Jenseits des Baches keilen die Gesteine nach etwa $\frac{1}{2}$ km ebenfalls aus; eine weitere, westliche Fortsetzung der Gneise wurde nicht gefunden.

Im Liegenden der Gneise ist vergneistes Rannach-Konglomerat zu finden, welches nach S zu in Serizitschiefer und Quarzite übergeht.

1. Die Gneise

Diese Gneise wurden schon von H. WIESENER, 1939, pag. 289 bearbeitet; eine petrographische Beschreibung kann hier daher kurz gehalten werden.

Der Mineralbestand setzt sich zusammen aus bis zu 35% Feldspat (Mikroklin mit Albiträndern, Plagioklas, Schachbrett-Albite angedeutet), bis zu 30% Quarz; Serizit-Muskovit bis zu 20% und Chlorit (Klinochlor) bis 8%; als Akzessorien neben dem auffallenden Orthit treten noch Biotit, Epidot und Klinozoisit auf. Den Orthiten fehlt aber der sonst so häufige pleochroitische Hof. Das Auftreten von Chlorit, Epidot und Klinozoisit sowie die Füllung der Feldspate scheinen auf eine leichte Retrometamorphose hinzudeuten.

Da in den Gneisen des Hochgrößenzuges und des Flatschacher Zuges (deren Zusammengehörigkeit noch behandelt werden soll) nirgends ein Vorkommen von Orthit bekannt wurde, andererseits die Gneise des Seckauer Typs oft reichlich Orthite führen (METZ, HELFRICH, 1953), war es naheliegend, diese Orthitgneise des Brantsberg mit den letzteren zu vergleichen. Affinitäten zeigen sich auch bei der Betrachtung der Feldspate, so daß man diese Orthitgneise also trotz der fast unmittelbaren Nachbarschaft der Hochgrößengneise nicht zu diesen zählen darf, sondern daß sie viel eher den Gneisen der Seckauer Tauern angegliedert werden sollen.

2. Die Hornblendegesteine

Zum Unterschied zu den meisten übrigen Hornblende führenden Gesteinen innerhalb dieses Aufnahmebereiches sind die Hornblendekristalle im vorliegenden Gestein sehr klein (bis etwa $0,03 \times 0,01$) und kurzprismatisch ausgebildet. Die Hornblende macht meist 90 V% des Mineralbestandes aus; die restlichen V% werden fast zur Gänze von Epidot eingenommen. Weiters zeigen die Hornblenden häufig Zerbrechung und sind sehr gut eingeregelt. Die Handstücke sind daher dunkel, sehr feinkörnig, dicht und machen einen massigen Eindruck, während eine feine Schieferung zumeist erst u. d. M. erkennbar ist. Kleine Gängchen (mm-Bereich) mit Quarz- und seltener Kalzitführung sind recht häufig. Möglicherweise ist dieses nur hier auftretende Gestein ein ehemaliger Grünschiefer tuffitischer Herkunft aus den Phylliten, der durch die Entstehung der Orthitgneise in seiner unmittelbaren Nachbarschaft zu diesem amphibolitischen Schiefer verwandelt wurde.

3. Rannachserie

Die Gesteine der Rannachserie liegen hier in Form von Konglomeraten (Gerölle bis 1 cm Durchmesser), Quarziten und Serizitschiefern-Quarziten vor.

Die Quarzite und Konglomerate wurden durch die unmittelbare Nachbarschaft zu den Gneisen gefeldspatet, wodurch das Gestein fester, klotziger, manchmal auch dunkler wurde. Es kam zur Sprossung para- bis posttektonischer Albite

(schwache Serizitfülle, lamelliert, Kippung eines s_1 angedeutet), die örtlich manchmal so stark wurde, daß stellenweise von einer regelrechten Vergneisung der Rannachgesteine zu sprechen ist. Diese Erscheinung einer örtlichen Vergneisung der Rannachserie wurde schon von K. METZ am Nordost- und Südrand des Seckauer Kristallins mehrfach festgestellt und beschrieben.

Die Rannach-Konglomerate sind am Gipfel des Brantsberg, 1424 m, aufgeschlossen; sie sind zum Unterschied von den benachbarten Orthitgneisen, welche meist etwas grünlich gefärbt sind, eher braun und haben ein feinkörniges Grundgewebe, in dem die meist hellen Gerölle und die hellen Albit-PorphYROblasten liegen. Die Serizitschiefer und Serizitquarzite finden sich im Liegendanteil der Schuppe und sind im Mitteregg-Tal aufgeschlossen.

C. Der Gneis-Amphibolitzug des Hochgrößen

Der Gneis-Amphibolitzug streicht von ESE kommend als steilstehender, mächtiger, zum Teil auch in Linsen aufgespalteter Zug etwa im Gipfelgebiet des Hochgrößen in mein Arbeitsgebiet herein. Er endet im Westen ungefähr am Mittereggbach, bis zu dem herab er fast bis zum Talboden verfolgbar ist; jenseits (westlich) des Baches gibt es keine Gneisvorkommen mehr. Der Gneis scheint also hier auszukeilen oder in die Tiefe abzusinken.

Der Zug liegt als Fremdling zwischen den Ennstaler Phylliten im Norden und dem Wölzer Kristallin im Süden, wobei er mit seinem steilen Südfallen tektonisch unter den Glimmerschiefern liegt. Im Bereich des Hochgrößen ist seine tektonische Einschaltung zwischen dem Wölzer Kristallin und seiner nördlichen Umgebung durch Bewegungsbahnen mit örtlichen Schuppungen, Phyllonitisation und Zerbrechungen gegeben.

Von den Serpentininen des Hochgrößen, die, wie noch ausgeführt wird, Angehörige dieses Zuges sind, ist er ebenfalls durch tektonische Flächen getrennt.

An Gesteinen gehören zu diesem Zug: Gneise, Gneis-Diaphthorite, Phyllonite, Amphibolite und Serpentin. Die Amphibolite treten hier zugunsten der Gneise fast gänzlich zurück. Dafür treten nördlich und südlich der Gneise, die z. T. in einzelne, große Linsen zerlegt wurden, mächtige Phyllonitstreifen auf, die fast immer außer der Zerbrechung noch Vergrünung der ursprünglichen Gneise zeigen.

Eine genauere petrographische Behandlung dieser Gesteine findet sich bei H. BACHMANN, pag. 76.

Die Zugehörigkeit des Gneis-Amphibolitzuges zur Kristallin-Einheit der Gleinalm wurde von H. BACHMANN von petrographischer Seite her, von tektonischer Seite von K. METZ 1963 und dieses Heft pag. 160 begründet. Daraus ergibt sich auch, daß der Serpentin zusammen mit den Gneisen eine Einheit bildet.

D. Die Mölbeggschuppen

Außer den Marmoren, die in den Ennstaler Phylliten und den Glimmerschiefern auftreten, fiel schon bei den ersten Kartierungen eine Gruppe von Kalken, Dolomiten, Serizit-Quarziten und Serizitschiefern auf, die eine gesonderte Stellung innerhalb der Gesteine dieses Aufnahmegebietes einzunehmen schienen. Diese Gesteine treten nämlich in einer typischen, mehr oder minder konstanten Abfolge in einer Reihe von Linsen mit annähernd gleichen Mächtigkeiten innerhalb einer gut über mein gesamtes Arbeitsgebiet

verfolgbaren Zone auf. Diese Zone liegt im Nordteil des Wölzer Kristallins und besitzt etwa das gleiche Streichen und Fallen wie die sie umgebenden Schiefergesteine. Die Gesteine selbst treten nicht im gesamten Zonenbereich, sondern nur in einzelnen Linsen auf; deren Verbindung ist jedoch oft morphologisch im Gelände zu sehen und dürfte eine wichtige Bewegungsbahn innerhalb des Baues dieses Teiles der Niederen Tauern darstellen. Auch innerhalb der einzelnen Schuppen oder Linsen zeigen die Gesteine oft Anzeichen einer kräftigen Durchbewegung.

Verfolgt man nun die Zonen der Mölbeeggsschuppen, wie ich sie kurz genannt habe, so sind folgende sechs eingeschuppte Linsen von West nach Ost vorzufinden:

1. Die Schuppe im Südgehänge des Riesnerkares. Sie besteht nur aus den typischen, quarzreichen Dolomitmarmoren; nur einige dm dicke Serizitschieferzwischenlagen sind noch am Aufbau mitbeteiligt.

2. Die Mölbeeggsschuppe selbst am Nordkamm des Mölbeegg. Wichtigstes Bauglied dieser Schuppe ist auch der Dolomitmarmor, der hier besonderen Quarzreichtum aufweist. Die einzelnen Quarzlagen erreichen hier oft einige cm Dicke und könnten gelängte Hornsteine innerhalb eines mesozoischen Kalkes bzw. Dolomites gewesen sein. Weiters treten hier auch Kalkmarmore und Serizitschiefer auf.

Außerdem durchschneidet eine junge Störung diese Schuppe und zerteilt sie in einen größeren Nord- und einen kleineren Südanteil.

3. Die Schuppe am Mölbeegg-Ostkamm. Sie weist eine etwas geringere Mächtigkeit von nur max. 25 m auf. Auch sie besteht in der Hauptsache aus den quarzreichen Dolomiten.

4. Die Schuppe an der Einmündung des Schrittenbaches in den Mittereggbach. Diese besteht aus einem hangenden Schichtglied von Serizit-Quarziten und einem liegenden, enorm durchbewegten Dolomit- und Kalkmarmor. Im letzteren treten sehr verbreitet Quarzlinen und Quarzlagen auf, bei denen es sich ebenfalls um ehemalige Hornsteine handeln könnte.

5. Die Schuppe in den nordöstlichen Osthängen des Kammes nördlich vom Hochrettelstein. Sie besteht aus einem etwa 50 m mächtigen Band von graublauem, ebenfalls quarzreichem Kalk- und Dolomitmarmor.

6. Die östlichste Schuppe befindet sich im Westgehänge des Kammes zwischen Hochgrößen und Seekoppe. Sie besitzt eine etwas größere Mächtigkeit von etwa 100 m. Im Liegenden finden sich Kalk- und Dolomitmarmore, die von Serizit-Quarziten überlagert werden.

Im Gesamtbild dieser Schuppen kann man das Auftreten folgender Gesteine feststellen: Kalk- und Dolomitmarmor, Serizitschiefer und Serizit-Quarzit. Diese Gesteinsgesellschaft ist so charakteristisch, daß sie ohne weiteres mit ähnlichen Baugliedern eines zentralalpiner Mesozoikums aus dem steirischen Raum verglichen werden kann.

1. Die Kalk- und Dolomitmarmore

Sie sind mit ihrem Auftreten in allen sechs Linsenkörpern der Mölbeeggsschuppen das wichtigste Schichtglied der Gesteine dieses fraglichen zentralalpiner Mesozoikums.

Im Mineralbestand findet sich außer etwa 90% Karbonat bis zu 5% Quarz, vereinzelt Albit und als Akzessorien Serizit und Opakes.

Wie schon erwähnt, sind für dieses Gestein Quarzlagen und Quarzlinen sehr bezeichnend. Man könnte diese als ehemalige Hornsteine eines mesozoischen Kalkes deuten. Auf den Gedanken, daß es sich um Hornsteine handeln könnte, führte der Umstand, daß auf dem Steinwandkogel nördlich des Bruderkogels Kalke mit sehr dunklen Hornsteinen gefunden wurden, die ebenfalls in einem auf Mesozoikum verdächtigen Profil liegen (K. METZ, 1962, Karinthin). Auch bei mir sind die lagig angeordneten, hornsteinverdächtigen Quarzlinen meist dunkel und lassen sich daher leicht von hellen, epigenetischen Quarzlagen unterscheiden. Ihre feinkristalline bis dichte Struktur ist im Zuge der Metamorphose verlorengegangen.

Weitere vergleichende Studien mit ähnlichen Vorkommen führte D. SKALA (dieses Heft, pag. 121) durch.

2. Die Serizitquarzite und Serizitschiefer

Die Serizitquarzite treten nur in zwei der beschriebenen Schuppen auf, jedoch ist ihr Aussehen in beiden Vorkommen völlig gleich. Ebenso entsprechen sich die Mächtigkeiten der beiden Vorkommen mit 50 m fast gänzlich. Im Gelände ist das Gestein auf den ersten Blick erkennbar durch seinen rhomboederbildenden Längsbruch nach zweiseitigen s-Flächen und den dazu senkrecht stehenden Querbruch nach ac-Flächen sowie den silbrig-seidigen Glanz (Serizit) seiner s-Flächen. Im Mineralbestand findet man bis zu 85% Quarz, etwa 5% Serizit (fast nur auf s-Flächen), vereinzelt Plagioklas, Biotit, Chlorit (Klinochlor?) und akzessorisch opake Mineralkörner.

Die Serizitschiefer sind nur aus der Schuppe am Mölbeegg und aus jener aus dem Riesnerkar bekannt. Das Gestein ist silbrig-weiß und seidig glänzend und weist als einziges Pigment fallweise eine von Limonit stammende Braunfärbung der s-Flächen auf. Der überwiegende Anteil des Mineralbestandes ist Serizit, weiters tritt etwas Quarz in Form kleiner Körner auf; Übergangsglieder zu den Serizit-Quarziten wurden nicht gefunden.

Die ebenfalls mesozoischen Serizitschiefer der Rannachserie sind den obigen ziemlich ähnlich, entstammen aber doch einem anderen Sedimentationsraum; auch ihre tektonische Position läßt sich mit der der Mölbeeggsschuppen nicht vergleichen.

E. Das Wölzer Kristallin

Dieser, derzeit in mesozonaler Metamorphose vorliegende Gesteinskomplex, bildet den überwiegenden Anteil der Gesteine des bearbeiteten Gebietes. Man sprach früher hiebei oft summarisch von den „Wölzer Granatglimmerschiefern“. Daß diese Bezeichnung aber nur zum Teil anwendbar ist, erkannte schon F. HERITSCH, und schied auf seiner Steiermark-Karte in diesem Bereich phyllitische Gesteine aus. Tatsächlich wird der größere Teil der Gruppe der Gl. Sch. hier von Gesteinen eingenommen, die nicht mehr als Gr. Gl. Sch. bezeichnet werden konnten. Es handelt sich vielmehr um phyllitische Granat-Glimmerschiefer und Granatphyllite, wogegen die eigentlichen Granatglimmerschiefer doch ziemlich zurücktreten. Die Übergänge dieser beiden Gesteine sind allmählich und mit allen Zwischenstufen möglich, ebenso wie die Übergänge zu den meisten übrigen Gesteinstypen dieses Komplexes, mit Ausnahme einiger Hornblendegesteine und der Marmore. Auf eine scharfe Abtrennung zwischen Granatglimmerschiefern und Granatphylliten in der Kartendarstellung wurde daher verzichtet. So sind innerhalb dieser Gruppe Übergänge und Extreme, wie reine Glimmerschiefer, stark quarzitisches Glimmerschiefer sowie Chlorit- und Hornblende führende Glimmerschiefer, zu beobachten.

Als hievon stärker abweichende Einlagerungen sind die Hornblendegarbenschiefer, oft karbonatisch, und die Marmorzüge hervorzuheben, da diese doch auf eine andere fazielle Anlage der ehemaligen Sedimentationsraum entstammen und nur tektonisch, wie wir das von den Mölbeegg-Marmoren sicher annehmen, in den derzeitigen Verband der Glimmerschiefer gelangt sind.

Als petrographische Unterschiede (Lagerung, siehe III.) zu den Phylliten der Grauwackenzone im Norden ist zunächst das ungleich stärkere Auftreten und die weit mächtigere Ausbildung von Hornblendegesteinen, die Größe ihrer Hornblendekristalle und das Zurücktreten stark chloritführender Gesteine als primärer Unterschied festzustellen. Eine Ausnahme bilden nur die Diaphthorite, deren Ursprung aber eindeutig in den Glimmerschiefern zu suchen ist. Dazu treten als sekundäre, durch den Metamorphosegrad bedingte Unterschiede die weit stärkere Granatführung und die viel größere und oft auch idioblastische Ausbildung der Granat- und Hornblende-Porphyroblasten in den Schiefergesteinen des Wölzer Kristallins.

1. Die Glimmerschiefertypen

Den Hauptteil der Gesteine stellt die Gruppe der phyllitischen Granatglimmerschiefer. Ihre oft außerordentliche, nur von Granatporphyroblasten unterbrochene Feinschiefrigkeit, kleine Korngrößen, ihre besondere Bereitschaft zur Linearenbildung und ihr allgemeines, Phylliten sehr ähnliches Aussehen, bewog uns, ihnen diesen Namen zu geben. Wohl muß hinzugefügt werden, daß sich der Mineralbestand nicht wesentlich von dem der Granatglimmerschiefer unterscheidet. Die Korngrößen sind etwas verringert — die Glimmerblättchen erreichen fast nie eine Dicke von 0,1 mm — und das Verhältnis ist zugunsten von Muskovit-Serizit verschoben. Leichte Diaphthoreserscheinungen sind zwar manchmal, kräftigere aber nirgends zu beobachten.

Im Mineralbestand nimmt Serizit (-Muskovit) mit bis zu 80% den weitaus größten Anteil. Quarz tritt im allgemeinen vereinzelt auf, kann aber auch bis gegen 50% erreichen. Fast in allen Dünnschliffen ist bis zu 5% Plagioklas (Albit-Oligoalbit, para-posttektonisch) vorzufinden. Ebenfalls sehr verbreitet ist Chlorit (Klinochlor, seltener Pennin und Prochlorit), der 10—20% Volumanteil ausmachen kann. Granat in meist idioblastischen (Rhombendekaedern) Kristallen bis zu 5 cm Durchmesser tritt in allen Gesteinen auf.

Akzessorien: Turmalin, Klinozoisit, Epidot, Hornblende, Biotit, Erzkröner (vornehmlich Magnetit) und Graphit.

Die Glimmerschiefer und Granatglimmerschiefer des Wölzer Typus gehen aus dem oben beschriebenen Gestein durch allmählichen Übergang hervor. Der Mineralbestand ist nicht wesentlich anders. Biotit tritt häufiger auf, Muskovite und Biotite sind größer ausgebildet. Die Ausbildung der Granate hält sich durchschnittlich in eher bescheidenen Grenzen; Durchmesser von 1—5 mm sind häufig, Querschnitte über 1 cm werden nur sehr selten erreicht. Im Handstück sind Granatglimmerschiefer gegenüber den Granatphylliten um einiges kompakter, zeigen eine gröbere Schieferung und sind auch meist etwas dunkler gefärbt. Die Linearen treten zwar auch häufig auf, sind allerdings auf Grund der größeren Korngrößen nicht so fein und dicht ausgebildet.

Die Granatglimmerschiefer-Diaphthorite zeigen im Mineralbestand chloritisierte und zerbrochene Granate, Biotite und eventuell Hornblenden. Sie sind durch eine jüngere Durchbewegung, die wahrscheinlich auch das s_2 bildete, aus dem zweitstufig metamorphen Granatglimmerschiefer und Granatphyllit entstanden, wobei diese Tektonik nur stellenweise und keineswegs über größere Zonen verfolgbar zu Diaphthoreserscheinungen führte.

Alle diese erwähnten Schiefergesteine entstanden aus einer Folge klastischer Sedimente. In der ursprünglichen Sedimentfolge waren neben Tonmineralien Quarz, Feldspäte und Karbonat enthalten, die in mindestens einer, mit Durchbewegung verbundenen Metamorphose unter Wachstum von Albiten und Oligo-

albiten, von Serizit und Muskovit sowie von Hornblende, Granat und Epidot zu den zweitstufigen Granatphylliten, Granatglimmerschiefern bzw. zu Gesteinen der Epidot-Amphibolit-Grünsteinfazies wurden. Eine weitere Durchbewegung erzeugte ein s_2 — „Umscherungstektonik“ nach W. FRITSCH — und führte zu den in diesem Gebiet allerdings nur stellenweise auftretenden Diaphthorese-Erscheinungen.

2. Die Hornblende-(Chlorit-)Gesteine

Nicht selten bilden Chlorit-Glimmerschiefer den Übergang von reinen Glimmerschiefern zu den Hornblendegarbenschiefen; da der Hauptanteil des Chlorites durch Umsetzungen von Hornblende und Biotit entstanden ist, dürfte ihr Auftreten an solche Grenzzonen gebunden sein, die bei einem der jüngeren Durchbewegungsakte auch als Bewegungsbahnen aktiviert wurden.

Die häufigsten und wichtigsten Einschaltungen innerhalb der Glimmerschiefer stellen aber die Hornblendegarbenschiefer dar. Ihr mächtigstes Auftreten finden wir nahe des Faltenkernes der über weite Strecken verfolgbaren Mulde zwischen Gstemmerspitzen und Planerkerknott. Weitere zahlreiche, wenn auch nicht so mächtige Vorkommen liegen konkordant dem Streichen und Fallen des erwähnten Muldenbaues zugeordnet und meist linsenartig verteilt in den gesamten Glimmerschiefern, wobei eine generelle Abnahme der Häufigkeit und Mächtigkeit vom Faltenkern nach Norden und Süden zu bemerken ist.

Die Hornblende ist im Mineralbestand mit etwa 20%, manchmal sogar mit bis zu 35% vertreten; der Quarzgehalt beläuft sich auf 20—40%. Bei vielen Hornblendegarbenschiefen ist ein oft beträchtlicher Karbonatgehalt zu bemerken, der manchmal, in Lagen angereichert, mit bis zu 40% die Hauptmenge des Mineralbestandes darstellen kann. Plagioklas ist sehr selten; Chlorit (Klinochlor, etwas Pennin), Epidot, Titanit und Klinozoisit als Umsetzungsprodukte von Hornblenden sind recht häufig. Biotit ist mit max. 5% vertreten und entstammt vornehmlich umgesetzter Hornblenden. Auch Granat kann manchmal zu diesem Mineralbestand hinzutreten; Serizit, das gefaltete s abbildend, wurde nur in einem Schriff festgestellt. Als Akzessorien finden sich Apatit, Rutil (auch Sagenitnadeln), Erzkörner und Graphit (dazu R. VOGELTANZ, pag. 124).

Nach F. ANGEL, 1924, Gesteine der Steiermark, sind diese Gesteine als metamorph gewordene, sandig-mergelige Einschaltungen in der sonst ziemlich eintönigen, sandig-tonigen Sedimentfolge aufzufassen. Auch A. HAUSER, 1937, und W. FRITSCH, 1952, beschrieben sehr ähnliche Vorkommen und gaben ihnen diese Deutung.

Obwohl alle hier beschriebenen Hornblendegarbenschiefer nur innerhalb der Gesteinsgruppe der zum Teil phyllitischen (Granat-)Glimmerschiefer auftreten, ist die deutliche Übereinstimmung in vielen Hinsichten mit den Beschreibungen von A. HAUSER, 1937, aus der Grauwackenzone auffallend. HAUSERS Angaben bezüglich der Lage der Hornblende-PorphYROblasten im Grundgewebe, ihrer Größe, Gestalt und optischen Daten treffen auf die von mir behandelten Gesteine ebenso zu wie seine Ausführungen über das Grundgewebe selbst und die in ihm auftretenden Mineralarten.

Nur zwei Merkmale treten bei den Gesteinen meines Arbeitsgebietes hinzu: Es sind dies einerseits Anzeichen eines etwas stärkeren Metamorphosegrades, gekennzeichnet durch das Auftreten von Granat und Rutil und die Größe der Hornblende-PorphYROblasten (bis 10 cm Länge), und andererseits die deutlichen Beweise einer etwas stärkeren und vor allem häufigeren Retrometamorphose und Diaphthorese, als HAUSER sie bei seinen Gesteinen beschreibt. Mit Ausnahme von Gesteinen einer tuffitischen Herkunft (die aber in den hier behan-

delten Glimmerschiefer anscheinend nicht auftreten) dürfte es sich also in beiden Fällen um Metamorphite eines weitgehend gleichen Ausgangsmaterials handeln. Die heute vorliegenden, nicht sehr wesentlichen Unterschiede sind nur als sekundäre, durch den Metamorphosegrad hervorgerufene, anzusehen.

Es treten im beschriebenen Gebiet nur die bisher behandelten Grüngesteine auf, nicht aber Amphibolite. Da diese aber in den Wölzer Glimmerschiefern im Süden recht häufig vorkommen, ist auch daraus zu ersehen, daß dieser phyllitischen Glimmerschiefer doch eine etwas anders geartete Gruppe ist, die den im Südteil liegenden Schiefergesteinen des Wölzer Kristallins nicht ohne weiteres angegliedert werden darf.

3. Die Marmore

Wie schon im Zusammenhang mit den Marmoren der Ennstaler Phyllite erwähnt, lassen sich in meinem Arbeitsgebiet doch annähernd gewisse Typen auf gewisse Gesteinsfolgen festlegen. Für die Marmoreinschaltungen im Wölzer Kristallin sind nun, mit nur einer Ausnahme, die dunkleren, meist gebänderten, feinkristallinen Typen charakteristisch. (Bei dieser Ausnahme handelt es sich um die hellen, grobkristallinen Kalkmarmore des Höchststein.) Diese Marmoreinschaltungen sind in Lagerung und Bänderung durchwegs konkordant zu den umliegenden Schiefergesteinen. Da die Marmore nie größere Mächtigkeiten als einige Meter aufweisen, könnte die Konkordanz auch nur als ein Regelungseffekt im Zuge der Tektonik angesehen werden. Einem Sondertypus entsprechen die eventuell mesozoischen Kalk- und Dolomitmarmore, die als Schuppen am Mölbeß tektonisch eingeschaltet sind.

Weiters ist zu bemerken, daß diesen Marmoren Grüngesteine als Übergangsglieder fast völlig fehlen. Allerdings treten innerhalb der granatführenden Schiefergesteine, räumlich aber von den kompakten Marmorkörpern getrennt, Hornblendegarbenschiefer auf, welche auch jetzt noch sichtbar zeigen, daß sie teilweise aus primär karbonatführenden Gesteinen entstanden sind.

Der Dolomitgehalt dieser Marmore ist höher als der von Marmoren der Phyllite (siehe W. SKALA, dieses Heft, pag. 121), was ihre oft dunkelgraue Färbung schon vermuten ließ.

Auch ein geschieferter Silikatmarmor mit sehr geringer Mächtigkeit ist aus dem südlichen Anteil der Glimmerschiefer bekannt.

4. Die Kohlenstoffquarzite

Von diesen selten auftretenden Gesteinen sind nur zwei Vorkommen in diesem Teil der Glimmerschiefer bekannt. Das eine befindet sich im Hangenden des Hornblendegarbenschieferzuges bei den Gstemmerspitzen, das zweite ist an einen nur metermächtigen, dunklen Bändermarmor am Südkamm des Mölbeß geknüpft. Im Mineralbestand scheint Quarz mit etwa 80% und Serizit mit bis zu 10% auf; Erz Körner (Pyrit?) und die nach s_1 geregelten Ballungen von Graphit geben dem Gestein seine dunkelgraue bis schwarze Färbung.

III. Lagerung und Tektonik (siehe Tafel 4, 5)

Die verschiedenen, bisher im petrographischen Teil behandelten Einheiten bilden zusammen ein kompliziertes, tektonisches Bauwerk. Die zwei wichtigsten Bauglieder sind die Grauwackenzone im Norden und das Wölzer Kristallin im Süden, die beide auf Grund ihrer sehr großen Mächtigkeiten den Großbau des Gesamtgebietes bestimmend beeinflussen. Als dazu in-

kompetente, dazwischen eingeschaltete Serien sind anzusehen: 1. die mesozoikumverdächtige Schuppenzone des Mölbeigg, 2. die dem Gleinalmkristallin zuzuordnende Westfortsetzung des Flatschacher Zuges in Form des Hochgrößenzuges, und 3. die absinkenden, westlichen Ausläufer des Seckauer Kristallins, die in der Brantsbergschuppe, mit Rannachserie zu einem tektonischen Bauglied verschweißt, auftreten.

A. Die Grauwackenzone

Von der sehr vielseitigen Gesteinsgesellschaft der Grauwackenzone treten in meinem Arbeitsbereich nur die phyllitischen, ziemlich einförmigen Gesteine auf, die allgemein als Ennstaler Phyllite zusammengefaßt werden. Ihre stetige, durchwegs durch leichtes Nordfallen bis zu 30°) und etwa E—W-Streichen charakterisierte Lagerung läßt auf den ersten Blick keine komplizierte Tektonik vermuten. Doch die genaue Kartierung brachte einen Schuppenbau zutage, der nur durch die außerordentliche Bildsamkeit dieser Phyllite verschleiert war. Eingeschuppt in die Ennstaler Phyllite finden wir nämlich Gesteine der Bösensteinsmasse, die somit die Ennstaler Phyllite in eine liegende, südliche, und in eine hangende, nördliche, tektonische Einheit teilen. Im Nord—Süd-Profil über den Hochgrößen ist die Schuppe von Seckauer Kristallin in Form der Orthit-Gneise des Brantsberges und der mit ihnen verknüpften Rannach-Serie mächtig ausgebildet. Nach Westen jedoch keilen zuerst die Gneise, später auch die Rannach-Serie aus, und ein nur noch linsenförmiges Vorkommen von Quarziten westlich des Brandwall läßt vermuten, daß die Fortsetzung dieser Schuppen als eine tektonische Nahtzone weiter nach Westen zieht.

Da die Gulling-Marmore faziell nicht ohne weiteres den Gesteinen der Grauwackenzone angegliedert werden können (ihr hoher Metamorphosegrad veranlaßt uns viel eher zu einem Vergleich mit den Sölker Marmoren, die dem Kristallin zugeordnet werden), scheint ein tektonischer Verband wahrscheinlicher als ein sedimentärer.

Die Südgrenze der Ennstaler Phyllite ist eine tektonische Bahn. Im E sind es die steilen Bahnen des Hochgrößenzuges, die die Grauwackenzone abschneiden. Im W jedoch fehlt das Auftreten des Hochgrößenzuges und die Abgrenzung ist durch eine steilstehende, tektonische Naht gegeben, die zwischen Mölbeigg und P. 1793 ENE—SSW zieht, und das südfallende Wölzer Kristallin von der nordfallenden Grauwackenzone trennt. (Profil auf Tafel 5.) Die nördliche tektonische Einheit der Ennstaler Phyllite besitzt ein schwaches Achsengefälle nach Ost, während die südliche, liegende Einheit, von ersterer durch eine Schuppe von Seckauer Kristallin und Rannachserie getrennt, bei annähernd gleichem Streichen ein Achsengefälle nach W. aufweist (siehe Diagramm 13 und 14).

B. Die Brantsbergschuppe

Die tektonische Einheit der Brantsbergschuppe baut sich aus Gesteinen von teilweise völlig verschiedener Herkunft auf. Es sind dies zunächst die Amphibolite und Orthitgneise, die wir dem Seckauer Kristallin (Bösensteingruppe) zuordnen. Weiters tritt mit den Gneisen verschweißt ein vergneistes Rannach-Konglomerat auf, welches in das Liegende zu in feinklastische Serizitschiefer und Serizitquarzite übergeht. Als drittes Bauglied dieser Schuppe findet man noch eingequetschte Partien von Ennstaler Phylliten.

Im Osten stehen die Orthitgneise in direkter, wahrscheinlich tektonischer Verbindung mit den Chlorit-Epidot-Gneisen von H. BACHMANN (pag. 70), welcher diese Gneise als ebenfalls dem Seckauer Kristallin zugehörig betrachtet.

Die Schuppe selbst liegt mit etwa dem gleichen Streichen und dem hier etwas versteilten Fallen (bis zu 60°) in den sie umgebenden Ennstaler Phylliten. Das schwache Achsengefälle nach West wurde in Gefügediagrammen festgehalten. Das Absinken bzw. Auskeilen der gesamten Schuppe nach Westen wird durch ersteres teilweise erklärt. Westlich des Mitteregg-Baches sind die Gneise und Amphibolite nur kurz verfolgbar.

Unter Umständen sind auch die von W. FRITSCH als horizontbeständig beschriebenen weißen Serizitschiefer und Quarzite im Wolfsegg-Graben südlich von Öblarn als in der Fortsetzung einer Nahtzone gelegene Rannachserie anzusehen.

C. Der Hochgrößenzug

Der Hochgrößenzug ist, wie schon beschrieben als Fortsetzung des Flatschacher Hornblende-Gneiszuges nördlich von Knittelfeld am Südrand der Seckauer Tauern anzusehen und daher dem Gleinalm-Kristallin zuzuordnen.

Wären die bisher genannten tektonischen Bauglieder dem nordfallenden Bau der Phyllite zugeordnet, so gehört der Hochgrößenzug (und die südlich folgende Zone der Mölbegg-Schuppen) dem hier südfallenden Bau der Wölzer Glimmerschiefer an.

Die Nordbegrenzung des Hochgrößenzuges zu den liegenden E. Ph. im Westteil und zu den Gesteinen der Bösensteingruppe im Ostteil bildet eine Schar steilstehender, tektonischer Bahnen. Der Hochgrößenzug selbst wird durch einige dieser nach hol-Flächen der Faltung verlaufenden Überschiebungsbahnen in sich zerlinst.

Die Südbegrenzung zu den Wölzer Glimmerschiefern ist ebenfalls eine steile, 60° — 70° nach S geneigte, tektonische Fläche, an der die Hornblendegneise deutliche Diaphthoreserscheinungen zeigen. Liegend (nördlich) zu den Hornblendegneisen folgt nach einem dünnen Span phyllitischer Gesteine unbestimmbarer Zugehörigkeit der Serpentin des Hochgrößens, welcher selbst wieder eine kleine Gneisschuppe überlagert. Nördlich letzterer folgen mit einer deutlichen Diskordanz die Phyllite bzw. im Aufnahmegebiet von H. BACHMANN die Rannachserie und die Chlorit-Epidot-Gneise.

Nach Westen tauchen Hochgrößengneise, die ein Achsengefälle von ca. 30° nach W besitzen (siehe Diagramm 18) steil in die Tiefe ab und finden keine Fortsetzung westlich des Mitteregg-Baches. Ihre nördliche und südliche Begrenzung dürfte sich im Westen vereinigen und jene tektonische Nahtzone bilden, die im Nord-Süd-Profil über das Mölbegg die Phyllite vom Wölzer Kristallin trennt.

D. Die Schuppen des Mölbegg

In einer von West nach Ost sehr gut durch die hier beschriebenen Aufnahmegebiete (H. BACHMANN und H. GAMERITH) verfolgbare Naht- und Schuppenzone südlich des Hochgrößenzuges treten diese Mölbeggsschuppen als mehr oder minder linsenförmige Körper auf. Obwohl die einzelnen Körper dieser Schuppenzone fast immer in ziemlicher Nähe der tektonischen Südgrenze des Hochgrößenzuges liegen, sind sie doch überall durch eine hangende Partie von Wölzer Kristallin von jener getrennt. Daß diese Nahtzone wahrscheinlich nicht zum System des Hochgrößenzuges gehört, ist ersichtlich aus ihrem Weiterziehen nach Westen,

während die Gesteine des Hochgrößenzuges schon östlich des Mitteregg-Grabens in die Tiefe absinken und keine westliche Fortsetzung besitzen.

Die geradezu perlschnurartige Aufeinanderfolge der einzelnen Schuppen scheint hier auf die Existenz einer tiefgreifenden Bewegungsbahn (Überschiebung) hinzuweisen.

Die Lagerung der Schuppen und ihr Internbau ist mit Südfallen (20° — 40°) eindeutig dem Muldenbau der Gstemmerspitzen-Synklinale zugeordnet. Da die einzelnen Linsen Mächtigkeiten von einigen Zehnermetern bis maximal 100 Meter nicht überschreiten, ist diese durchweg beobachtbare Konkordanz der Einschaltungen zu den sie umgebenden Schiefergesteinen des Wölzer Kristallins wohl als ein Regelungseffekt anzusehen.

Die charakteristische, immer wiederkehrende Gesteinsgesellschaft von Kalken und Dolomiten mit Hornsteinen, Serizitschiefern und Quarziten ließ uns eine Herkunft aus einem mesozoischen Sedimentationsraum vermuten.

Vergleiche mit den Gesteinen des Fötteleck ergaben, daß es sich bei den beiden Gesteinsserien um etwas Verschiedenes handelt. Auch die völlig verschiedene tektonische Position inmitten des Wölzer Kristallins unterstützte meine Auffassung, daß die Gesteinsserie der Mölbeggsschuppen von der „Fötteleck-Mölbeggserie“ abzutrennen ist. In Übereinstimmung mit K. METZ (siehe dieses Heft pag. . .) mußte der Begriff der „Fötteleck-Mölbeggserie“ als Name für zwei verschiedene Gesteinsserien fallen gelassen werden. Die höhermetamorphen Anteile der Grauwackenzone im Fötteleckzug bei Trieben tragen nun die Bezeichnung „Fötteleck-Schuppe“.

E. Das Wölzer Kristallin

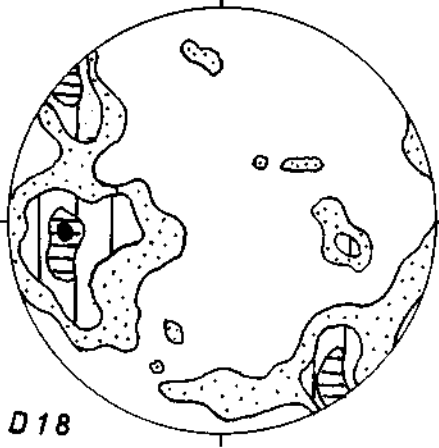
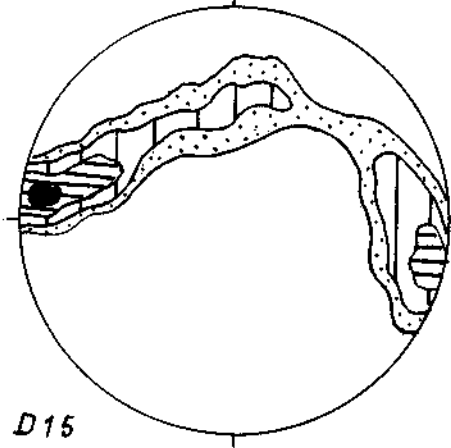
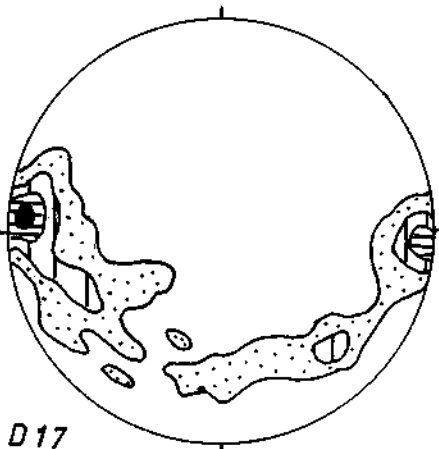
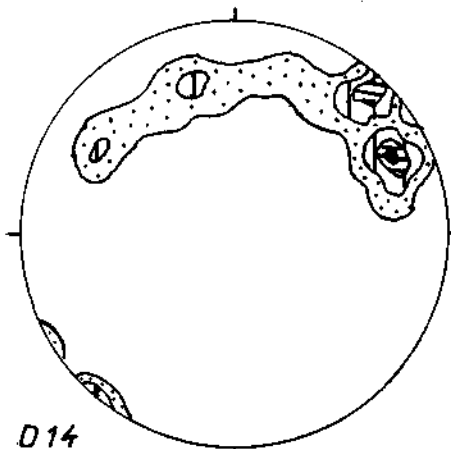
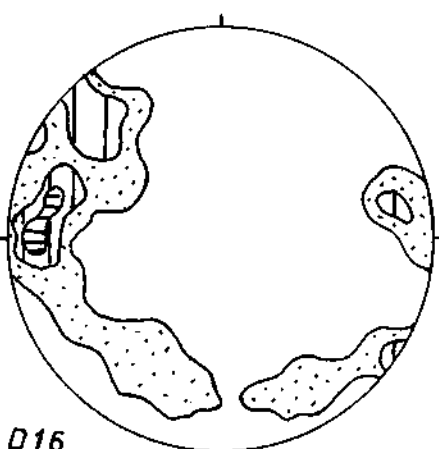
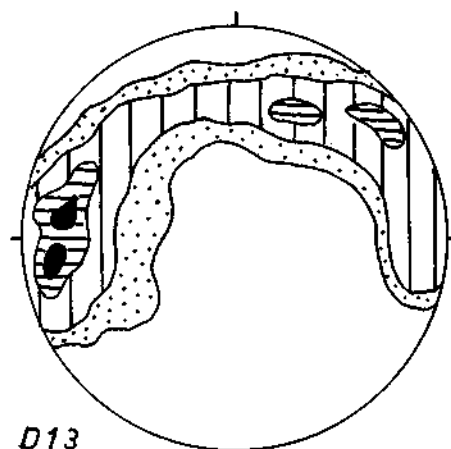
So abwechslungsreich und verschiedenartig die einzelnen Gesteinstypen dieses großen, geologischen Baugliedes sind, so einfach und großzügig ist hier seine Lagerung. Dieser Umstand allein stellt schon einen großen Gegensatz zu den nördlichen Baugliedern der Grauwackenzone dar.

Dem Betrachter zeigt sich ein großräumiger, leicht überblickbarer Mulden- und Sattelbau mit einer annähernd Ost—West-liegenden, fast horizontalen Achse. Von Süden kommend sinken die Granat-Glimmerschiefer nach der Bruderkogel-Antiklinale in einem etwas komplizierteren tektonischen Bau in eine Mulde ab. Im Raume des Brennkogels erheben sie sich zu einer flachen Antiklinale, um nach Norden zu neuerdings in eine großräumige Mulde abzusinken. Das Schar-

Erläuterung zu den Diagrammen

Tafel 1

- D 13: Verteilung der B-, L- und β -Punkte in den Ennstaler Phylliten am Brandwall; 322 Messungen.
- D 14: Verteilung der B-, L- und β -Punkte in den Ennstaler Phylliten am Brantsberg; 103 Messungen.
- D 15: Verteilung der B-, L- und β -Punkte in den Orthitgneisen und Amphiboliten des Brantsberg; 123 Messungen.
- D 16: Verteilung der B-, L- und β -Punkte in den Marmoren und Serizit-Schiefern der Mölbegg-Schuppe; 117 Messungen.
- D 17: Verteilung der B-, L- und β -Punkte in den (phyllitischen) Granit-Glimmer-Schiefern im Bereich Bauernalm/Höchststein; 142 Messungen.
- D 18: Verteilung der B-, L- und β -Punkte in den Hochgrößengneisen; 175 Messungen.



nier dieses Synklinalbaues, der das Kerngebiet des Wölzer Kristallins im beschriebenen Aufnahmegebiet umfaßt, liegt im Gipfelgebiet der Gstemmerspitzen und ist durch die mächtigen Einschaltungen von Hornblende-Garbenschiefen sehr gut erkennbar. Nördlich dieser Mulde erheben sich die Schichten des Wölzer Kristallins, die von Süden nach Norden inzwischen einen phyllitischen Habitus angenommen haben, neuerdings und das letzte Mal, um nach einigen staffelförmigen Randstörungen diskordant an die Gesteine der Grauwackenzone bzw. des Hochgrößenzuges zu stoßen.

Fast so einfach und gut überschaubar wie die Lagerung sind auch die tektonischen Strukturen dieser Einheit. Es zeigte sich, daß sie sich nach dem Verlauf ihrer Richtungen in zwei gut unterscheidbare Gruppen trennen lassen.

Die eine Gruppe sind Störungen, die etwa Nord—Süd, senkrecht zur Ost—West-streichenden Achse des Faltenbaues laufen und demnach (ac)-Klüfte darstellen. Sie durchreißen als wahrscheinlich junge Bahnen sämtliche geologische Bauglieder von Süd nach Nord bis in die Grauwackenzone hinein. Ich nehme an, daß sie die zusammengeschobenen, zum Teil geschuppten Serien in einzelne Pakete aufsplitteten, die B-Achsen im weiteren Störungsbereich verteilten und die einzelnen Flügel, die uns jetzt als Nord—Süd-streichende Kämmen morphologisch entgegengetreten, um verschieden große, nach Norden zunehmende Beträge absenkten. Eine solche Deutung erklärt auch das endgültige Untertauchen des Hochgrößenzuges westlich des Mitteregg-Tales durch stärkeres Absinken des Westteiles gegenüber dem Ostteil. Nach Süden zu werden die Versetzungsbeträge immer kleiner, so daß sich die einzelnen Flügel wieder zu einem, nur noch von Brüchen nach (ac)-Klüften zerhackten Gesamtkomplex vereinigen.

Diese soeben beschriebenen Nord—Süd-Störungen halte ich für Parallelstörungen der wichtigen Donnersbach-Störung und zeitlich etwa der jungen Pöls-Linie entsprechend.

Die zweite Gruppe bevorzugte hol-Flächen des erwähnten Faltenbaues und verläuft etwa senkrecht zu den Strukturen der ersten Gruppe in Ost—West-Richtung. Die letzteren tektonischen Bahnen lassen sich etwas schwerer feststellen, da die allgemeine, weitverbreitete linsige Zerschierung in allen Größenbereichen sie verschleiert. Deutlich sind sie dort, wo die Mölbeggschuppen nach ihnen eingebaut sind.

Tektonische Studien an der Nord- und Nordwestseite des Bösenstein/Stmk.*)

M. ABDELWAHAB EL SHINNAWI

Universität Alexandria, Ägypten,

mit 12 Gefüge-Diagrammen (Tafel 2 und 3)

(Beitrag 3 zu: Beiträge zur Geologie der Rottenmanner und östlichen Wölzer Tauern)

Vorwort

Die vorliegende Studie behandelt das Grenzgebiet der nördlichen Grauwackenzone gegen die Gneise des nordwestlichen Bösensteinmassivs, wobei vor allem die Berge südlich des Palntales vom Wolfgraben bei Trieben bis Strechau im Westen untersucht werden.

*) Auszug und Kurzfassung aus der 1958 vorgelegten Dissertation des Verfassers.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt](#)

Jahr/Year: 1964

Band/Volume: [1964](#)

Autor(en)/Author(s): Gamerith Herfried

Artikel/Article: [Die Geologie des Berglandes westlich und südwestlich von Oppenberg/Stmk: \(Beitrag 2 zu: Beiträge zur Geologie der Rottenmanner und östlichen Wölzer Tauern\) 82-98](#)