

GEOLOGISCHE KARTE DER REPUBLIK ÖSTERREICH 1:50.000

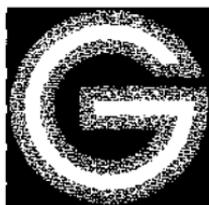
ERLÄUTERUNGEN

zu Blatt

129 DONNERSBACH

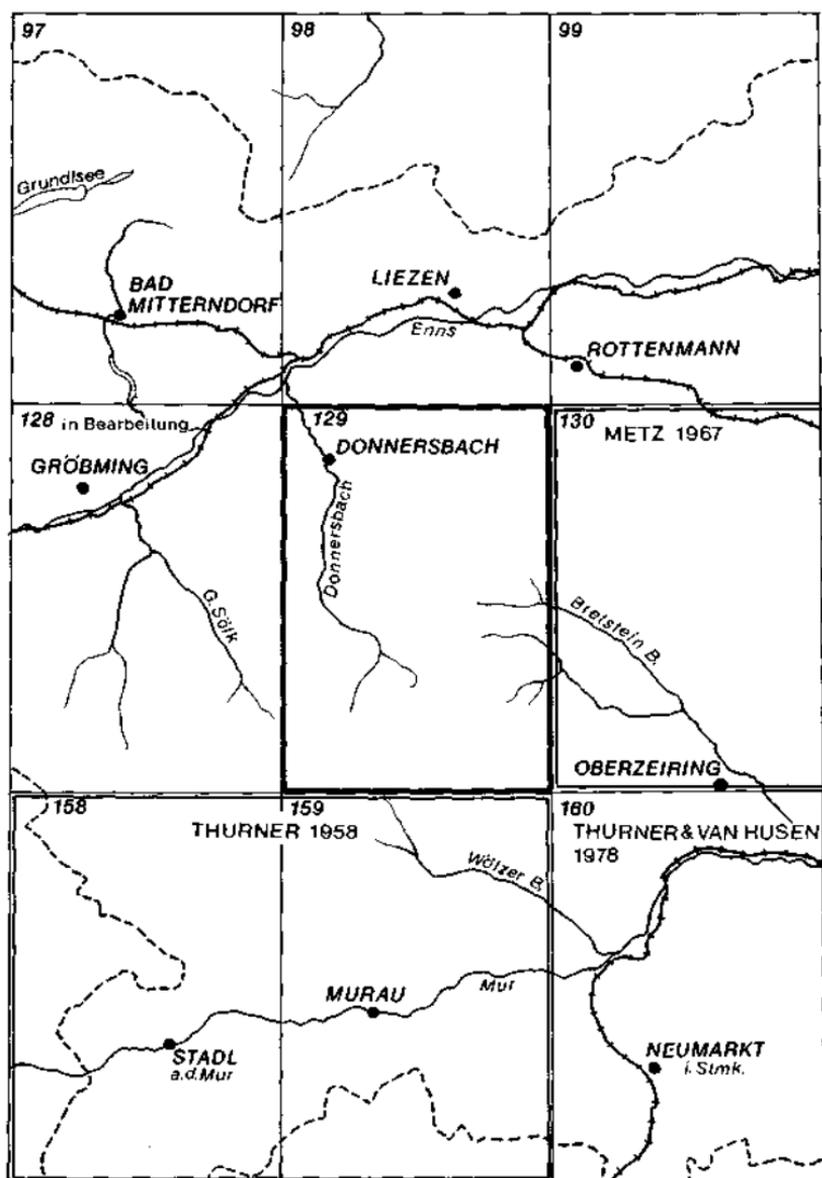
von KARL METZ

Mit 7 Abbildungen, 1 Tabelle und 1 Tafel



Wien 1980

Eigentümer, Herausgeber und Verleger:
Geologische Bundesanstalt, A-1031 Wien, Rasumofskygasse 23



Blatt 129 Donnersbach
und seine Nachbarblätter mit Stand der Bearbeitung (Ende 1979)

Alle Rechte vorbehalten

ISBN 3-900 312-06-0

Redaktion: ALOIS MATURA

Druck: Ferdinand Berger & Söhne OHG, 3580 Horn

Inhaltsverzeichnis

	Seite
Vorwort	3
1. Geographischer Überblick	4
2. Geologischer Überblick	4
3. Gesteinsarten	4
3.1. Glimmerschieferzone der Wölzer Tauern	5
3.1.1. Glimmerschiefer	5
3.1.2. Grüngesteine	7
3.1.3. Katzit- und Dolomitgesteine	8
3.1.3.1. Bretsteinmarmor	8
3.1.3.2. Marmor in Glimmerschiefer	10
3.1.3.3. Hirnkogelkalk und -dolomit	10
3.1.3.4. Mölbegg-Schuppen	10
3.1.3.5. Sölk-Gumpeneckzug	10
3.2. Kristallin der Seckauer Tauern	11
3.2.1. Pölsensteinkristallin	11
3.2.2. Rannachserie	13
3.3. Gesteine an der Südgrenze des Pölsensteinkristallins	13
3.4. Ennstaler Phyllitzone	14
3.5. Grauwackenzone	15
4. Zum Alter der Gesteine	15
4.1. Glimmerschieferzone der Wölzer Tauern	17
4.2. Hirnkogelmarmor und Nordrandschuppen	20
5. Geologischer Bau	20
5.1. Zentrale Wölzer Tauern im Süden des Kartenblattes	21
5.1.1. Berge zwischen Schöttlbach- und Eselsbergbachtal	21
5.1.2. Gebiet im Südosteck des Kartenblattes	22
5.1.3. Gebiet im Südwesteck des Kartenblattes	24
5.1.4. Die Berge um das Seifriedtal und das obere Donnersbachtal	24
5.2. Nördlicher Abschnitt der Wölzer Tauern	25
5.3. Nordgrenze der Glimmerschieferzone der Wölzer Tauern	27
5.3.1. Grenzzone östlich des Mittereggbaehes	28
5.3.2. Grenzzone westlich des Mittereggbaehes	29
5.4. Westende der Pölsensteinmasse und seine tektonische Stellung	31
5.5. Störungen	33
6. Nutzbare Gesteine und Minerale	34
7. Literaturverzeichnis	34

Vorwort

Der Bereich des hier zu behandelnden Kartenblattes erfuhr seine nunmehr vorliegende geologische Bearbeitung im Zuge der im Auftrag der Geologischen Bundesanstalt, Wien durch den Verfasser durchgeführten Kartierungen eines Großteils der Niederen Tauern und der im Norden anschließenden nördlichen Grauwackenzone. Bedeutende Förderung erfuhr diese Arbeiten durch zahlreiche Dissertationen, die unter Führung des Verfassers entstanden, aber nur teilweise veröffentlicht sind.

Alle diese Bearbeitungen konnten sich auf oft grundlegende Ergebnisse älterer Autoren stützen (F. ANGEL, C. DOELTER, F. HERITSCH, E. KITTL, A. THURNER, R. SCHWINNER), doch fehlten noch für modernere Gesichtspunkte dienliche zusammenhängende Darstellungen.

1. Geographischer Überblick

Das Kartenblatt Donnersbach enthält geographisch in seinem nordöstlichen Abschnitt Teile der Rottenmanner Tauern und in seinem südlichen Abschnitt die Wölzer Tauern. Die Wasserscheide zwischen Enns und Mur verläuft in Nordostrichtung und liegt zum größten Teil in der südlichen Blathälfte. Sie läßt sich vom Nordosten her über den Hauptkamm der Wölzer Tauern verfolgen: Schattofen–Breiteckkoppe–Pustereckjoch–Glattjoch–Hochweber–Blaufeldscharte–Seifriedsenke–Melleck Krautwasch–Hochstüben. Nördlich davon liegen die Einzugsgebiete der größten Täler, der Gulling, des Donnersbaches und des Seifried/Großsölkbaches. Wichtige Übergänge führten schon in frühen Zeiten über das Glattjoch und in den Bergbauzeiten des Plättental/Scharnitzgebietes über das Plättentaljoch.

Durch Straßen und Wege gut erschlossen ist vor allem das Einzugsgebiet des Donnerbaches (Planneralm, Mörsbachhütte), die Neunkirchnerhütte im oberen Eselbachtal ist vom Süden her zugänglich.

2. Geologischer Überblick

Eine geologische Untergliederung des Kartenbereiches ergibt, daß die südlichen drei Viertel der Kartenfläche von den *Wölzer Glimmerschiefern* und den sie begleitenden Gesteinsserien aufgebaut werden. Sie entsprechen dem zentralen Anteil des geologischen Begriffs „Wölzer Tauern“.

Weitaus komplexer gebaut ist der nördliche Blattanteil. Im nordöstlichen Blattviertel schiebt sich zwischen die Wölzer Glimmerschiefer im Süden und die *Gneise der Pölsensteingruppe* eine Schuppenzone mit Fremdgesteinen ein, die sich bis südwestlich des Hochgrößengipfels hinzieht. Sie entspricht der „*Gaafer Schuppenzone*“. Im nordwestlichen Blattanteil ist die Nordgrenze der Glimmerschiefer gegen die Zone der *Ennstaler Phyllite* durch eine Kilometer breite Schuppenzone gegeben, in welcher tektonisch auch der Zug der *Sölk-Gumpeneckmarmore* eingeschaltet ist. Auch im nördlichsten Randbereich der Karte liegt im Gullingtal zwischen Oppenberg und Aigen eine bedeutende, durch Schuppung der Gesteine gekennzeichnete Bewegungszone, in deren nördlichem Anteil auch noch einige Züge der *nördlichen Grauwackenzone* in das Kartenblatt hereinreichen.

3. Gesteinsarten

Als Festgesteine liegen im Kartenblatt ausschließlich in mehr oder minderem Maße bereits regional-metamorph umgeprägte Gesteine vor, die mindestens einmal bedeutende mechanische Verformungen im Zuge gebirgsbildender Ereignisse mitgemacht haben.

Alle höher metamorphen Gesteine, wie die Wölzer Glimmerschiefer, Paragneise, Amphibolite, sowie die granitischen Gneise haben ihre heutige Prägung bereits in variszischer Zeit, also im jüngeren Paläozoikum erfahren. Zeitlich gilt das gleiche auch für die Ennstaler Phyllite, doch haben diese unter geringeren Drucken und Temperaturen auch eine schwächere, also phyllitische Umprägung erhalten.

In etwas geringerem Maße metamorph wurden die altpaläozoischen Schiefer und Kalke der Grauwackenzone.

Die permisch-mesozoischen Schiefer und Quarzite der Rannachserie sind jünger als die variszischen Gebirgsbildungen, sie haben ihre phyllitische Metamorphose erst im Zuge der alpidischen Gebirgsbildungszeiten aufgeprägt erhalten.

Völlig unmetamorphe Festgesteine, vor allem Sedimente, fehlen also völlig und daraus erklärt sich auch der Umstand, daß auf unserem Kartenblatt bisher bis auf einige Funde von Chitinozoen des Silur (H. PRIEWALDER, 1976) noch keine Fossilien gefunden wurden.

So müssen wir in solch metamorphen Gesteinsserien auf anderen Wegen versuchen, die Altersfragen zu klären, was in einem späteren Abschnitt näher auszuführen sein wird.

Alle Lockermassen unseres Gebietes entstammen den ortständigen Festgesteinskörpern, von denen sie auf dem Wege der Verwitterung und Erosion durch Wasser oder Eis abtransportiert und als feinstes bis grobes Schuttmaterial wieder abgelagert wurden. So haben sich vor allem glaziale bis rezente Aufschüttungen gebildet, die heute als Moränenwälle oder Talmoränen, Flußablagerungen oder Auffüllungen ehemaliger Seebecken vorliegen.

In den mittleren, bewaldeten Höhenlagen haben sich oft beachtliche Hangschuttmassen gesammelt, die in Gebieten mit weicheren Gesteinen (manche Glimmerschiefer und Phyllite) den anstehenden Fels verhüllen und so dem Geologen nur wenige Einblicke gewähren.

Solches ist beispielsweise im breiten Buckel des Brennkogel zwischen Weiß- und Schwarzgulling oder besonders in den Hängen des Gatschberg im Nordwesten des Blattes der Fall.

Hier, im Bereiche von Altirdning und Raumberg kommen wir auch in die quartären Terrassenfluren des Ennstales. Allein die schluchtartigen Einschnitten der vom Süden kommenden Täler entblößen hier den sonst verhüllten Fels.

Auch weiter südlich sind es die tiefen Einschnitte der Gebirgstäler, welche die besten und weitgehend zusammenhängenden Felsaufschlüsse bieten. Hier zeigen auch heute noch tätige Schuttfächer, Runsen und Grobblockhänge die Weiterdauer der Erosionstätigkeit mit eindringlicher Deutlichkeit an.

3.1. Glimmerschieferzone der Wölzer Tauern

3.1.1. Glimmerschiefer

Im Baukörper der Wölzer Tauern stellen die Wölzer Glimmerschiefer die am weitesten verbreitete und auch mächtigste Gesteinsgruppe dar. „Wölzer Glimmerschiefer“ ist ein Sammelbegriff für sehr verschiedenartige Typen von Pegmatit-freien Glimmerschiefern, die sich aber von solchen der Pölsensteingruppe im Nordostfeld des Kartenblattes gut unterscheiden. Trotz der im ersten Überblick anscheinend sehr eintönigen Gesteinsfolgen lassen sich doch verschiedene Grundtypen gut voneinander trennen, wobei aber auch innerhalb dieser Grundtypen zahlreiche Varietäten auftreten.

Zwei wichtige Unterscheidungsmerkmale müssen dabei festgehalten werden. Einerseits Unterschiede der primären sedimentären Ausgangsgesteine (mehr tonig, sandig, mergelig etc.) und andererseits der unterschiedliche Grad der Metamorphose, in der sie uns heute entgegentreten. Diese

ist nämlich im allgemeinen südlich des Hauptkammes wesentlich stärker als in den nördlichen Anteilen, was sich im Mineralbestand, in der Korngröße der Minerale und auch in der Struktur äußert.

Allen Glimmerschiefern gemeinsam ist überdies ein bedeutendes Maß mechanischer Verformung, welches sich in Kleinfältelung, mehrfacher Schieferung etc. zeigt.

So treten besonders im südlichen Drittel des Blattes Donnersbach meist grobkörnige Glimmerschiefer mit welligen Schieferungsflächen auf, mit einem normalen Mineralbestand von: Quarz, \pm Plagioklas, meist grobschuppigem Biotit, weniger Muskowit, Granat (Almandin). Zusätzlich findet sich hier Staurolith und Disthen.

Als Varietäten innerhalb dieses Grundtypus lassen sich unterscheiden: *Quarzitische Glimmerschiefer* mit besonders viel, in Lagen angeordnetem Quarzgehalt. Sie liegen meist ohne scharfe Grenzen in Lagen innerhalb der Normaltypen. *Paragneise*, hellgrau, sind feinkörnige, ebentagige Typen mit fein verteiltem Plagioklas und wenig kleinem Granat. Von den Glimmerschiefern unterscheiden sie sich durch den ebenflächigen (zeiligen) Wechsel von feinkörnigen Quarz-Plagioklaslagen und glimmerreichen Lagen. Paragneise und quarzitische Glimmerschiefer zeigen groblockige Verwitterung. Begleitgesteine dieser Gruppe sind gering mächtige Marmorbänder und Amphibolite.

Ohne scharfe Grenzen und in vielfacher Wechsellagerung gehen die grobkörnigen Glimmerschiefer in mittelkörnige Typen über, die aber keinen Staurolith und Disthen führen, jedoch kommen hier Legen mit feinverteiltem Karbonat gelegentlich vor.

Eine Besonderheit in Glimmerschiefern ist das Vorkommen oft weithin streichender Lagen von gelblich-breunen, feinkörnigen, polyedrisch brechenden *Quarziten*, die glimmerarm und meist granatfrei sind (oberster Schöttelgraben, Hohenwart, Plättentalalm). Auch in dieser Gruppe sind neben den genannten Quarziten nur wenig Marmorbänder und Amphibolite zu verzeichnen. Auf Blatt Donnersbach tritt die mittelkörnige Gruppe vorwiegend im mittleren Teil, etwa im Bereich des oberen Donnersbachtales und nördlich des Hauptkammes im oberen Pusterwaldtal auf.

Sondertypen sind hier einerseits Lagen mit geringer diffus verteilter Karbonatführung und einer gelegentlich auftretenden Hornblendeführung. Andererseits kann durch verstärkte graphitische Substanz die Farbe der Gesteine fast schwarz werden (TURNER's kohlenstoffreiche Glimmerschiefer). Beide Sondertypen sind durch Übergänge mit den Normaltypen verbunden.

Die beiden Sondertypen weisen gelegentlich einen stark vermehrten Biotitgehalt auf, so daß lokal von *Biotit-Glimmerschiefern* gesprochen werden kann.

Die nördlichen Anteile der Wölzer Tauern sind durch einen weiteren Grundtypus der Glimmerschiefer charakterisiert, der sich weniger durch seinen stofflichen Bestand als durch seine auffallend geringere Metamorphose von den bisher genannten Typen unterscheidet. Sie bauen auf Blatt Donnersbach die ganzen Käme südlich des Hochgrößen über Hochrettelstein, Plannerseekear, Gstemmerspitze bis nördlich des Mölbegg und im Westen davon die Höhen um das nördliche Donnersbachtal auf. Sie werden daher als „*Plannertypus*“ bezeichnet. Es sind feinkristalline graue Glimmerschiefer mit einem lagigen rekristallisierten Quarz-Serizitgefüge, welches als phyllitisch in seinem Typus zu bezeichnen ist. Sie führen nur wenig oder keinen Biotit, dafür Chlorit, gelegentlich feine

Hornblendenadeln und in besonderen Lagen große, bis mehrere cm im Durchmesser messende Granatblasten. Letztere sind besonders bemerkenswert, da sie oft einen schönen Zonarbau aufweisen. Dieser ist ein Anzeichen für ein mehrfach unterbrochenes Wachstum eines einzigen Kristalls. Dieser Typ von Glimmerschiefern enthält nicht selten dünne Lagen von bräunlich verwitterndem Karbonat und mit diesem in Verbindung auch Lagen von grünen Schiefen mit und ohne Hornblende, oder Hornblende-Garbenschiefer.

Schließlich verdient eine Sonderentwicklung, die auch auf Blatt Donnersbach eine wichtige Rolle spielt, Erwähnung, da sie durch ihren Gehalt an graphitischem Pigment schwarze, oft schwarz abfärbende Schiefer und schwarze Kieselgesteine entwickelt. Sie enthalten mitunter Granat und Biotit und stehen meist in Verbindung mit Kalzit führenden Grüngesteinen, braunen, tonigen, oft bänderigen Kalken. Diese Gesteinsgruppe hat keine geregelte Bindung zu irgendeinem Typ der zuvor geschilderten Glimmerschiefer, ist aber völlig im Bau der Wölzer Glimmerschiefer integriert und bildet oft langgestreckte stark verquetschte, leicht erkennbare Gesteinszüge innerhalb der Wölzer Gesteinsserien. Wir betrachten diese Gruppe als ein stark metamorph gewordenes Altpaläozoikum (näheres dazu S. 16 bis 18).

Der Grund für diese Alterseinstufung liegt vor allem in der auffallenden Ähnlichkeit der hier auftretenden Gesteine mit gering metamorphen Gesteinsserien innerhalb der Zentralalpen, deren Alter durch Fossilien als Altpaläozoikum (vorwiegend Silur) fixiert ist. Auf weitere Altersfragen werden wir erst in einem Gesamtüberblick über den geologischen Werdegang der Gesteinsserien der Wölzer Tauern eingehen (S. 16, 19).

3.1.2. Grüngesteine

In den mehrere tausend Meter mächtigen Glimmerschiefermassen der Wölzer Tauern finden sich zahlreiche Einschaltungen metamorpher Grüngesteine, wobei auch in diesen der schon erwähnte Übergang höher metamorpher Anteile im Süden zu wesentlich geringerer metamorpher Varietäten im Norden sehr klar zum Ausdruck kommt.

So finden sich im Süden, im Bereich der hochmetamorphen bis mittelkörnigen Glimmerschiefer oft mächtige Züge schwerer, schwarzgrüner *Granatamphibolite*, die als metamorphe Abkömmlinge von basischen, also basaltischen oder gabbroiden Magmagesteinen anzusehen sind. Für diese Herkunft spricht mehrfach der chemische Gesamtbestand, wobei aber durch Vorgänge der Metamorphose der ursprüngliche Mineralbestand wahrscheinlich mehrfach stark verändert wurde. So zeigen diese Gesteine heute auch eine jünger gewachsene grüne (bis barroisitische) Hornblende, die aber selbst wieder einer späten Umwandlung zu Biotit, Zoisit, Titanit und Chlorit unterlag. Auch Granate sind oft Produkte einer späteren Metamorphose, ebenso wie Plagioklas, Karbonat, Quarz. Biotitierung der Hornblendens findet sich besonders intensiv in den Amphiboliten, die mit den Bretstein-Marmoren und Pegmatiten verbunden sind.

In den gleichen Glimmerschiefer-Arealen treten weiterhin wohlgeschieferte und *feinkörnige Amphibolite* auf, deren Typus auf eine Abkunft aus mergeligen Sedimenten mit wechselnd starker Beimengung vulkanischer Aschen schließen läßt. Gelegentlich finden sich auch Übergänge zu Glimmerschiefern, so daß man hier lokal von Hornblende führenden Glimmerschiefern sprechen kann. Es liegen sonach sehr variierende Ty-

pen vor, in deren heutigem Mineralbestand aber gleichfalls Produkte jüngerer Metamorphoseakte vorliegen.

Im Gegensatz zu diesen Amphiboliten liegen nördlich des Hauptkammes Grüngesteine vor, die als *Hornblende-Schiefer* bezeichnet werden können. Es sind dies gut geschieferte Gesteine mit nicht mehr als 45% (Vol. %) Hornblende, stark variierendem Quarz- und geringem Plagioklasgehalt, einem sehr geringen Biotit-, aber deutlich höherem Chloritbestand (Bereich des oberen Bretsteingrabens, Kämmen zwischen oberem Gulling- und mittlerem Donnersbachtal). Auch krümeliger Epidot tritt hier häufig auf.

Sondertypen sind karbonatreiche Hornblendeschiefer, Hornblendegarbenschiefer. Sie sind die typischen Vertreter der Grüngesteine im Planertypus der Glimmerschiefer. Typisch für die Hornblendegarbenschiefer ist das garbenartige Wachstum von grüner Hornblende (mm bis cm-lange Stengel) auf Schieferungsflächen sehr verschiedenartiger Ausgangsgesteine (rekristallisierte Mylonite, phyllitische Glimmerschiefer-Phyllite, Chloritschiefer). Sie sind im Bereich der Planneralm in allen Variationen reichlich vertreten (z. B. Abb. 5).

Ein weiterer Sondertypus von Grüngesteinen kann im Zusammenhang mit den bei den Glimmerschiefern schon betonten schwarzen altpaläozoischen Schiefen gefunden werden. Es handelt sich um an ankeritischem Karbonat reiche Hornblendegesteine mit Quarz, Albit, Chlorit, Biotit, Epidot, die weitgehend den prasinischen Typen der Hohen Tauern entsprechen.

3.1.3. Kalzit- und Dolomitgesteine

Im großen Areal der Gesteinsserien der Wölzer Tauern finden sich allenthalben viele Vorkommen von marmorisierten Kelken und Dolomiten, die durch intensive Geländestudien heute in verschiedene Gruppen unterteilt werden können.

3.1.3.1. Bretsteinmarmor

Es sind dies stets gut kristallisierte, weiße, zuckerkörnige oder hell-dunkelgrau gebänderte Kalkmarmore, oder stumpfgrau bis gelbliche dolomitische Marmore, die gelegentlich Aktinolithrosetten führen. Alle diese Typen treten als oft über 200 m mächtige Körper oder aufgelöst in Linsenschwärme auf, die sich über Kilometer in den Glimmerschiefern hinziehen. Diese Marmore sind auf Blatt Donnersbach in der Umrahmung des Plättental-Kessels auf dem Kemm vom Schießeck zum Hohenwart und weiter westlich im Kamm vom Glattojoch über Meileck und Rettelkirchspitz weit verbreitet (Abb. 1).

Neben ihrer Verbindung mit ausgedehnten Amphibolitzügen ist ihre stetige Verknüpfung mit Schwärmen von Pegmatiten besonders typisch. Letztere stecken meist als linsige Körper in den übrigen Gesteinen, sind aber auch mit den Marmoren nicht selten eng verflochten. Die weißen Gesteine bestehen vorwiegend aus Quarz und Feldspat. Dazu kommen oft große Muskowite, schwarze Turmalinstengel und, für Pegmatite untypisch, auch etwas Granat, selten Spodumen.

Auf Blatt Donnersbach fällt auf, daß die Bretsteinmarmore zumeist in den Gipfelbereichen der Kämmen, nicht aber in den Talbereichen auftreten. Sie liegen in der Tat im Hangenden der Glimmerschiefer des Schöt-

tel- und Eselbachgrabens, also in den Glimmerschiefern, die bereits frei von Staurolith und Disthen sind.

Die gleiche Position zeigen sie im Zug des Riedler Zinken (Lärchkaralm). Zwei Besonderheiten zeichnen die Gruppe dieser Marmorzüge aus: Einerseits ihre scharf abzugrenzende Verbindung mit den Pegmatit-schwärmen, andererseits aber auch eine allerdings losere Verbindung mit den im Rahmen der Glimmerschiefer erwähnten graphitreichen Schiefer-serien des Altpaläozoikums.

So wie bei den letzteren müssen wir auch diese Marmorgruppe als tektonisch in die normalen grauen Wölzer Glimmerschiefer eingeschaltet betrachten und aus später zu erläuternden Gründen als wahrscheinlich devonischen Alters betrachten.



Abb. 1. Intensive Großfaltung im Bretsteinmarmor. Kamm des Schießbeck.

3.1.3.2. Marmor in Glimmerschiefer

Innerhalb der Glimmerschiefer aller tieferen Bereiche kommen gelegentlich Marmorzüge vor, die frei von Pegmatiten, aber voll in die Glimmerschiefer eingebaut als Linsenkörper in diese eingeregelt sind. Auch sie treten im ganzen Bereich der Wölzer Tauern auf, sind gering mächtig aber als linsenförmige, wie ein Torpedo gestaltete Körper, in die Glimmerschiefer als deren primäre Einschaltungen eingebaut und geben Zeugnis von der gewaltigen mechanischen Verformung in großer Tiefe, der sie und die grauen Glimmerschiefer einat ausgesetzt gewesen waren.

3.1.3.3. Hirnkogelkalk und -dolomit

Am Ostrande des Kartenblattes liegt im Bereiche des Gruber-Hirnkogel eine mehrere hundert Meter mächtige Platte von Kalken und Dolomiten, die als Hirnkogelkalk bzw. -marmor bekannt sind. Es sind helle, graue, meist feinkörnige plattige Kalke und Dolomite, die meist feinkristallin sind. Es fehlen hier die in den Bretsteinmarmoren vorkommenden grobkristallinen Marmore. Ein bis zu 20% ansteigender Quarzgehalt ist für sie charakteristisch. Pegmatite fehlen in ihrem Verband völlig. In mancher Hinsicht gleichen sie in ihrem Typus den noch unter 3.1.3.5. zu beschreibenden Gumpeneckkalken.

Weitere Vergleichsmöglichkeiten bestehen für die Hirnkogelkalke aber auch mit den nun anzuführenden Kalken und Dolomiten:

3.1.3.4. Mölbegg-Schuppen

Im Norden der Glimmerschiefer der Wölzer Tauern, also im Bereich des Plannertypus finden sich nicht weit von der Nordgrenze gegen die Ennstaler-Phyllite weitere Karbonatgesteine, die häufig in Verbindung mit weißen und grünlichgrauen Serizitschiefern, wie an einer Perlschnur aufgereiht, von Osten des Kartenblattes südlich des Hochgrößen bis nach Donnersbech ziehen. Es sind bis maximal etwa hundert Meter mächtige Schollen von hellen grauen bis gelblichen Kalken und Dolomiten, die eine auffallend diffuse oder auch lagige Einstreuung von Quarzsand enthalten und gelegentlich auch Hornsteinknollen führen. Sie werden insgesamt als Mölbegg-Schuppen zusammengefaßt. Sie stehen immer in Verbindung mit hellen Serizitquarziten und -schiefern und lassen sich weder mit den Bretsteinmarmoren noch mit den kristallinen Marmoren der übrigen Glimmerschiefer gleichsetzen. Sie können jedoch entsprechend ihrer Ausbildung als Vertreter eines zentralalpiner Mesozoikums angesehen werden. Die Bedeutung ihrer tektonischen Position wird in einem eigenen Abschnitt (S. 28, 29) zu erläutern sein.

3.1.3.5. Sölk-Gumpeneckzug

Obwohl dieser oft mächtige Zug von Karbonatgesteinen nicht voll zu den Wölzer Tauern im geologischen Sinn, sondern nur tektonisch in deren unmittelbares nördliches Grenzgebiet gehört, soll er in diesem Zusammenhang besprochen werden, da zwischen ihm und den unter 3.1.3.3. und 3.1.3.4. behandelten Kalk-Dolomittypen wahrscheinlich enge Zusammenhänge bestehen.

Der Sölk-Gumpeneckzug im nördlichen Grenzbereich der Wölzer Glimmerschiefer zieht von Schladming im Westen her als ein langer und mächtiger, steilgestellter Zug von mehr/minder metamorphen Kalken und

Dolomiten in das Kartenblatt, überquert das Donnersbachtal und zieht in den Kamm von Schaabspitz-Tattermann, um schließlich, ohne im Schrabachtal aufgeschlossen zu sein, im Gipfelbereich des Hochstein sein östliches Ende zu finden.

Der Zug besteht aus vorwiegend zwei Grundtypen, die für den ganzen Zug namensgebend wurden. Der *Gumpenecktypus* zeigt hell- bis dunkelgraue oder graublaue, oft gebänderte Typen, gelegentlich mit weißen Kalzitadern, dichte graue Kalke, hell bis rosa gefleckt, stark brekziöse, graue Dolomite. Der zweite Typus ist der als *Sölker Marmor* bekannte, rein weiße und gröber kristalline, oft zart rosa gemaserte Kalkmarmor. Beide Typen lassen sich voneinander nicht scharf trennen, da sie oft auch im Bereich von wenigen Metern ineinander übergehen oder wechsellagern.

Auf Blatt Donnersbach überschreitet der gesamte Zug vom Westen her mit fast 400 m Mächtigkeit das Donnersbachtal und zieht über die Schaabspitze weiter bis zum Schrabach. Alle genannten Kalk- und Dolomittypen sind auch hier vertreten.

Während der geschlossene Zug am Schrabach sein Ende findet, gibt es auch weiter östlich noch ähnliche Typen von Kalken und Dolomiten, die bemerkenswert sind. So liegt im Gullinggraben zwischen Oppenberg und Aigen i. Ennstal eine Reihe von bis zu 50 m mächtigen Kalkmarmoren, die an den Sölker Typus erinnern und feinkristalline etwas plattige gelbliche Kalkmarmore, die ihrerseits manchen Typen der Gumpeneckgruppe ähneln.

3.2. Kristallin der Seckauer Tauern

Der nordöstlichste Teil dieser Einheit wird auch als *Pölsensteinkristallin* bzw. *-massiv* bezeichnet, dessen Gneismassen nur zu einem kleinen Teil im Nordosteck von Blatt Donnersbach zwischen dem Strechengraben und der nördlichen und östlichen Basis des Hochgröben auftreten. Dieser Anteil besteht vorwiegend aus Paragneisen mit eingelagerten Linsenkörpern von granitisch bis dioritischen Gneisen. In tektonisch vierfacher Aufeinanderfolge werden hier durch mehr/minder mächtige Lagen der Rannachserie die einzelnen Gneiskörper voneinander getrennt.

Abgetrennt von dieser Hauptmasse liegen nun, beginnend nördlich „Winter“ bei Oppenberg mehrere tektonische Schuppen von Graniten und Granitgneisen, deren größte den Brantsberg aufbaut. Sie werden von Paragneisen, diaphthoritischen Gneisen und auch serizitquarzitischen Linsen der Rannachserie begleitet und ziehen sich, in Einzelschollen getrennt, entlang dem Ost-West verlaufenden Gullinggraben westwärts bis zu dessen Abschnenken nach Nord in Richtung Aigen.

3.2.1. Pölsensteinkristallin

Die in Verbreitung und Mächtigkeit wichtigsten Hauptgesteine sind hier *feinkörnige Paragneise (Chlorit-Epidotgneise)*. Es sind dies gut geschieferte, meist grau-grüne Gesteine, die aber in ihrer Zusammensetzung recht variabel sind. Das Grundgewebe besteht aus reichlich Quarz und Plagioklas (Albit bis Oligoalbit), charakteristische Gemengteile sind Chlorit und Epidot. Kleine Granate sind meist vorhanden. Im Bereich des Schüttkogelzuges enthalten die Paragneise zahlreiche Lagen und Linsen von Hornblendegesteinen, die sehr unterschiedlich in ihrer Zusammen-

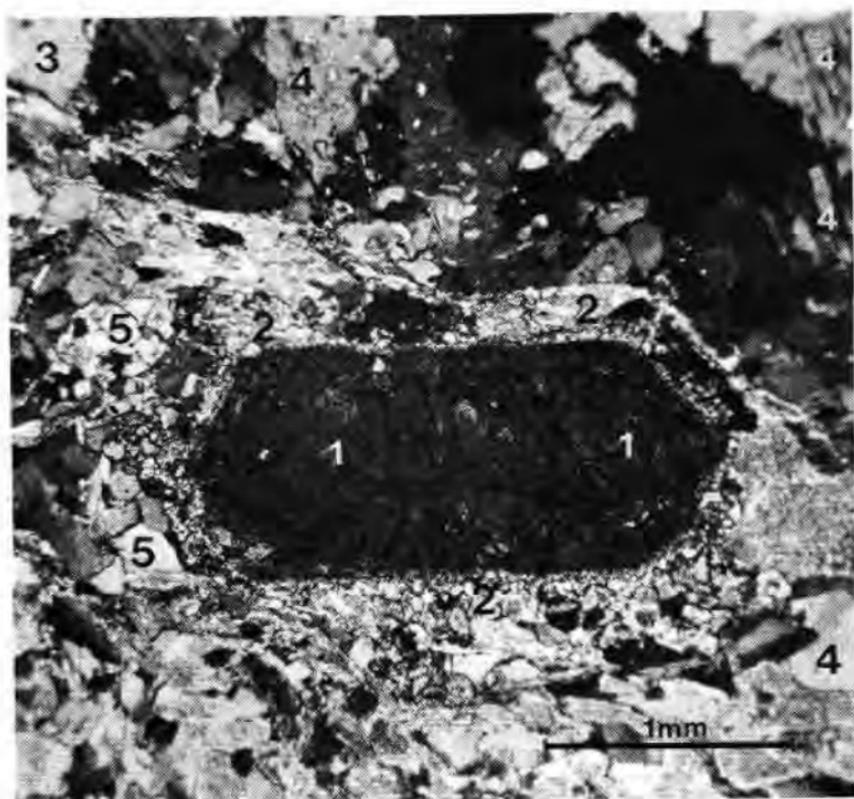


Abb. 2. Orthitkorn (1) aus dem Orthitgneis des Brantsberg. Zu Klinozoisit (2) umgesetzter Randsaum, Mikroklin (3), Plagioklas (4), Quarz (5). Phot. Gamerith.

setzung von Amphiboliten bis zu reinen Hornblenditen wechseln. Dazu treten auch meist mittelkörnige Biotit-Paragneise. Karbonat tritt in dieser Paragneisgruppe nur gering auf.*

Auffallend sind *Granite und Gneisgranite* in den Vorkommen nördlich von Oppenberg und im Brantsberg. Es sind mittel- bis grobkörnige Gesteine mit reichlich Plagioklas (15–30% an), Schachbrettalbit, Kalifeldspat, Biotit und Muskowit in wechselndem Verhältnis. Bemerkenswert ist das reichliche Auftreten von Orthit, meist umrandet von krümeligem Epidot (H. WIESENER, 1939) (Abb. 2).

*) Die Granite der Basis dieser Paragneise liegen westlich des Strechaugrabens schon auf dem östlich anschließenden Kartenblatt Kalwang-Oberzeiring (K. METZ, 1967). Es muß vermerkt werden, daß der hier auftretende Paragneistypus dem Normalbestand der Seckauer Gneisfamilie fremd ist, aber gerade auf Blatt Donnersbach eine besondere Rolle spielt. Einerseits zeigt der Mineralbestand dieser Paragneise durch Chlorit und Epidot eine Annäherung an die geringere Metamorphose der sie umrandenden Gesteinsserien, andererseits aber auch durch ihren Bestand an Hornblendegesteinen und Karbonat führenden Lagen einen gewissen Unterschied zu den in den sonstigen Paragneisen der Seckauer Tauern üblichen Typen.

Biotit-Fiasergneise im südlichen Schüttkogelzug bilden Linsenkörper, sie zeigen wellige Schieferungsflächen, wobei die lentikulären Quarz-Feldspat-Aggregate von geschlossenen Biotithäuten umflossen werden. K-Feldspat ist nicht immer vorhanden.

Hornblende-Gneise als mächtige Linsen im Bereich der Horningalm. Meist mittelkörnige, graugrüne, geschieferte Gesteine mit hellen Lagen, auch Feldspatäugen, die Hornblendestengel sind meist zerbrochen und meist in Umsetzung unter Neubildung von Chlorit Biotit, Epidot, Titanit begriffen.

3.2.2. Rannachserie (Permo-Skyth)

Die Gesteine der Rannachserie werden im Zusammenhang mit denen des Pölsensteinkristallins behandelt, weil wir sie als die ehemalige unmittelbare sedimentäre Hülle der Gneismassen des Pölsensteines und der ganzen Seckauer Tauern ansehen müssen. Sie sind allerdings durch die Vorgänge der alpidischen Gebirgsbildungsbewegungen stark durchbewegt und phyllitisch metamorph geworden, so daß ihre ursprüngliche Transgressionsnatur größtenteils verloren gegangen ist.

Es handelt sich vorwiegend um Serizitschiefer und Serizit führende Quarzite (mit gelegentlichem Karbonatgehalt) und in ihren Basisanteilen um Quarzkonglomerate (Rannachkonglomerat). Die wichtigsten Gesteinsfarben sind im frischen Bruch weiß, weiß/grünlich bis zu hellem stahlgrau. Charakteristischer Glimmer ist stets der Serizit, der auf den Spaltflächen silbrig glänzende Häute bildet. Die häufige und typische Häufung dunkler rostiger Punkte rührt von kleinen Pyrit- oder Magnetitkristallen her. Das gelegentliche Auftreten von Plagioklas in den Gesteinen ist wohl nur teilweise Streugut des primären Sediments, teilweise (zum Beispiel in den Vorkommen des Schüttkogelzuges) aber auch erst im Zuge der Metamorphose gewachsen.

Die wichtigsten Vorkommen in unserem Kartenblatt zeigen noch ihre Verbindung mit den Pölsensteingneisen (Schüttkogelzug – Gullingtal), doch liegen zahlreiche abgetrennte Vorkommen in den noch zu besprechenden Schuppenzonen (Gaal Schuppenzone, Mölbeggsschuppen etc.) verstreut und geben so Zeugnis für das alpidische Alter tektonischer Bewegungen in diesen Räumen (siehe S. 16, 20).

3.3. Gesteine an der Südgrenze des Pölsensteinkristallins

Auf Blatt Donnersbach wird die Südgrenze der Gneise des Schüttkogelzuges zu den Wölzer Glimmerschiefern durch eine tektonische Bewegungsbahn markiert. Sie ist als eine Schuppenzone ausgebildet, die als westliche Fortsetzung der Gaaler Schuppenzone aufgefaßt werden kann. In ihr sind folgende Gesteine als Fremdlinge eingebaut:

Plagioklasgneise mit Hornblende. Es sind dies hellgraue bis graugrüne, fein- bis mittelkörnige Gneise, gut geschiefert, südlich des Hochgrößen auch flaserig mit vorwiegend Plagioklas (Oligoklas), gelegentlich auch Mikroklin, mit zumeist diffus im Gestein verteilter feiner Hornblende in wechselnder Menge, teilweise auch Granat.

In enger Verbindung, zum Teil auch in Übergang mit den Gneisen stehen weithin streichende *Bänder-Amphibolite*, ± Granat. Zu diesen Gesteinen gehört auch der mächtige *Serpentin* des Hochgrößen und, aller-

dings schon knapp östlich der Kartenblattgrenze, ein Serpentinitspan, der tektonisch auf der Westseite des oberen Strechengrabens in die Paragneise eingeschuppt ist. Der mächtige Serpentinitskörper des Hochgrößen ist mit Granat-Amphiboliten verbunden, tektonisch sehr stark zerbrochen und zerlegt und führt in seinen Klüften gelegentlich Chrysotil-Asbest, der einst Anlaß für Probeschürfungen gab. In Geröllen der Nordostseite des Hochgrößen wurden auch Marmorblöcke gefunden, die ihrer Lage nach nur aus dem Serpentinitskörper stammen können. Sie stellen möglicherweise eine Erklärung für die spärlichen Graphitfunde aus dem Serpentinitskörper dar. Die Basis des geschlossenen Serpentinitskörpers des Hochgrößen wird im Osten und Norden ausschließlich von den Chlorit-Epidotgneisen gebildet, die dem Pölsensteinkristallin zugehören.

Die Plagioklasgneise, Bänder-Amphibolite und Serpentinite als Angehörige der Schuppenzone sind also Fremdgesteine für das Pölsensteinkristallin, wie auch für die Wölzer Tauern, und sind entsprechend ihrer Ausbildung Angehörige des Gleinelmkristallins.

Weitere Fremdgesteine der Schuppenzone sind *Serizitschiefer* und *Quarzite* der Rannachserie (siehe S. 13), sowie *dunkle plattige Kalke* und *gelbliche Dolomite*, die als fragliches Mesozoikum Seite 10 beschrieben wurden.

3.4. Ennstaler Phyllitzone

Die Ennstaler Phyllitzone begrenzt im Norden den ausgedehnten Baukörper der Wölzer Glimmerschiefer als deren Hangendes. Die Grenzbahn zwischen beiden Einheiten ist jedoch von jeher schwer erfaßbar gewesen, da es sich hier nicht um eine normale Überlagerung, sondern um eine sehr kompliziert gebaute tektonische Grenzzone handelt.

Die *Ennstaler Phyllite* sind im wesentlichen sehr einförmig, meist graue Phyllite, die von milden, quarzarmen Typen bis zu quarzreichen Schieferen reichen. Lang hinstreichende Lagen grüner, chloritreicher Schiefer sind ziemlich regelmäßig in die grauen Phyllite eingebaut. Kalkige Gesteine sind äußerst selten und nur gering mächtig. Die tektonische Durchbewegung der Gesteine ist im allgemeinen stark und kann bis zur extremen Walzenbildung (B-Tektonite) führen.

Die eindeutige Ostgrenze der vom Westen heranreichenden Ennstaler Phyllite liegt auf Blatt Donnersbach im Bereich einer Linie, die etwa von Aigen a. d. Enns gegen den Westfuß des Hochgrößen streicht. Hier, vor allem östlich Donnersbach liegen, wie noch zu erläutern sein wird, auch Schwierigkeiten der Abgrenzung gegen die nördliche Grauwackazone vor.

Aus den schon eingangs erwähnten tektonischen Gründen darf die im Kartenblatt eingetragene Granzlinie gegen die südlichen Glimmerschiefer nur als eine allgemeine Richtlinie für eine ungefähre Abgrenzung aufgefaßt werden. Die Schwierigkeiten liegen darin, daß hier zwei ursprünglich recht unterschiedlich metamorphe Schieferkörper tektonisch gegeneinander bewegt wurden, wobei die Glimmerschiefer z. T. stark diaphthorisch wurden und sich dem Erscheinungsbild rein phyllitischer Gesteine oft völlig angleichen.

Überdies wurden im Zuge dieser Bewegungen auch Anteile beider Gruppen miteinander verschuppt. Dadurch wird es beispielsweise unklar, welcher der beiden Schiefergruppen die Züge schwarzer lyditischer Ge-

steine angehören, die etwas südlich von Donnersbach weit nach Westen weiterstreichen.

Hierbei kam es auch zur tektonischen Vermischung (Schuppung) beider Schieferkörper. Die unmittelbar bei und etwas südlich von Donnersbach einsetzenden und gegen Westen weiterreichenden schwarzen Schiefer und Quarzite sind phyllitisch metamorph. Sie liegen jedoch bereits im Bereich der Schuppungen (siehe S. 7), so daß ihre Zugehörigkeit zu den Ennstaler Phylliten oder zu den Plannertypen der Wölzer Tauern nicht ganz klar ist.

3.5. Grauwackenzone

Auf Blatt Donnersbach liegen eindeutige Gesteine der Grauwackenzone nur in einem schmalen Streifen nördlich der Schuppenzone vor, die von Oppenberg westwärts entlang des Gullingtales zieht und die auf Seite 11, 21 und 32 erwähnt werden.

Es handelt sich durchwegs um *phyllitische Gesteine*: graue Phyllite, schwarze, teilweise quarzitische Phyllite, Kalkphyllite und Chloritphyllite. Letztere führen gelegentlich auch Biotit. Alle diese Gesteine sind überaus stark verfallt und verschiefert und örtlich zu Feinmyloniten zermahlen. Dies ist eine Folge der starken tektonischen Beanspruchung in der zuvor genannten Gulling-Schuppenzone und führt dazu, daß die Gesteine der Grauwackenzone etwa im Norden des Mölbegg nicht klar von denen der Ennstaler Phyllite zu trennen sind.

Die *Grünschiefer* unmittelbar östlich von Oppenberg werden der Grauwackenzone zugezählt. Sie sind oft etwas quarzitisch und führen gelegentlich auch schwache helle Karbonatbänder.

4. Zum Alter der Gesteine

Die zum Teil schon sehr alten Gesteine unserer zentralalpiner Regionen auf Blatt Donnersbach haben im Laufe ihrer Existenz als Krustengesteine schon mehrfache Phasen der Umbildung erlebt. Es ist dies einer der Gründe, warum wir in diesen metamorphen Massen keine deutbaren Spuren fossiler tierischer Reste mehr finden. Wir müssen uns daher, wie schon S. 4 angedeutet wurde, auf andere Hinweise ihres Alters und für ihre Umgestaltungen stützen.

Einer dieser Hinweise ist dadurch gegeben, daß wir trotz des Schleiers der Metamorphose noch den Charakter der Ausgangsgesteine als alte Sedimente oder Eruptiva erkennen können und sie mit weit weniger stark umgebildeten, aber alterssicheren Gesteinsserien der weiteren Umgebung vergleichen können. Solches trifft etwa nach sorgfältigen Vergleichsstudien für die Gesteinsgruppe mit den Bretsteinmarmoren zu.

Leider haben wir zur Zeit für unsere jetzigen Fragen noch zu wenig radiometrische Altersdaten zur Verfügung, welche uns weitere gesicherte Altershinweise liefern würden.

Wertvolle Indizien für zeitlich hintereinander erfolgte Umbildungsprozesse ergeben sich in den kristallinen Schiefen aus dem mikroskopischen Studium der Gesteine. Sie zeigen uns, daß beispielsweise in den Wölzer Glimmerschiefen nicht alle heute vorhandenen Minerale gleich alt sind. Wir finden mindest zwei altersverschiedene Generationen von Granat, Hornblende, Plagioklas, Biotit, Muskowit, Staurolith und erken-

	Mill. J.	Bildungsalter der Gesteine und Gesteinsserien	Geologisch-tektonische Ereignisse
Tertiär	2		xxx
	24		~ Steirische F xxx Bruchtektonik
	65		~ Ü und postkristalline F ~
Kreide	100		~ Altaipidische F, Einbau des Mesozoikums in den Deckenbau, RM und Ü
	135		
Jura		?	
Trias	192	Hirnkogelkalk, Marmor d. Sölk-Gumpeneckzuges ? Mölbegg-Sch.	Beginn der Tethys-Absenkung, kontinentale Flachwasser Sedimente
	230	Rannachserie	
Perm		Wölzer Pegmatite (250 ± 30 MJ)	~ F und RM, Einbau der Bretstein Gruppe
	290		
Karbon		Seckauer Granit- und Flasergneis (307-320 MJ)	xxx F, RM, Haupt-RM der Wölzer und Seckauer Tauern ~ F, RM
	350		~
Devon		Bretstein-Marmor	xxx
Silur		Ältere Seckauer Gneise (415 ± 37 MJ)	
		Wölzer Glimmerschiefer und Marmorbänder, Basische Vulkanite „Schwarze Serie“ Ennstaler Phyllite mit Tuffiten Grauwackenzone mit silurischen Phylliten und devonischen Kalken	xxx xxx xxx xxx
Ordovicium			xxx xxx

Zeichenerklärung:

- xxx Magmatismus
- ~ Faltung
- F Faltung
- Ü Deckenbau (Überschiebung)
- RM Regional-Metamorphose
- MJ Radiometrische Altersdaten in Millionen Jahren

Tab. 1: Übersicht über Gesteinsalter und geologisch-tektonische Ereignisse in den Wölzer und Seckauer Tauern (K. METZ).

nen, daß zwischen älterer und jüngerer Abfolge auch mechanische Umprägungen durch gebirgsbildende Vorgänge stattgefunden haben müssen.

Solcherart ergeben sich bei einer genügend breiten Vergleichsbasis wertvolle Schlußfolgerungen, die uns einen zeitlichen Tiefblick der Ereignisse innerhalb von mehr als 300 Millionen Jahren ermöglichen.

4.1. Glimmerschieferzone

Für die mächtige Masse der *Wölzer Glimmerschiefer* läßt sich heute keine sichere Altersfolge mehr feststellen, da die Gesteine mehrfach im Laufe der Erdgeschichte tektonisch miteinander verfaultet und übereinander gestapelt wurden. Die in unserer Beschreibung gegebene Unterteilung hat nichts mit einer stratigraphischen Folge zu tun, sondern beruht teils auf gesteinskundlichen Merkmalen oder auf den verschiedenen Graden der Regionalmetamorphose, in der die Gesteine heute vorliegen. Diese Hauptmetamorphose war mit Ende des Paläozoikums (Ende des Perm) im wesentlichen bereits abgeschlossen, gehört demnach in die variszische Ära. Wir haben Anhaltspunkte dafür, daß sie und auch die Verfaltung der Gesteine in mehreren Teilakten erfolgte, da wichtige gesteinsbildende Minerale der Glimmerschiefer und Amphibolite vielfach in zwei Generationen in einem Gestein vorkommen. Wie schon ausgeführt, werden einige charakteristische Beispiele dafür gezeigt (Abb. 3 bis 5).

Eine besondere Rolle innerhalb des Wölzer Kristallins spielt die mit den *Bretsteinmarmoren* verbundene Gesteinsgesellschaft mit *Pegmatiten* als Begleitern und in mehr oder minder loser Verbindung dazu auch die kohlenstoffreichen Schiefer und lyditschen Typen. In ihrer charakteristischen Zusammensetzung mit den sonst fehlenden Pegmatiten bevorzugt diese Gesteinsgruppe immer nur bestimmte Horizonte innerhalb der grauen

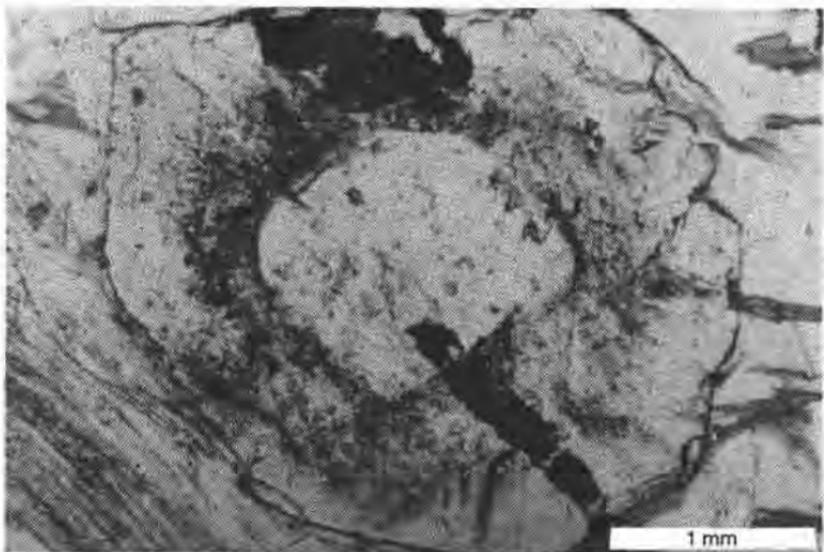


Abb. 3. Zonarer Granat, dessen innerer, älterer Kern arm an Einschlüssen ist; scharfe Grenze gegen die äußere, einschlußreichere Rinde. Beide Zonen haben eine ältere Hornblende (schwarz) umwachsen.

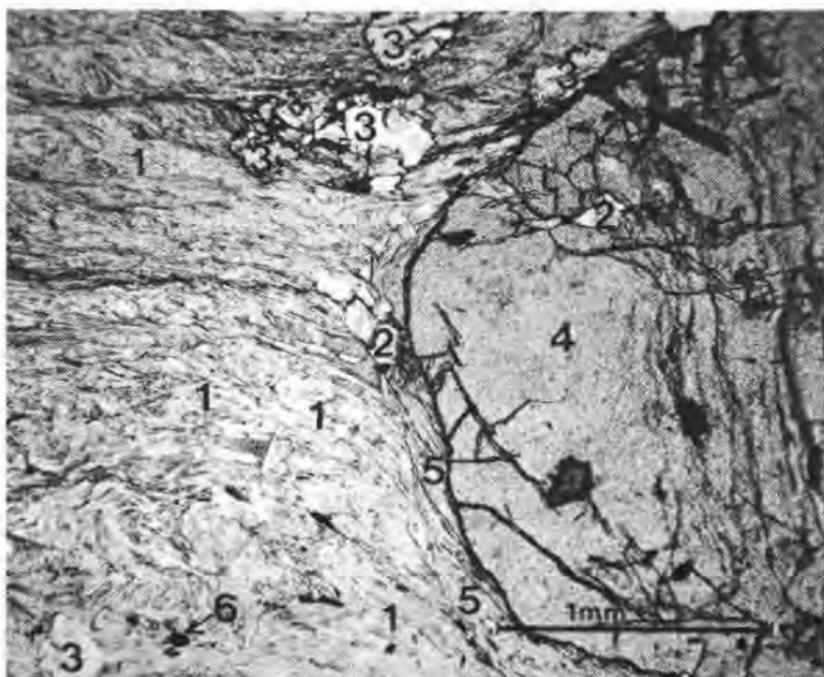


Abb. 4. Großes Granatkorn im feinfilzigen Glimmernetz des Glimmerschiefers vom Plannertyp (Plannerstraße). Dieses zeigt deutlich eine feinste Fältelung (s_1), die von der im Bild horizontalen Schieferung (s_2) durchschnitten wird. s_2 umfließt den Granat, dessen Innenbau winkelig zum Gefüge des umgebenden Gesteins steht. Weiße Plagioklaskörner sind jünger als das Glimmernetz, sind aber durch spätere tektonische Bewegungen ebenso etwas zerbrochen, wie der Granat. 1 = Serizit des Grundgesteins, 2 = Quarz, 3 = Plagioklas (Albit), 4 = Granat (leicht chloritisiert), 5 = Chlorit (als Saum um Granat), 6 = Opakes. Photo Gamerith.

Glimmerschiefer. Die nicht zu übersehende Ähnlichkeit dieser Gesteinsfolge mit geringer metamorphen Schichtgruppen des Altpaläozoikums führt zur Auffassung, daß wir es auch hier mit einer Folge zu tun haben, die vom oberen Ordovicium bis in das hohe Devon reicht.

Die ausschließlich in dieser Abfolge auftretenden Pegmatite haben nach einer radiometrischen Altersbestimmung (E. JÄGER & K. METZ, 1971) ein Alter von 248 ± 29 Millionen Jahren (Perm), gehören also in den letzten, jüngsten Abschnitt der variszischen gebirgsbildenden Ereignisse. Das Fehlen von Pegmatiten in den übrigen Wölzer Kristallingesteinen und die Gebundenheit der Pegmatite an die Gesteinsfolgen der Bretteinmarmore etc. deuten darauf hin, daß letztere erst in dem letzten Schlußakt variszischer Geschehnisse in den Rahmen der heutigen Glimmerschiefer eingebaut und mit ihnen völlig integriert wurden. Diese Einschaltung erfolgte allerdings sicher unter starker Überlastung durch andere Gesteinsmassen und bei erhöhten Temperaturen, welche noch das

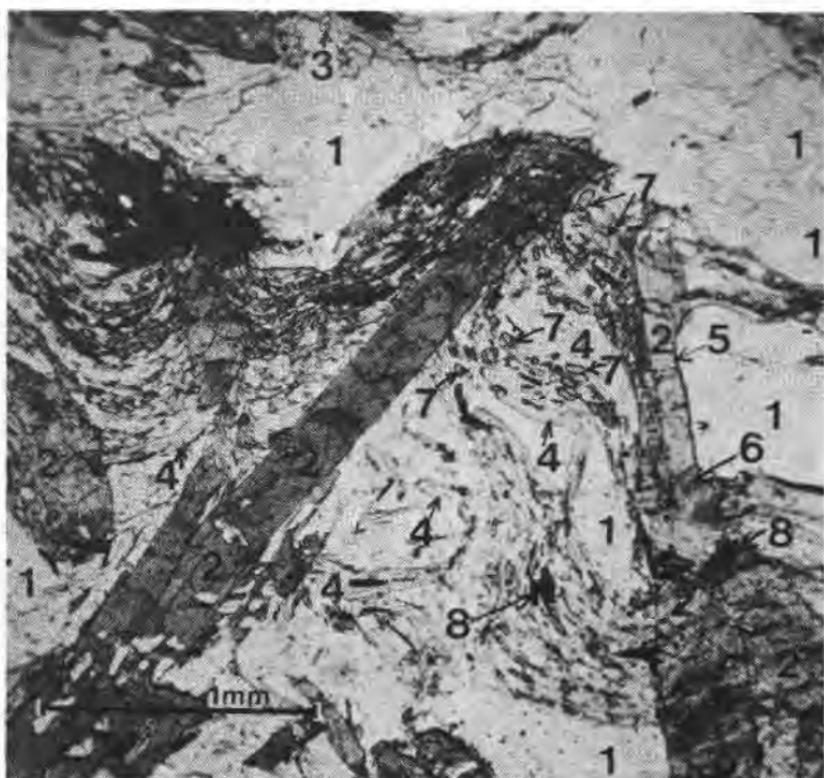


Abb. 5. In einem Hornblende-Garbenschiefer der Planneralm sind lange Hornblendestengel über das schon gefaltete Gefüge des Gesteins gewachsen. 1 = Quarz, 2 = Hornblende, 3 = Granat, 4 = Serizit, 5 = Biotit, 6 = Chlorit (Klinochlor), 7 = Epidot, 8 = Opakes. Phot. Gamerith.

Wachstum grüner Hornblenden, Biotit, Chlorit, Epidot und auch saurer Plagioklase möglich machten.

Wir kommen sonach zum Schluß, daß die Hauptprägung der Wölzer Gesteinsserien mit dem Ende des Paläozoikums im Perm abgeschlossen war. Nach dem heutigen Stand unserer Kenntnisse fehlt uns jeder Hinweis auf ältere, etwa kaledonische Ereignisse. Es besteht allerdings kein Zweifel darüber, daß große Anteile der Wölzer Glimmerschiefer schon älter sind, als die mit den Bretsteinmarmoren verbundene Gesteinsgruppe. Hier aber fehlen uns Hinweise, und wir können nur nach Analogieschlüssen aus Saualm, Glein- und Stubalpe schließen (W. FRANK & al, 1976), daß die altersmäßig nicht erfaßbaren Wölzer Glimmerschiefer in das älteste Paläozoikum (ab oberes Ordovicium) gehören. Für ein vorkambrisches Alter läßt sich verbindlich keine Aussage machen.

Den Prägungsakten der jungpaläozoischen, variszischen Zeit folgten jedoch von der mittleren Kreide bis in das hohe Miozän noch die bedeutenden gebirgsbildenden Bewegungen der *alpidischen* Ära mit Gesteinsumprägungen in ihrem Gefolge. Diesen erst verdanken wir das heutige Bild unseres Gebirgsbaues. In dieser Zeit erfolgten die meisten Über-

schiebungen unter starker Zerbrechung (Mylonitisierung) oder jüngerer Verschieferung der Gesteine mit Zerbrechung ihrer Mineralkörner (Phyllonitisierung), wobei lokal auch Mineralumbildungen erfolgten, die uns geringere Druck- und Temperaturbedingungen anzeigen, als sie dem älteren Mineralbestand entsprachen: Wir finden Chlorit- und Epidotwachstum aus den schon vorhandenen Kristallen von Granat, Hornblende, Biotit, Staurolith (Diaphthorose).

Die Gesteine der Rannachserie, die jünger sind als die Ereignisse der variszischen Zeit, wurden erst im Laufe der alpidischen Zeit mechanisch verformt und phyllitisch metamorphosiert.

Wir werden auf diese Ereignisse im Zuge der Beschreibung des tektonischen Baues noch mehrfach zurückkommen müssen.

4.2. Hirnkogelmarmor und Nordrandschuppen

Wie schon gezeigt wurde, liegt zwischen dem oberen Pusterwaldtal und dem Kamm des Hohenwart die mächtige Platte des Hirnkogelmarmors (S. 10), die sich durch geringere Metamorphose und das Fehlen der Pegmatite von den darunter liegenden Bretsteinmarmoren gut unterscheidet. Fazielle Anklänge finden sich jedoch zu den weiter nördlich im Nordrandgebiet des Wölzer Kristallins auftretenden tektonischen Schuppen, die südlich des Pölsensteinkristallins (S. 11), in den Mölbegg-schuppen (S. 10), in der Guilingschuppenzone (S. 21) und im Sölk-Gumpeneckzug (S. 10) schon beschrieben wurden. Die wahrscheinliche Zuordnung zu einem *zentralalpinem Mesozoikum* ergibt sich einerseits aus der Fazies der Kalke und Dolomite, die sich deutlich gegen die sicher alten paläozoischen Karbonatgesteine des Wölzer Kristallins (Bretsteinmarmore) abhebt, andererseits aber auch aus der immer wieder auftretenden Begleitung dieser Gesteine von hellen Serizitschiefern und Serizit-quarziten, die wir nur der permo-skythischen Rannachserie zuordnen können. Da bisher in all diesen Einzelvorkommen keine Fossilien gefunden wurden, ist eine paläontologisch begründete Sicherheit der Zuteilung zum Mesozoikum (vor allem Trias und Jura) nicht gegeben.

Eine einzige diesbezügliche Ausnahme besteht für den Sölk-Gumpeneckzug durch den Fund von Crinoiden im Sattental (Bl. 128 Gröbming) im Westen des Zuges durch A. L. HAUSER & W. BRANDL (1956). Diese Crinoiden werden dem Grenzbereich Trias-Jura zugeordnet. Ob diese jedoch für eine Altersbestimmung für den ganzen Sölk-Gumpeneckzug bis in den Bereich des Blattes Donnersbach ausreichen, muß dahingestellt bleiben.

Eine ausführliche Darstellung dieses Fragenkomplexes wird in den Erläuterungen zu Blatt 128 Gröbming gebracht werden.

5. Geologischer Bau

Der im Kartenblatt Donnersbach gegebene Abschnitt der Niederen Tauern vermittelt vornehmlich in seiner südlichen Hälfte einen der wichtigsten Anteile der zentralen *Wölzer Tauern* mit dem hier von Nordost nach Südwest gestreckten Hochgebirgskamm (Hohenwart – Hochweber – Hochstüben).

Nördlich daran anschließend, zwar ohne scharfe tektonische Begrenzung, aber stets im tektonischen Hangenden, folgen Glimmerschiefer vom „*Plannertypus*“, die vor allem die Käme südlich des Hochgrößen

um die Planneralm und nordwärts die Höhen Tattermann – Dornkaralm aufbauen.

Die gesamte Nordfront der Areale der Wölzer Glimmerschiefer ist durch bedeutende tektonische Grenzen bedingt. Sie markieren im Nordostteil des Kartenblattes durch eine Schuppenzone die Grenze zu den völlig anders gebauten *Pölsensteinkristallin*. Im Westen des Kartenblattes ist die Grenze zu den Ennstaler Phylliten als oft breite Schuppenzone mit besonderen Strukturmerkmalen angelegt. Hier ist unter anderem auch der *Sölk-Gumpeneckzug* eingebaut.

Auf diesem Kartenblatt liegt auch die tektonisch zu verstehende Ostgrenze des sehr einheitlich vom Westen herstreichenden Zuges der *Ennstaler Phyllite*.

Die im Hangenden der Ennstaler Phyllitzone folgende *Schuppenreihe* des *Gullingtales* enthält gerade im Nordrand des Kartenblattes noch einige tektonische Späne des Altpaläozoikums der *Grauwackenzone*.

Es zeigt sich hiemit, daß am nördlichen, tektonisch zu verstehenden Stirnrand des relativ einheitlichen Baukörpers der Wölzer Tauern eine Vielfalt verschiedener tektonischer Bauelemente auf engem Raum zusammentrifft, wodurch dieser nördlichste Anteil des Kartenblattes auch im weiter ausladenden regionalen Sinn von besonderer Bedeutung ist.

Die Einzelbeschreibung des tektonischen Baues wird vorschreitend von Süden nach Norden entsprechend der vorstehenden Einführung gegliedert.

5.1. Zentrale Wölzer Tauern im Süden des Kartenblattes

5.1.1. Die Berge zwischen Schöttlbach- und Eselsbergbachtal

Der Gastrumer Höhenrücken, den wir nordwärts über das Kegeleck und Hochfeld bis zum Glattojoch verfolgen, besteht ausschließlich aus den Angehörigen der Gruppe der grobkörnigen Glimmerschiefer, in denen besonders in den südlichen Anteilen Stauroolith und Diathen vorkommen.

Im Kammgebiet von der Gastrumerhöhe südwärts treten hangend auch etwas feiner gekörnte Glimmerschiefer mit reichlicher Feldspatführung auf. Sie dürften tektonisch über die normalen Glimmerschiefer geschoben sein, da sie nur auf die Kammhöhen beschränkt sind und ihr Bau nicht mit dem der liegenden Glimmerschiefer übereinstimmt (F. FEHLEISEN, 1967). Die große Masse der Glimmerschiefer dieses Raumes zeigt ein recht einförmiges WNW-Streichen, wobei die Faltenzüge sehr stark zerschert sind. Im Gipfelbereich der Gastrumerhöhe dürfte der Scheitel eines intern sehr kompliziert gebauten Sattels liegen, in dessen Nordflanke bei steilem nördlichen Einfallen Schwärme von Amphibolitlinsen mit schwachen Marmorbändern in den Schieferungsflächen der Glimmerschiefer eingebaut sind (Gastoder und Kegeleck).

Gleiche Amphibolitzüge finden sich, nur durch Störungen von den ersten getrennt, auch im Baukörper des Hochweber und auf dessen Nordostkamm.

Hangend zu diesen Amphibolitzügen und teilweise mit ihnen verschuppt folgt nun ein mächtiger Zug von Quarziten, der im Glattojoch eine gegen Südwesten etwas überkippte Antiklinale bildet, die sich gegen Südost in Steilabstürzen und wandbildend zum obersten Schöttlbach fortsetzt (Tafel 1, Profile 1 und 2).

Der Quarzitzug streicht jenseits des Tales, östlich des Schöttl-Jagdhauses bis zu den Maisöfen weiter. Etwas weiter südlich liegt ein weiterer Quarzitzug im Vorderen Gigger. Noch weiter im Süden queren gleichartige Quarzite den Schöttlbach, verlieren sich aber im Schutt östlich der Gastrumerhöhe.

All diese Quarzite einschließlich einiger Kleinvorkommen gehören ohne Zweifel zur Gruppe der den Gastrumerkamm aufbauenden Glimmerschiefer und sind immer nur im Liegenden der Gesteinsgruppe mit den Bretsteinmarmoren zu finden (näheres siehe S. 23).

Der Kamm östlich des Eselsberggrabens (Stangeneck – Schoberspitz) zeigt grundsätzlich den gleichen Bau seiner Glimmerschiefer. Auch hier führen sie im Bereich von Schoberspitz und Talkenschrein mit NW-Streichen die Amphibolitschwärme, doch fehlen hier die Quarzite.

Eine tektonische Besonderheit stellen in diesem Raume zahlreiche NE-streichende Brüche dar, die lokal bedeutende Verschwendungen des Streichens der an sie grenzenden Gesteine bewirkt haben (Stangeneck-Bernkadlerock). Diese Brüche spielen im Verein mit solchen der NW- bis NNW-Richtung auf Blatt Donnersbach eine besonders wichtige Rolle. Sie gehören zeitlich in die jüngeren Phasen der tektonischen Gestaltung und werden (S. 33) gesondert zu besprechen sein.

Für unseren Abschnitt ist zunächst folgende Feststellung wichtig. Vom oberen Seifriedtal streicht ein NNW-Bruch in das Eselsbachtal, welcher die zuvor genannten Amphibolite der Schoberspitz gegen Westen ebenso abschneidet wie die vom Westen her streichende marmorreiche Gesteinsgruppe.

Auch die Ostgrenze unseres Bereiches ist in der Ostflanke des Schöttlbachtales tektonisch bedingt. Hier spielt eine vom oberen Donnersbachtal über das Glattjoch in den obersten Schöttlbachgraben gut verfolgbare Bruchzone eine Rolle. Die klare Abgrenzung der an der Basis liegenden Glimmerschiefer des Gastrumberbaukörpers gegen die darüberliegenden Gesteinszüge mit den Bretsteinmarmoren des Kammas Hohenwart-Schießbeck ist hier durch die Interferenz mit Nordostbrüchen, sowie durch gegenseitige Verschuppungen beider Baukörper stark verschleiert.

Trotzdem ist klar ersichtlich, daß die Gesteinsgruppe mit den Bretsteinmarmoren stets über den Glimmerschiefern des Gastrumerzuges liegen. Daraus ergibt sich, daß diese Glimmerschiefer unseres Beobachtungsbereiches gegenüber den nordöstlich und südwestlich angrenzenden Bereichen tektonisch herausgehoben sind, wobei sie im Süden, schon jenseits unserer Blattgrenze im Greimberg mit 2474 m ihre Kulmination erreichen.

5.1.2. Gebiet im Südosteck des Kartenblattes

Auf dem Kammgebiet vom Hohenwart zum Schießbeck liegen über den Glimmerschiefern des Schöttlbachgebietes zahlreiche Marmore vom Bretsteintypus in Verbindung mit Pegmatiten und Amphiboliten und gelegentlich auch mit schwarzen, oft kieseligen Schiefen. Auch diese Gesteinsgruppe liegt in Glimmerschiefern, die hier aber häufig quarzitisch ausgebildet und nicht selten besonders reich an Biotit sind.

Ostwärts erstreckt sich diese Gesteinsgemeinschaft über den gesamten Bereich des Plättentals und Scharnitzgrabens und schließt im Norden in den Südhängen des Gruber Hirnkogels ab. (Hier ist zu bemerken, daß der

Jauriskamp, 2064 m unserer Karte dem *Blasenbauerkogel* der älteren, von A. THURNER, 1955 benützten Karte entspricht!)

Der Gruber Hirnkogel besteht aus der geschlossenen, mächtigen Platte des schon beschriebenen *Hirnkogelkalkes* (S. 10). Das Westende der Hirnkogel-Kalk- und -Dolomitplatte liegt im Bereich des Jauriskamp-Edelweißwand in Form einer Schuppenzone mit Anteilen der Bretsteingruppe.

Die Überlagerung der Gesteinsserie mit den Bretsteinmarmoren über den Glimmerschiefermassen des Schöttlbachgrabens und der Gastrumerhöhe ergibt sich sehr klar auch nördlich des Talschlusses des Schöttlbachgrabens, wo über Quarziten, die vom Glattjoch herüberstreichen, nun Glimmerschiefer und darüber die Pegmatitführenden Marmore des Hohenwart liegen (Taf. 1, Profile 1 und 2). Verfolgen wir nun, ausgehend vom Glattjoch mit seinen Quarziten das Profil gegen Nordost zum Eiskarspitz. Über den im Glattjoch stark zerhackten Quarziten folgt im Gratprofil eine Schuppenzone mit Marmor- und Amphibolitbändern und einer höheren Quarziteinschaltung. Erst unter dem Gipfel des Eiskarspitz folgen die Marmorzüge, die mit ihren Pegmatiten den Zug des Hohenwart umgürten. Hier liegt auch ein mächtiger Zug teilweise stark biotitisierter Amphibolite (Eiskar und Pölseckjoch).

Die Fortsetzung dieser Folge im Kamm über Großhansl-Hühnerkogel zum Schiebeck ist durch zahlreiche Brüche, sowie heftige Verfaltungen stark zerlegt, so daß hier kaum längere Gesteinsfolgen zu beobachten sind. Im Kleinbereich zeigen die Gesteine starke Zerbrechungen bis Mylonitisierung. Die gelegentlich im Bereich von Großhansl bis Stallersattel vorkommenden schwarzen und oft kieseligen Schiefer sind als schwächste und besonders mobile Partien während der Faltung der Gesteine stark verdrückt, ausgequetscht oder zusammengestaucht oder zu Pulver zerrieben.

Im großen Zusammenhang gesehen herrscht aber auch in den östlich anschließenden Bereichen von Plättental, Schernitz ein ziemlich flach gewellter, gegen Osten absinkender Bau. Seine anscheinende Gleichförmigkeit kann allerdings über die tektonischen Komplikationen im Detail nicht hinwegtäuschen.

Auch die Pegmatite sind stark zerbrochen, sehr unregelmäßig verteilt und nicht selten stecken sie als boudinierte Körper (Schollen) in den Glimmerschiefern. Sie können auch mit den Marmoren verfaltet sein und haben sonach die ganze tektonische Verformung nach ihre Entstehung (S. 16, 18) bereits mitgemacht.

Das Gehänge westlich unseres Kammes zum Schöttlbach ist infolge mehrfacher Bruchsysteme und dadurch bedingter mangelhafter Aufschlüsse nur schwer zu beurteilen. Im nördlichen Anteil geben die mehrfach schon erwähnten Quarzite etwa bis zum Hühnerkogel annähernd die Grenze zu den liegenden Glimmerschiefern an. Südwärts aber zeigt sich die Grenze selbst durch die zahlreichen Brüche stark zerlegt und in ihrer Höhenlage kaum klar überschaubar. Das hängt damit zusammen, daß die zahlreichen Brüche auch Verschwenkungen des Gesteinsstreichens sowie Schuppungen beider Serien bewirkt haben.

Die Kalke und Dolomite der Platte des Gruber Hirnkogels (S. 10) übertreffen bei weitem die Mächtigkeit der Bretsteinmarmore auf Blatt Donnersbach. Wie schon aus der sorgfältigen Kartierung von A. THURNER (1955) hervorgeht, liegen hier auch abseits der mächtigen, geschlossenen

Hirnkogelplatte zahlreiche Schollen und Trümmer auf den Kammhöhen im Hangenden der Bretsteingruppe.

Aus den Neuaufnahmen dieses Gebietes ergibt sich der Schluß, daß bei THURNER allerdings eine Überschätzung in der Zuweisung dieser Schollen zum Hirnkogeltypus vorliegt, da er offenbar auch viele feiner kristalline, dunkle und bänderige Typen der Bretsteinmarmore zum Hirnkogeltypus gezählt haben dürfte.

Die Untergrenze der Hirnkogelkalke zu ihrer Unterlage ist sicher tektonisch überarbeitet. Doch muß es sich nicht um eine totale Fernüberschiebung handeln. THURNER's Argument, daß häufig Diskordanzen gegen die Unterlage vorliegen, ist nicht überzeugend, da ganz allgemein etwa auch Bretsteinmarmore vielfach gegen ihre schiefartigen Begleiter durch diskordante Grenzflächen abstoßen, was aber nur das Ergebnis verschiedener Reaktionsfähigkeit starrer Kalkkörper gegenüber den Schiefergesteinen bei gleichartiger tektonischer Beanspruchung ist.

5.1.3. Gebiet im Südwesteck des Kartenblattes

Es wurde schon erwähnt, daß aus dem oberen Seifriedtal eine Nord-nordwest – Nordwest streichende Bruchzone in den Eselsbachgreben zieht. An ihrer Ostseite endigen die mächtigen und hoch herausgehobenen Glimmerschiefer des Stangeneck-Schoberspitz-Zuges. Westlich der Störung finden wir dagegen wieder die Bretsteinmarmore mit ihren typischen Begleitern, hier auch mit ausgedehnten Zügen schwerer Schiefer und Quarzite, wogegen die Pegmatite hier spärlicher entwickelt sind, als wir sie im Südosten sahen. Eine direkte Verbindung dieser typischen Gesteinsfamilie mit den Vorkommen im Südosten ist jedoch auf dem Kammstück Schoberspitz–Glatzjoch durch die an Störungen hochgehobenen Glimmerschiefer des Liegendanteils unterbrochen.

Hier im Südwesten baut die Marmorserie den Kamm Rettelkirchspitze, Kreuzwasch, Melleck auf und zieht sich gegen Nordwesten über das obere Talstück der Großsölk fort.

Der tektonische Bau ist hier allerdings anders als im Südosten. Hier herrscht zumeist überaus steile Lagerung, enge Zusammenpressung und starke, schlingenartige Verbiegung des Streichens der Gesteine vor (nördlich der Rettelkirchspitze). Zur Ursache dieser Komplikationen siehe S. 33.

5.1.4. Die Berge um das Seifriedtal und das obere Donnersbachtal

Aus dem Raum zwischen Schöttlbach und Eselsbach setzen sich die hier hoch herausgehobenen Basisglimmerschiefer ohne große Störung gegen Nordwesten fort. In den Bergen westlich des oberen Donnersbachlaufes sind sie dabei etwa bis in den Bereich des Riesner Krispen (südwestlich von Donnersbachwald) verfolgbar, wobei sie je weiter gegen Norden immer flacher gegen Norden einfallen. In den Bergen westlich des oberen Seifriedtales sind sie durch meist steilstehende an Plagioklas reiche Glimmerschiefer vertreten, die zum Beispiel im Schafdach aufrechte Riesenfallen bilden (Taf. 1, Prof. 3). Weiter nordwärts (Unholding Spitze) wird das Nordfallen flacher, und von hier ab liegen darüber gegen Norden zunehmend an Masse jene Glimmerschiefer, die wir als „Planner-typus“ kennzeichnen.

In die Großfalten der Liegendgruppe sind im Bereich des Melleck und Kammkarspitz noch die Pegmatit führenden Marmore und Amphibolite in den Glimmerschiefern eingeschaltet.

Gleichzeitig schwankt hier das Streichen in ein recht unregelmäßiges Nordwest-Streichen um, was im Zusammenhang mit der Eselsbachstörung einerseits, sowie mit der gerade noch in die Südwestecke von Blatt Donnersbch hineinreichenden Bruchzone der Großen Sölk (östlich Hornfeld- und Nornspitze) steht.

Eine weitere Komplikation in diesem äußersten Nordwesteck ist durch eine Reihe von annähernd E-W-streichenden Brüchen gegeben, die über die Haseneckscharte und Neunkirchener Hütte ziehen.

Nördlich des Glattojoches treffen wir im Bereich des Riedler Zinken über den Basisglimmerschiefern noch eine Fortsetzung der Marmorzüge vom Hohenwart her. Aber schon nördlich davon, im Bereich des Lärchkarbaches und Siebenhüttentales folgen darüber die geringer metamorphen und feinkörnigen Glimmerschiefer des Plannertypus mit ihren Begleitern.

Wie im Seifriedgebiet ist auch hier keine scharfe, und vor allem keine tektonisch vorgezeichnete Grenze zwischen diesen hangenden Typen der Glimmerschiefer und den liegenden festzustellen. Dies zeigen auch sehr klar die Lagerungsverhältnisse auf dem Kamm, der vom Mörsbachtal südwärts zur Riesner Alm führt.

5.2. Nördlicher Abschnitt der Wölzer Tauern

Es ist dies jener Abschnitt der Wölzer Tauern, der in erster Linie von den geringer metamorphen Glimmerschiefern, dem Plannertypus mit ihren Grungesteinen eingenommen wird. Es wurde schon betont, daß ihre südliche Abgrenzung gegen die tektonisch tiefer liegenden Glimmerschiefer nur unscharf ist, was mehrere Gründe hat.

Die Abnahme der Metamorphose gegen Norden erfolgt nicht abrupt, sondern äußert sich durch einen fließenden Übergang der Biotit- und Muskowit-reichen Gesteine des Südens zu feinerkörnigen Typen mit einer Vormacht von Chlorit und Serizit. Bei den Grungesteinen werden die Amphibolite schrittweise durch die schon beschriebenen Chlorit-Hornblende-Epidot-reichen Grünschiefer, Hornblendegarbenschiefer etc. ersetzt.

Je weiter wir nach Norden kommen, desto feinkörniger werden die Serizit reichen Grundgewebe der Gesteine, so daß wir schließlich hier von phyllitischen Glimmerschiefern sprechen können. Gleichzeitig ergeben aber auch die Einzeluntersuchungen des Gesteingefüges, daß die heute gemeinlich sichtbaren Schieferungsflächen nicht immer den ursprünglichen Schichtflächen der sedimentären Ausgangsgesteine entsprechen, sondern daß sie eine rein tektonische Anlage darstellen. Immer wieder zeigen die mikroskopischen Dünnschliffbilder, daß diese Gesteine einst schon einer bis in den Millimeterbereich wirksamen Feinfältelung unterlagen, durch welche die heutigen Schieferungsflächen als jüngere Parallelfächenschar in neuer Richtung hindurchschneiden (Abb. 4 und 6). In den feinkörnigen Glimmerschiefern sind diese alten mikroskopischen Strukturen noch besonders gut erkennbar erhalten, während sie in den wesentlich gröber kristallinen Gesteinen der Südanteile durch die größere Gewalt der neu wachsenden Glimmer, Hornblenden, Granate, Steurolithe schon weitgehend überprägt oder ganz ausgelöscht sind. Trotzdem wissen wir aus dem Inneren großer Kristalle noch erhalten gebliebe-

nen Rest solcher Strukturen, daß sie im gesamten Bereich der Wölzer Glimmerschiefer vorhanden waren, schon bevor es zu der das heutige Bild dieser Gesteine prägenden Metamorphose kam (Abb. 6).

Wenn wir also heute im westlichsten Teil des Kartenblattes sehen, wie nördlich der Unholdingspitze westlich des Seifriedtales die Plannertypen flachwellig über ihrer Basis liegen und auf den Höhen etwa nahe der Mörsbachhütte gleich flache Lagerung herrscht, so darf uns dies nicht über die Tatsache hinwegtäuschen, daß all diese Gesteine schon lange

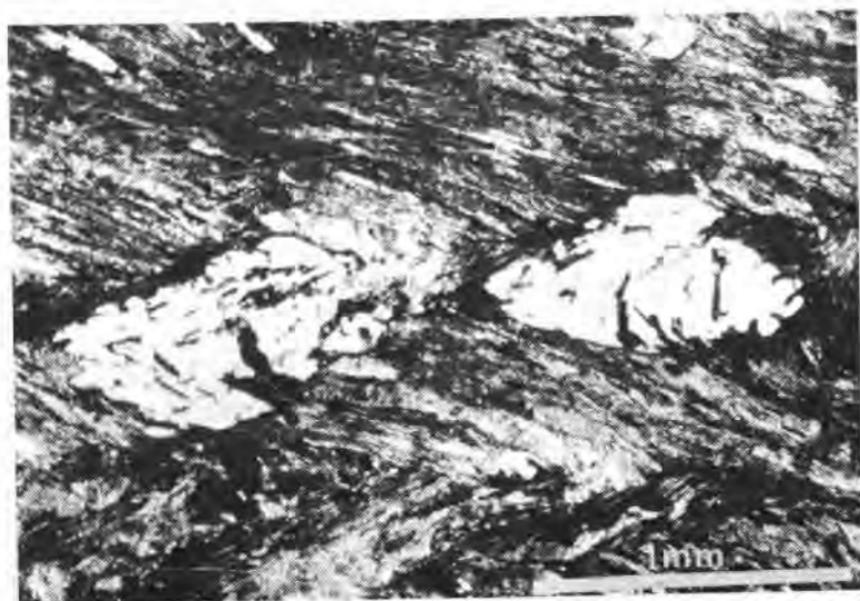


Abb. 6. Zerbrochene Plagioklaskörner liegen in scharf gefaltetem Glimmergefüge. Sie führen als Einschlüsse bereits gefaltete Gefügerelikte des Gesteins, sind also jünger entstanden als diese Faltung. Plannertypus bei Donnersbach. Phot. Dieber.

vor Entstehung dieses einfachen Faltungsbaues in größerer Tiefe gewaltigen Umformungen ausgesetzt gewesen waren.

Sehr schön kann dies an einem Fahrweg östlich von Donnersbachwald beobachtet werden, da die Hanganrisse an der in Serpentinaufwärts führenden Straße prächtige Aufschlüsse geschaffen haben.

Im allgemeinen herrscht hier vorwiegend ein E-W-Streichen, welches nur in Nachbarschaft der zahlreichen und noch zu behandelnden Bruchzonen abgelenkt wird. Erst in Annäherung zu dem das Donnersbachtal querenden Sölk-Gumpeneck-Marmorzug beginnt, etwa im Norden des Tattermann steileres Nordfallen, welches örtlich sogar in überkipptes Südfallen übergeht. Dies ist das erste Anzeichen der großen, durch starke tektonische Bewegungen bedingten Nordrandstörung der Wölzer Tauern gegen die nun folgenden Ennstaler Phyllite.

Etwas weiter im Osten, im weiteren Bereich der Planner Alm, sowie nördlich von Lärchkaralm-Plientensattel und im Höhenrücken zwischen

weißer und schwarzer Gulling wird der Bau ausschließlich von den Plattentypen beherrscht.

Im weiteren Bereich des Kessels der Planneralm mit Einschluß des nördlich folgenden Bergkranzes Hochrettelstein–Gstemmerspitzen–Hochstein herrscht bei recht regelmäßigem Ost-West Streichen vorwiegend mittelsteiles Südfallen der Glimmerschiefer. Sie bilden im Bereich der Gstemmerspitze eine Synklinale, die an den hier recht mächtigen Hornblende-Garbenschiefern gut erkennbar ist. Diese Grüngesteine dürften weiter im Westen denen des Tattermann entsprechen und im Osten jenen, die jenseits des Gullingtales parallel zum Möderingbach an den östlichen Blattrand streichen.

Das Kerngebiet der zuvor genannten Synklinale zeigt oft senkrecht aufgerichtete, scharf gepreßte Gesteinszüge. Der Südschenkel der Synklinale ist unregelmäßiger und steiler gebaut als der Nordschenkel. Im Bereich der Lärchkaralm, etwa 4 km südlich der Planneralm, fallen die Gesteine überaus flach gegen Norden ein. In diesem Bereich fehlen die Grüngesteine fast völlig, doch sind hier weithin verfolgbare die schon mehrfach beschriebenen schwarzen Schiefer und Quarzite in teils mächtigen Zügen aufgeschlossen (beiderseits des Goldbaches, Nordseite des Siebenhüttentales und veraltet mit den Marmoren des Riedler Zinken; siehe S. 9).

Weiter nordöstlich, im Gebiete der Stalleralm und des Plientensattels liegen in den hier schon phyllitisch aussehenden Schiefen Karbonat führende Lagen neben quarzitischen Gesteinen. Die Lagerung der Gesteine weicht hier infolge der über den Plientensattel herüberstreichenden Nordoststörung oft bedeutend von der sonst herrschenden E-W-Richtung gegen Nordost ab. Im Brennkogel zwischen der weißen und schwarzen Gulling reichen die Aufschlüsse für eine genaue Analyse des Baues nicht aus. Die meßbaren Nordostrichtungen weisen aber darauf hin, daß auch in der schwarzen Gulling eine Nordoststörung vorliegt. Da in westlicher Fortsetzung dieser Gesteine die Anzeichen für eine antiklinale Aufwölbung der Glimmerschiefer vorliegen, könnte diese auch im Brennkogel ihre Fortsetzung haben.

Über die Lagerung der Glimmerschiefer in den Kämmen südlich des Hochgrößen und nördlich der Planneralm geben einige Profile Auskunft (Taf. 1, Prof. 3 und 4).

5.3. Nordgrenze der Glimmerschieferzone der Wölzer Tauern

An ihrem Nordrand weisen die Wölzer Glimmerschiefer des Plattentypus durchaus ein südliches Einfallen auf. Dieses ist, wie schon erwähnt durch tiefreichende tektonische Grenzen bedingt.

Diese Grenzen lassen sich in mehrere Unterabschnitte gliedern, wenn sie auch in ihrer Gesamtheit eine genetische Zusammengehörigkeit darstellen. Im östlichen Anteil des Kartenblattes, vom Osten bis zum Mittereggbach werden die Wölzer Glimmerschiefer gegen die Gesteine der Pölsenstein-Einheit von einer weithin streichenden und tektonisch eingeschalteten Zone begrenzt, in der neben Gneisen verschiedener Art und Amphiboliten auch Angehörige der Rannachserie beteiligt sind.

Westlich des Mittereggbaches folgen dagegen auf die Glimmerschiefer im Norden die Ennstaler Phyllite, wobei aber die tektonische Natur dieser

Grenze weniger durch diese beiden Gesteinsgruppen, sondern durch Schuppungen mit Einbeziehung der Mölbeggsschuppen klar markiert ist.

Gemäß ihrer Bedeutung für den ganzen tektonischen Bau werden die beiden Grenzzonen nun näher behandelt:

5.3.1. Grenzzone östlich des Mittereggbaches

Wie schon auf S. 13 näher ausgeführt wurde, sind die Gesteine dieser Grenzzone sowohl dem Pölsensteinkristallin wie den Gesteinsserien der Wölzer Tauern fremd. Aus ihrer Zugehörigkeit zum System der Gleinalmgesteine geht hervor, daß es sich hier um Fremdgesteine handelt, die durch tektonische Verfrachtungen in diese Lagerung gerieten. Im Zuge dieser tektonisch erzwungenen Bewegungen wurden sie, wie auch die unmittelbar an diese Bewegungszone angrenzenden Gesteine, stark zerbrochen, stark verschiefert und örtlich zu Myloniten zermahlen, die gelegentlich wie Gänge die Gesteine durchziehen.

Lokal, wie beispielsweise im Kamm des Hochgrößen, sind die Gneise wie auch die Amphibolite unter Ausbildung eines Linsengafüges stark diaphthoritisiert.

Für das Alter dieser Überschiebung ist es wichtig, daß in dieser geschuppten Grenzzone auch helle Serizitquarzite und Serizitschiefer der Rannachserie immer wieder auftreten, welche infolge ihres permotriadischen Alters diese Bewegungszone als alpidisch fixieren.

Die gesamte Schuppenzone zeigt ein südliches Einfallen zwischen 40 bis 70°, das heißt, daß die Gneise der Pölsensteinmasse unter die darübergeschobene Masse der Wölzer Glimmerschiefer einfallen.

Im Bereich des Hochgrößen kommen wir nun zum Serpentin, der als große, zusammenhängende Masse (S. 14) ebenfalls über den Chlorit-Epidotgneisen der Pölsensteinmasse liegt. Auch er gehört zur Grenzzone, stellt aber einen mächtigen, aus den übrigen Grenzgesteinen herausgequetschten Körper dar. Auch er liegt im Hangenden der den Pölsensteingneisen zuzuordnenden Gesteine der Rannachserie, die ihre westliche Fortsetzung in der tektonischen Schuppe des Brantsberges finden (Taf. 1, Prof. 5). Im Bereiche des Mittereggbaches findet nun diese westliche Grenzzone ihr Ende, welches gleichfalls auf tektonischem Wege erklärbar ist. Schon im Hauptkörper des Hochgrößen kann man erkennen, daß alle tektonischen Achsen mit besonders scharfem Gefälle gegen Westen zu absinken. Diese tektonische Absenkung betrifft nicht nur die Gesteinszüge der Grenzzone, sondern auch die Orthitgneise der Brantsbergschuppe südlich des Gullingtales.

Wir haben bisher noch nicht erwähnt, daß südlich an die Grenzzone am östlichen Kartenblattrand noch Gesteine auftreten, die vom Osten her kommend den breiteren Südrand der Grenzzone begleiten. Es sind dies ziemlich gering metamorphe dunkle Kalke mit Hornsteinen und Dolomite in schmalen, oft unterbrochenen Zügen. Wir müssen diese nach den Erfahrungen weiter im Osten als wahrscheinlich mesozoische Gesteine ansehen und sie nun unmittelbar mit jenen in Bezug setzen, die wir S. 10 unter der Bezeichnung „Mölbeggsschuppen“ schon beschrieben haben. Wir werden diese bei der Besprechung des Ostteiles unserer Grenzzone noch mehrfach zu behandeln haben.

Die Natur unserer Grenzzone sei nun kurz behandelt: Sie zieht über den Blattrand hinaus weiter nach Südosten, reißt an der Störung der Pölslinie ab, setzt sich aber südlich der Seckauer Tauern im oberen

Gaalgraben weiter gegen Osten fort. Sie wurde dort als „Gaal Schuppenzone“ bereits eingehend beschrieben.

Die Einschuppung der Fremdgesteine und die Teilnahme nachvariszischer Anteile, der Rannachserie, zeigt einerseits die alpidische Natur dieser tektonischen Zone an. Ihre weite Erstreckung gibt uns aber auch den Hinweis, daß wir es hier mit einer tektonischen Grenze ersten Ranges zu tun haben, welche zwei in ihrem Materialbestand, wie in ihrem tektonischen Schicksal durchaus verschiedene geologische Baukörper voneinander trennt.

Westlich des Mittereggbeches sind nun die Serpentinite, die Amphibolite und Gneise, sowie die Rannachschiefer in die Tiefe abgetaucht. Es ist daher besonders bemerkenswert, daß die schon erwähnten Schuppen mit den mesozoischen Kalken und Dolomiten sich noch weiter gegen Westen fortsetzen, also die tektonische Absenkung gegen Westen nicht mitmachen. Wir werden diese Einzelschuppen im westlichen Teil der Nordgrenze der Wölzer Tauern als die „Mölbeggschuppen“ noch weiterhin verfolgen können.

5.3.2. Grenzzone westlich des Mittereggbeches

Nach der scharfen tektonischen Absenkung der dem Gleinalmsystem angehörigen Gneise, Amphibolite, Serpentinite der Grenzzone finden wir westlich des Mittereggbeches nur mehr die vermutlich mesozoischen Kalk-Dolomit-Serizitschiefer der Mölbeggschuppen. Sie streichen weiter im Westen durchaus parallel zur Grenzzone mit den der Gleinalm zugehörigen Kristallingesteinen, liegen aber zur Gänze bereits in den nördlichsten Randzonen der Glimmerschiefer, eine Position, die sie auch konsequent bis an ihr sichtbares Ende im Westen bei Donnersbach einhalten. Diese Schuppen, die eindeutig im Südfallen der Wölzer Plannertypen liegen, reihen sich wie an einer Perlenkette, vollständig in der Schieferung der Glimmerschiefer eingeschichtet, aneinander und sind im Südabfall des Mölbegg mit NW-Streichen in besonders schöner Entwicklung aufgeschlossen (Taf. 1, Prof. 4). Aus den oft beträchtlichen Abweichungen von der allgemeinen Streichrichtung (z. B. südlich des Mölbegg) geht hervor, daß in diesem Raum an Querstörungen beachtenswerte Querverschiebungen stattgefunden haben müssen. Diese sind aber in den Schiefergesteinen nur schwer erfaßbar.

Wir wenden uns nun der problemreichen Grenzzone im westlichsten Kartenabschnitt, dem Raum des Donnersbachtals zu und beginnen die Erörterung mit dem Sölk-Gumpeneckzug, der S. 10 schon beschrieben wurde. Er überschreitet, kommend aus dem Raum des Totenkarspitz, mit klarem E-W-Streichen und überaus steiler, oft senkrechter Lagerung das Donnersbachtal, ist noch vor Erreichen des Schrabaches an mehrfachen Brüchen in Schollen zerlegt und findet sich östlich des Schrabachtals nur mehr im Westgehänge und Gipfel des Hochstein.

Der Innenbau dieses Zuges zeigt starke Faltung der Kalke, doch stoßen in vielen Fällen die Außengrenzen der Kelkkörper diskordant zum inneren Faltenbau gegen das Nebengestein ab (Abb. 7). Das Nebengestein ist ein feinkörniger Glimmerschiefer, während echte granatfreie Phyllite erst weiter nördlich bei Donnersbach liegen. Beiden Schiefergesteinen gemeinsam ist jedoch eine Feinfältelung, die entsprechend den Abb. 3, 4 von Scherzonen (Schieferung) durchschnitten wird. Diese Feinfältelung entspricht nun nach den Detailstudien von W. FRITSCH, K. DIEBER, K. METZ

genau der Großfaltung der Kalke, während die Schieferung der Glimmerschiefer in die Kalke nicht eindringt. Trotzdem zeigen manche Kalkzüge, daß sie parallel zur jüngeren Schieferung in die Schiefergesteine eingebaut sind. Auch in dieser Schieferung kam es noch zum Neuwachstum von Biotit, Chlorit, Serizit und gelegentlich Albit. Ebenso zeigen die Falten speziell der hellen Sölker Marmore, daß sie noch nach ihrer Entstehung von einer Neukristallisation überholt worden sind, was ein wesentlicher Grund für ihre technische Verwendung in großen Platten etc. ist.

Ohne in diesem Zusammenhang auf Altersfragen der Kalke und das Alter der Entstehung dieser Grenzzone näher einzugehen, können wir jedoch folgendes feststellen. In großer Übersicht zeigt sich, daß eine Ver-

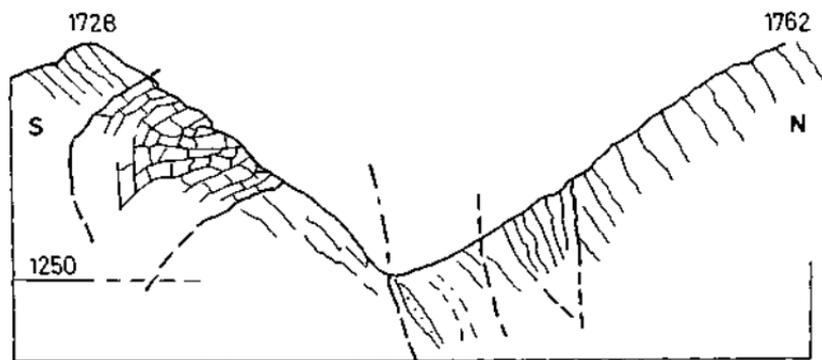


Abb. 7. Querprofil durch den oberen Rosensteiner Graben südlich von Donnersbach. Profillänge ca. 1,6 km. Stark gefaltete Kalke des Gumpeneckzuges liegen mit tektonischer Diskordanz zur Hauptschieferung granatführender Phyllite. Im Graben liegen eingeschuppte Garbenschiefer und quarzitische Gesteine.

minderung der Korngrößen der Minerale aus dem Süden (Plannertyp) der Glimmerschiefer) gegen Norden (Ennstaler Phyllit) besteht, daß aber in der Grenzzone beide Typen miteinander verschuppt sind. Dabei kam es lokal auch zur Diaphthoresis der Glimmerschiefer im engsten Bereich erkennbarer tektonischer Bewegungszonen.

Wir müssen weiterhin festhalten, daß die heutige tektonische Position des Sölk-Gumpeneckzuges in den hangendsten Anteilen der Wölzer Glimmerschiefer genau der Position der Reihe der Mölbeggsschuppen entspricht.

Im Abschnitt des Donnersbachtals dürfen wir als Grenzzone den Bereich von südlich Donnersbach bis in die den großen Marmor-Kalk-Dolomitzug umgrenzenden Glimmerschiefer bezeichnen. Gegen West herrscht die gleiche Problematik bis weit in die Sölk-täler. Gegen Osten allerdings liegen etwas andere Raumbedingungen vor, die nun zu besprechen sind.

Es fällt zunächst auf, daß der östlichste E-W-streichende Teil des Sölk-Gumpeneckzuges durch den Gipfelmarmor des Hochstein gebildet wird, während der Zug noch bei rd. 800 m SH im Talbett des Donnersbaches vorhanden ist. Von der Edelweißspitze nordwärts zum Mölbegg setzen die Mölbeggsschuppen mit N- und NW-Streichen in den hochgeleg-

nen Kämmes ein, um sich schließlich westwärts bis zum Ort Donnersbach fortzusetzen, wo sie endgültig aufhören. Gleichzeitig zeigt die Karte, daß wir in diesem Raum die echten Glimmerschiefer um rd. 4 km weiter nordwärts als geschlossene Masse verfolgen können, als dies im Donnersbachtal der Fall ist. Nordöstlich von Donnersbach setzt eine Zone der Ennstaler Phyllite ein, die wohl unter dem Einfluß zahlreicher NE-Störungen ebenfalls NE streichen. Diese auffallende Richtung wird erst bei Donnersbach an einer rein E-W-streichenden Störungsbahn beendet, die aus der Mölbegger-Schuppenzone kommend gegen Westen im Stubegg Graben weiterzieht.

Aus den Kartierungen von K. DIEER und K. METZ ergeben sich Anhaltspunkte dafür, daß zwischen dem Hochsteinkamm und Ort Donnersbach ein Bündel von Bruchzonen verläuft, welche neben bedeutenden Höhenverstellungen auch Seiten-Verschiebungen bewirkt haben, die den jeweils östlich gelegenen Anteil nordwärts verschoben haben (S. 33).

5.4. Westende der Pölsensteinmasse und seine tektonische Stellung

Im nordöstlichen Randgebiet des Kartenblattes wird östlich des hier nach Norden fließenden Gullingbaches der als Schüttkogelzug bezeichnete Bergkamm von den westlichsten Ausläufern des Pölsensteinkristallins gebildet (siehe S. 11, 12). Chlorit-Epidotgneise bilden in Begleitung von Amphibolitbändern die Hauptmasse, wobei zumindest teilweise tektonisch eingeschaltete granitische Gneise, zum Teil mit Hornblendeführung, in ihnen stecken. Auf unserem Kartenblatt wird die Gneisgruppe in zwei Etagen von Serizitquarziten und Schiefen unterteilt, die der Rannachserie angehören und die im ganzen Westabschnitt dieses Kristallins eine wichtige Rolle spielen.

Im Süden wird das Pölsensteinkristallin gegen die Wölzer Tauern durch die Westfortsetzung der Gaaler Schuppenzone abgeschnitten.

Während knapp östlich des Kartenrandes, im Strechengraben noch die Granitgneisbasis dieses mächtigen Schichtstoßes aufgeschlossen ist, sinkt dieser gegen West und Südwest entschieden ab, so daß er westlich der Gulling schon mit seiner tektonisch höchsten Schuppe von Chlorit-Epidotgneis und Rannachserie die östliche und nördliche Basis des Hochgrößen bildet. Der Serpentinittkörper des Hochgrößen ist tektonisch über ihn geschoben, wobei er selbst auch in zwei durch Rannachserie getrennte Schuppen unterteilt ist.

Serizitquarzite und Seriziteschiefer der Rannachserie stehen als langer Zug auch bei Oppenberg in der Nordflanke des Rohrachgrabens an und darüber folgt nun bei Winter ein mächtiger Keil eines grobkörnigen Granitgneises, der tektonisch völlig vom übrigen Pölsensteinkristallin abgetrennt ist. Er ist stark zerbrochen, teilweise diaphthoritisch und in ihn sind bei Lasser einige stark verschiefterte Grüngesteinszüge eingezwängt, die wahrscheinlich der Grauwackenzone angehören und denen entsprechen, die östlich von Oppenberg das untere Gehänge aufbauen.

Eine weitere, allseitig von tektonischen Grenzflächen umgebene mächtige Granitgneismasse bildet den östlichen Ausläufer des Brantsberges. Es ist dies jener Gneis, in dem erstmals von H. WIESENER 1939 das häufige Auftreten von Orthit bekanntgemacht wurde (Abb. 2). Die petrographische Eigenheit dieses Granitgneises und seine enge Verknüpfung mit Rannachserie kennzeichnet zur Genüge seine Zugehörigkeit zur Pölsen-

steingruppe. Neben Schuppen von Rannachquarziten und auch -konglomerat sind mit ihm auch Grüngesteinszüge im Mitterreggbach eingeklemmt.

Etwas westlich der Ausmündung des Mitterreggbaches wurden von S. SCHAHRIARI 1968 auch weitere kleinere Gneislinsen aufgefunden. Der gesamte Bau des Brantsberges und seine südliche Begleitung aus Ennstaler Phylliten zeigt steiles Nordfallen. Das gleiche trifft für die Granitgneislinsen von Winter zu. Weiter westlich, in der Ausmündung des Mitterreggbaches in die Gullung ist die Zone mit den Gneisschuppen durch ein intensives Bruchnetz mit vorwiegend NE-streichenden Brüchen zerhackt. Entlang des nur teilweise im Kartenblatt liegenden Gullingtales verläuft nördlich der großen Gneislinsen eine Schuppenreihe, in der auch Fremdgesteine eingearbeitet sind (marmorisierte Kalke und Amphibolite unbekannter Herkunft). Dazu kommen pylonitische Fetzen von Para- und Orthogneisen, Rannachquarzite und Phyllite der Grauwackenzone. Alle Gesteine sind tektonisch stark in Mitleidenschaft gezogen und teilweise zu Feinmyloniten zermahlen.

Das ganze hier behandelte Gebiet zeigt überdies auffallend steil gegen Westen absinkende Faltenachsen (20–45°). Die Schuppenzone tritt etwa nordwestlich von Oppenberg in das Kartenblatt ein und endet im Westen bei Vorberg an der Gullung, „Gullung-Schuppenzone“.

Zum Verständnis ihrer Bedeutung sei hier nun eine breitere Übersicht gegeben.

Die im Süden das Pölsensteinkristallin begrenzende Schuppenzone haben wir als Äquivalent der Gaaler Schuppenzone bereits kennengelernt. Sie fällt steil südwärts ein, d. h. daß das Pölsensteinkristallin gegen Süden unter sie absinkt. Diese Schuppenzone reicht mit ihren Amphiboliten und Gneisen über den Hochgrößengipfel bis an den Mitterreggbach, wo sie steilachsig in die Tiefe sinkt.

Zu ihr gehört auch der Serpentinikörper des Hochgrößens, dessen Lagerung in Profil wiedergegeben ist. Auch hier liegen die Pölsensteingneise unter der Schuppenzone.

Die Mölbeeggsschuppen spalten sich von der erstgenannten Schuppen- und Überschiebungszone schon westlich des Gullingtales ab und verlaufen dann innerhalb des nördlichen Randsaumes der Wölzer Glimmerschiefer gegen Westen bis Donnersbach. Eine Störung setzt sich jedoch auch weiter in den Stubegg-Graben fort. Bemerkenswert ist nun, daß die Mölbeeggsschuppen das achsiale Untertauchen am Mitterreggbach nicht mitmachen, sondern sich, wie auch das Wölzer Kristallin, gegen Westen fortsetzen.

Die *Gullingschuppenzone* setzt sich gegen Nordost bis zum Ort Strehchau fort und begrenzt die geschlossene Pölsensteinmasse gegen Westen mit einem bis zu 70° steilen Abfall gegen die westlich folgende Grauwackenzone. Damit können wir nun auch die Gneisschuppen von „Winter“ und vom Brantsberg dieser Gullungzone zuordnen.

Ein Blick auf unser Kartenblatt und die tektonische Skizze zeigt, daß sich gegen Westen die Gullingschuppen als Nordbegrenzung des Pölsensteinkristallins an dessen Südbegrenzung am Westfuß des Hochgrößens annähern und sich schließlich bei Donnersbach zu einer einzigen Störungzone vereinen.

Unter Beachtung des achsialen Abfalles gegen Westen in den noch zum Pölsensteinkristallin gehörigen Gneisschuppen des Gullingtales interpretieren wir dieses Zusammenfließen alter Schuppenzonen bei Don-

nersbach als das endgültige Absinken und Aufhören des Pölsenstein-Seckauer Kristallins gegen Westen. Über den absinkenden Gneisen schließen sich hier die Wölzer Glimmerschiefer im Süden und die Ennstaler Phyllite und die Grauwackenzone im Norden an einer hier als Grenzzone zwischen beiden Einheiten bezeichneten Zone, in der auch der Sölk-Gumpeneckzug eingebaut ist. Die klare Einsicht in diese Zusammenhänge wird nur durch die jüngere, aber wirksame Bruchzone gestört, die durch das untere Donnersbachtal in das Schrabachtal gegen Südwesten zieht.

5.5. Störungen

Sie durchqueren oft den älteren Falten- und Deckenbau und gehören in ihrem heutigen Bild dem jüngsten alpidischen Geschehnis an.

Wir finden besonders drei Hauptrichtungen: eine Nordostrichtung, eine Nordwest- bis Nordnordwest-Richtung und eine um Ost-West verlaufende Störungsgruppe. Alle drei Richtungen sind auch in den benachbarten Gebieten reichlich vertreten.

Die Gruppe der Nordost-Störungen spielt in unserem Kartenblatt eine bedeutende Rolle, was sich im auffallenden Parallelverlauf vieler Täler und Sättel und hier auch in der Richtung des Hauptkammes äußert. Auch die Störungen in Nordwestrichtung haben sich auf den Talverlauf entscheidend ausgewirkt.

Die Richtung und das Ausmaß der an solchen Störungen erfolgten Bewegungen sind an den Brüchen selbst zumeist nicht erkennbar, sondern sie ergeben sich oft erst aus den Ergebnissen einer geologischen Kartierung des Gesamttraumes. So wurde z. B. die Heraushebung der Gebirgskämme zwischen der Schöttelbechstörung im Osten und der Seifried/Eselbachstörung im Westen erst durch die Kartierung und das Studium der Gesteine erkennbar. In anderen Fällen machen lokale Abweichungen vom Normal-Streichen der Gesteine erst auf die Möglichkeit eines Einflusses durch eine Störung aufmerksam.

Ein solcher Fall liegt im Nordosten der Karte vor, wo südöstlich von Ort Donnersbach ein eigenartiger Knick im Streichen der Glimmerschiefer auffällt. Zusätzlich zeigt der Raum um das Mölbegg eine Verdoppelung der Mölbeggschuppen mit aus dem Regelstreichen abweichender Richtung. Dies führte schließlich zur Auffindung mehrerer Nordweststörungen, an denen neben Vertikalverstellungen auch Seitenverschiebungen erfolgten, welche den jeweils östlichen Anteil gegenüber dem westlichen relativ gegen Nordwesten verschoben haben.

Anzeichen für solche Seitenbewegungen sind in unserem Raume nicht selten. Sie äußern sich durch steifachsige Faltungen der Glimmerschiefer, wodurch gelegentlich steil aufgerichtete walzenförmige Körper entstanden.

Während die Störungsbahnen in Ost-West-Richtung wohl rein alpidischen Ursprunges sind, gibt es vor allem für das System der Nordoststörungen Anhaltspunkte, daß ihre ursprüngliche Anlage im Untergrund schon alt, wahrscheinlich vorgosauisch ist. Dies ergibt sich aus der häufigen Existenz von Faltenzügen mit Nordost-Achsen, wobei aber der Mineralbestand in diesen Falten kristallin bereits wieder verhelit ist (K. METZ, 1978). Weiterhin gibt es auch Zusammenhänge dieser Nordostrichtung mit Vererzungen. Jung entstandenen oder jung reaktivierten Brüchen fehlen dagegen Rekrystallisation und Mineralisierung.

6. Nutzbare Gesteine und Minerale

Das interessanteste, wenn heute auch wirtschaftlich bedeutungslose Erzvorkommen ist das von Plättental-Pusterwald. Hier liegen in nord-süd-streichenden Fiederklüften einer weithin streichenden Nordost-Störung Imprägnationserze mit Cu-As-Kiesen und Pyrit vor, in denen auch Au in sehr unregelmäßiger Verteilung nachgewiesen wurde. Etwas nördlich davon, in der Scharnitz existieren alte Einbaue auf Bleiglanz und Kupferkies. Die mehrfach beschürften Vorkommen sind heute wirtschaftlich unbedeutend, aber immerhin wegen ihrer Verwandtschaft mit ähnlichen Vorkommen im benachbarten Kristallin von einigem Interesse.

Im nördlichen Randgebiet der Wölzer Glimmerschiefer und in den anschließenden Phylliten sind mehrfach, an schwarze, kohlenstoffreiche Phyllite gebundene Kiesvorkommen bekannt, die wahrscheinlich als eine östliche Fortsetzung der Lagerstätte von Walchen, südlich von Öblarn anzusehen sind. Eines dieser Vorkommen ist an die westliche Schuppenzone des Gullingtales (Vorberg) gebunden und hat wegen seines propagierten Goldgehaltes gelegentlich Interesse gefunden. Es handelt sich hier um Pyrit (und wenig Kupferkies) führende schwarze Schiefer innerhalb steil liegender phyllitischer Schiefer.

Für Steinbrüche kommen im Bereich des Kartenblattes in erster Linie Kalke (bzw. marmorisierte Kalke) in Frage. Erwähnenswert sind die Steinbrüche im Sölk-Gumpeneckzug im Tal südlich von Donnersbach und die nördlich der Ausmündung des Mittereggbaues im Gullingtal liegenden Marmorvorkommen.

Im Serpentinikörper des Hochgrößen wurden nach 1945 kleine an Klüfte gebundene Vorkommen von Chrysotil-Asbest beschürft, die aber keine wirtschaftlich tragbaren Ergebnisse zeigten.

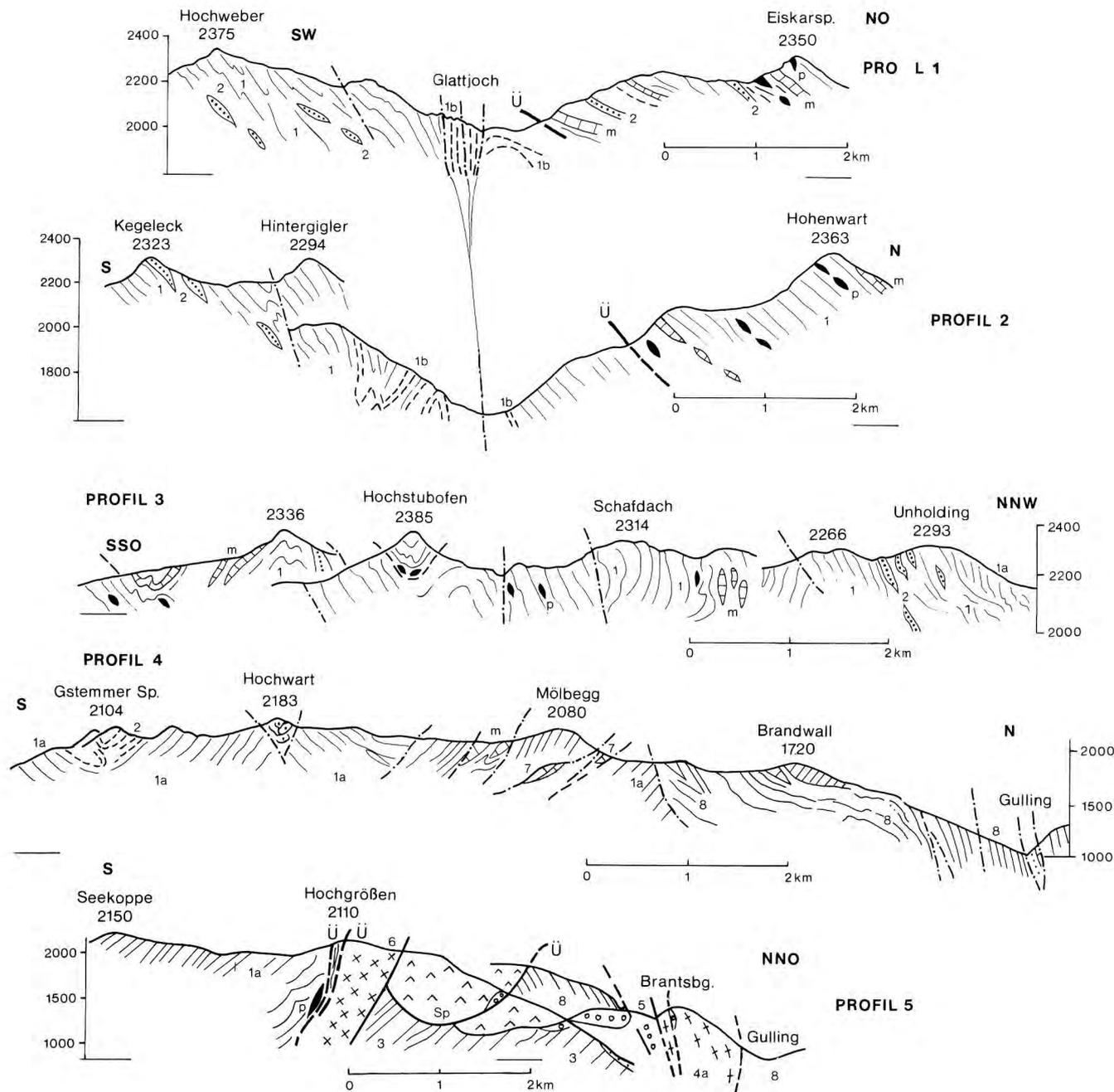
7. Literatur

- ANGEL F.: Gesteine der Steiermark. – Mitt. naturw. Ver. Steiermark **60**, 302 S., Graz 1924.
- BACHMANN H.: Die Geologie des Raumes Oppenberg bei Rottenmann, Steiermark. – Verh. Geol. B.-A. **1964**, 67–82, Wien 1964.
- CORNELIUS H. P.: Geologische und petrographische Notizen vom Hochgrößen bei Oppenberg (Wölzer Tauern, Steiermark). – Verh. Reichsst. Bodenforsch., Zweigst. Wien, **1939**, 150–160, Wien 1939.
- DAURER A. & SCHÖNLAUB H. P.: Anmerkungen zur Basis der Nördlichen Grauwackenzone. – Mitt. Österr. Geol. Ges. (1976), 77–78, Wien 1976.
- DIEBER K.: Die Geologie des Gebietes um Donnersbachwald / Strnk. – Unveröff. Diss. phil. Fak. Univ. Graz, 118 S., Graz 1971.
- FRANK W., KLEIN P., NOWY W. & SCHARBERT S.: Die Datierung geologischer Ereignisse im Altkristallin der Gleinalpe (Steiermark) mit der Rb/Sr-Methode. – Tschermarks Miner. Petrogr. Mitt. (3) **23**, 191–203, Wien 1976.
- FRITSCH W.: Die Gumpeneckmarmore. Die Grenze zwischen den Ennstaler Phylliten und den Wölzer Glimmerschiefern. – Mitt. Mus. Bergb. Joanneum **10**, 1–19, Graz 1953.
- GAMERITH H.: Die Geologie des Berglandes westlich und südwestlich von Oppenberg, Steiermark. – Verh. Geol. B.-A. **1964**, 82–98, Wien 1964.
- HAMMER W.: Die Grauwackenzone zwischen Enns- und Palental (Steiermark). – Jb. Geol. B.-A. **82**, 127–162, Wien 1932.
- HAUSER A. L. & BRANDL W.: Das Alter des Sölker Marmors. – Mitt. naturw. Ver. Steiermark **86**, 66–71, Graz 1956.

- HERITSCH F.: Geologie von Steiermark. – Mitt. naturw. Ver. Steiermark **57**, 224 S., Graz 1921.
- JÄGER E. & METZ K.: Das Alter der Pegmatite des Raumes Bretstein-Pusterwald (Wölzer Tauern, Steiermark). – Schweiz. Miner. Petrogr. Mitt. **51**, 411–414, Zürich 1971.
- KITTL E.: Die Gesteine der Bösensteinmasse. – Jb. Geol. R.-A., **69** (1919), 255–300, Wien 1920.
- METZ, K.: Die Tektonik der Umgebung des Bösenstein und ihr Erkenntniswert für das Kristallin der nördlichen Steiermark. – Verh. Geol. B.-A. **1964**, 149–164, Wien 1964.
- METZ K.: Zum Problem einer Seriengliederung der Wölzer Glimmerschiefer. – Miner. Mittbl. Joanneum 1967, H. 1–2, 66–69, Graz 1967.
- METZ K.: Das Problem der Grenzzone zwischen Wölzer Glimmerschiefern und Ennstaler Phylliten. – Carinthia (II), Sdh. 28, 159–166, Klagenfurt 1971.
- METZ K.: Der geologische Bau der Wölzer Tauern. – Mitt. naturw. Ver. Steiermark **106**, 51–75, Graz 1976.
- PRIEWALDER H. & SCHUMACHER R.: Petrographisch-tektonische Untersuchungen in den Ennstaler Phylliten (Niedere Tauern, Steiermark) und deren Einstufung in das Silur. – Verh. Geol. B.-A. **1976**, 95–113, Wien 1976.
- SCHAHRIARI S.: Die Geologie im Bereich der Straße zwischen Aigen i. Ennstal und Oppenberg. – Unveröff. Diss. Graz 1968.
- SHINNAWI M. el: Tektonische Studien an der Nord- und Nordwestseite des Bösenstein, Steiermark. – Verh. Geol. B.-A. **1964**, 98–108, Wien 1964.
- SCHÖNLAUB H. P.: Das Paläozoikum in Österreich. – Abh. Geol. B.-A. **33**, 125 S., Wien 1979.
- SCHWINNER R.: Die Niederen Tauern. – Geol. Rdsch. **14**, 26–56, 155–163, Berlin 1923.
- SKALA W.: Typen, Facies und tektonische Position der Karbonatgesteine der östlichen Wölzer Tauern. – Verh. Geol. B.-A. **1964**, 108–123, Wien 1964.
- THURNER A.: Die Geologie des Erzfeldes westlich Pusterwald ob Judenburg. – Jb. Geol. B.-A. **98**, 203–251, Wien 1955.
- VOGELTANZ R.: Die Typen der Hornblende führenden Gesteine in den kristallinen Serien der östlichen Wölzer Tauern. – Verh. Geol. B.-A. **1964**, 123–139, Wien 1964.
- WIESENER H.: Beiträge zur Geologie und Petrographie der Rottenmanner und Sölker Tauern. – Tschermaks miner. petrogr. Mitt. (2) **50**, 273–304, Leipzig 1938.

Nachträglich erschien:

- AGEED A. I. EL: The Hochgrößen Ultramafic Association, its associated Mineralization and petrogenetic Significance. – Dissertation, Universität Köln, 1979.



Legende :

Glimmerschieferzone der Wölzer Tauern

- 1 Wölzer Glimmerschiefer i. A.
- 1a Wölzer Glimmerschiefer vcm Planer Typus
- 1b plattige Quarzite in 1
- m Marmore i. A.
- p Pegmatit
- 2 Grüngesteine (Amphibolite, Hornblendegarbenschiefer)

Pölsenstein-Kristallin

- 3 Feinkorngneis (Chlorit - Epidotgneis)
- 4 Granitgneis
- 4a Brantsberg Schuppe
- 5 Rannachserie

Tektonische Schuppen am Nordrand der Glimmerschieferzone der Wölzer Tauern

- 6 Gneise und Amphibolite
- Sp Serpentin des Hochgrößen
- 7 Mölbegg Schuppen

Ennstaler Phyllite und Grauwackenzone

- 8 undifferenzierte Phyllite
- Ü Überschiebungen