

Geologische Neuaufnahme am Ostrand der Gurktaler Alpen westlich Treibach-Althofen (Bez. St. Veit/Glan, Kärnten, Österreich)

VON WERNER VON GOSEN, Hamburg

(Mit 4 Abbildungen und 2 Tafeln)

1. ZUSAMMENFASSUNG

Eine liegende Glimmerschiefergruppe wird von einer hangenden Phyllitgruppe abgelöst. Die Gesteine wurden durch eine Metamorphose des Barrow-Typs überprägt und gehören der Grünschieferfazies an. Drei vermutlich variszischen Deformationsphasen der Faltungstektonik folgt die wahrscheinlich alpidische Bruchtektonik. Die Gesteinsabfolge wird mit bekannten Folgen der Umgebung verglichen (z. T. korreliert), ihr klastischer Schwermineralgehalt beschrieben und die Altersstellung untersucht. Die Möglichkeiten eines Deckenbaues werden diskutiert.

2. SUMMARY

A lying mica shist group is followed by a hanging phyllite group. The rocks were overprinted by a metamorphism of Barrowian type and belong to the greenshist facies. Three presumable Variscan deformation phases of the folding tectonics are followed by a probable Alpine faulting tectonics. The rock succession is compared (partly correlated) with known successions of the surroundings, its clastic heavy mineral content will be described and the age position is examined. The possibilities of a nappe structure are discussed.

3. EINLEITUNG

Die im Sommer 1975 durchgeführte Geländetätigkeit in Mittelkärnten wurde durch ein Auslandsstipendium des Deutschen Akademischen Austauschdienstes (DAAD, Bonn-Bad Godesberg) unterstützt. Mein Dank gilt vor allem Herrn Prof. Dr. F. THIEDIG,

Hamburg, für die vielen Ratschläge und Diskussionen. Mein Dank gilt ferner allen Angehörigen des Geolog.-Paläont. Institutes sowie des Mineral.-Petrogr. Institutes der Universität Hamburg, die mich bei meiner Arbeit unterstützten. Mein besonderer Dank gilt jedoch Renate und meinen Eltern, die mir diese Arbeit ermöglichten.

3.1. Lage des Arbeitsgebietes

Das ca. 16 km² umfassende Arbeitsgebiet liegt ca. 15 km nördlich der Bezirkshauptstadt St. Veit a. d. Glan. Es ragt als Sporn der östlichsten Gurktaler Alpen in die muldenförmige Einsenkung des Krappfeldbeckens, das sich in N-S-Richtung am Ostrand der Gurktaler Alpen erstreckt. Im Norden wird das Gebiet durch das untere Gurktal, im Osten und Südosten durch das Krappfeld, im Süden durch das Tschatscherger Bachtal eingerahmt. Die Höhe des Osselitzenberges und dessen Ausläufer nach Süden bilden den westlichen Rahmen.

3.2. Geologischer Überblick

Das Arbeitsgebiet liegt in der Zentralzone der Ostalpen und gehört, wie die gesamten östlichen Gurktaler Alpen, dem oberostalpinen Kristallin an, nach TOLLMANN (1963) z. T. dem Ober-, z. T. dem Mittelostalpin. Durch die junge Grabenstruktur des Krappfeldes wird das Gebiet von dem N-S verlaufenden Kristallinhorst der Saualpe abgetrennt. Über Aufbau und Entwicklungsgeschichte der Saualpe und deren Randbereiche bestehen durch die langjährige Arbeit der Tübinger-Clausthaler-Österreichischen Arbeitsgemeinschaft sehr genaue Kenntnisse (Ergebnisse bei PILGER et al. 1975).

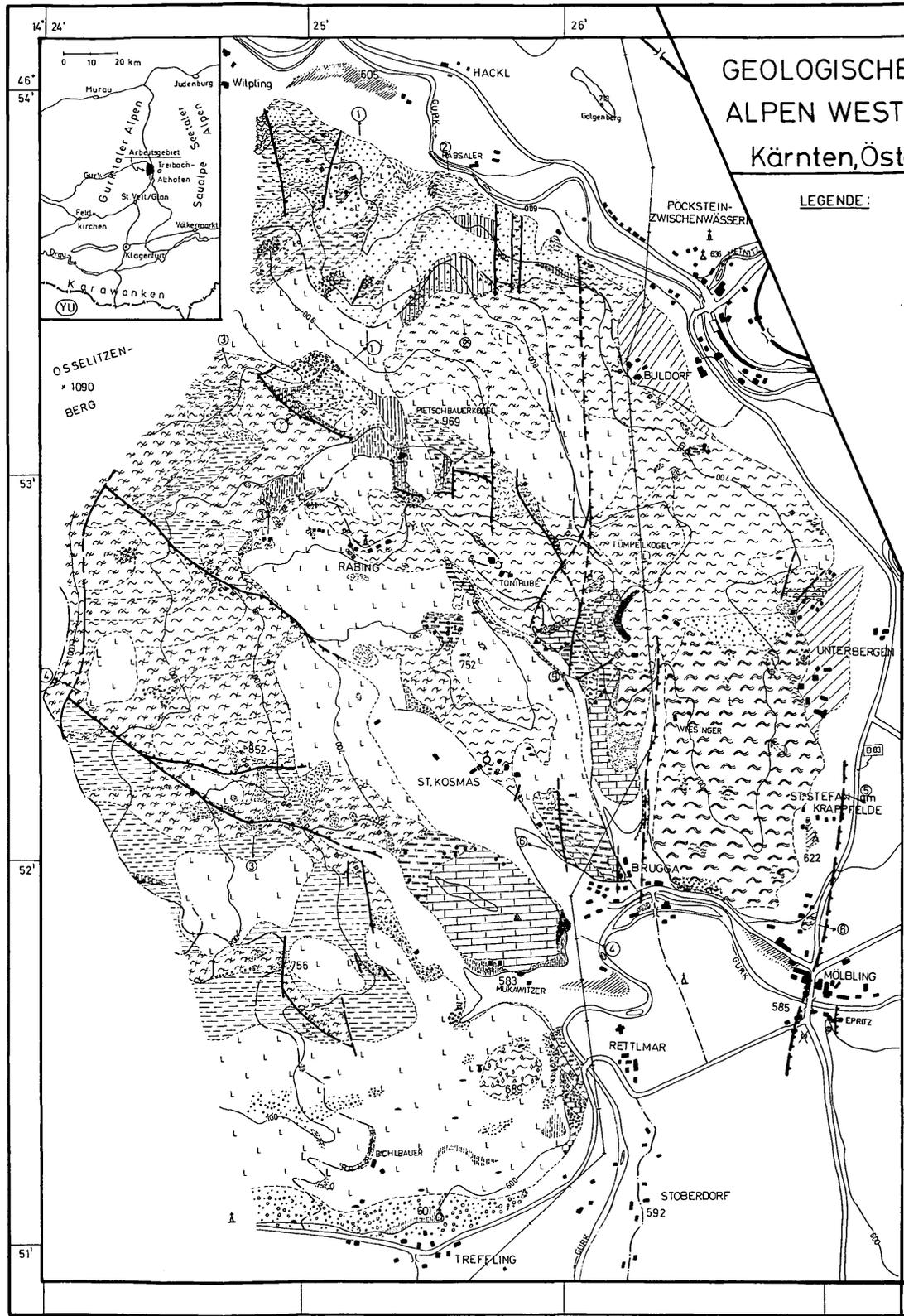
Die ununterbrochene Fortsetzung der anchi- und epizonalen Serien der westlichen Saualpe bis in die 60 km entfernten westlichen Gurktaler Alpen wurde von CLAR et al. (1963) festgestellt. Seit HOLDHAUS (1921) und STOWASSER (1956) kann die alpidische Deckentektonik am NW- und W-Rand der Gurktaler Alpen als gesichert angesehen werden. Unterschiedliche Auffassungen bestehen über die östliche bzw. südliche Fortsetzung dieser Deckengrenze, zumal dort eindeutig fossilbelegtes Mesozoikum fehlt (vgl. PLOTENY 1957). Nach TOLLMANN (1959) übernehmen hier durchgehend verfolgbare Diaphtoresezonen den weiteren Grenzverlauf im Kristallin. Die Existenz dieser Diaphtorese- oder Mylonit-Diaphtorit-Zonen wird von BECK-MANNAGETTA (1960), CLAR et al. (1963), CLAR (1965) und FRITSCH (1965) abgelehnt.

Das Arbeitsgebiet wird in der älteren Übersichtskarte von BECK (1931) erfaßt, BECK-MANNAGETTA (1959) streift das am Ostrand seines Kartenblattes liegende Gebiet und folgt in seiner Kartendarstellung weitgehend der Karte von BECK (1931).

In der nachfolgenden Beschreibung werden die Gesteinsgruppen vom Liegenden zum Hangenden abgehandelt.

Abb. 1: Geologische Karte

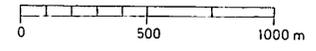
GEOLOGISCHE KARTE DES OSTRANDES DER GURKTALER ALPEN WESTLICH TREIBBACH-ALTHOFEN (Bez. St.Veit/Glan, Kärnten, Österreich)



LEGENDE:

- | | | | |
|--|---|--|---|
| | Biotit-Muskovitschiefer | | Chlorit-Biotitschiefer |
| | Muskovit-Biotitquarzit | | Feldspatschiefer |
| | Bänderquarzit, Mau-weiß | | Bänderquarzit |
| | Phyllitischer Glimmerschiefer | | Muskovit-Biotitquarzit |
| | Phyllitischer Glimmerschiefer, quarzisch | | Schiefrige Varietät |
| | Chlorit-Biotitschiefer (verezn. mekrak. Amphibol) | | |
| | Biotit-Albitschiefer | | |
| | Albit-Biotitschiefer, quarzisch | | |
| | Glimmerschieferiger Phyllit | | |
| | Phyllit | | |
| | Chloritschiefer, magnetitführend | | |
| | Hornblende-Chloritschiefer | | |
| | Albit-Chloritschiefer | | |
| | Chlorit-Albitschiefer | | |
| | Karbonatphyllit, hell I-heller Metavulkanit | | |
| | Karbonatphyllit, dunkel | | |
| | Karbonat-Feldspatschiefer, Lesesteine | | |
| | Marmor, phyllitisch | | |
| | Marmor und gelbe Karbonatphyllite wechsellagernd | | |
| | Dolomitmarmor, phyllitisch | | |
| | Marmorbreccie, Lesesteine | | |
| | Graphitquarzit | | |
| | Graphitschiefer | | |
| | Quarzphyllit | | |
| | Fleckenmarmor (W-UNTERBERGEN), Lesesteine | | |
| | Kalk, Kieselschiefer, Tonschiefer (EPRITZ, S-MÖBLING) | | |
| | Roterde | | |
| | Stauseesediment (NW-MÖBLING) | | |
| | Ton (BRUGGA, TREFFLING, unter jünger Bedeckung) | | |
| | Hochterrasse | | |
| | Niederterrasse | | |
| | Verebnung | | |
| | Grobe Schotter | | |
| | | | Quarzsotter |
| | | | Lehmbedeckung, L->im aufgeschlossen |
| | | | Fe-Konkretion oder Fe-Kruste |
| | | | Grober Blockschutt |
| | | | Schuttstrom |
| | | | Quarzschuttstrom |
| | | | Rutschung |
| | | | Schwemmfächer |
| | | | Tonscherbenfundpunkt (W-RETTLMAR) |
| | | | Mikrofossilfundpunkt |
| | | | Störung gesichert/vermutet |
| | | | Vermuteter Verlauf der Krappfeld-Westrand-Störung ("Möblinger Verwurf") |
| | | | Lage der geol. Profile |
| | | | |
| | | | Chloritführend |
| | | | Biotit |
| | | | Granat |
| | | | Quarz |
| | | | Karbonat |
| | | | Feldspat |
| | | | Magnetit |

KARTIERUNG: W. Gosen 1975



4. DIE GESTEINE DER GLIMMERSCHIEFER-GRUPPE

4.1. Biotit-Muskovitschiefer

Die Biotit-Muskovitschiefer treten lediglich in einem kleinen Vorkommen am NW-Rand des Arbeitsgebietes SE Wilpling auf. Etwa 2 mm messende Biotitblättchen, ca. 1 mm große Muskovite und in Einzelbereichen deutlich hervortretende Granatporphyroblasten (\varnothing 3–5 mm) sind die Kennzeichen dieses Gesteins. Quarz tritt mengenmäßig zurück, Akzessorien sind Chlorit, Albit, Turmalin, Apatit, Zirkon und Opakanteil. Als Ursprungsgestein kommt ein psammopelitisches Sediment in Frage.

4.2. Quarzit-Glimmerschiefer-Folge

Zu dieser Folge wurden Quarzite, quarzitisches phyllitische Glimmerschiefer und verschiedene Grünschistestypen zusammengefaßt. Die Folge ist im N-Teil des Arbeitsgebietes verbreitet und nimmt dort weite Bereiche des Nordhanges zum Gurktal ein.

a) Muskovit-Biotitquarzit

Bereits im Aufschlußbereich zeigt dieser weit verbreitete hellgraue Quarzittyp fließende Übergänge von feinschiefrigen zu splittrigen, oftmals feinlagigen Varietäten. Fließende Übergänge bestehen ebenso zu den quarzitischen phyllitischen Glimmerschiefern, so daß Grenzziehungen zwischen beiden Typen oft beträchtliche Schwierigkeiten bereiten.

In den schiefrigen Quarzitvarietäten erreichen die Glimmer max. 25–30% des Gesamtmineralbestandes, werden jedoch quantitativ nicht dominierend, 5% Feldspat werden in den Dünnschliffen nie erreicht.

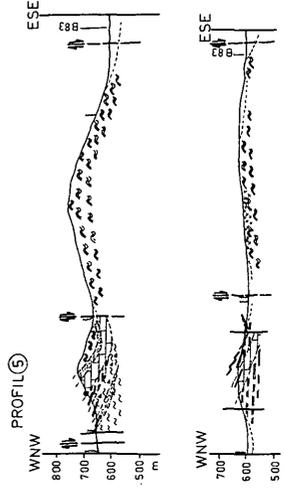
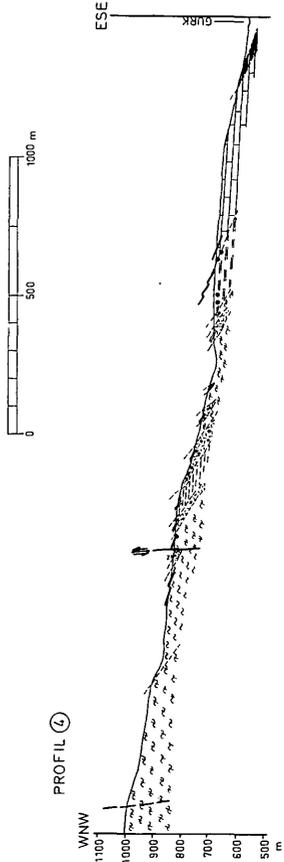
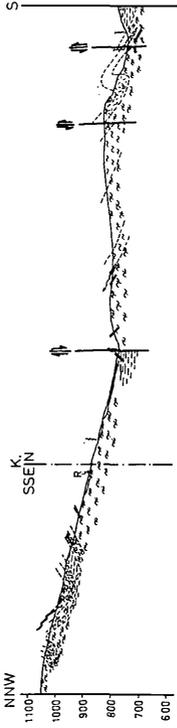
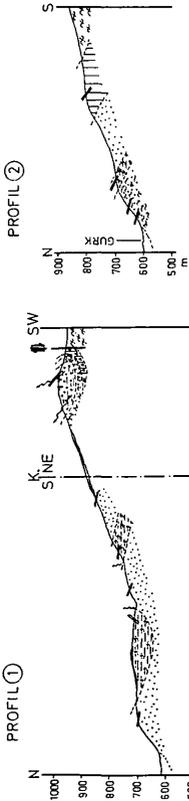
Unter Berücksichtigung der Glimmer- und Quarzausgangskorngrößen kommen Psammite mit unterschiedlichen Pelitbeimengungen als ursprüngliches Material in Frage.

b) Bänderquarzit (blau-weiß)

Eng vergesellschaftet mit den Muskovit-Biotitquarziten treten weiß-blau gebänderte Quarzite am Ostausläufer des Osselitzenberges auf. Sie finden sich ferner in geringmächtigen eingefalteten Lagen in den Muskovit-Biotitquarziten.

Die dunkelblauen bis schwarzblauen Quarzitbereiche verdanken ihre Färbung einer Graphit- und Opakmaterialdurchstäubung (? Pyrit). Charakteristisch sind das Fehlen makroskopisch deutlicher Muskovit- und Biotitschiefer auf den s-Flächen (dagegen deutliche Graphitpräsenz) und die im Querbereich intensive, bisweilen chaotische Kleinfältelung (vgl. Tafel 1, Fig. 2). Mit 95% macht Quarz die Hauptmenge der Komponenten aus, Glimmer, Graphit und Opakanteil treten quantitativ

GEOLOGISCHE PROFILE DURCH DEN OSTRAND DER GURKTALER ALPEN WESTLICH TREIBBACH-ALTHOFEN



- K — Profilkennzeichnung
- / — Störung (vermutet/gesichert)
- / — Verschnitt der S_2 -Fläche mit der Profalebene
- / — S_2 -Fläche
- / — S_1 -Fläche
- / — Überfallungssinn beobachteter B_2 -Kleinclinten
- / — B_2 -Kleinclinten
- / — B_1 -Kleinclinten
- / — Bruchlauf

LAGE DER PROFILE UND SIGNATUREN: S. GEOLOGISCHE KARTE!
KARTIERUNG: W. v. Gosen 1975

(PROFILE NICHT ÜBERHÖHT, HÖHE IN METERN ÜBER NN)

zurück. Schwerminerale (vgl. 8.2.) konnten in den Schliffen nicht aufgefunden werden.

Ausgangsgestein: Wohl ein psammitisches Sediment mit einem nicht geringen Anteil organischer Substanz.

c) Graphitquarzit

In vereinzelt kleinen Lesesteinbröckchen treten schwarze, merklich abfärbende Quarzite im Bereich der Muskovit-Biotitquarzite auf. Quarz bildet mit 76% die Hauptmenge der Komponenten, ein hoher Graphitgehalt und fehlende Schwerminerale rücken diesen Gesteinstyp in die Nähe der blau-weißen Bänderquarzite.

Als Ausgangsgestein kommt auch hier ein Psammit mit hohem Anteil organischer Substanz in Frage.

d) Phyllitischer Glimmerschiefer, quarzitisches

In enger Verbindung mit den Muskovit-Biotitquarziten sind diese Gesteine im Nordteil des Arbeitsgebietes verbreitet. Sie unterscheiden sich von den Quarziten durch eine relative Quarzarmut, starke Quarzmobilisierung in Lagen, Linsen und Knauern sowie durch deutlichen Glimmeranteil auf gut bis sehr gut ausgeprägten s-Flächenscharen. Eine die prägende s-Fläche tapezierende, silbrig glänzende Serizithaut verleiht dem Gestein seinen phyllitischen Habitus. Einzelne Muskovite und kleinere Biotite (\varnothing zwischen 0,1 und 1 mm) werden auf der Serizitunterlage deutlich. Ein durchschimmernder Grüntich deutet auf eine feine Chloritführung.

Linsige Einschaltungen schiefriger Muskovit-Biotitquarzite treten in einigen Aufschlüssen auf, die phyllitischen Glimmerschiefer gehen nicht selten kontinuierlich in diese Gesteine über. Die fließenden Übergänge deuten auf eine primär sedimentäre Beziehung zwischen beiden Gesteinskomplexen.

Nach den Mengenverhältnissen aus den Dünnschliffen muß das Gestein als „Muskovit-Biotit-Quarzglimmerschiefer“ angesprochen werden. Diese Bezeichnung wurde jedoch zu Gunsten des Begriffes „phyllitischer Glimmerschiefer, quarzitisches“ nicht verwendet. Als Ursprungsgestein kommt hier ein Psammit in Frage, der im Gegensatz zu den Ausgangsgesteinen der Muskovit-Biotitquarzite schon beträchtliche Pelitbeimengungen aufweist.

e) Grüngesteine

Die psammitische Sedimentation mit wechselnden Pelitbeimengungen bildete den Hintergrund für vulkanische Ereignisse, deren überprägte Produkte heute in vielfältiger Art in der Quarzit-Glimmerschiefer-Folge auftreten. Es sind in der Regel dichte grüne Gesteine, die durch wechselnde Quarzgehalte auffallen. Charakteristisch ist der oftmals

deutliche Biotitgehalt, in vielen Fällen sichtbare Feldspatlagen und/oder -Einkörner in schwankenden Mengenverhältnissen.

Nach ihrer unterschiedlichen petrographischen Zusammensetzung lassen sich folgende Gesteinstypen unterscheiden:

Chlorit-Biotitschiefer (vereinzelt makroskopischer Amphibol) – Dieses Grüngestein tritt in schmalen Einschaltungen am N-Hang des Arbeitsgebietes SE Wilpling in den quarzitischen phyllitischen Glimmerschiefern auf. Die Hauptvorkommen liegen jedoch auf der Höhe zwischen Osselitzenberg und Pietschbauerkogel.

Für diesen Gesteinstyp ist die im frischen Bruch dunkelgrüne, verwittert braune bis braungrüne Farbe kennzeichnend. Neben deutlicher Biotit- und Chloritführung auf den s-Flächen treten im Gestein vereinzelt kleine faserige oder auch bis 4 mm große Amphibolkristalle auf. Quarz findet sich in Einkörnern, Lagen und/oder Linsen; makroskopisch sichtbarer Feldspat ist selten.

Die sowohl im Dünnschliff als auch makroskopisch angedeutete Lagigkeit von Amphibolkristallen, Biotiten und Opakmaterial legt einen ursprünglichen basischen Tuff bis Tuffit nahe. Ob es sich bei den mafischen Auswürflingen um Pyroxene oder Amphibole handelte, ist ungewiß. Gegen zunächst progressive Metamorphose und nachfolgende Retrometamorphose (oder Diaphtorese) sprechen die ausgeprägte Lagigkeit der Komponenten, hohe Ti-Gehalte (Leukoxen, Ilmenit) und das Fehlen jeglicher retrometamorpher Relikte.

Biotit-Albitschiefer – Bei diesem Gesteinstyp sind zwei Varietäten zu unterscheiden. Es sind einmal Biotit-Albitschiefer, die durch eine deutliche materialbedingte Lagigkeit auffallen (südlich und südöstlich Rabsaler). Im Querbruch wechseln Quarz-Feldspat-reiche Lagen (1–5 mm dick) mit Chlorit-Biotit-reichen Gesteinspartien. Vereinzelt lassen sich Übergänge dieser Schiefer zu Muskovit-Biotitquarziten beobachten. Da Intersertal-Gefügerelikte fehlen und eine deutliche materialbedingte Feinstlagigkeit vorliegt, dürfte es sich um einen ursprünglichen Tuffit handeln. Die Feinstlagigkeit ist vermutlich auf primär bedingte Materialwechsel bei der Förderung feiner Aschen- und Staubbuffe zurückzuführen.

Zum anderen sind es Biotit-Albitschiefer, deren mm-große Feldspatkristalle makroskopisch deutlich hervortreten (westlich Pietschbauer). Ihnen fehlt die materialbedingte Lagigkeit. Durch hohe Quarz- und Feldspatgehalte sondert das grüngraue Gestein massig ab. Im Querbruch treten Feldspathaufen, große Einzelfeldspäte und fein verteilter Quarz auf. Unter Berücksichtigung eines überprägten alten „porphyrischen Gefüges“ und gleicher oder geringerer Matrixkorngößen kommt ein ehemaliger Tuffit in Frage. Eine Resedimentation des jungen Sedimentes kann dabei nicht ausgeschlossen werden.

Albit-Biotitschiefer (quarzitisches) – Der Übergang zwischen Muskovit-Biotitquarziten und den Biotit-Albitschiefern wird

durch diese Gesteine hergestellt (u. a. am Westrand des Pietschbauerkogels); echte Quarzite mit allen Zwischenstufen gehen fließend in diesen Gesteinstyp über.

Im Aufschluß erscheint das grüngraue Gestein wie ein Biotit-Albitschiefer mit deutlichem Feldspatgehalt. Auffallend ist hier jedoch ein sehr hoher Quarzanteil, der in Relation zu Feldspat sehr starken Schwankungen unterworfen ist. In Lagen treten oft dm-mächtige Quarziteinschaltungen auf.

Unter Berücksichtigung der Position dieses Gesteinstyps im Grenzbereich zu den Muskovit-Biotitquarziten, bietet sich ein pelitisch-psammitisches Ausgangsmaterial mit feinen Tuffeinstreuungen an.

Biotit-Quarzschiefer (karbonatisch) – Eingelagert in die Chlorit-Biotitschiefer nördlich Pietschbauerkogel tritt ein graugrünes quarzitisches Gestein auf, das Karbonat in mm-feinen Lagen führt. Quarz liegt sowohl in kleinen eingesprenkelten Einzelkörnern als auch in dickeren (polykristallinen) Mobilisaten vor. Vereinzelt finden sich kleine Pyrite und Magnetit-Kristalle. Dieser Gesteinstyp stellt eine eng begrenzte quarzitisch-karbonatische Einschaltung in den umgebenden Grüngesteinen dar; ursprünglich wohl ein psammopelitisches Sediment mit feinen Tuffeinstreuungen.

Da der relativ hohe Ca-Anteil nicht nur aus einer An-Komponente ehemaliger basischer Plagioklase bezogen werden kann, muß mit primär vorhandenem Karbonat gerechnet werden. Als Möglichkeit bietet sich der von HENTSCHEL (1953) erwähnte „diagenetisch bis anchimetamorphe Absatz“ in freie Hohlräume an. Runde Kornformen und stark differenzierte Korngrößen lassen eine Umlagerung des jungen Sedimentes vermuten. Als vulkanische Auswürflinge können feine (\varnothing um 0,1 mm) Glasbröckchen in Betracht gezogen werden. Die weitere Umbildung der Glaskomponente verlief vermutlich in der von HENTSCHEL (1951, 1961) beschriebenen Weise.

4.3. Phyllitischer Glimmerschiefer

Die phyllitischen Glimmerschiefer treten in ihrer Hauptverbreitung im Westteil des Arbeitsgebietes auf. Die Vorkommen südöstlich von Wilpling und am Pietschbauerkogel weichen von den übrigen Gesteinen gleicher Art durch ihr deutliches Biotit-Größenwachstum ab. Aus der kartierten Verbreitung der phyllitischen Glimmerschiefer ergibt sich eine wesentlich andere Verbreitung und somit auch ein anderer Bau, als er von BECK (1931) und BECK-MANNAGETTA (1959) auf ihren Karten dargestellt wurde.

Eine deutlich dichte Muskovit-Führung auf einer mit hellem Serizitfilm besetzten s-Fläche ist das Charakteristikum dieser Gesteine. Muskovit als Hauptgemengteil und relative Quarzarmut unterscheiden sie von den quarzitischen phyllitischen Glimmerschiefern. Mengenmäßig untergeordnet treten Chlorit, Biotit und Mikro-Biotit ($\varnothing < 0,1$ mm; BECK-MANNAGETTA 1959) hinzu. Entsprechend schwankt die Farbe von einem hellen silbrigen Ton zu grünlich-silbrigen Abstufungen. Ausgangsgesteine: pelitische Sedimente.

Grünschieferereinschaltungen finden sich in den phyllitischen Glimmerschiefern meist als dm-cm-mächtige Einschaltungen im Aufschlußbereich. Diese Grüngesteine unterscheiden sich von den Chlorit-Biotitschiefern durch geringere Biotitführung und oftmals deutlichen Feldspatgehalt. Sie zeigen eher Anklänge an die Grüngesteine der Phyllit-Grünschiefer-Folge.

In einem Lesestein der phyllitischen Glimmerschiefer wurde eine ca. 7 cm lange und 3 cm dicke linsige Einschaltung eines Feldspat-Porphroblastenschiefers aufgefunden. Der besondere mikroskopische Befund des Stückes stimmt mit dem von THIEDIG (1962) bekanntgemachten Gesteinstyp aus der westlichen Saualpe überein (vgl. dazu auch KLEINSCHMIDT et al. 1975 b, S. 49, Abb. 5). Beschreibungen und Besonderheiten sind Gegenstand einer gesonderten Arbeit (GOSEN, von, und THIEDIG (1979).

5. DIE GESTEINE DER PHYLLITGRUPPE

5.1. Phyllit-Grünschiefer-Folge

a) Glimmerschiefriger Phyllit

Dieser Gesteinstyp tritt nordwestlich und westlich von Rabing an der Ostabdachung des Osselitzenberges auf und nimmt weite Teile der Wälder westlich und nordwestlich von St. Kosmas ein. Bei der Kartierung wurde versucht, diesen Gesteinstypus als Bindeglied zwischen den Phylliten und phyllitischen Glimmerschiefern auszuhalten. Die phyllitischen Glimmerschiefer – gekennzeichnet durch große, eindeutig sichtbare Muskovite und vereinzelte Biotite auf den mit Serizit ausgekleideten s-Flächen – stehen den echten Phylliten mit einer lediglich seidig glänzenden Serizit-s-Haut konträr gegenüber. Zwischen beiden Typen vermitteln die glimmerschiefrigen Phyllite (vgl. dazu auch KLEINSCHMIDT und WURM 1966). Deren Grenzen zu den echten Phylliten müssen jedoch eher als fließend angesehen werden.

Die glimmerschiefrigen Phyllite sind silbrige bis bläuliche Gesteine, quarzknauerig bis quarzstreifig. Durch intensive Chloritbeimengungen tritt eine grünlich-silbrige Farbe auf, Mikro-Biotit findet sich vereinzelt, Granat ist sehr selten.

Als Ursprungsgesteine können (psammo)pelitische Sedimente angenommen werden. Da es berechtigt ist, bei der Metamorphose pelitischer Gesteine von einem einheitlichen Korngrößenwachstum auszugehen – es sei denn, dieses wird durch den wachstumshemmenden Einfluß einzelner Minerale verhindert (VOLL 1961) – muß bei den relativen Serizit-/Muskovit-Mengenverhältnissen an eine primär sedimentäre Korngrößenvorzeichnung gedacht werden.

b) Chloritschiefer, magnetitführend

In einem Einzelvorkommen im Südosten des Arbeitsgebietes treten am Prallhang der Gurk dunkelgrüne Schiefer auf, die kleine Magnetitkristalle führen. Im Querbruch werden hell- bis dunkelgrüne, vereinzelt schwarzgrüne Materialunterschiede in 2–5 mm dicken Lagen deutlich (? vulkano-sedimentäres ss). Nach den quantitativen Anteilen der Einzelminerale in den Dünnschliffen handelt es sich bei dem Gestein um einen magnetitführenden Epidot-Quarz-Chloritschiefer. In einem Dünnschliff in W–E-Schnittlage finden sich randlich um Magnetitkristalle ausgebildete Streckungshöfe, die durch in Druckschatten diffundierenden Quarz und Chlorit gefüllt wurden (vgl. Tafel 1, Fig. 1).

Als Ausgangsgestein kommt ein Tuff in Frage, der aus feinen Glasbröckchen mit erheblicher Opakkomponente bestand.

c) Phyllit

Phyllite in vielen Varietäten bilden den breiten Hintergrund für die Entwicklungen besonderer Gesteinsabfolgen in weiten Bereichen des Arbeitsgebietes. Durch unterschiedliche Karbonat- und Feldspatbeimengungen weisen sie eine erhebliche Variationsbreite auf. Silbrige Phyllite können durch wechselnde Chloritanteile in grünliche bis bläulich-silbrige Phyllite übergehen, tritt Feldspat makroskopisch deutlich auf, so entstehen feldspatführende Phyllite, die durch ebenfalls einhergehenden Quarzanteil einen plattigen Zerfall aufweisen. Graue Phyllite zeigen nicht selten eine deutliche Karbonatführung, mit ihnen treten vereinzelt helle Feldspatphyllite auf, deren Karbonat oft in Nestern angereichert ist.

Für den gesamten Phyllitkomplex kommen ursprüngliche pelitische Sedimente in Frage. Ihnen waren in vielen Bereichen nicht unerhebliche Quarz-, Karbonat- und Feldspatanteile beigemischt.

d) Hornblende-Chloritschiefer

Diese makroskopisch auffallenden Gesteine treten in mehreren Vorkommen in dem Arbeitsgebiet auf, eine Rolle als Leithorizont (KLEINSCHMIDT 1971) kommt ihnen jedoch nicht zu.

Im Gelände bilden sie Härtlinge; sie fallen durch ihre dunkelgrüne bis blaugraue Farbe und deutliche Hornblendekristalle auf. Diese erreichen im Schnitt senkrecht [001] einen Durchmesser von 1 bis max. 10 mm, im Schnitt parallel [001] eine Größe von max. 3 cm. Im Querbruch zeigt das Gestein einen oft schon im Aufschluß beobachteten Materialwechsel. Dünne Lagen dicht gepackter Hornblendekristalle wechseln mit chloritreicheren Partien und mit dünnen Lagen filzig nadeliger Amphibole. Die Gesteine der verschiedenen Aufschlüsse sind durch wechselnde Gehalte an Aktinolith und reliktscher Hornblende gekennzeichnet, letztere wird meist durch einen feinen Pigmentsaum in frischen Aktinolithaggregaten nachgezeichnet.

Es dürfte sich hier um ein von progressiver Metamorphose überprägtes „porphyrisches Gefüge“ handeln. Da mafische Frühaus-

scheidungen (? Pyroxene- und/oder Amphibole) als Relikte vorliegen und ein schichtweises Zu- und Abnehmen der mafischen Bestandteile festzustellen ist, muß ein basischer Tuff mit Kristallauswürflingen angenommen werden.

e) Albit-Chloritschiefer

Diese Zeugen einer vulkanischen Aktivität prägen das Gesicht der Phyllit-Grünschiefer-Folge. Weit verbreitet treten diese Gesteine u. a. als dm- bis m-mächtige Einschaltungen in den Phylliten auf.

Das verwittert braungüne bis rostbraune Gestein zeigt lediglich im frischen Bruch eine hell- bis dunkelgrüne Farbe. Auffallend ist der mäßige Feldspatgehalt, der Karbonatgehalt schwankt. Die in Aufschlüssen oft zu beobachtenden Wechsellagerungen zwischen Albit-Chloritschiefern und Phylliten, fließende vertikale Übergänge zwischen reinen Chloritschiefern mit wechselndem Karbonatgehalt und Chloritschiefern mit deutlicher Feldspatführung deuten die enge genetische Verknüpfung der ursprünglichen Sedimente an.

Es lassen sich drei Gruppen unterscheiden. Eine Gruppe überliefert das vulkano-sedimentäre ss, fehlende klastische Quarze deuten auf einen ehemaligen Tuff. Die zweite, überwiegende Gruppe ist durch recht hohe Anteile klastischen Quarzes und untergeordnete Albitgehalte charakterisiert. Es waren wohl Tuffite. Die letzte Gruppe zeigt deutlich höhere Feldspatgehalte, charakteristisch sind hier große, zu Haufen verwachsene fächerförmig divergierende Albite, Quarze mit klastischen Kornformen und seltene Intersertalanordnungen der Feldspäte. Ursprünglich waren es wohl Tuffe bis Tuffite mit gröberen Auswürflingen. Diese Gruppe stellt den Übergang zu den Chlorit-Albitschiefern her.

f) Chlorit-Albitschiefer

Nach den Mengenanteilen von Feldspat und Chlorit wurde ein Gesteinstyp abgetrennt, der durch deutliche Feldspatvormacht auffällt. Das massig dichte Gestein zeigt verwittert eine grüngraue bis grünbraune Farbe, ist im frischen Bruch hellgrün gefärbt. Die Feldspäte erreichen max. 2 mm Ø, vereinzelt finden sich mm-dicke Lagen und/oder Linsen dichter Feldspatkonzentrierungen. Der Karbonatgehalt wechselt rasch, Quarz- und Karbonatlagen fehlen in den Aufschlüssen.

Im Gegensatz zu den Albit-Chloritschiefern fehlen hier klastische Quarze in großen Mengenanteilen; ursprünglich wohl ein Tuff.

5.2. Karbonatfolge

a) Karbonatphyllit, hell

Nach ihrer unterschiedlichen Petrographie und Lage zu den phyllitischen Marmoren können bei den hellen Karbonatphylliten zwei Varietäten unterschieden werden. Die in unmittelbarer Nachbarschaft zu den Marmoren S Tümpelkogel auftretenden Karbonatphyllite sind durch

in Linsen und Lagen konzentriertes braunes Karbonat charakterisiert. Es muß hier eine primäre Karbonatsedimentation mit gelegentlichen vulkanischen Einstreuungen angenommen werden.

Die zweite Varietät (heller Metavulkanit der Karte) ist durch hellgraue bis fast weißgraue Farbe, außerordentlich dichte Textur und makroskopisch erkennbare, dichtsitzende Feldspatkörner gekennzeichnet. Bedeutend für diese Varietät sind ferner hohe Albitgehalte und oft zu beobachtende Intersertalstrukturen, verbunden mit fächerförmigen Albitverwachsungen.

Als Ausgangsgesteine kommen helle Tuffe bis Tuffite (klastische Quarze) in Frage. Die relikthischen Intersertalstrukturen deuten auf einen neben der Tuffkomponente vorhandenen Lavenanteil bei der Gesteinsbildung. Es kann hier an Keratophyre und deren Tuffe gedacht werden.

b) Karbonatphyllit, dunkel

Diese Gesteine treten in zwei Bereichen des Arbeitsgebietes eng vergesellschaftet mit den phyllitischen Marmoren auf. Sie zeigen deutliche Anklänge an die hellen Karbonatphyllite; auch hier rostbraunes Karbonat in linsigen, oft gedehnten oder verbogenen Körpern, von zwei mit deutlichem Chloritanteil tapezierten s-Flächen umgeben. Die Länge der Linsen beträgt hier max. 4 cm, ihre Dicke um 2 cm. Die beiden s-Flächenscharen heben sich durch ihre dunkle Farbe deutlich von dem Karbonathintergrund ab. Makroskopisch sichtbare Quarze und Felspäte finden sich in dem Gestein nur vereinzelt.

Nach der quantitativen Dünnschliffbestimmung müßte das Gestein als Albit-Chlorit-Quarzmarmor bezeichnet werden. Es ist danach den hellen Karbonatphylliten (ausgenommen der helle Metavulkanit) durchaus gleichzusetzen. Der Begriff „Karbonatphyllit, dunkel“ ist jedoch nach der Textur zutreffender. Ursprünglich handelte es sich wohl um karbonatische Sedimente mit untergeordnetem Pelitanteil, die Feldspat- und Chlorit-Komponenten können aus einer Tuffeinstreuung bezogen werden.

c) Karbonat-Feldspatschiefer

Diese Gesteine wurden lediglich in Lesesteinen angetroffen, einmal in den hellen und dunklen Karbonatphylliten, zum anderen bevorzugt im Grenzbereich zwischen phyllitischen Marmoren und Karbonatphylliten.

Im Querbruch zeigt das Gestein eine fleckige, braun-weiße Textur. Dunkelbraune diffuse Karbonatlagen und -haufen wechseln mit hellweißen dichten Feldspatbereichen und milchigen Quarzknuern. Vereinzelt treten mm-feine Serizitlagen auf, cm-dicke Phyllitpartien sind klar gegen die dichte Karbonat-Feldspat-Matrix abgegrenzt. In Einzelstücken treten Quarz- und Feldspatgehalt zurück, das Gestein wird von einer dichten Karbonatmatrix gebildet, in der vereinzelt Haufen von Feldspatkonzentrierungen oder cm-große Quarzknuern stecken.

Charakteristisch ist die extreme Kaltdeformation des Gesteins (sensu VOLL 1969), die sich in vielen Ausbildungen an den Mineralen der Dünnschliffe dokumentiert. Auf Grund der typischen haufen- und fächerartigen polykristallinen Verwachsungen kommt für die Feldspatkomponente ein vulkanisches Ausgangsgestein in Frage (?Metakeratophyr). Eine Durchmischung mit psammitischen Geröllkomponenten (polykristalline Quarzkomponenten) und pelitischen Anteilen (deutlich abgesetzte Phyllitbereiche) verlief vor dem Hintergrund einer karbonatischen Sedimentation. Ein Geröllhorizont ist wahrscheinlich, zumal eine tektonische Durchmischung nicht nachgewiesen werden konnte.

d) Marmor, phyllitisch

Die phyllitischen Marmore dürften den von BECK (1931) auf der Übersichtskarte verzeichneten „Bänderkalken“ entsprechen. Es sind braun-weiße, braun-blaue, blau-weiße phyllitische Marmore, die oft grobspätig ausgebildet sind, jedoch fließende Übergänge zu lagigen oder feinschiefrigen Varietäten aufweisen. Die Variationsbreite der Marmore bezüglich Farbwechsel, Schieferigkeit und schwankenden Hellglimmer- und Quarzanteilen ist beträchtlich. Nach den Röntgenanalysen handelt es sich ausnahmslos um Calcitmarmore, deren Dolomitanteil lediglich in einer Probe maximal 20 Gew.-% ergab.

Nordwestlich von Unterbergen sind die Marmore in gelbe Karbonatphyllite eingeschaltet. Diese treten nur noch in einem zweiten Vorkommen im Ort Brugga auf. Die Gesamtheit der phyllitischen Marmore stellt sich nicht als kompakte, homogene, karbonatische Entwicklung, sondern vielmehr als von unterschiedlichen Pelit- und Psammiteinschüttungen beeinflusste Karbonatsedimentation dar. In allen Dünnschliffen beobachtete klastische Quarz- und Feldspatformen, starke Materialdifferenzierungen in Lagen und schließlich eine in Handstück und Dünnschliff beobachtete (?) Schrägschichtung im cm-Bereich aus einem Aufschluß S Tümpelkogel sprechen dafür.

e) Dolomitmarmor, phyllitisch

Gelbe Dolomitmarmore treten nordwestlich von Brugga isoliert in den dortigen Karbonatphylliten auf und sind südwestlich von Rettlmar (Prallhang der Gurk) den dort anstehenden magnetitführenden Chlorit-schiefern aufgelagert. In beiden Fällen sind es dichte plattige Gesteine, deren s-Flächenscharen durch Serizit tapeziert werden. Im zweiten Vorkommen treten dunkle Karbonatphyllite in cm-dicken Einschaltungen in den plattigen Dolomitmarmoren auf.

Die Dolomitmarmore waren wohl kieselig dolomitische Sedimente.

5.3. Quarzphyllitfolge

a) Graphitschiefer, Graphitquarzit

In vier Bereichen des Arbeitsgebietes folgen graphitische Gesteine über den phyllitischen Marmoren. In den drei Einzelvorkommen südlich vom Tümpelkogel folgen über den Marmoren in cm-große Stückchen zerfallende Graphitquarzite, östlich und nordöstlich Mukawitzer sind es schmierig blättrige Graphitschiefer. Die Graphitquarzite setzen sich von den oft auch Serizit führenden Graphitschiefern durch ihren feinstückigen Zerfall (hoher Quarzanteil) deutlich ab. In dem Marmorvorkommen nördlich von Brugga werden die Graphitquarzite von auflagernden Quarzphylliten abgelöst. In die Quarzphyllite eingeschaltete graphitische Gesteine sprechen für eine Zugehörigkeit der Graphitgesteine zu den Quarzphylliten. Beide wurden deshalb zu der Quarzphyllitfolge zusammengeschlossen, indem sie die karbonatische Sedimentation abschließen und die neue, durch hohen Quarz- und Graphitgehalt geprägte Abfolge einleiten.

Als Ausgangsgesteine bieten sich hier Psammite und Pelite mit einem hohen Anteil organischer Substanz an.

b) Quarzphyllit

Unter dem Begriff Quarzphyllit verbirgt sich eine sehr heterogen zusammengesetzte Gesteinsgruppe. Der eigentliche Quarzphyllit ist ein hellgraues bis fast weißgraues Gestein, dessen zwischen engständigen s_2 -Flächen rotierte s_1 -Flächenscharen durch mm-dicke Quarz-Serizit-(\pm Graphit)-Wechselagen abgebildet werden. Je nach Fortschreiten der Deformation werden die s_1 -Lagen in s-förmige oder stark gebogene Kleinfältchen gelegt (vgl. HOEPPENER 1956). Durch weißlich-milchige Farbe setzen sich die Quarzmobilisate von den Lagen fein verteilten Primärquarzes ab.

Die häufigste Einschaltung stellen feinblättrige Graphitschiefer dar. Nicht selten kommt es dann zu einer Quarzphyllit-Graphitschiefer-Wechselagerung im cm-Bereich. Ferner treten graphitführende Phyllite als schmale Einlagerungen auf. In einigen Bereichen gehen die Quarzphyllite in quarzarme Varietäten über, die als quarzföhrnde Phyllite angesprochen werden müssen. Als mm-dicke Lagen im Aufschlußbereich treten vereinzelt plattige bis feinplattige Feldspatschiefer auf, hinzu treten feinstschiefrige Lagen grüngrauer Serizitite.

Ausgangsgesteine für den gesamten Quarzphyllitbereich: Psammite mit stark schwankenden Feldspatanteilen und unterschiedlichen Beimengungen pelitischer und organischer Substanz.

c) Fleckenmarmor, phyllitisch

Unmittelbar W Unterbergen treten an zwei Punkten Lesesteine eines dunklen phyllitischen Marmors in dem Quarzphyllitareal auf. Das blaue bis blauschwarze Gestein wird von runden bis ovalen Komponen-

ten rotbrauner bis rostbrauner Farbe durchsetzt. Die Größe der Komponenten beträgt maximal 3 cm, im Durchschnitt um 1 cm. Sie sind oft ausgewalzt und wittern gegenüber der Karbonatmatrix oft zellig aus. Ein fein verteilter Graphitgehalt verleiht der Matrix die charakteristische Farbe.

Da dieser Gesteinstyp nicht anstehend aufgefunden wurde, soll er hier mit Vorbehalt der Quarzphyllitfolge zugerechnet werden. U. d. M. werden polykristalline grobe Karbonatkomponenten deutlich, die als primäre und überprägte Karbonatgeröllchen aufzufassen sind.

Ein kohlenstoffreicher Kalk mit einer erheblichen Geröllkomponente ebenfalls karbonatischen Materials muß als Ausgangsgestein angenommen werden.

6. METAMORPHOSE

Folgt man der Metamorphose-Gliederung kristalliner Gesteine nach dem Fazies- und Subfaziesprinzip (WINKLER 1967), so kommt für das Arbeitsgebiet eine regionale Thermo-Dynamo-Metamorphose des Barrow-Typs in Frage. Es lassen sich für das Arbeitsgebiet dann zwei Bereiche unterscheiden:

1. Die zu drei Folgen zusammengefaßten Gesteine der Phyllitgruppe gehören der B.1.1.-Subfazies (Quarz-Albit-Muskovit-Chlorit-Subfazies; WINKLER 1967) an. Obwohl das kritische Indexmineral Stilpnomelan nicht aufgefunden wurde, sprechen die Mineralparagenesen für eine derartige Subfazieszuordnung. Das seltene Auftreten von Biotit zeigt, daß vereinzelt die Grenze zur B.1.2.-Subfazies überschritten wurde. Dieser Übergangsbereich konnte im Gelände nicht ausgehalten werden.

2. Die Gesteine der Glimmerschiefergruppe gehören der B.1.2.-Subfazies (Quarz-Albit-Epidot-Biotit-Subfazies; WINKLER 1967) an. Das für den Beginn dieser Subfazies kritische Mineral Biotit tritt in den Gesteinen überall auf. Die Biotit-Muskovitschiefer dürften jedoch bereits der B.1.3.-Subfazies (Quarz-Albit-Epidot-Almandin-Subfazies; WINKLER 1967) angehören. Diskordanzen zwischen stofflichem s und den Isograden der Metamorphose wurden in dem Arbeitsgebiet nicht beobachtet.

Bei der Kartierung war es vor allem der in der Glimmerschiefergruppe deutlich einsetzende Biotit, der eine Unterscheidung zwischen beiden Gesteinsgruppen ermöglichte. Diese Zweiteilung entspricht auch weitgehend der nach quantitativen Anteilen unterschiedlicher Hellglimmergrößen durchgeführten Gliederung. Die weiterführende Abgliederung der glimmerschieferigen Phyllite bedeutet keine Subfazies-Gliederung. Vielmehr müssen diese Gesteine gleich den Phylliten der B.1.1.-Subfazies zugeordnet werden.

Nach der neuen Gliederung von WINKLER (1974) entsprechen die in dem Arbeitsgebiet auftretenden Gesteine einer durch „low grade metamorphism“ überprägten Serie.

Die diskordante Überlagerung der schwach metamorphen paläozoischen Magdalensbergserie (KAHLER 1953) durch die nicht metamorphe postvariszische Transgressionsserie (KLEINSCHMIDT und SEEGER 1975; RIEHL-HERWIRSCH 1965, 1970; THIEDIG 1975; THIEDIG et al. 1975) in der Umrahmung der Saualpe weist auf eine variszische Metamorphose in den Kristallingebieten der näheren Umgebung. Analog zur Saualpe (PILGER 1975) kann auch für das Arbeitsgebiet ein variszisches Metamorphose-Alter vermutet werden. Die Fragen nach einer prävariszischen (?kaledonischen) Metamorphose, einer Niederdruckmetamorphose für die Phyllitgruppe (KLEINSCHMIDT et al. 1976) oder einer schwachen alpidischen Überprägung können aus dem Arbeitsgebiet nicht beantwortet werden.

7. BEZUG METAMORPHOSE – TEKTONIK

Die vielfach beobachteten, nur selten abgeschlossenen retrometamorphen Umwandlungen (z. B. Biotit → Chlorit, Granat → Chlorit, Aktinolith → Chlorit) lassen keinen Bezug zu kinematischen Prozessen erkennen. Es kann deshalb nicht an eine durchgreifende Diaphtorese oder Retrometamorphose gedacht werden; die partiellen Umwandlungen sind vermutlich auf schwache retrometamorphe Umbildungen im Zuge ausklingender Metamorphose zurückzuführen. Die von BECK (1931) auf der Übersichtskarte dargestellte Diaphtoresezone konnte für das Arbeitsgebiet nicht nachgewiesen werden. Mit ANGEL (1965) kann die hier vorliegende Metamorphose wohl am besten als „progressiv-finalretrograder“ Vorgang beschrieben werden.

Die Metamorphose verlief der prägenden B_2 -Faltung parallel und überdauerte diese. Bezüglich dieser Deformation zeigen die Quarze syntektonische (suturierte Quarz-Quarz-Korngrenzen; VOLL 1960, 1961, 1969) oder weitgehend statische Rekrystallisation (weitgehend begradigte Quarz-Quarz-Korngrenzen, Ausbildung von Tripelpunkten; VOLL, 1960, 1961, 1969). In vielen Dünnschliffen folgte der prägenden B_2 -Deformation eine Kaltbereitung des Gefüges (Verbiegung der Glimmer, Undulation der Quarze). Daß die B_3 -Faltung dafür verantwortlich zu machen ist, erscheint sicher.

Das selten beobachtete Granatwachstum deutet auf eine syn- bis posttektonische Blastese bezüglich s_2 , die bereits prä- s_3 abgeschlossen war (vgl. dazu Tafel 2, Fig. 11). Eine weiterführende Unterscheidung zwischen einzelnen Blastesephasen (im Sinne von ZWART 1960) konnte nicht getroffen werden.

8. TEKTONIK

8.1. Faltungstektonik

In dem Arbeitsgebiet können drei Faltungsphasen unterschieden werden. Ihre Indizierung wurde mittels gefalteter Quarzlagen vorgenommen (NABHOLZ und VOLL 1963; VOLL 1960, 1969). Daß Faltungsphasen nur bedingt den Wert von Zeitmarken aufweisen, darauf hat VOLL (1969) hingewiesen.

8.1.1. Sedimentäre Schichtung ss

Überlieferte sedimentäre Schichtung ss findet sich in der Glimmerschiefergruppe selten, ist jedoch in der Phyllitgruppe häufiger (vgl. Tafel 1, Fig. 3). Es fehlen dennoch Oben-Unten-Hinweise, die Frage, ob die gesamte Gesteinsfolge als invertierter und nachfolgend wiedergefalteter Komplex vorliegt, kann nicht beantwortet werden.

8.1.2. Erste Faltung B_1 und erste Schieferung s_1

Die erste Schieferung tritt als Folge erster Falten B_1 auf, durchsetzt als erste Fläche die sedimentäre Schichtung und ist weitgehend in diese einrotiert. Erste Kleinfalten und s_1 -Flächen können nur selten beobachtet werden, letztere sind meist in feiner Verfältelung zwischen den prägenden s_2 -Flächen rotiert. Die Rekonstruktion eines (?) prämetamorphen Faltenbaues aus der ss/s_1 -Überschneidung scheidet somit aus. Im Zuge der ersten Schieferung bilden sich s_1 -parallele Quarzlagen (VOLL 1960, 1969), die als Bezugssystem zur Indizierung nachfolgender Faltungen dienen.

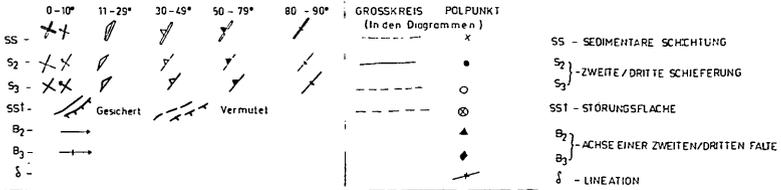
8.1.3. Zweite Faltung B_2 und zweite Schieferung s_2

Die erste Faltung dieser Quarzlagen wäre als B_2 -Faltung zu bezeichnen, es könnte sich jedoch streng genommen ebensogut um eine B_3 - (oder höher indizierte) Faltung handeln, da auf eine B_1 - nicht unbedingt direkt eine B_2 -Faltung folgen muß. Die mit der B_2 -Faltung verbundene zweite Schieferung s_2 ist das prägende Element aller kristallinen Gesteine des Arbeitsgebietes. Sie durchgreift die Gesteine bis in den Kornbereich und erbringt deren Schieferigkeit. Glimmer sind nach ihr vorzugsgeregelt. Die fortgeschrittene Deformation dokumentiert sich in der Ausbildung meist isoklinaler B_2 -Falten, die mit ihren Schenkeln in die Ebene der zweiten Schieferung einrotiert sind.

Während Phyllite und glimmerschiefrige Phyllite zu gleichen Anteilen offene und isoklinale Quarzfalten aufweisen, sind die Gesteine der Glimmerschiefergruppe durch B_2 -Isoklinalfalten gekennzeichnet. Die Falten sind dort meist zerrissen, isolierte Schenkelrelikte und Falten-scheitel schwimmen in glimmerreicher, intensiv parallelgeschieferter Matrix. Die Größenordnung der B_2 -Falten liegt im mm-cm-Bereich.

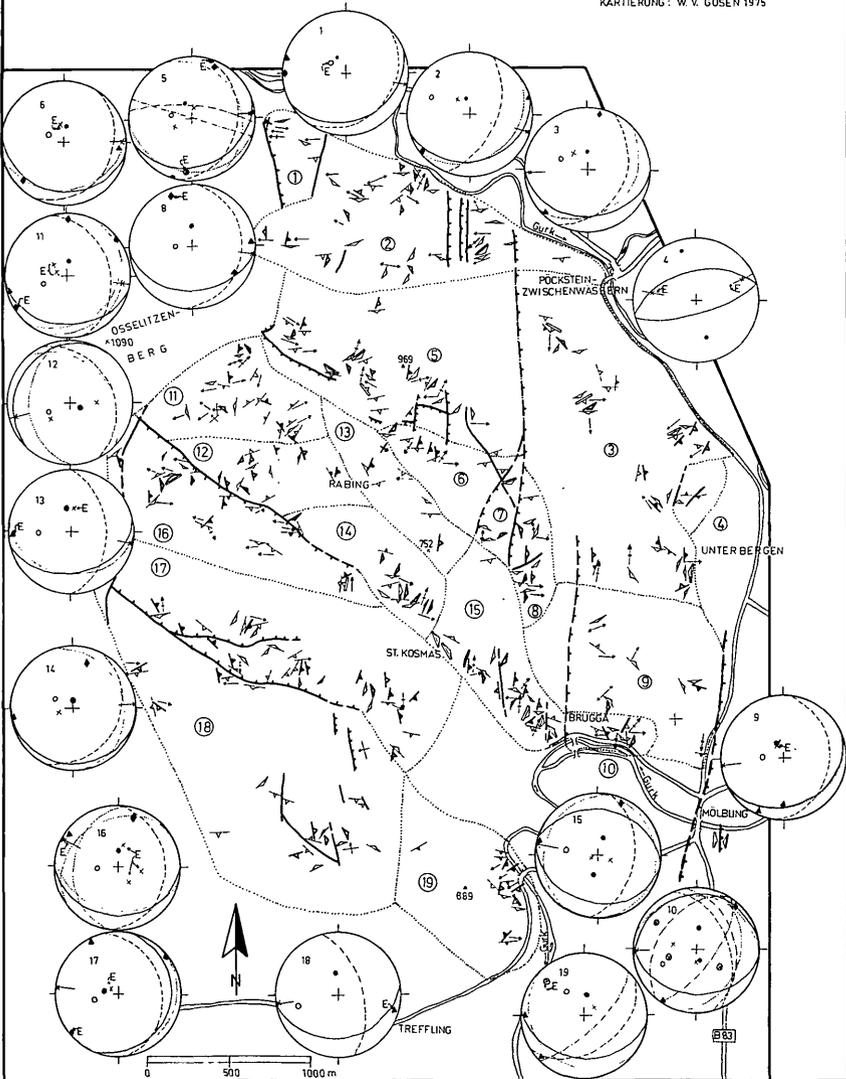
Abb. 3: Tektonische Karte

TEKTONISCHE KARTE DES OSTRANDES DER GURKTALER ALPEN WESTLICH TREIBACH - ALTHOFEN (Bez. St. Veit/Glan, Kärnten, Österreich)



- GRENZE DER MESSBEREICHE
 1 - LFD NR. --- --- --- (Nr. ebenfalls in den NW-Quadranten der Diagramme), MESSBEREICH 7 - keine Darstellung!
 In den Diagrammen wurden Einzelwerte (E) oder über Computer errechnete Maxima dargestellt.

KARTIERUNG: W. V. GOSEN 1975



Das von NABHOLZ und VOLL (1963) beschriebene Phänomen drehender B_2 -Faltenachsen ist in vielen Bereichen des Arbeitsgebietes verbreitet. Die mit abnehmender Schenkeldivergenz zunehmende Drehung der Achsen (NABHOLZ und VOLL 1963) bedingt oft eine deutliche Streuung der Achsen um die E-W-Richtung. Während die s_2 -Flächen meist ein flaches S- bis SE-Einfallen aufweisen (ss meist parallel dazu), tauchen die gemessenen B_2 -Achsen sowohl flach nach E als auch nach W ab. Von einer generellen Nordvergenz zweiter Falten kann nicht gesprochen werden, es treten ebensogut südvergente B_2 -Kleinfalten auf.

8.1.4. Dritte Faltung B_3 und dritte Schieferung s_3

B_2 -Falten und s_2 -Flächen wiederfaltende monokline B_3 -Falten mit deutlicher Asymmetrie kurzer und langer Schenkel und ausgeprägter Scheitelvergenz treten in dem Arbeitsgebiet auf, sind jedoch selten zu beobachten (Taf. 1, 2; Fig. 4, 10). Eine in ihrem Streichen relativ lagekonstante (\pm um N-S) dritte Schieferung s_3 tritt an allen Gesteinen des Arbeitsgebietes auf und weist sich in vielen Bereichen durch Aufblättern der prägenden s_2 -Flächen als postmetamorphe Bildung aus. In Einzelbereichen sind Glimmer nach ihr geregelt. Neben der s_3 -Schieferung treten durch die dritte Deformationsphase induzierte Knickungen und Flexuren der s_2 -Flächen nicht selten auf. „Kink-bands“ in Biotit- und Karbonatkristallen sind in Dünnschliffen nicht selten, nach RAMSAY (1967, S. 438) weisen sie auf eine planare tektonische Anisotropie des Gesteins, als Ergebnis vorhergehender Deformation.

Anders als die B_2 -Faltenachsen sind die B_3 -Achsen in ihrer Richtung lagekonstant, es sind vorwiegend NNE-SSW- bis NE-SW-Achsenrichtungen. Gleich der B_2 -Faltung können über die Vergenzen der B_3 -Falten ebensowenig eindeutige Aussagen getroffen werden.

8.1.5. Lineationen

Die in dem Arbeitsgebiet auftretenden Lineationen können einmal der E-W-, zum anderen der N-S-Streichrichtung zugeordnet werden. Sie sind sowohl auf die B_2 -Deformation (E-W-Richtung), als auch auf die dritte Deformationsphase zu beziehen und zeigen durchweg flaches Einfallen. Der Nachweis echter Streckungsfasern gelang nur in seltenen Fällen (vgl. Tafel 1, Fig. 1).

8.1.6. Regionale Einordnung der Faltungstektonik

Durch regionalen Vergleich dürfte die Faltungstektonik als variszisch anzusprechen sein, zumal die postvariszische Transgressionsserie derartige Überfaltungen nicht aufweist. Lediglich in der postmetamorphen B_3 -Faltung könnte eine alpidische Bewegung gesehen werden. Dieses ist jedoch aus dem Arbeitsgebiet nicht zu belegen.

\pm E-W streichende B-Achsenrichtungen sind aus der Saualpe bekannt geworden (u. a. KLEINSCHMIDT und WURM 1966; THIEDIG 1966). KLEINSCHMIDT (1970) beschreibt aus der südlichen Saualpe 90° bis 120° als Hauptrichtung der gemessenen B-Achsen und Lineare, ferner eine des

öfteren beobachtete, dazu senkrecht stehende Richtung. ZADORLAKY-STETTNER (1961) weist westlich von Friesach fast genau E-W streichende Faltenachsen und einen jüngeren Faltenbau nach, dessen Achsen nach N bzw. NE verlaufen und der ohne Rekrystallisation abließ. Diese Falten entsprechen wohl der B₂- bzw. B₃-Faltung des Arbeitsgebietes.

Auf dem Achsenplan der östlichen Gurktaler Alpen (BECK-MANNAGETTA 1959, Taf. VI) treten E-W-Achsen als dominierendes Element hervor. Diese Achsenrichtung entspricht vermutlich der B₂-Achsenrichtung des Arbeitsgebietes. ± senkrecht dazu verlaufende Achsen treten in dem Achsenplan hingegen zurück.

8.2. Bruchtektonik

Aus der exponierten Lage des Arbeitsgebietes am Westrand des Krappfeldgrabens ergibt sich für den Kristallin-Komplex eine intensive bruchtektonische Zerlegung. In dem Kristallin treten zwei Hauptstörungsrichtungen auf:

- a) jüngere N-S-Störungen (NNW-SSE über N-S bis NNE-SSW)
- b) ältere NW-SE-Richtungen
- c) untergeordnete NE-SW- und E-W-Störungen

Bei der bruchtektonischen Zerlegung dürften bevorzugt ac- und bc-Richtungen (bezüglich B₂-Faltung) der Klüftung betätigt worden sein. Es ist dabei zu vermuten, daß sich in den Störungsrichtungen ältere (variszische?) Richtungen durchpausen.

In dem Ostteil des Arbeitsgebietes sind zwei N-S streichende Abschiebungen von Bedeutung. Die östlichste dürfte die Krappfeld-Westrand-Störung darstellen (im folgenden als „Mölblinger Verwurf“ bezeichnet), die im Westen (nördlich Brugga) eine parallel verlaufende Abschiebung aufweist. Der „Mölblinger Verwurf“ versetzt die Gesteine des Epritz-Steinbruches südlich Mölbling (GOSEN, VON; HAIGES; THIEDIG 1979) gegen die nordwestlich Mölbling auftretenden Quarzphyllite. Er besteht aus einem System vieler unterschiedlicher, vorwiegend um NNE streichender, sowohl nach WNW, als auch nach ESE einfallender Abschiebungsscharen.

Aus den Untersuchungen der Saualpe und des Krappfeldes (THIEDIG und WEISENBACH 1975) geht hervor, daß die N-S gerichteten Störungen post Mitteleozän morphologisch wirksam wurden, die Heraushebung der Saualpe und die Ausformung des Krappfeldgrabens ihren Höhepunkt im Miozän erreichten. In Analogie dazu muß die Bildung der Hauptstörungslinien des Arbeitsgebietes in das Miozän gestellt werden.

Verwerfungsbeträge einzelner Schollen können nicht angegeben werden, für den „Mölblinger Verwurf“ muß jedoch mit einer erheblichen Versetzung zwischen nicht metamorphem Paläozoikum und den Quarzphylliten gerechnet werden. In dieser Störungsschar des „Mölblinger Verwurfes“ kann ein Teil des Nordabschnittes der Zollfeld-Störung (HÖFER 1894; in THIEDIG und WEISENBACH 1975) gesehen werden.

9. SERIENGLIEDERUNG

9.1. Gliederung der Gesteinsserie

Nach Ursprungsgesteinen und Metamorphosegrad gegliedert, folgt auf eine liegende Glimmerschiefergruppe eine hangende Phyllitgruppe (vgl. Abb. 4). Da prä- bis postmetamorphe tektonische Mächtigkeitsakkumulationen bzw. -reduzierungen nicht auszuschließen sind, soll hier von Mächtigkeitsangaben bewußt abgesehen werden.

9.1.1. Glimmerschiefergruppe

Über liegenden Biotit-Muskovitschiefern folgt die Quarzit-Glimmerschiefer-Folge mit wechselnden quarzitischen phyllitischen Glimmerschiefern und Muskovit-Biotitquarziten. In dieser Folge dominieren Grünschieferereinschaltungen lediglich in der Hangendpartie. Die Stellung der Quarzite westlich Pietschbauerkogel mit eingeschalteten Chlorit-Biotitschiefern, der phyllitischen Glimmerschiefer mit Biotitführung und der Biotit-Albitschiefer am Pietschbauerkogel bleibt ungeklärt.

Die Obergrenze der Quarzit-Glimmerschiefer-Folge bleibt in ihrer Ausbildung offen. Die phyllitischen Glimmerschiefer bilden an keinem Punkt die direkte Überlagerung, treten jedoch in Verfaltungen mit einzelnen Gesteinsgliedern der Phyllitgruppe auf.

9.1.2. Phyllitgruppe

Die liegende Phyllit-Grünschiefer-Folge ist durch Matrix-bildende Phyllite und glimmerschieferige Phyllite gekennzeichnet, vielfach eingeschaltete Grüngesteine prägen das Bild dieser Einheit. Die Einschaltung der hellen Metavulkanite ist für die Hangendpartie charakteristisch. Die heterogen zusammengesetzte Karbonatfolge ist durch liegende helle und dunkle Karbonatphyllite gekennzeichnet. Deren Hangendgrenze zu den phyllitischen Marmoren wird fast immer durch Lesesteine der Karbonat-Feldspatschiefer markiert. Die basisbildenden Graphitschiefer und -quarzite der hangenden Quarzphyllitfolge stellen einen auffallenden Horizont dar, der fast immer über den Marmoren folgt. Die nachfolgenden Quarzphyllite können lateral in Phyllite mit Grünschieferereinschaltungen übergehen.

Bei dieser Abfolge bleiben die Liegendgrenze der Phyllitgruppe zur Glimmerschiefergruppe und die tektonische Lage der phyllitischen Glimmerschiefer zu der Quarzit-Glimmerschiefer-Folge ungeklärt.

9.2. Klastischer Schwermineralgehalt

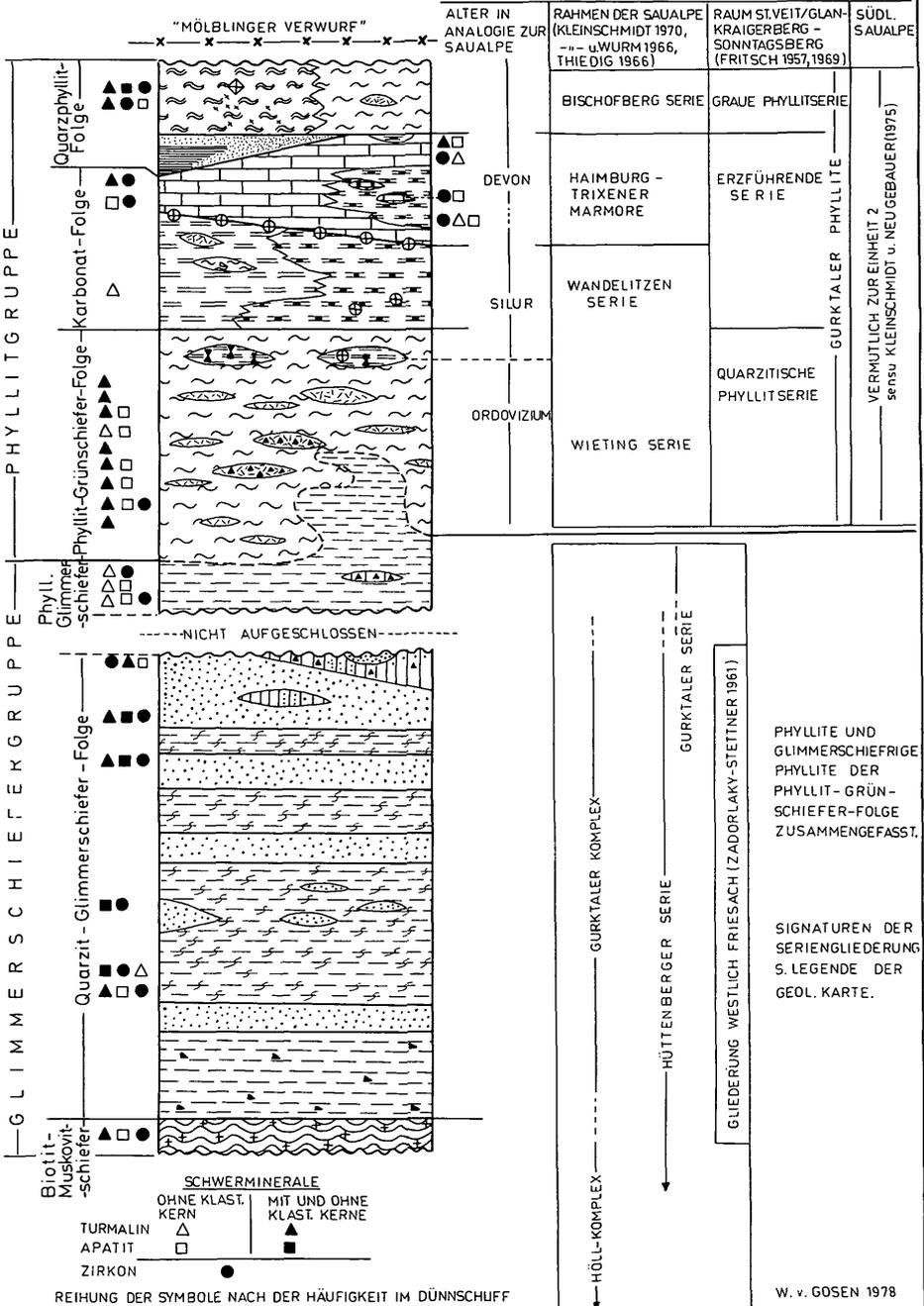
Obwohl ein nicht metamorpher Gesteinskomplex als vergleichende Einheit (VOLL 1969) nicht zur Verfügung stand, wurde der Schwermineralgehalt der einzelnen Dünnschliffe aufgenommen, da dieser die einzelnen Gesteinstypen zusätzlich charakterisieren kann. Untersucht

Abb. 4: Seriengliederung

Schematische Seriengliederung der kristallinen Gesteine am Ost- rand der Gurktaler Alpen (Westlich Treibach - Althofen)

Gliederung ohne Maßstab und Mächtigkeiten

Vergleich mit Seriengliederungen der Umgebung



wurden die Schwerminerale Zirkon, Apatit und Turmalin, Grundlage bildeten die Ergebnisse der Untersuchungen von VOLL (1969).

Zirkon (beginnende Selbstdiffusion bei ca. 600 °C; VOLL 1969) tritt in den Gesteinen quantitativ zurück. Es sind meist vereinzelte kleine abgerollte Körner, vereinzelt kantengerundet, nicht selten zerbrochen. Turmalin (Grenze der Selbstdiffusion bei 560 ± 20 °C in den Barrow-Zonen, druckunabhängig; VOLL 1969) ist in allen Gesteinen des Arbeitsgebietes – von der Karbonatfolge und bestimmten Bereichen der Quarzit-Glimmerschiefer-Folge abgesehen – quantitativ dominierend. Es sind durchweg grün gefärbte (hell- bis mittelgrün, vereinzelt dunkelgrün, blaugrün, braungrün) klastische Kerne, die von einheitlichen hell- bis grasgrünen metamorphen Fortwachsungen umgeben werden. Letztere setzen meist ideale (fast pseudo-hexagonale) Querschnitte durch (Tafel 1, Fig. 6). Die Fortwachsungen werden von den Kernen meist durch einen feinen Opakpigmentsaum abgegrenzt und erreichen ihr maximales Wachstum in [001]. Die klastischen Kerne der Apatite sind durch feines Opakpigment meist getrübt und werden von einer klaren metamorphen Fortwachsung umgeben. (Die Enttrübung der Kerne vollzieht sich nach VOLL (1969) in dem T-Intervall zwischen 450 und 550 °C.)

9.2.1. Verteilung der Schwerminerale auf die Gesteinsabfolge

Die Quarzit-Glimmerschiefer-Folge verliert vom Liegenden zum Hangenden den Turmalin, im Hangendbereich treten wieder deutliche Turmalin-Apatit-Assoziationen auf.

Den phyllitischen Glimmerschiefern fehlt eine klastische Turmalinkomponente, dominierendes Schwermineral ist Turmalin ohne klastischen Kern, Apatit und Zirkon treten untergeordnet auf.

In der Phyllit-Grünschiefer-Folge dominiert klastischer Turmalin, Zirkon fand sich lediglich in einem Dünnschliff. Die phyllitischen Marmore der Karbonatfolge weichen von dem bisherigen Bild ab. Dominierend tritt hier Zirkon auf, klastischer Turmalin ist auf die Hangendpartien beschränkt und wird dort auch schließlich dominierend. In den Quarzphylliten findet sich wiederum die Turmalin-Apatit-Zirkon-Assoziation.

Für die gesamte Kristallfolge ist bezeichnend, daß nirgendwo auf größerer „Profildistanz“ ein prägender, ganz charakteristischer Wechsel in den Schwermineralassoziationen auftritt. Immer wird zu der Turmalindominanz zurückgefunden, nie ein lang anhaltender Wechsel durch konträre Assoziationen beibehalten (Ausnahme: phyllitischer Glimmerschiefer). Dies legt die Vermutung nahe, daß ein einziges Liefergebiet prägend schüttete.

Die Beobachtung der Turmalindominanz wird durch die Arbeit von ZADORLAKY-STETTNER (1960) aus den östlichsten Gurktaler Alpen (westlich Friesach) bestätigt. Danach ist dort Zirkon ständiger Bestandteil fast aller Proben, während Turmalin „massenhaft“ auftritt.

9.3. Regionale Einordnung und Alters-einstufung der Gesteinsgliederung

Das im Norden an das Arbeitsgebiet angrenzende Kristallin zeigt durchweg höher metamorphe Gesteine, die Glimmerschiefergruppe des Arbeitsgebietes kann mit dem dortigen hangenden „Gurktaler Komplex“ und der „Gurktaler Serie“ (ZADORLAKY-STETTNER 1961) verglichen werden. Ein Vergleich der Glimmerschiefergruppe mit dem Kristallin der südlichen Saualpe fällt schwer. Es tritt dort zwar eine ähnliche Folge mit Quarziten, Glimmerschiefern und eingeschalteten Grüngesteinen auf, eine Stellung in diesem Saualpen-Profil (vgl. KLEINSCHMIDT et al. 1975b, S. 59) ist jedoch unsicher.

Die ganz charakteristische Entwicklung der Phyllitgruppe findet sich in der Saualpe wieder. Von Bedeutung ist hier wie dort der Marmorhorizont. In der Saualpe gliedert er sich in einen liegenden hellen und hangenden dunklen Marmor („Haimburg-Trixener-Marmore“; THIEDIG 1966). Dunkle und helle Marmore treten in dem Arbeitsgebiet ebenfalls auf, sind jedoch gegeneinander nicht auszuhalten. Die grauen hangenden Phyllite der Saualpe (THIEDIG 1966) sind dort z. T. graphitisch und dürften den hier auftretenden Quarzphylliten entsprechen.

In vergleichbarer Position an der Grenze Karbonatphyllit/Marmor tritt in der Saualpe ein Horizont auf, der nach seiner Lage den Karbonat-Feldspatschiefern des Arbeitsgebietes entsprechen dürfte.

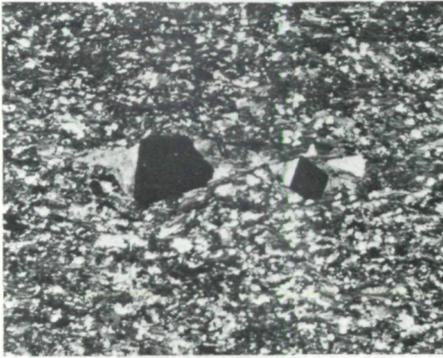
NEUGEBAUER (1970) deutet diesen Horizont in der Saualpe als Keratophyllapilli, eingestreut in karbonatische Matrix, HURLER (1973, S. 12) als Lapilli eines extrem Na-armen Kalitrachyts, WEISENBACH (in PILGER und WEISENBACH 1970) als Keratophyrgerölle in Marmor. Letztere Deutung entspricht der eigenen Auffassung für die Edukte der Karbonat-Feldspatschiefer des Arbeitsgebietes.

Der „helle Marmor mit Keratophyreinstreuungen“ (KLEINSCHMIDT et al. 1975a) wurde in der Saualpe bisher nur in der Einheit 2 (im Sinne von KLEINSCHMIDT und NEUGEBAUER 1975) nachgewiesen und hat dort Leitwert.

Das Liegende der Marmore bilden hier Karbonatphyllite, die in Einzelprofilen der Saualpe ebenfalls auftreten (KLEINSCHMIDT et al. 1975a; THIEDIG 1966). Unmittelbar im Liegenden der Saualpen-Marmore folgen in Einzelprofilen Serizit-Albit-Schiefer, die als ehemalige trachytische = keratophyrische Laven und Tuffe gedeutet werden (THIEDIG 1966). Dieser Horizont dürfte den hellen Metavulkaniten des Arbeitsgebietes entsprechen.

Nach HURLER (1973, S. 11) sind Meta-Kali-Keratophyre mit einer \pm ausgeprägten K-Vormacht gegenüber dem Na für den sauren bis intermediären Vulkanismus der Saualpe und wahrscheinlich auch der Gurktaler Alpen charakteristisch.

Die Phyllit-Grünschiefer-Folge ist mit den Entwicklungen der Saualpe nicht genau zu parallelisieren. Vergleicht man jedoch die oberen Partien dieser Folge mit den Profilen der Einheit 2 (KLEINSCHMIDT et al. 1975b, S. 41), so deuten sich durch das Auftreten heller Metavulkanite



1



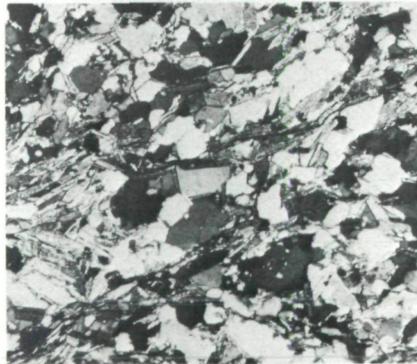
2



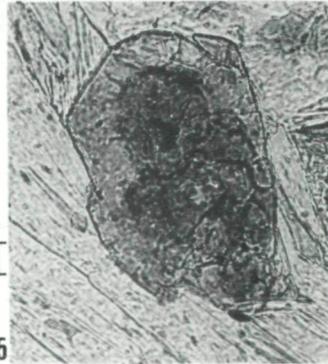
3



4



5

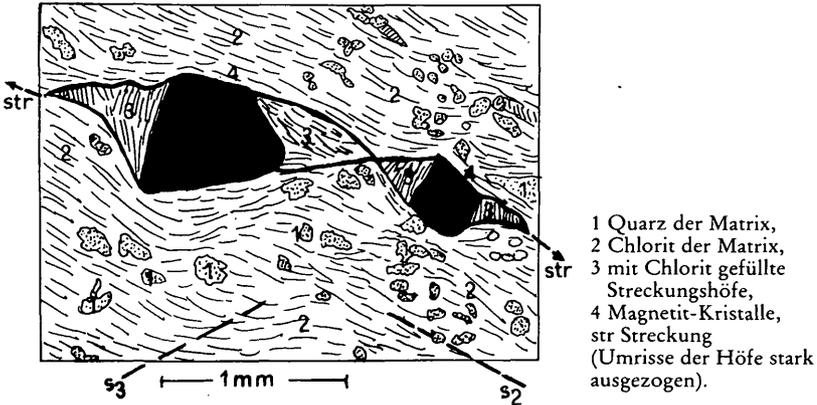


6

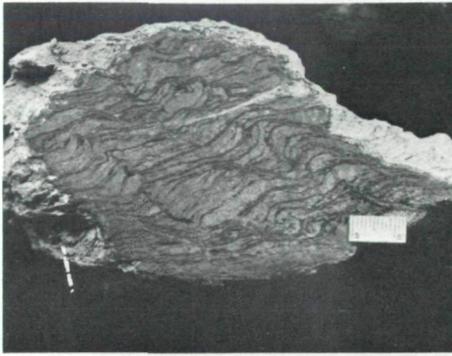
Tafel 1

Erläuterungen zu Tafel 1

- Fig. 1: Streckungsfaser im magnetitführenden Chloritschiefer. Schliff in W-E-Schnittlage. Beidseitig der Magnetitkristalle bildete sich in der s_2 -Ebene ein Streckungshof, der durch druckempfindlichen Chlorit gefüllt wurde. Die Magnetitkristalle und mit ihnen die gefüllten Streckungshöfe wurden im Zuge der s_3 -Schieferung leicht aus der s_2 -Ebene rotiert. (Maßstab = 1 mm, Nicols gekreuzt)



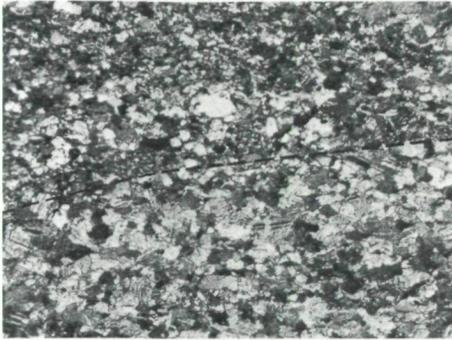
- Fig. 2: B_2 -Kleinfalte in blau-weißem Bänderquarzit. Kleinere erste Falten wurden die B_2 -Falten wiedergefaltet. Letztere zeigen einen deutlichen Überfaltungssinn. Die zweite Schieferung s_2 deutet sich in einem Ausschwänzen heller, nahezu graphitfreier Quarzitlagen an. (1 Teilstrich = 1 mm)
- Fig. 3: Durch den Wechsel zwischen dünnen Quarz/Albit-reichen Lagen und Chlorit/Opak-reicheren Lagen im Dünnschliff eines feinkörnigen Albit-Chloritschiefers wird ein vulkano-sedimentäres ss abgebildet. Die Feldspäte erreichen eine außerordentlich geringe Korngröße. (Maßstab = 1 mm, Nicols gekreuzt)
- Fig. 4: B_3 -Kleinfalte im Quarzphyllit. Bereits um B_2 isoklinal verfaltete (s_1 -nachweisende) Quarzlagen und s_2 -Flächenscharen werden um B_3 wiedergefaltet. Die s_3 -Schieferung zeigt syn- und antithetische Flächenscharen (s_{3s} , s_{3a}). Sedimentäres ss wird in dem oberen Bildteil durch den Wechsel von quarz- zu glimmerreichem Abschnitt deutlich. (1 Teilstrich = 1 mm)
- Fig. 5: Weitgehend rekristallisiertes Quarz-Glimmer-Gefüge im Dünnschliff eines Muskovit-Biotitquarzites. Eckige, weitgehend rekristallisierte Quarze haben zu den Nachbarquarzen meist gerade Korngrenzen ausgebildet. Die Quarz-Quarz-Korngrenzen werden meist von Glimmern besetzt, diese sind mit ihrer Basis den Grenzen senkrecht aufgesetzt. 120° -Tripelpunkte (VOLL 1960, 1961) werden in Einzelbereichen erreicht. (Maßstab = 0,1 mm, Nicols gekreuzt)
- Fig. 6: Dünnschliff eines Muskovit-Biotitquarzites. Ein eng verwachsener Haufen klastischer Turmaline bildet einen Wachstumskeim. Die Einzelkristalle werden voneinander durch Opaksäume getrennt. Das klastische „Aggregat“ wird von einer gemeinsamen, dem Haufen umhüllenden Fortwachsung umgeben. Diese strebt ideale Kristallumrisse an. (Maßstab = 0,1 mm, Nicols einfach)



7



8

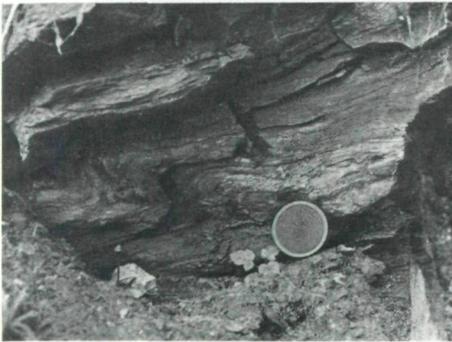


SS

9



11

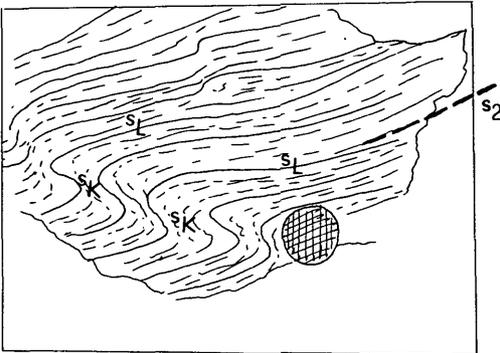


10

Tafel 2

Erläuterungen zu Tafel 2

- Fig. 7: Gesägtes Handstück eines dunklen Karbonatphyllites. Zwei durch Chlorit abgebildete s -Flächenscharen (s_2, s_3) umfließen ungleichmäßig s -förmig ausgebildete rostig-braune Karbonatbereiche. Dabei wird die schräg von rechts unten nach links oben durch das Bild verlaufende s_3 -Schieferungsschar nur selten durchdringend. Meist bewirkt sie eine s -förmige bis kleinfaltenähnliche Verbiegung der s_2 -Flächen. Die s_3 -Flächenscharen deuten hier bereits syn- und antithetische Flächenscharen an (s_{3s}, s_{3a}).
(1 Teilstrich = 1 mm)
- Fig. 8: Dünnschliffbild aus dem Karbonat-Feldspatschiefer. Zu einem Haufen verwachsene Albitkristalle zeigen im oberen Bildteil deutliche Verzwilligungen. Die Feldspäte sind extrem verbogen, z. T. deutlich geknickt. Die Korngrenzen sind buchtig suturiert, vereinzelt treten schmale Mörtelzonen auf. Im linken unteren Bildteil wird ein angrenzender kleinerer Albithaufen deutlich. Die Feldspathaufen stellen Geröllchen vulkanischen Materials dar. Diese werden von einer Matrix aus Karbonat und feinkristallinem Quarz umgeben.
(Maßstab = 0,1 mm, Nicols gekreuzt)
- Fig. 9: Abbildung eines sedimentären ss in dem Dünnschliff eines phyllitischen Marmors. Unterer Bildteil zeigt verzwilligte Karbonatkristalle, im oberen Bildteil wird eine Zumischung runder Quarze deutlich. Das Karbonat bildet dort eine feinkristalline Matrix, Einzelkörner heben sich vereinzelt ab.
(Maßstab = 0,1 mm, Nicols gekreuzt)
- Fig. 10: Monokline B_3 -Falte in Biotit-Albitschiefern. Deutlich die ausgeprägte Asymmetrie der Falte mit überkipptem Kurzschenkel und flach einfallendem Langschenkel. Eine dritte Schieferung s_3 ist makroskopisch nicht sichtbar.
(Maßstab: Durchmesser des Objektivdeckels = 5,8 cm, rechter Bildrand = Nordwest)



s_L – Langschenkel, s_K – überkippter Kurzschenkel der B_3 -Falte (Maßstab s. Fig. 10).

- Fig. 11: Idioblastisch gesprosser Granat im Dünnschliff eines Phyllites. Der Granat zeigt ein gerade durchziehendes Interngefüge (s_i), abgebildet durch feines Opakmaterial. Dieses und die Größe der eingeschlossenen Opaknadel stimmen weitgehend mit dem $se(s_2)$ und der Größe angrenzender Opaknadeln der glimmerreichen Matrix überein. Spät-syn- bis postdeformatives Granatwachstum bezüglich s_2 .
(Maßstab = 0,1 mm, Nicols einfach)

zwischen beiden Bereichen Übereinstimmungen an. In der Saualpe folgt dann im Liegenden der Bereich dunkler Metavulkanite, vielleicht vergleichbar mit den Phylliten und eingeschalteten Grüngesteinen des Arbeitsgebietes.

Es ist zu vermuten, daß die Karbonatfolge des Arbeitsgebietes der „Erzführenden Serie“ (FRITSCH 1957) aus der Seriengliederung der Gesteine nordwestlich von St. Veit an der Glan (FRITSCH 1957, 1969) entspricht. Die Quarzphyllitfolge entspräche dann der „Grauen Phyllitserie“. Die „Erzführende Serie“ stellt FRITSCH (1969) in das ? Silur, für die Keratophyrgesteine nimmt er im Raum Eggen-Zwein ein Aufstiegs- oder Ausbruchszentrum an (FRITSCH 1961).

Auf Grund der Fossilfunde (KLEINSCHMIDT 1966; NEUGEBAUER 1970) werden die Saualpenmarmore in das Silur/Devon gestellt. Das in den phyllitischen Marmoren des Arbeitsgebietes aufgefundene Fossilbruchstück (GOSEN, VON; HAIGES; THIEDIG 1979) spricht nicht dagegen.

Die liegende Folge in der Saualpe wird mit dem Silur und oberem Ordovizium verglichen (KLEINSCHMIDT et al. 1975a). Für den dort eingeschalteten Meta-Keratophyrhorizont (helle Metavulkanite des Arbeitsgebietes) wird der Grenzbereich Ordovizium/Silur vermutet. Die liegende Partie der Saualpen-Phyllitgruppe (vermutlich einem Teil der Phyllit-Grünschiefer-Folge äquivalent) wird in Analogie zu anderen Gebieten der Ostalpen in das Ordovizium gestellt.

9.4. Zur Frage eines Deckenbaues

Der aus der südlichen Saualpe beschriebene synmetamorphe variszische Deckenbau (KLEINSCHMIDT und NEUGEBAUER 1975) läßt sich hier nicht nachweisen. Charakteristisch sind jedoch die Karbonat-Feldspatschiefer im Liegenden der phyllitischen Marmore, die nach ihrer Position den Keratophyreinstreuungen an der Basis der hellen Marmore in der Saualpe entsprechen dürften. Würde man beide Gesteinstypen als einander äquivalent auffassen, so dürfte die Karbonatfolge des Arbeitsgebietes (und mit ihr die gesamte Phyllitgruppe) der Einheit 2 (im Sinne von KLEINSCHMIDT und NEUGEBAUER 1975) zuzurechnen sein.

Besonders von TOLLMANN (1959, 1963) wurde die von BECK (1931) verzeichnete Diaphtoresezone im Nordteil des Arbeitsgebietes als Fortsetzung der Ober-/Mittelostalpin-Grenze angesehen. Diese Diaphtoresezone konnte nicht nachgewiesen werden, es fehlt somit ein Hinweis auf einen alpidischen Decken- und/oder Überschiebungsbau im Kristallin. Auch die von BECK (1931) westlich von Pöckstein kartierten Quarzite existieren in dieser Form nicht. Vielmehr handelt es sich um eine geschlossene psammitisch-pelitische Entwicklung (Quarzit-Glimmerschiefer-Folge).

10. LITERATUR

Für die Mehrzahl der Zitate soll auf die Clausthaler Geol. Abh., Sonderbd. I, 1975 (Geologie der Saualpe), und das dortige umfangreiche Literaturverzeichnis verwiesen werden. Im folgenden werden nur Arbeiten zitiert, die dort nicht verzeichnet sind.

- ANGEL, F. (1965): Retrograde Metamorphose und Diaphtorese. – N. Jb. Mineral. Abh., 102/2:123–176, Stuttgart.
- BECK-MANNAGETTA, P. (1959): Übersicht über die östlichen Gurktaler Alpen. – Jb. Geol. B.-Anst., 102/2:313–352, Wien.
- GOSEN, W. VON (1976): Geologische Neukartierung der östlichsten Gurktaler Alpen westlich Treibach-Althofen (Bez. St. Veit/Glan, Kärnten, Österreich). – Unveröff. Dipl.-Arb., Univ. Hamburg, V+339 S., Hamburg.
- GOSEN, W. VON; THIEDIG, F. (1979): Petrographische Untersuchungen an Feldspat-Porphyrblastenschiefern aus der Saualpe und den östlichen Gurktaler Alpen (Kärnten, Österreich). – In Vorbereitung, erscheint 1979.
- GOSEN, W. VON; HAIGES, K. H.; THIEDIG, F. (1979): Fossilführendes Paläozoikum am Ostrand der Gurktaler Alpen (Kärnten, Österreich). – In Vorbereitung, erscheint 1979.
- HENTSCHEL, H. (1951): Die Umbildung basischer Tuffe zu Schalsteinen. – N. Jb. Mineral. Abh., 82:199–228, Stuttgart.
- (1953): Zur Petrographie des Diabas-Magmatismus im Lahn-Dill-Gebiet. – Z. dt. geol. Ges., 104:238–246, Hannover.
- (1961): Der Schalstein, ein durch Plättung geformter Tektonit. – N. Jb. Mineral. Abh., 96:305–317, Stuttgart.
- HOEPPENER, R. (1956): Zum Problem der Bruchbildung, Schieferung und Faltung. – Geol. Rdsch., 45/2:247–283, Stuttgart.
- HOLDHAUS, K. (1921): Über die Auffindung von Trias im Königstuhlgebiet in Kärnten. – Anz. Akad. Wiss. Wien, mathem.-naturwiss. Kl., 58/3:19–21, Wien.
- KLEINSCHMIDT, G.; SEEGER, M. (1975): Nachweis der Diskordanzfläche Jungpaläozoikum/leicht-metamorphes Altpaläozoikum am Griffener Berg (Ostkärnten). – Carinthia II, 85:97–102, Klagenfurt.
- KLEINSCHMIDT, G.; SASSI, F. P.; ZANFERRARI, A. (1976): A new interpretation of the metamorphic history in the Saualpe basement (Eastern Alps). – N. Jb. Geol. Pal. Mh., 1976, 11:653–670, Stuttgart.
- NABHOLZ, W. K.; VOLL, G. (1963): Bau und Bewegung im gotthardmassivischen Mesozoikum bei Ilanz (Graubünden). – Eclogae Geologicae Helvetiae, 56/2:755–808, Basel.
- PLOTENY, P. (1957): Zentralalpines Mesozoikum bei Neumarkt in der Steiermark? – Karinthin, F. 34–35:206–208, Klagenfurt.
- RAMSAY, J. G. (1967): Folding and fracturing of rocks. – McGraw-Hill (Int. Ser. Earth Sciences), XVI+568 p., New York.
- RIEHL-HERWIRSCH, G. (1970): Zur Altersstellung der Magdalensbergserie Mittelkärnten/Österreich. – Mitt. Ges. Geol. Bergb. Stud., 19:195–214, Wien.
- STOWASSER, H. (1956): Zur Schichtenfolge, Verbreitung und Tektonik des Stangalm-Mesozoikums (Gurktaler Alpen). – Jb. Geol. B.-Anst., 100 Bd. 1:75–199, Wien.
- TOLLMANN, A. (1959): Der Deckenbau der Ostalpen auf Grund der Neuuntersuchung des zentralalpinen Mesozoikums. – Mitt. Ges. Geol. Bergb. Stud., 10:3–62, Wien.
- VOLL, G. (1960): New work on petrofabrics. – Liverpool and Manchester Geol. Journ., 2/3:503–567.
- (1961): Zur Frage des Stofftransportes auf den Korngrenzen metamorpher Gesteine. – Geol. Rdsch., 51/2:395–405, Stuttgart.
- (1969): Klastische Mineralien aus den Sedimentserien der Schottischen Highlands und ihr Schicksal bei aufsteigender Regional- und Kontaktmetamorphose. – Habil.-Schrift Techn. Univ. Berlin, V+206 S., Berlin.

- ZADORLAKY-STETTNER, N. (1960): Über Schwermineralführung von Quarzgesteinen aus den Schieferenserien der östlichsten Gurktaler Alpen. – Verh. Geol. B.-Anst., 1960/2:261–266, Wien.
- (1961): Petrographisch-geologische Untersuchungen in den östlichen Gurktaler Alpen, westlich von Friesach in Kärnten. – Verh. Geol. B.-Anst., 1961:155–170, Wien.
- ZWART, H. J. (1960): Relations between folding and metamorphism in the central pyrenees, and their chronological succession. – Geologie en Mijnbouw, 39/5:163–180, 's-Gravenhage.

Anschrift des Verfassers: Dipl.-Geol. Werner v. GOSEN, Bundesstraße 55, D-2000 Hamburg 13, Geomatikum (Geol.-Paläontolog. Inst. der Universität).