

gelagerten Orthogneiszügen ist der nördlichste der umfangreichste. Er gewinnt dicht nordwestlich des Mittleren Langtalsees, wo er auch endet, eine Ausbißbreite von ca. 400 m, verliert nach Westen deutlich an Mächtigkeit, ist aber über den Gößnitzbach hinaus noch weit in das westliche Nachbargebiet zu verfolgen. Südlich und südöstlich der Elberfelder Hütte wurde die Fortsetzung von einem der beiden Mikrotonalitgänge des westlichen Nachbargebiets festgestellt; der Mikrotonalitgang spaltet hier stellenweise auf, d.h. sendet Apophysen in den benachbarten Glimmerschiefer. Vier Blockgletscher wurden in den oberen Bereichen der Seitenkare dieser Flanke des Gößnitztales kartiert.

Gebiet „Nordwestliche Talflanke des oberen Gradentals“ (G. KADNER)

Auch in diesem Gebiet überwiegen wiederum die quarzreichen Glimmerschiefer, die sich durch relativen Granat-

reichtum auszeichnen und im Dünnschliff auch Staurolithführung erkennen ließen. Quarzärmere Glimmerschiefer nehmen im Nordosten einen etwas größeren Anteil ein. In ihnen tritt auch ein sehr kleines Vorkommen von Paragneis auf.

Das südwestliche Viertel des Kartiergebiets, südlich und östlich des Großen Hornkopfs, wird fast vollständig von Amphiboliten mit Hornblendegneiseinschaltungen eingenommen. Hier liegt die Hauptmasse des großen südlichen Amphibolitvorkommens des Gesamtgebiets. In ihr herrscht durchwegs NW–SE-Streichen vor.

Sieben Pegmatitgänge durchschlagen die Amphibolitfolge; sie haben Längen von mehreren Hundertmetern, in einem Fall 700 m, und ihr Streichen schwankt zwischen WNW–ESE und NNW–SSE.

In den höchsten Lagen der Seitenkare sind ebenfalls vier Blockgletscher erkannt worden.

Blatt 180 Winklern

Bericht 1994 über geologische Aufnahmen im Altkristallin und in der Trias auf Blatt 180 Winklern

WERNER VON GOSEN, HARALD LUCKS, MIRCO SCHÖPF
& MICHAEL ZENK
(Auswärtige Mitarbeiter)

Kartiert wurde in direktem Nord- und West-Anschluß an das im Jahr 1991 aufgenommene Gebiet nördlich von Oberdrauburg (vgl. Aufnahmebericht 1992). Das Areal umfaßt den Südwestabfall der Kreuzeckgruppe, mit einem westlichen Aufnahmegebiet zwischen Michelsberg und Rabantberg nördlich der Drau. Ein östliches Gebiet wird durch die Mooswiesen und die Ortschaft Strieden im Süden sowie die Kammlinie zwischen Damertörl und Sandfeldtörl im Norden begrenzt.

Trias zwischen Nörsach und Rabantalm Lithologie

Der Westrand des Oberdrauburger Triaszuges wird von dunkelgrauem und z.T. stark bituminösem Hauptdolomit aufgebaut. Massige und gebankte Partien wechseln teilweise im m-Bereich und konnten in der geologischen Karte nicht ausgehalten werden. An manchen Stellen sind cm-mächtige Mergellagen in die Dolomite eingeschaltet. Der Dolomit weist zahlreiche dünne Risse und Spalten auf, die mit Dolomit gefüllt sind.

Der Steilabfall vom Rabantberg in das Drautal wird überwiegend von massigem Hauptdolomit gebildet. Nach W wird der Hauptdolomit von quartären Sedimenten verhüllt. Er tritt aus ihnen nur N von Nörsach bei St. Chrysanth hervor.

Tektonik

Die östlich des Rabantberges nachgewiesene Muldenstruktur in der Triasabfolge (vgl. Aufnahmebericht 1992) konnte in dem westlichen Hauptdolomit nicht belegt werden. Innerhalb der gebankten Dolomite fällt die Schichtung mit 45–65° in nordwestliche Richtungen ein.

Der Hauptdolomit wird an seinem Nordrand entlang einer WNW-ESE-streichenden Störungslinie gegen das nördliche Altkristallin abgetrennt. Sie ist ca. 500 m E

von St. Chrysanth auf einer Länge von 300 m in einem Bachlauf aufgeschlossen. Die Verschiebung des Altkristallins auf die Trias ist auch im gesamten Hauptdolomit über Bewegungsbahnen dokumentiert. Deren Orientierung und die NE-tauchenden Harnischlineationen dokumentieren eine Aufschiebung mit deutlicher sinistraler Komponente unter NE–SW-gerichteter Einengung. Sie weisen etwa das gleiche NW–SE-Streichen auf und können mit den S_4 -Scherflächen im nördlich angrenzenden Altkristallin verglichen werden.

NE von Nörsach ist die Aufschiebung an einer NNE–SSW-streichenden Querstörung nach S versetzt, die als Abschiebung zu deuten ist. Auch hier spielten vermutlich laterale Bewegungen eine Rolle. Die Fortsetzung der Aufschiebung nach WNW ist unter der Quartärbedeckung von Nörsach verborgen. Etwa 200 m E von St. Chrysanth ist eine NE–SW-streichende Verwerfung anzunehmen, die den Dolomit von St. Chrysanth gegen das östliche Vorkommen nach N versetzt.

Altkristallin Lithologie

Das Altkristallin ist Teil des SW-Bereiches der Strieden-Einheit von HOKE (1990). In dem aufgenommenen Areal konnte die Gesteinsserie in drei Gruppen untergliedert werden. Die in den topographisch tieferen (südlichen) Regionen verbreiteten quarzitären Glimmerschiefer werden von der hangenden (nördlichen) Glimmerschiefer-Quarzit-Feldspatschiefer-Wechselfolge durch einen markanten Streifen mit Augenorthogneisen abgetrennt. Dieser erstreckt sich vom vlg. Zmoje im W, über die Ronachhütte bis in den S-Abfall des Langkofel. Nach Osten ist er in einzelnen Vorkommen aus dem Bereich westlich der Funderhütte bis in den Südabfall des Breitbichl und den Ostabfall des Mauerecks zu verfolgen.

a) Quarzitisches Glimmerschiefer

Die meist quarzitisches ausgebildeten Glimmerschiefer enthalten Quarz, Serizit, Muskovit, Biotit, Feldspat und unterschiedliche Anteile an idioblastischem Granat im mm-Bereich. In den nördlicheren und höher gelegenen Abschnitten tritt Quarz abschnittsweise dominierend im Mineralbestand auf, neben einem auch zunehmenden

den Feldspatanteil. Im S ihres Verbreitungsgebietes sind die Glimmerschiefer z. T. phyllitisch ausgebildet. Die unregelmäßige flächige Verbreitung der Granatführung ist in einzelnen Arealen deutlicher ausgeprägt, wobei die Idioblasten Durchmesser bis 1 cm erreichen. Auf den S-Flächen der Glimmerschiefer finden sich neben geregelten Glimmern manchmal auch Garben von größtenteils richtungslos gesproßten Amphibolen im cm-Bereich.

In die Glimmerschiefer sind mit meist fließenden Übergängen bis mehrere dm- oder m-mächtige Serizit-Quarzite eingeschaltet, die z.T. gut gebändert sind. Auch im dm-Bereich treten nicht selten Wechsellagerungen von Quarziten, quarzitischen Glimmerschiefern und feldspatführenden Glimmerschiefern auf (z.B. Umgebung des Waldschwimmbades von Nikolsdorf). Der wechselnde Feldspatgehalt wird in den Glimmerschiefern nie dominierend. Sehr selten finden sich graphitische Varietäten der Glimmerschiefer, die mit fließenden Übergängen in den Gesteinsverband eingelagert, aber auch entlang einzelner spröder Bewegungsbahnen zu finden sind.

In die Glimmerschiefer sind linsig begrenzte Vorkommen von Amphiboliten, Augenorthogneisen und Muskovit-Biotit-Gneisen eingeschaltet. Alle Linsen liegen parallel zur prägenden Foliationsebene in den quarzitischen Glimmerschiefern und streichen \pm E-W.

Plattige bis schiefrige, grob- und feinkörnige Amphibolite treten sowohl in kleineren Linsen als auch in langgestreckten Zügen innerhalb der südlichen Glimmerschiefer auf, wobei die Mächtigkeit 35 m nicht überschreitet, die Längserstreckung im Streichen jedoch zwischen wenigen Metern und ca. 300 m variiert. Bis 70 m mächtige und linsige Amphibolitvorkommen konzentrieren sich auf den Bereich NE von Nörsach (z.B. 500 m E von St. Chrysanth).

Die plattigen und geschieferten Amphibolite enthalten Wechsellagerungen von Plagioklas- und Amphibolreichen Lagen im mm-Bereich. Auf den S-Flächen finden sich geregelte Amphibole. Am Forstweg westlich (unterhalb) der Brandenköpfe tritt ein Granat-Amphibolit auf.

Die Randbereiche der Amphibolit-Vorkommen sind z.T. grobkörniger ausgebildet als die zentralen Abschnitte. Zwischen grob- und feinkörnigen Typen bestehen fließende Übergänge. In den Übergangsbereichen zwischen Glimmerschiefern und Amphiboliten finden sich in den Glimmerschiefern vermehrt Biotit und die Foliationsflächen überwachsene Amphibole, in den Amphiboliten z.T. Feldspatporphyroblasten. Ein generell höherer Quarzgehalt setzt sich auch in den umgebenden Glimmerschiefern fort.

b) Augenorthogneise

Neben dem beide Meta-Klastitgruppen trennenden und dominierenden, \pm WNW-ESE-streichenden Augenorthogneiszug treten diese Gesteine sowohl in den quarzitischen Glimmerschiefern als auch in der Wechselfolge Glimmerschiefer – Quarzit – Feldspatschiefer auf. Größere Vorkommen finden sich zwischen Michelsdorf und vlg. Damer, S des Langkofel und am Sandfeldtörl.

Bis mehrere 100 m lange, linsige Körper erreichen Mächtigkeiten im m- bis 10er-m-Bereich (z.B. NE des Bretterkofels). Sie liegen parallel in der Foliationsebene der Glimmerschiefer. An der Straße vom Rabantberg zur Zornhütte bilden Amphibolite teilweise die Umrahmung für kleinere Augenorthogneis-Linsen.

Intern weisen diese Gesteine einen Wechsel von straff und geringer foliierten Partien auf, wobei auch cm-dicke, glimmerreiche Lagen im Wechsel mit dünnen Quarz-Feldspatlagen eingeschaltet sind. Die rotierten, mm- bis cm-großen Feldspatporphyroklasten sind auf die massigeren Partien des Gneises beschränkt. In den Zentralbereichen größerer Vorkommen erreichen sie einen Durchmesser von max. 2,5 cm.

Der Übergang zwischen Glimmerschiefern und Augenorthogneisen ist meist fließend. In ihrem Randbereich zeigen die Gneise häufig eine plattige, feinkörnige Textur mit einem erhöhten Quarzanteil. Die Feldspat-Augen sind hier wenige Millimeter groß und werden in der Foliationsebene von Muskoviten und Biotiten umflossen. Der Glimmeranteil nimmt zu den Zentralpartien ab. Dieser Übergang ist besonders gut am Ostgrat des Sandfeldkopfes ausgebildet.

Seltener als die Augenogneise sind kleine Vorkommen der Muskovit-Biotit-Gneise (NE der Mooswiesen), in denen augenähnliche Strukturen nur vereinzelt auftreten.

c) Glimmerschiefer-Quarzit-Feldspatschiefer-Wechselfolge

Nördlich des dominierenden Augenorthogneis-Zuges nimmt diese Wechselfolge die topographisch höheren (nördlichen) Regionen ein. Die hier auftretenden Glimmerschiefer unterscheiden sich von denen der quarzitischen Glimmerschiefer im Liegenden des Augenogneis-zuges durch wesentlich größere Glimmer, vor allem Biotit. Sie sind nicht mehr phyllitisch ausgebildet. Im Nordosten, an dem zum Sandfeldtörl nach Nordwesten ziehenden Hang, vollzieht sich der Übergang von den liegenden quarzitischen Glimmerschiefern zu der hangen den Wechselfolge eher fließend. Die Grenze zwischen beiden Einheiten wurde mit dem ersten Auftreten der Wechsellagen festgelegt.

Die Glimmerschiefer führen unregelmäßig verteilte, linsenartige Körper der Feldspatschiefer und quarzitischer Lagen im m-Bereich. Die Feldspatschiefer sind durchweg feinkörnig, glimmerärmer und weisen zum Teil noch sedimentäre Gefüge auf. Feinkörnige Quarzite enthalten geringe Anteile von Muskovit und Biotit. Die drei Gesteinstypen wechseln unregelmäßig, und ihre Kartierung war nicht möglich. Gleich den quarzitischen Glimmerschiefern sind in die Wechselfolge auch linsige Augenorthogneis-Vorkommen eingeschaltet (z.B. zwischen Schmaßkofel und Damerkopf, Bereich des Damertörls).

Im Bereich des Damerkopfs und in den Gipfelregionen von Kegelstattkegele, Kesselkogel und Sandfeldkopf wird der Gehalt an Feldspat so hoch, daß die Gesteine der Wechselfolge abschnittsweise den Charakter von Paragneisen und Zweiglimmergneisen bekommen.

Tektonik

Im Gelände konnten makroskopisch drei duktile und eine spröde Deformation im Altkristallin nachgewiesen werden. Die erste duktile Deformation (D_1) ist vereinzelt über Relikte der S_1 -Foliation angezeigt, verbreitet aber nur über gefaltete Quarzgänge in der S_2 -Foliation der Metapelite/-psammopelitte dokumentiert.

Die zweite duktile Deformation (D_2) wird durch die prägende Foliation S_2 dokumentiert, die auch durch Feldspat- und Quarzschüre abgebildet wird. Ihr Streichen wechselt von \pm W-E bis NW-SE, bei einem relativ flachen Einfallen nach NNW bis NE (20–30°). Sie kann ab-

schnittsweise \pm N-S streichen und nach \pm E einfallen. Im NE-Teil des Aufnahmegebietes biegt die Foliation über ein SW-NE-Streichen bei flachem Einfallen nach NW bis zu einem N-S-Streichen mit flachem Einfallen nach W um.

Die Foliation ist einer F_2 -Isoklinalfaltung von Quarzlagen im cm- bis dm-Bereich zugeordnet. Neben der Isoklinalfaltung von Amphibolitlagen und der Kleinfältelung in der Wechselfolge waren keine F_2 -Großfalten zu belegen. Die B_2 -Achsen streichen um N-S.

Die S_2 -Foliation trägt eine Minerallineation (L_2), die über geregelte Glimmer in den Meta-Psammpeliten abgebildet wird und relativ lagekonstant und flach nach NE taucht. Auf den Foliationsflächen der Amphibolite ist teilweise eine L_2 -Minerallineation über geregelte Amphibole zu erkennen. In anderen Abschnitten sind die S_2 -Flächen regellos von Amphibolen überwachsen worden.

Die dritte duktile Deformation (D_3) überprägt die Foliation S_2 durch eine Krenulation und Kleinfältelung, wobei die B_3 -Achsen meist \pm parallel zur Minerallineation L_2 orientiert sind und unter wechselnden Winkeln flach nach NE bis E oder SW tauchen.

S_3 -Flächen sind selten zu finden. Sie können als weitständige Achsenflächenschieferung größeren F_3 -Falten zugeordnet werden und streichen dann NE-SW mit einem steilen Einfallen nach NW. In einigen Aufschlüssen in der Nähe des Wildsees sind steilstehende, nach NW oder SE einfallende Flächen in dm-Abständen ausgebildet und größer dimensionierten F_3 -Falten zuzuordnen.

Die Minerallineation L_3 streicht parallel zu B_3 , überprägt zum Teil L_2 und taucht flach nach ENE. Sie wird über geregelte Biotite und Amphibole abgebildet.

Die sich anschließende spröde Deformation D_4 ist alpidischen Alters. Sie führte zur Verschiebung des Altkristallins auf den Hauptdolomit mit einer sinistralen Komponente. Im gesamten Aufnahmegebiet fanden sich spröde Bewegungsbahnen, deren Streichen mit dem der Hauptstörung vergleichbar ist. In der Oberdrauburger Trias ist diese Deformation durch die Ausbildung einer Muldenstruktur dokumentiert (vgl. Aufnahmebericht 1992). Nach dieser Zuordnung kommt den ersten drei Deformationen im Altkristallin ein präalpidisches Alter zu.

Die Deformation ist im Altkristallin durch eine bereichsweise intensive Knickfaltung (F_4) dokumentiert, die auf N-S- bis NE-SW-gerichtete Einengung weist. Die Knickfalten erreichen Dimensionen im cm- bis dm-Bereich und sind überwiegend S- bis SW-vergent. Echte Knickfalten sind in den massiveren Augengneislagen nur selten zu beobachten.

Weitständige, W-E- bis NW-SE-streichende und spröde S_4 -Scherflächen fallen unter wechselnden Winkeln, jedoch meist steil nach N bis NE ein. Sie entsprechen häufig den F_4 -Achsenflächen und sind z.T. als konjugierte Scherflächenpaare den Knickfalten zugeordnet.

Spröde und aufschiebende Bewegungen entlang der S_4 -Flächen sind in einigen Aufschlüssen durch das Abreißen einzelner Lagen dokumentiert, zum Teil weisen die Geometrien auf eine sinistrale Komponente im Zuge der Einengung. Zwei WNW-ESE- bis W-E- streichende, max. 100 m breite Scherzonen sind dieser spröden Deformation zuzuordnen. Die südliche Zone streicht aus dem Bereich südlich des Schmaßkofels bis zur nördlichen Vorderberger Alm, die nördliche Zone ist in einem deutlichen Streifen zwischen Kegelstattkegele – Turneck bis in den Bereich nördlich des Mauerecks zu verfolgen.

Die Zentralbereiche der Zonen sind durch penetrative Scherflächen, teilweise in mm-Abständen, und eine damit verbundene, S-vergente Kleinfältelung gekennzeichnet.

Entlang der steil nach NNE bis N einfallenden Bewegungsflächen sind die Gesteinslagen abgerissen. Zum Rand der Bewegungszonen nehmen die Abstände der Scherflächen zu, die Intensität der Knickfaltung nimmt ab. Steil nach WNW tauchende B_4 -Kleinfaltenachsen in der Scherzone deuten auf eine sinistrale Komponente während der \pm S-gerichteten Aufschiebung.

Es ist zu vermuten, daß einzelne Verwerfungen im Aufnahmegebiet der D_4 -Deformation oder/und jüngerer Hebung zuzuordnen sind. So werden zwei Amphibolitvorkommen E des Tunnels bei Nörsach entlang einer NE-SW-streichenden Störung im NW abgeschnitten. Eine weitere Verwerfung muß 800 m E des vlg. Zmoje vermutet werden. Sie streicht WSW-ENE und trennt den nordwestlichen Augenorthogneis von den Glimmerschiefern im SE. Unmittelbar östlich des Breitbichls ist trotz schlechter Aufschlußverhältnisse eine Verwerfung durch den Versatz der Obergrenze einer Augengneislinse angezeigt.

Ganggesteine

Ganggesteine treten im Aufnahmegebiet in mehreren kleinen Vorkommen auf. Hinter der Haßlerhütte beginnend zieht ein 5 m breiter Porphyritgang in östlicher Richtung bis zum Saubachtal. Er ist teilweise durch Schuttmassen verdeckt. Der Kontakt zu den Glimmerschiefern ist unmittelbar am Saubach, am Bach unterhalb der Haßlerhütte (Weg zur Funderhütte) und am Hang 50 m unterhalb des Weges aufgeschlossen.

Der Gang schneidet die Hauptfoliation der Glimmerschiefer unter spitzem Winkel, abschnittsweise folgt er auch den kleinräumig verstreuten Foliationsflächen. Der Porphyrit enthält in einer hellgrauen Quarz-Feldspat-Matrix Einsprenglinge von Plagioklas, Quarz, Biotit und Amphibol. Randlich war ein wenige cm breiter, sehr feinkörniger Abkühlsaum erkennbar. Ein weiteres isoliertes Vorkommen des gleichen Gesteins ist auf einer Erhebung 500 m NW von Strieden zu finden. Ca. 400 m SE der Haßlerhütte fanden sich gehäuft Lesesteine eines dunkleren, feinkörnigen Lamprophyrs.

Im Bereich östlich des Langkofels treten drei Vorkommen eines hellen Porphyrit-Ganges und ein Vorkommen eines biotitreichen Lamprophyrs auf. Die NW-SE-streichenden Gänge waren nur über Lesesteinverbreitung nachweisbar. Zwischen Ronach- und Zornhütte, bzw. dem Gießbach, stehen in einem größeren und vier kleineren Vorkommen 2 bis 7 m mächtige, helle Porphyrit-Gänge an. Das größere Vorkommen konnte auf einer Länge von 400 m verfolgt werden. Die anstehenden Ganggesteine durchschneiden zum einen die Foliation (S_2) mehr oder weniger senkrecht, zum anderen unter kleinen Winkeln. Der Kontakt zum Nebengestein ist scharf ausgeprägt, „chilled margins“ waren makroskopisch nicht zu erkennen.

Zwei ca. 2 m mächtige Porphyrit-Vorkommen W des Ploner Berges konnten in das Kartenblatt übernommen werden. Sie bestehen aus einer hellen Quarz-Feldspat-Matrix mit Amphibol-Einsprenglingen.

Abgesehen von Klufflächen waren in allen Vorkommen keine Anzeichen tektonischer Beanspruchung zu finden.

Quartäre Ablagerungen

Die Relikte der quartären Vereisung beschränken sich in den topographisch höheren Regionen auf mehrere Karbecken, einen Karsee (Wildsee) sowie geringmächtige Reste einer Moränenüberdeckung aus gerundeten und z.T. angeschliffenen Kristallingeröllen. Größere Ausdeh-

nungen zeigen die Moränenreste in der Umgebung des Kars südöstlich vom Wildsee bis zur Hinterberger Alm.

Die Reste der pleistozänen Moränenüberdeckung zwischen Michelsberg und Gießgraben enthalten gerundete Quarz- und Kristallingerölle und besitzen Mächtigkeiten von wenigen Metern. Das Material führt besonders in steileren Bereichen zur Ausbildung von Rutschungen. Relikte von Verebnungsflächen finden sich in diesem Gebiet verbreitet.

Weite Bereiche der Vorderberger und Striedener Almen und der Umgebung des Wildsees zeigen eine postglaziale Bodenbildung mit Mächtigkeiten bis in den m-Bereich. Größere Vernässungsbereiche und Buckelwiesen sind auch hier verbreitet.

Die postglazialen Ereignisse spiegeln sich auch in intensiven Hangzerreißen zwischen dem Langkofel und Damerkopf sowie in den Gipfelregionen von Kesselkopf

und Sandfeldkopf. In Locker- und Festgesteinen sind Anbrüche in unterschiedlichsten Dimensionen zu beobachten. Unterhalb von Haßler- und Funderhütte, sowie in den Hängen nördlich von Strieden, findet man neben großen Schuttmassen sehr häufig eine über Gefügedaten dokumentierte Verstellung größerer Blöcke durch Hangtektonik.

Nahezu im gesamten Areal bildeten sich an übersteilten Hängen und Klippen zum Teil mächtige Hangschuttströme. Dies gilt insbesondere für die höher gelegenen Bereiche unterhalb der aufragenden Berggipfel (z.B. Damerkopf, Kesselkogel, Sandfeldkopf, Turneck, Mauereck), aber auch für Abschnitte der tiefer gelegenen, bewaldeten Gebiete. Als jüngste Bildungen wurden die Schwemmfächer von Nörsach und Nikolsdorf und die fluviatilen Schluffe, Sande und Schotter des Drautales in die Kartendarstellung übernommen.

Blatt 182 Spittal an der Drau

Bericht 1994 über geologische Aufnahmen auf Blatt 182 Spittal an der Drau

VLADIMIR BEZÁK, IVAN BARÁTH, IGOR BROSKA,
MARIAN JANÁK, MILAN KOHÚT, MARTIN KOVÁČIK,
EDUARD LUKÁČIK, JAN MARDARÁS, FRANTIŠEK MARKO,
DUŠAN PAŠIENKA, MARIAN PUTIŠ & PAVOL SIMAN
(Auswärtige Mitarbeiter)

PENNINIC BASEMENT COMPLEXES

Area N of Gössgraben (E of Hochalmspitz 3360 m)

Tectonostratigraphy and lithological composition of the crystalline complex are partly different from that of the Reißbeck Massif (S of Gössgraben), especially due to the presence of migmatites to (diaphrotitic) micaschists, tonalitic orthogneisses to metatonalites, overlying the marker layer of amphibolites, which is usually present on the top of the Reißbeck Massif tectonic structure.

The exposed basis of the structure N of Gössgraben is characterized by alternation of "porphyric Zentralgneis" and banded "gray gneisses", more or less schistose or porphyric (probably metaigneous protolith of the Zentralgneis), composed of quartz, plagioclase, biotite, sporadic amphibole and garnet. Thin granitoid layers, incl. porphyric Zentralgneis type, are present within the gray gneisses, which are cut by leucocratic granitoid veins. Granodiorite to granite showing less porphyric, but intensely deformed texture, underlies the amphibolites. The sequence is about 1000 m thick.

A distinct amphibolite layer, overlying the previous sequence, is composed of fine-grained amphibolites, biotite-amphibole gneisses and coarse grained metabasites. All rocks are strongly biotitized. Amphibolites show banded, layered structure with alternating dark (amphibole, biotite-rich) and leucocratic (plagioclase, or plagioclase-quartz rich) layers with some content of epidote, scarcely K-feldspar, muscovite and garnet. The layering is concordant with metamorphic schistosity, indicating ductile deformation; leucocratic veins have been probably anatectic melts as deduced from the composition. The thickness of the marker amphibolite layer is about 100–150 m.

A migmatite-gneiss layer (100–200 m thick) appears above banded amphibolites. Biotite-garnet paragneisses to migmatites exhibit also banded and inhomogeneous texture characteristic for migmatites. They are intimately associated with layers of deformed leucocratic granitoids, often in the form of pygmatitic folds of leucosome surrounded by melanosome concentrations, or layers of porphyric tonalites and granodiorites with asymmetric tails due to dynamic recrystallization. The main mineral assemblage of gneisses comprises garnet, biotite, muscovite, plagioclase and quartz, indicating metapelitic lithology. In several places, kyanite, staurolite, newly formed garnet (smaller grains) and muscovite and chlorite represent most probably the products of Alpine metamorphic recrystallization, thus the rocks exhibit mica schist assemblages and texture. There are characteristic transitions from migmatites to mica schists, especially near the hangingwall of the layer or, along the internal shears. Thus the mica schists appear to be diaphrotites or migmatite paragneisses due to Alpine metamorphism.

The top of the tectonostratigraphic sequence is built of tonalitic gneisses, with transitions to massive metatonalites.

Area N of Gössgraben, Höhenock 2124 m

The upper part of the Höhenock (2124) ridge is built of metapelites (mainly mica schists with garnet, metagraywackes, biotite gneisses), rarely amphibolites. This complex is characterized by injections of white leucocratic granites, several tens of metres thick. Texturally, the metamorphism seems to be influenced by a periplutonic manifestation of the above mentioned granite: fresh garnet, randomly oriented phyllosilicates (muscovite, biotite, less chlorite), plagioclase and quartz forming common assemblage. If the underlying amphibolites representing the so called Innere Schieferhülle is considered to be as pre-Hercynian, then this rock pile may be envisaged as a Hercynian cover, or as a thrust sheet, "migmatitized" by syn- to postkinematic granite.

Eastern slopes of the Malta valley

The eastern slopes of the Malta valley at the northern edge of the map sheet are built by a "hybrid complex",