©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

3. SCHLADMINGER KRISTALLINKOMPLEX

A. MATURA

Das Schladminger Kristallin stellt einen Komplex mehrfach metamorpher und verformter Para- und Orthogesteine dar. Sie wurden voralpidisch unter den Bedingungen der Amphibolitfazies geprägt. Zur Einstufung des Mineralaltbestandes in die Amphibolitfazies haben u.a. H. P. FORMANEK (1964) und A. SCHEDL (1981) ausführlicher argumentiert. E. HEJL (1984) wertet K-Ar-Alter von 340±18 und 347±20 Mio. J. aus grobschuppigen Pegmatitmuskowiten als Belege für den thermischen Höhepunkt und das variszische Alter dieser Metamorphose. Während der alpidischen Orogenese wurde das Schladminger Kristallin unter den Bedingungen der Grünschieferfazies retrograd überprägt. W. FRISCH et al (1984) setzen die Amphibolit-Gneis-Wechselfolgen im Südteil des Kartenblattes mit dem Vulkanogenen Komplex der Gleinalpe gleich, für welchen ein oberkambrisches Bildungsalter gemessen wurde (W. FRANK et al, 1976), und fassen das gesamte Schladminger Kristallin als Rest eines kaledonisch geprägten Grundgebirges auf.

LITHOLOGIE

Paragneis

Paragneise sind im Schladminger Kristallin die weitaus vorherrschende Gesteinsart und von eher eintöniger Zusammensetzung. Migmatitische Bereiche unterschiedlicher Art sind mit kaum oder nicht migmatitischen ohne scharfe Grenze verbunden; injektionsmigmatite sind in der Umgebung der Metaplutonite im nördlichen und mittleren Bereich des Schladminger Kristallins zu finden, Lagenmigmatite und Plagioklasaugengneise in den südlichen Anteilen. Die überwiegend kleinkörnigen Paragneise zeigen gewöhnlich einen s-parallelen, dezenten Lagenbau, der durch s-parallele, mmfeine bis cm-dicke Quarz- oder Quarz-Feldspat-Mobilisatlagen und -linsen betont wird und eine von Ort zu Ort unterschiedlich intensive Fältelung markiert.

Im Rahmen des einförmigen Gesamtcharakters der Paragneise zeigen die Mengenverhältnisse im Mineralbestand örtlich breitere Streuung. Hauptgemengteile sind Plagioklas und Quarz; Nebengemengteile sind Hellglimmer, Biotit, Chlorit, Granat, Klinozoisit/Epidot, örtlich Hornblende; an Akzessorien sind Zirkon, Apatit, Orthit, Opake, Turmalin, Titanit und Karbonat vorhanden. Plagioklas ist meist ein ± dicht mit Hellglimmer und etwas Klinozoisit gefüllter reiner Albit. Mitunter ist der Randsaum frei von Fülle. Lokal sind Bereiche mit Oligoklas (23-27% An-Gehalt), kaum gefüllt und fast ohne Zwillingslamellen, erhalten geblieben. Alkalifeldspat tritt nur in den migmatitischen Plagioklasaugengneisen im Süden auf, fehlt aber sonst in den Paragneisen.

Brauner Biotit ist selten frisch erhalten, meist mit Chlorit verwachsen, der den Biotit oft unter Ausscheidung von Titanitkörnchen sowie weitgehend auch Granat sekundär verdrängt hat. Auffallend grobschuppige Hellglimmer mit mehr als mmgroßen Tafeln sind eher in der Umgebung von Intrusivkörpern zu finden. Ein großer Anteil der feinschuppigen Hellglimmer ist als Fülle in den Plagioklasen vertreten. Linsen- und leistenförmige, feinschuppige Hellglimmeraggregate, die auch als auffallende, mehrere mm große Knötchen auswittern, treten vor allem in der Nachbarschaft von Intrusivkörpern auf und könnten als Pseudomorphosen nach Andalusit interpretiert werden. Die vom Verfasser im Kartierungsbericht von 1978 vermerkten Sillimanit-Einschlüsse in Muskowit-Tafeln stellten sich als Fehlbestimmung heraus. Hornblende ist ein sehr kennzeichnender Nebengemengteil der Paragneise im Nordosten des Schladminger Kristallins nördlich und östlich der Linie Riesachtal-Waldhorn und bildet dort meist schon makroskopisch leicht erkennbare feine, dunkle Nadeln. U.d.M. zeigen sich diese Hornblenden meist innig mit Biotit verwachsen; sie schließen das externe Gefüge unverlegt ein, sind also spät- bis postkinematisch schieferungsparallel ohne bevorzugte Richtung gesproßt. E. H. WEISS (1958) deutet die enge Verwachsung von Hornblende und Biotit als teilsweise Verdrängung von Hornblende durch Biotit. O. SCHMIDEGG (1937) erwähnt Staurolith in Paragneis unweit Bromriesen. A. SCHEDL (1981) hat Serizit-Chlorit-Aggregate aus dem Bereich Vetternspitzen als Pseudomorphosen nach Staurolith interpretiert.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Oligoklas, Biotit, Hellglimmer, Granat, Hornblende, Alkalifeldspat und ?Staurolith bilden den z. T. noch erhaltenen Altbestand und sind der mittelgradigen, voralpidischen (variszischen) Metamorphose zuzuordnen; Quarz, gefüllter Albit, Chlorit, feinschuppiger Hellglimmer und Epidot/Klinozoizit sind das Ergebnis der retrograden alpidischen Metamorphose unter niedriggradigen Bedingungen.

Leukogranitgneis, Leukogranodioritgneis, Leukotonalitgneis

Die Metaplutonite bilden die kennzeichnenden Gesteinsarten des Riesachkomplexes, der den größeren, nördlichen Teil des Schladminger Kristallins einnimmt und dem Metavulkanite führenden Gollingkomplex gegenübergestellt wird. Sie treten in zwei E-W-streichenden Zügen auf, in welchen sie unterschiedlich dicht aneinander gelagerte Bereiche von m- bis km-Dimension ausfüllen. Der nördliche Zug folgt dem Nordrand des Schladminger Kristallins und reicht vom hinteren Seewigtal im Osten über den Mitterberg bis zum Obertal; ihm gehören die größten geschlossenen Massen an, wie der Granitgneiskörper zwischen Rabensteinwand im Obertal und der Südwestflanke des Krahbergerzinken oder jener im Bereich der Wödl-Hütte. Der südliche ist schwächer entwickelt; er läßt sich von der Nordschulter des Hochfeld, über das Fenzenlehen im Obertal, das hintere Herzmaierkar, die Unt. Steinwenderalm im Steinriesental bis in das Gebiet der Preintaler Hütte verfolgen, wo er sich mit dem nördlichen Zug zu vereinigen scheint. Die restlichen Vorkommen der Metaplutonite befinden sich im westlichsten Gebiet (Gasselhöhe, Schober) und weiter südlich (Eschachalm, Unterende der Wasserfallrinne, nördlich Grubachhöhe).

Die im Titel angeführten Varietäten der sauren Metaplutonite sind durch weite Übergänge miteinander verbunden und meist erst u.d.M. genauer identifizierbar. In der Karte ist daher eine Differenzierung unterblieben. Der Kontakt zum Nebengestein ist zwar meist ohne Übergangszone entwickelt, doch die Aufsplitterung in zahlreiche Gänge und kleinere Körper erschwert die klare kartenmäßige Abgrenzung.

Es herrschen leukokrate, an Mikroklin arme bis freie Orthogesteine vor. Die Hauptmasse der Orthogneise wurde nach der intrusiven Platznahme gemeinsam mit dem Nebengestein geschiefert. Eine jüngere Generation von Muskowit-Metaleukograniten bildet im Bereich Herzmaierkar diskordant zur Schieferung des Nebengesteines dm- bis m-mächtige Gänge, die durch spätere Verformungen zerrissen und subparallel zur Schieferung eingeregelt wurden. Schlierige pegmatoide Partien unter Beteiligung von Hellglimmer, Feldspat und Quarz sind innerhalb der mächtigeren Gänge keine Seltenheit.

Die Hauptgemengteile im Mineralbestand der sauren Metaplutonite sind Quarz, Plagioklas und Alkalifeldspat. Der Plagioklas ist ein meist dicht mit Hellglimmer und Klinozoisit gefüllter Albit. Die Mikrokline, wenn vorhanden, sind fallweise fleckenperthitisch oder schachbrettalbitisch entmischt. Nebengemengteile sind Muskowit und Biotit bzw. Chlorit und Epidot/Klinozoisit. Biotit - nicht selten mit Sagenitgitterung - ist teilweise bis gänzlich in Chlorit umgewandelt worden; das Mengenverhältnis Chlorit:Biotit als ein Index für die Intensität der retrograden alpidischen Metamorphose ist zwar von Ort zu Ort verschieden, läßt aber keine Zonierung der retrograden Metamorphose erkennen. Örtlich kann auch Hornblende als Nebengemengteil auftreten. Klinozoisit und/oder Epidot bildet teilweise die mikrolithische Plagioklasfülle, teilweise klein- bis mittelkörnige Blasten. Zu den Akzessorien zählen idiomorpher Zirkon, Orthit, pigmetierter Apatit, Titanit, örtlich Karbonat Turmalin und Granat.

Das Gefüge der Orthogneise zeigt weitgehend homogene stoffliche Verteilung und ist meist deutlich geschiefert; nur örtlich ist noch das massige Gefüge erhalten geblieben. Die Korngröße schwankt zwischen kleinkörnig bis grobkörnig, das Korngrößenverhältnis zwischen gleichkörnig und porphyrisch.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Quarzdioritgneis, Dioritgneis

Die intermediären bis basischen Metaplutonite liegen hier als Hornblende führende Orthogneise und Amphibolite vor. Sie sind ebenfalls bezüglich Gefüge und Zusammensetzung vielfältig ausgebildet, mengenmäßig den sauren Orthogneisen aber weit unterlegen. Sie treten als ± scharf abgrenzbare Einschaltungen innerhalb der Metaplutonitkörper auf oder bilden isolierte Einschaltungen in Paragneis. Die auffallendsten Häufungen sind im Bereich Höchstein-Hochwildstelle und im Bereich Hinterer Wildkarstein-Gamsspitze-Preintaler Hütte zu finden.

Die Hauptgemengteile sind graugrüne Hornblende und Plagioklas, der auch hier meist als dicht mit Hellglimmer und Klinozoisit gefüllter Albit vorhanden ist. Örtlich kann auch Quarz als Hauptgemengteil hinzutreten. Als Nebengemengteile kommen Biotit, Chlorit, Epidot und Hellglimmer vor. Chlorit verdrängt teilweise bis vollständig den Biotit. E. HEJL (1984) berichtet über Chloritisierung von Hornblende aus Grobkornamphiboliten im Bereich Klafferkessel-Zwerfenbergsee. Titanit, Ilmenit, pigmentierter Apatit, Zirkon, Orthit und Karbonat zählen zu den Akzessorien.

Das klein- bis mittelkörnige Gefüge der dunklen Orthogesteine ist stofflich meist homogen, seltener massig, meist jedoch geschiefert.

Serpentinit

Das kleine Serpentinitvorkommen im Klafferkessel bei dem kleinen See am Nordostfuß des Greifenberges wird seit F. HERITSCH (1921) in der Literatur erwähnt und ist durch K. VOHRYZKA (1957) und E. HEJL (1983) zuletzt näher beschrieben worden. Demnach besteht das feinkörnige Gestein aus den Hauptgemengteilen Serpentin (größtenteils Antigorit) sowie Talk und Tremolit als unregelmäßig begrenzte Aggregate; opake Minerale (?Magnetit) und Apatit stellen die Akzessorien; örtlich sind größere Anteile von Karbonat (Dolomit oder Magnesit) vorhanden; der Serpentinit grenzt im Süden an grobkörnigen Amphibolit, im Norden mit hellgrünen Aktinolithschiefern und dunkelgrünen, grobschuppigem Chloritfels an migmatitische Paragneise.

Am Westgrad des Greifenberges und im Hang nördlich des Greifenberggipfels wurden von K. VOHRYZKA und E. HEJL zwei weitere, nur wenige m^3 große Serpentinitvorkommen gefunden.

Metavulkanite

Für den Südteil des Schladminger Kristallins ist das Auftreten einer Serie von z. T. gebänderten Amphiboliten und leukokraten, gebänderten Plagioklasgneisen kennzeichnend, die als Metavulkanite aufgefaßt werden können (A. MATURA, 1980) und zusammen mit den begleitenden Paragneisen als Gollingkomplex bezeichnet werden. Die Verbreitung der Metavulkanite im südlichsten Gebietsstreifen von Blatt Schladming wurde durch die Neuaufnahmen von A. SCHEDL und E. HEJL genauer erfaßt. Die Interpretation als Metavulkanite hat A. SCHEDL (1981) mit geochemischen Vergleichen untermauert und dabei neben den Hauptelementen vor allem die Spurenelemente berücksichtigt. Eine scharfe räumliche Abgrenzung zwischen den sauren Anteilen der Metavulkanite und den ebenfalls oft lagig struierten Paragneisen ist wegen der Ähnlichkeit mancher Varietäten schwierig bis unmöglich. Auch die gröberen, massigen Amphibolitvarietäten der Metavulkanite sind von den basischen Metaplutoniten des nördlichen Bereiches makro- und mikroskopisch nicht unterscheidbar. Mächtigkeit und Abstand der wechselnden Lagen schwanken von mm bis zu mehreren m; die Grenzen sind teils verschwommen teils scharf ausgebildet.

Unter den verschiedenen Abstufungen der sauren Metavulkanite, die z. T. zu den Paragneisen vermitteln, sollen hier nur jene charakterisiert werden, die mit größerer Sicherheit als Metavulkaniten gelten können.

Dazu zählen lichte, fein- bis kleinkörnige **Plagioklasgneise**, die örtlich plattig brechen, an anderen Stellen über größere Mächtigkeiten massig und homogen ausgebildet sind. Die Mächtigkeit solcher Gneishorizonte kann mehrere Meterzehner erreichen. Meist sind sie im Verband mit Bänderamphiboliten.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Der Mineralbestand ist weitgehend kristalloblastisch erneuert. Hauptgemengteile sind zu etwa gleichen Anteilen gefüllter Albit und Quarz. Wichtigster Nebengemengteil ist meist feinschuppiger Hellglimmer, der sich häufig in flaserigen Aggregaten oder schieferungsparallelen Zeilen angesammelt hat. Der Volumsanteil von Biotit ist stets kleiner als jener von Hellglimmer oder Biotit fehlt gänzlich. Biotit ist eher selten frisch erhalten geblieben und meist teilweise bis vollständig in Chlorit umgewandelt worden. Unter den Akzessorien sind Zirkon mit oft relativ großen, bis 0,1 mm messenden, kaum idiomorphen, meist vielmehr gerundeten Individuen, und Rutil kennzeichnend. Daneben treten noch Orthit, Epidot, Apatit und Opake auf. Karbonat ist entweder fein verteilt im Gefüge oder hat feine Risse verheilt und kann meherere Volumsprozentanteile erreichen.

An einigen Stellen (Eiskar, westlich Grubachscharte, Gollingwinkel, Hochgolling, nordwestlich Murspitzen) ist in den sauren Metavulkaniten auch Alkalifeldspat in unterschiedlichen, bis zu 40 Volumsprozent reichenden Anteilen enthalten, meist als eher hart gegitterter Mikroklin. Auch A. SCHEDL (1981) und E. HEJL (1984) erwähnen geringe Alkalifeldspatanteile in den Plagioklasgneisen. Solche Varietäten sind mit dem "Normaltyp" der Plagioklasgneise durch Übergänge verbunden.

Die bedeutendste Mächtigkeit erreichen die lichten Plagioklasgneise im Gipfelaufbau des Hochgolling, wo sie von K. VOHRYZKA (1957) in die tieferen "sauren Gneise von Orthohabitus" und die höheren sogenannten "Serizitquarzite" gegliedert wurden; nach seiner Meinung sind die Serizitquarzite durch starke Durchbewegung aus den ersteren hervorgegangen. Auch E. HEJL (1983) deutet diese Serizitquarzite und -schiefer als alpidische Phyllonite.

Örtlich sind **Plagioklasquarzite** als Varietät der Plagioklasgneise entwickelt. Im Kristallinrahmen der Kalkspitzen aber auch nördlich der Gasselhöhe treten Plagioklasquarzite gemeinsam mit Pyrit und/oder Magnetit führenden leukokraten Plagioklasgneisen im Grenzbereich zu den Radstädter Quarzphylliten auf (J. ALBER 1985). Vor der Verwechslung mit dem Lantschfeldquarzit schützt die Feststellung von Biotit, der dem Lantschfeldquarzit fremd ist.

Zu den basischen Metavulkaniten werden im Kartengebiet vor allem ± deutlich gebänderte, fein- bis kleinkörnige **Plagioklasamphibolite** und - etwas weniger häufig - homogenere, klein- bis mittelkörnige Amphibolite sowie feinkörnige **Biotit-Amphibolite** und **Granat-Biotit-Amphibolite** gezählt. Lokal sind fast reine Hornblendefelse entwickelt. Die Variationsbreite dieser Gesteine ist von A. SCHEDL (1981) und E. HEJL (1983) genauer beschrieben worden.

Die Hauptgemengteile sind Hornblende und meist dicht gefüllter Albit. Die Hornblende der Plagioklasamphibolite ist blaugrün und von tschermakitischer Zusammensetzung, jene der Amphibolite ist eine Magnesiohornblende; die blassen Aktinolithe sind jüngerer Entstehung und bilden oft Säume um die älteren Hornblenden (A. SCHEDL, 1981). Der An-Gehalt der Plagioklase erreicht maximal etwa 25 %. Unter den Nebengemengteilen fehlen Quarz, Hellglimmer (als Plagioklasfülle), Epidot, fast nie; Biotit geht meist gemeinsam mit Granat, beide sind ± stark chloritisiert. Stellenweise ist Karbonat als Nebengemengteil vertreten. Akzessorien: Apatit, Titanit, Rutil. Ilmenit.

Regelungs- und Verteilungsanisotropie im Gefüge sind konform. Stark abweichend von der durchschnittlichen Zusammensetzung der basischen Metavulkanite kann der Lagenbau örtlich durch Epidot (nach A. SCHEDL meist an der Grenze von Amphibolit und Plagioklasgneis) oder Biotit/Chlorit reiche Streifen ausgebildet sein.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Pegmatitgneis

Vereinzelt treten innerhalb des Gollingkomplexes maximal mehrere Meter mächtige und mehr als 10 m lange Schollen als Teile meist boudinierter Gänge auf, die aber bevorzugt im Grenzbereich zum Riesachkomplex zu finden sind.

Eine Probe von der Südschulter der Kampspitze westlich der Ignaz-Mattis-Hütte zeigt ein inhomogenes, ungleichkörniges (fein- bis grobkörniges), granoplastisches Gefüge aus Schachbrettalbit, gefülltem Albit, Quarz und Hellglimmer; akzessorisch Turmalin, Chlorit, Zirkon und Rutil.

Brandenzone

Brandenzonen sind auffallende, oft weithin sichtbar bräunlich verfärbte Felsformationen von meist schieferungkonkordantem Verlauf. Sie entstehen durch die Verwitterung kiesimpregnierter Gesteine unterschiedlicher Zusammensetzung und waren bei der Erzsuche im Zuge der historischen Schladminger Bergbautätigkeiten von Bedeutung. K. VOHRYZKA (1957) führte "brandige" Phyllonite, Amphibolite, Serizitquarzite und Graphitquarzite an und hat als erster die imposanten Brandenzonen des Hochgolling-Stockes genauer kartenmäßig dargestellt. A. SCHEDL (1981) betonte die Bindung der erzführenden Branden im Zinkwand-Vetternkar-Gebiet an graphitführende konkordante Quarzphyllite.

Die Probe eines brandigen Gesteines neben dem markierten Steig östlich der Ignaz-Mattis-Hütte zeigt inhomogene Mineralverteilung; reine, feinschuppige Chlorit-Hellglimmer-Aggregate mit reichlich Rutil wechseln mit Erz-durchstäubtem Pflaster von Albit und Quarz; daneben etwas orthitischer Epidot; akzessorisch noch Zirkon und Turmalin. Andere Proben aus dem Bereich der Rotmannlspitze erwiesen sich als Karbonat-Aktinolith-Klinozoisitschiefer oder als Klinozoisit reicher Quarzphyllit mit auffallend rotbraun pleochroitischem Titanit.

Serizit-Quarzitschiefer, Quarzphyllit, Gneisphyllit, Phyllonit

Diese innerhalb des Schladminger Kristallins teils horizontartig oder anscheinend isoliert auftretenden Gesteinsarten markieren Zonen ausgeprägter tektonischer Durchbewegung. Dabei steht nicht eindeutig fest, ob oder wieweit sie nur als Produkt dynamometamorpher Vorgänge aufzufassen sind; denn durch die Ähnlichkeit mit Varietäten der Radstädter Quarzphyllite ist es auch denkbar, daß diese Serizit-Quarzitschiefer und Gneisphyllite bereits vortektonisch das waren was sie sind und durch ihre gegenüber dem Schladminger Kristallin geringeren tektonischen Kompetenz die Anlage tektonischer Schwächezonen vorbestimmt bzw. begünstigt haben. Die Bedeutung dieser Fragestellung betrifft auch die Genese der Schladminger Erzlagerstätten, weil - wie O. M. FRIEDRICH mehrfach beschrieben und betont hat - die Vererzung innerhalb des Schladminger Kristallins zumeist an diese Gesteinszonen gebunden sind.

Die meisten Vorkommen dieser **Serizit-Quarzitschiefer** und **Quarzphyllite** treten in der Fortsetzung von in das Schladminger Kristallin nach Osten reichenden Radstädter Quarzphyllitkeilen auf (Krahbergzinken, Gruberberg westlich Neualmscharte; Eiskar, Gollingwinkel, Neualm etc.). Sie sind oft mit braun verwitternden, örtlich vererzten Karbonatanreicherungen und Gneisphylliten verbunden. Neben Quarz ist als Hauptgemengteil häufig auch eher spärlich gefüllter Albit vorhanden. Feinschuppiger Hellglimmer als Nebengemengteil ist homogen verteilt oder bildet unregelmäßig Aggregate, häufig aber dünne geschlossene s-parallele Züge. Chlorit tritt dagegen ganz zurück, ist aber meist vorhanden. Fein verteiltes Karbonat ist ebenfalls ein verläßlicher Nebengemengteil. Unter den Akzessorien ist neben Apatit, Epidot, Opaken, Turmalin, und rundem Zirkon vor allem Rutil ein kennzeichnender, selten fehlender Bestandteil, der bevorzugt in dünnen Zeilen innerhalb der feinschuppigen Hellglimmerzüge zu finden ist und auch in der Radstädter Quarzphylliten das typische Akzessorium ist.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Sowohl die Serizitschiefer im Gipfelbereich des Hochgolling als auch weitere Vorkommen im Gollingwinkel werden von E. HEJL (1982) als phyllonitisierte Orthogneise aufgefaßt. Die gleiche Deutung gilt nach E. HEJL (1985) auch für Quarzphyllit-Vorkommen in einem stark durchbewegten Bereich am Nordrand des Schladminger Kristallins in der Südflanke der Planai, wo es bei der Phyllonitisierung zur Neusproßung von Chlorit und Hellglimmer gekommen sei. Postkinematisch, quer zur Schieferung gesproßte Chlorite konnten in weiteren Proben aus Quarzphylliten, die von der Nordgrenze des Schladminger Kristallins stammen (Roßfeldsattel S Hauser Kaibling, W Bodensee-Nordende), festgestellt werden.

Schiefrige Plagioklas reiche Gesteine **("Gneisphyllite")** treten sowohl im Grenzbereich zwischen dem Schladminger Kristallin und den Radstädter Quarzphylliten im Westen und den Wölzer Glimmerschieferkomplex im Norden als auch in isolierten Vorkommen innerhalb des Schladminger Kristallins auf und sind mit dem Nachbargestein durch Übergänge verbunden. Allen diesen Vorkommen ist der phyllitisch-schiefrige Habitus gemeinsam. An Hauptgemengteilen ist Quarz und gefüllter Albit vorhanden. Der größere Anteil von Chlorit und Hellglimmer bildet meist geschlossene, gefältelte Züge, die makroskopisch den phyllitischen Habitus bewirken; akzessorisch kann Turmalin, Karbonat, pigmentierter Apatit, Opake, Epidot, runder Zirkon, Rutil oder Titanit festgestellt werden.

Größere Mächtigkeiten an der Grenze zum Radstädter Quarzphyllit erreichen die Gneisphyllite im Bereich des Guschen, am Kamm zwischen Melcherspitze und Vogelsang. Oft fehlen sie auch in dieser Position und Schladminger Kristallin grenzt direkt an den Radstädter Quarzphyllit. Größere Vorkommen innerhalb des Schladminger Kristallins wurden auf der Ferchtlhöhe, zwischen Wasserfallspitze und Tristhof, im Eiskar, und in den untersten Hangbereichen beiderseits des Steinriesenbachtales südlich der Unt. Steinwenderalm gefunden, da und dort auch im Verband mit quarzphyllitartigen Gesteinen.

Die Annahme einer bedeutenden Bewegungszone am Nordrand des Schladminger Kristallins stützt sich auf die in diesen Bereichen entwickelten Merkmale intensiver Durchbewegung. Nähert man sich der Nordgrenze des Schladminger Kristallins dann geht allmählich zunächst der gerade in den nördlichen Bereichen verbreitete injektionsmigmatitische Habitus des Kristallins verloren. Es stellen sich schließlich feinkörnige, plattige Gneise und dünnblättrige Chloritschiefer ein. Im Raume Untertal-Krahbergerzinken treten in diesem Grenzbereich in schieferungsparallelen Streifen angereicherte, mm-große, runde, von den Glimmern umschmiegte, gefüllte Albite auf, die aufgrund dieser Merkmale als voralpidische (?)Oligoklas-Blasten gedeutet werden können, die alpidisch verformt und zu Albit rekristallisiert wurden, wobei die Rekristallisation die Verformung überdauert hat.

GEOLOGISCHER BAU

Nach dem Serienbestand läßt sich das Schladminger Kristallin in einen nördlichen, durch die Einschaltung von Metaplutoniten gekennzeichneten Bereich und in einen südlichen Bereich untergliedern, der durch die Einschaltungen von Metavulkaniten charakterisiert ist. Der erstere soll hier als Riesach-Komplex, der letztere als Golling-Komplex bezeichnet werden. Eine scharfe Abgrenzung ist in der Natur nicht möglich, weil die Gliederung nur auf der Verbreitung der Metavulkanite beruht und die begleitenden Paragneise der beiden Komplexe sich meist kaum voneinander unterscheiden. Trotz der Unschärfe dieser Grenze läßt sich aber mit Hilfe des ausgeprägten Reliefs der Schladminger Tauern erkennen, daß die Grenzfläche uneben ist und der Gollingkomplex gegen Norden und Osten unter den Riesach-Komplex einfällt. Die Grenzlinie verläuft etwa vom Landauersee im Westen über den Duisitzsee zur hinteren Eschachalm, weiter über die Grubachscharte zur Unteren Stegeralm; von da nach Süden zum Rottor, dann wieder gegen Südosten in den Südwestfluß der Deichselspitze.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Im hinteren Lesachtal hat E. HEJL (1983) sehr deutlich herausgearbeitet, daß der Metavulkanitbereich von ausgeprägten Migmatiten (Lagenmigmatiten, Plagioklasaugengneisen) überlagert wird. Faßt man diese Migmatite als südliche Fazies des Riesachkomplexes auf, was sich durch die Zusammenhänge im Bereich Riesachtal-Klafferkessel plausibel ableiten läßt, dann sind sehr wahrscheinlich auch die Plagioklas-Augengneise des Schusterstuhles am südlichen Blattrand zwischen Weißpriachtal und Znachtal dem Riesach-Komplex zuzuzählen und stellen vermutlich im südlichsten Teil des Blattgebietes den Ansatz des südfallenden Südflügels über einer E-W-axialen Aufwölbung des Gollingkomplexes dar.

Der **Riesachkomplex** ist lithologisch gegliedert durch zwei E-W-streichende Züge von Metaplutoniten und begleitenden Injektionsmigmatiten im Norden und die erwähnten In-situ-Migmatite im Süden. Strukturell herrscht mittelsteiles Nordfallen vor, wobei gewöhnlich die Schieferung konform zum Lagenbau der Paragneise liegt. Nur entlang dem östlichen Blattrand in dem Gebietsstreifen Höchstein-Klafferkessel ist ein Großfaltenbau mit generell flach E-fallenden Achsen angedeutet, der ungefähr mit der Morphologie übereinstimmt. Die nördliche Großfalte kulminiert im Kammbereich Höchstein-Hochwildstelle; die südlich anschließende Mulde deckt sich etwa mit dem Verlauf der Linie Riesachtal-Waldhornalm. Die südlich anschließende Antiklinale ist weit weniger deutlich entwickelt und kulminiert etwa entlang der Linie Klafferkogel-Waldhorn. Im Westteil des Riesachkomplexes dürften diese Falten isoklinal eingeschlichtet sein. Sowohl die räumliche Verteilung der Metaplutonitkörper in den zwei Zügen als auch die Raumlage der meist flachen Einzelkörper ist subkonkordant zur regionalen Schieferung eingeregelt.

Während im Riesachkomplex Leithorizonte praktisch fehlen, markieren die verschiedenen sauren und basischen Metavulkanitzüge sehr deutlich den Internbau des **Gollingkomplexes.** Im vorliegenden Gebietsausschnitt auf Blatt 127 Schladming läßt sich leider keine brauchbare Stratigraphie dieser Gesteinsfolgen feststellen. Die einzelnen geschlossenen Horizone sind bis mehrere hundert Meter mächtig und bis zu 2,6 km weit verfolgbar (E. HEJL, 1983). Der westliche Bereich ist lebhafter im Zehner- bis Hundertmeterbereich gefaltet, der Ostteil dagegen im Raume Hochgolling/hinteres Lessachtal ist nur flach gewellt.

Im Norden grenzt das Schladminger Kristallin an einer mittelsteil nordfallenden Fläche an die westlichen Ausläufer des Wölzer Glimmerschieferkomplexes. Diese Grenze ist ein bedeutender Bewegungshorizont, weil entlang ihres Verlaufes ausgeprägte Durchbewegung entwickelt ist. Weiter im Osten, im Bereich des Kleinsölktales, erkannte H. WIESENEDER schon 1939 die tektonische Natur dieser Grenze ("Klein-Sölker Überschiebung"), wegen der intensiven postkristallinen Durchbewegung in dieser Zone und weil an keiner Stelle die Intrusivgesteine der Schladminger Masse in die Granatglimmerschiefer hinüber reichen.

Im Westen grenzt das Schladminger Kristallin an die jungpaläozoischen und triadischen Metasedimente der Radstädter Tauern. Diese Grenzfläche hat eine komplizierte Gestalt. Im allgemeinen läßt sich aus ihrem Geländeanschnitt in dem Hochgebirgsrelief der Schladminger Tauern ein etwa mittelsteiles Westfallen herauslesen. im einzelnen bestehen folgende Besonderheiten.

Das 300-400 m mächtige Vorkommen von häufig deutlich phyllonitisierten und mehrfach verschuppten Paragneisen und Amphiboliten des Schladminger Kristallins am Freiberg nördlich Hochwurzen setzt, beim Steg bei K 1025 etwa 200 m mächtig den Preuneggbach querend, gegen Westen in den Buckelwald fort, wo dieser Zug durch tiefgreifende postglaziale Hangtektonik um eine beträchtliche Strecke nordwärts gesackt ist. Anscheinend besteht aber keine Verbindung dieses Zuges vom Freiberg gegen Osten mit der Hauptmasse des Schlagminger Kristallins. Der für diese Frage entscheidende Bereich am Ausgang des Obertales ist weitgehend von Moränen und Hangschutt bedeckt. Die Aufschlüsse im Bett des Obertalbaches lassen eher eine Verbindung des Quarzphyllit-Marmor-Vorkommens beim Schlapfer mit den phyllitischen Glimmerschie-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

fern und Marmoren des Fastenberges erkennen als eine quer dazu verlaufende Verbindung des Kristallins vom Freiberg mit jenem des Mitterberges. Falls sie je bestanden hat, so ist sie heute wegerodiert. Jedenfalls bereitet die vorliegende Situation für den Versuch einer tektonischen Abwicklung beträchtliche Schwierigkeiten, weil ja Elemente der Wölzer Glimmerschieferzone, die in das Hangende des Schladminger Kristallins gehören, beim Gehöft Schlapfer im Obertal das Schladminger Kristallin und geröllführenden Radstädter Quarzphyllit unterlagern. Oder die gewöhnlich ebene nördliche Grenzfläche des Schladminger Kristallins ist im Osthang des Obertales quer zum Streichen eingemuldet und schneidet dabei auch diskordant über Kristallin und Quarzphyllit.

Der breite Streifen von Radstädter Quarzphyllit zwischen Hüttecksattel und Hochwurzen spaltet sich gegen Osten am Mitterberg in zwei reichlich geröllführende schmale Züge auf. Einzelne Vorkommen von Quarzphylliten im Südhang der Planai und am Krahbergerzinken stellen vermutlich die Fortsetzung dieser Züge dar.

Im Süden schließt eine über Roßfeld und Schober gegen Westen reichende Kristallinzunge an. Weiter gegen Süden reicht wieder Quarzphyllit bei der Patzenalm und bei der Bromriesenalm weit in das Obertal hinab.

Eine Kuriosität stellt die etwa 3,5 km lange und dabei nur 50 m mächtige Lamelle einer invers lagernden Schichtfolge aus Lantschfeldquarzit im Liegenden und Radstädter Quarzphyllit im Hangenden dar. Sie zieht von Hopfriesen/Hirzegg - eine Verbindung gegen Westen mit der Hauptmasse der Radstädter Quarzphyllite ist nicht aufgeschlossen - in die Ostflanke des Obertales gegen Südosten und endet in etwa 1800 m Höhe an der Wasserfallrinnen-Störung. Auf der Felsnase nordöstlich oberhalb Eschachboden in etwa 1650 m Höhe sind unter dem Lantschfeldquarzit Andeutungen von Rauhwacke vorhanden. Nach H. P. FORMANEK et al (1962) trennt diese Lamelle tektonisch die sog. Obertaleinheit im hangenden von der sog. Duisitzeinheit im Liegenden; die angenommene Fortsetzung dieses Horizontes durch das Eiskar und über den Hauptkamm nach Süden ist durch die Neuaufnahme nicht bestätigt worden. Die Annahme einer tektonischen Bewegungsfuge zwischen dem Lantschfeldquarzit und dem liegenden Kristallin ist logisch und sehr wahrscheinlich zutreffend, konnte aber wegen des schwierigen Geländes und auch mangels geeigneter Aufschlüsse nicht belegt werden. Beim Landauersee im Giglachtal kulminiert eine gegen Westen (!) unter geröllführende Quarzphyllite flach eintauchende Großfalte. Dies ergibt sich aus dem Geländeanschnitt der Grenzfläche sowie aus der Orientierung der Schieferungsflächen und Faltenachsen.

Nach P. SLAPANSKY & W. FRANK (1987) wurde das Schladminger Kristallin durch die alpidische Tektonik vollständig invertiert, wobei vor allem bis zu mehrere Zehnermeter mächtige Phyllonitzonen eine bedeutende Rolle gespielt haben.

Nach meinem Gesamteindruck wurde das Schladminger Kristallin während der retrograden alpidischen Metamorphose wohl bis in das Korngefüge - mit von Ort zu Ort unterschiedlicher Intensität - strukturell beeinflußt, das voralpidische Gefüge, vor allem der örtlich migmatitisch akzentuierte Lagenbau, ist aber weitgehend erhalten geblieben und damit auch ein Teil der dadurch erkennbaren Großstrukturen. In diesem Sinne und bezüglich der Frage, ob und inwieweit das Schladminger Kristallin durch die alpidische Tektonik invertiert wurde, ist auch der Umstand zu beachten, daß die Grenzfläche zum Radstädter System der Internbau des Schladminger Kristallins diskordant schneidet. Die Grobklastika in den Radstädter Quarzphylliten können sehr plausibel als Transgressionsbildung und das Radstädter Permomesozoikum als heute invers unter dem Schladminger Kristallin liegende Sedimentdecke desselben aufgefaßt werden. Aus der inversen Lagerung der Sedimentdecke ist aber nicht zwingend auch die inverse Lagerung des kristallinen Basements abzuleiten, denn jene könnte von letzterem im Zuge der alpidischen Tektonik z. T. abgeschert worden sein oder es hat nur der angrenzende Kristallinbereich die Umkehrung mitgemacht. Zur Klärung der Frage wieweit die Hauptmasse des Schladminger Kristallins invers liegt, sind noch eingehende Gefügestudien, wie sie P. SLAPANSKY im Seekarspitz-Kristallin begonnen hat, erforderlich.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Zahlreiche **Störungen** zerschneiden das Schladminger Kristallin. Sie sind eher selten durch die begleitenden Mylonite belegbar. Durch den Mangel an Leithorizonten ist auch Richtung und Ausmaß der Relativbewegungen meist unsicher. Manche durch Mylonite markierte Störungen sind morphologisch kaum ausgeprägt. Ein Beispiel dazu bildet jene steilstehende, NNW-SSE-streichende Störung, die vom Waldhorntörl, über den Greifenstein, die Placken-Südwestflanke bis zur Mannlspitze verfolgt werden konnte und wahrscheinlich weiter gegen Norden über den Riesachsee und die Tiefentalscharte reicht (zum Bewegungssinn dieser Störung konnten keine griffigen Anhaltspunkte gefunden werden). Andererseits fehlen Mylonite entlang morphologisch ausgeprägten Strukturen, wie etwa Rinnen mit auffallend geradlinigem Verlauf. Sie sollen in der Karte durch eine eigene Signatur von den sicheren Störungen unterschieden werden.

Ein Bündel steilstehender bis nordfallender W-E-Störungen verläuft in einem Streifen zwischen dem Giglachsee-Gebiet im Westen und dem Klafferkessel im Osten und bildet wohl nur einen Abschnitt eines Störungssystems, das sowohl im Westen als auch im Osten weiterreicht. An ihnen ist es zu Vertikalverstellungen von mehreren hundert Metern gekommen, wobei die südlichen Teile relativ gehoben wurden. Dieses Bild läßt sich aus der Situation am Nordrand des Kalkspitzenmesozoikums ableiten, wo dieses Störungsbündel eingebunden ist. Auch die Verstellung des Lantschfeld-quarzites der Hirzegger Quarzitlamelle in der Störung der Wasserfallrinne belegt diesen Bewegungssinn. Am besten ist dieses Störungsbündel im Abschnitt zwischen dem Ober- und dem Untertal aufgeschlossen. Etwa sieben Störungsblätter konnten ausgemacht werden.

Die mittelsteil bis steil NNE-fallende Störung, die den Kamm zwischen Wasser-fallspitze und Tristhof quert scheint einen entgegengesetzten, gegen Süden aufschiebenden Bewegungssinn zu besitzen, weil Schieferung und Schichtung der im Süden angrenzenden Gneise eine entsprechende Schleppung erkennen lassen. Ob nun die markante Störung, die von der Unt. Stegeralm über den Greifen-bergsattel und von dort vermutlich weiter gegen ESE führt, die Fortsetzung dieser Störung ist oder zu dem vorhin genannten Störungsbündel zu zählen ist, konnte bisher noch nicht geklärt werden. Eine sowohl morphologisch ausgeprägte als auch mit Myloniten belegbare Störung läßt sich von der Greimeisteralm im Znachtal gegen ENE über die Falkenscharte und Krautgartscharte verfolgen und dürfte ver-mutlich mit der Störung, die über die Gollingscharte in den Gollingwinkel zieht in Verbindung stehen (E. HEJL, 1985).

LITERATURVERZEICHNIS

ALBER, J.: Berichte 1979 bis 1981 über geologische Aufnahmen auf Blatt 127 Schladming. - Verh. Geol. B.-A., Wien, **1980-1982.**

ALBER, J.: Berichte 1982 und 1984 über geologische Aufnahmen auf Blatt 127 Schladming. - Jahrb. Geol. B.-A., **126** und **128**, Wien 1983 und 1985.

ANGEL, F.: Gesteine der Steiermark. - Mitt. naturwiss. Ver. Stmk., Sonderb. **60**, 302 S., Graz 1924.

BRANDMAIER, P.: Geologie und Erzlagerstätten der Grauwackenzone nordöstlich von Mandling. - Vorarbeit am Inst.f.Geowiss. d. Univ. Salzburg, Salzburg 1983.

CLAR, E.: Zum Bewegungsbild des Gebirgsbaues der Ostalpen. - Verh. Geol. B.-A., **Sonderheft G,** 11-35, Wien 1965.

FORMANEK, H. P.: Zur Geologie und Petrographie der nordwestlichen Schladminger Tauern. - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **14**, 9-80, Wien 1964.

FORMANEK, H. P., KOLLMANN, H. & MEDWENITSCH, W.: Beitrag zur Geologie der Schladminger Tauern im Bereich von Untertal und Obertal. - Mitt. Geol. Ges. Wien, **54**, 27-53, Wien 1961.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

FOULLON, H. v.: Über die petrographische Beschaffenheit der krystallinischen Schiefer der untercarbonischen Schichten und einiger älterer Gesteine aus der Gegend von Kaisersberg bei St. Michael ob Leoben und krystallinische Schiefer aus dem Palten- und oberen Ennsthale in Obersteiermark. - Jahrb. K. K. geol. R.-A., **33**, 207-252, Wien 1883.

FRIEDRICH, O. M.: Mineralvorkommen in den Schladminger Tauern. - Mitt. naturwiss. Ver. Stmk., **70**, 48-60, Graz 1933a.

FRIEDRICH, O. M.: Über die Erz- und Mineralführung der Schladminger Tauern.- Mitt. Min. Ges., **98**, Wien 1933b.

FRIEDRICH, O. M.: Die Erze und der Vererzungsvorgang der Kobalt-Nickel-Lagerstätte Zinkwand-Vöttern in den Schladminger Tauern. - Berg- u. Hüttenm. Jahrb., **81**, H. 1, 1-14, Wien 1933c.

FRIEDRICH, O. M.: Über Kupfererzlagerstätten der Schladminger Tauern. - Berg- u. Hüttenm. Jahrb., **81**, H. 2, 54-61, Wien 1933d.

FRIEDRICH, O. M.: Silberreiche Bleiglanz-Fahlerzlagerstätten in den Schladminger Tauern und allgemeine Bemerkungen über den Vererzungsvorgang. - Berg- u. Hüttenm. Jahrb., **81**, H. 3, 84-99, Wien 1933e.

FRIEDRICH, O. M.: Monographie der Erzlagerstätten bei Schladming. I. Teil. - Arch. Lagerstättenf. Ostalpen, **5**, 80-130, Leoben 1969.

FRIEDRICH, O. M.: Monographie der Erzlagerstätten bei Schladming. II Teil. - Arch. Lagerstättenf. Ostalpen, **9**, 107-130, Leoben 1969.

FRIEDRICH, O. M.: Monographie der Erzlagerstätten bei Schladming. III. Teil. - Arch. Lagerstättenf. Ostalpen, **15**, 29-64, Leoben 1975.

FRISCH, W., NEUBAUER, F. & SATIR, M.: Concepts of the evolution for the Austroalpine basement complex (Eastern Alps) during the Caledonian-Variscan cycle. - Geol. Rundschau, **73**, H. 1, 47-68, Stuttgart 1984.

FRITSCH, W.: Die Gumpeneckmarmore. - Mitt. Joann.,**1953**, H. 10, 3-12, Graz 1953.

FRITSCH, W.: Die Grenze zwischen den Ennstaler Phylliten und den Wölzer Glimmerschiefern. - Mitt. Joann., **1953**, H. 10, 13-20, Graz 1953.

HAAS, H.: Die Geologie der Schladminger Tauern zwischen Sattental und Gumpental. - Diss. Univ. Graz, 1956.

HEJL, E.: Berichte 1982 bis 1985 über geologische Aufnahmen auf Blatt 127 Schladming. - Jahrb. Geol. B.-A. **126-129**, Wien 1983-1986.

HEJL, E. & SLAPANSKY, P.: Neue petrographische und geochronologische Daten zur Metamorphose im Bereich der Schladminger Tauern. - Jber. 1982 Hochschulschwerpunkt S 15, 17-31, Graz 1983.

HERITSCH, F.: Geologie von Steiermark. - Mitt. naturwiss. Ver. Stmk., **57**, 1-224, Graz 1921.

HERITSCH, F.: Geologischer Führer durch die Zentralalpen (östlich von Katschberg und Radstädter Tauern). - Berlin (Borntraeger) 1926.

HIESSLEITNER, G.: Das Nickelkobalterzvorkommen Zinkwand-Vöttern in den Niederen Tauern bei Schladming. - Berg- u. Hüttenm. Jahrb., **77**, H. 3, 104-123, Wien 1929.

IPPEN, J. A.: Gesteine der Schladminger Tauern. - Mitt. naturw. Ver. Stmk., **38**, 85-134, Graz 1902.

KOBER, L.: Über Bau und Entstehung der Ostalpen. - Mitt. Geol. Ges. Wien **5**, 368-481, Wien 1912.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

KOBER, L.: Bau und Entstehung der Alpen. - IV + 283 S., Berlin (Gebrüder Borntraeger) 1923.

KOBER, L.: Der geologische Aufbau Österreichs. - 204 S., 20 Abb., 1 Taf., Wien (Springer) 1938.

KOLLER, F.: Zur Petrologie der Hornblendegarbenschiefer der Ostalpen. - Tscherm. Min. Petr. Mitt., **23**, S. 275-315, Wien 1976.

KÜPPER, K.: Beitrag zur Geologie der Schladminger Tauern zwischen Sattental und Untertal. - Jahrb. Geol. B.-A., **99**, H. 1, 201-223, Wien 1956.

MATURA, A.: Geologische Karte des Gebietes zwischen Taurachbachtal und Untertal, 1:25000. - Unpubliziert, Archiv der Geol. B.-A., 1974.

MATURA, A.: Berichte 1975 bis 1981 über geologische Aufnahmen in kristallinen Grundgebirge auf Blatt 127 Schladming (Schladminger Tauern). - Verh. Geol. B.-A., Wien 1976-1982.

MATURA, A.: Berichte 1982 bis 1985 über geologische Aufnahmen im kristallinen Grundgebirge auf Blatt 127 Schladming (Schladminger Tauern). - Jahrb. Geol. B.-A., **126-129**, Wien 1983-1986.

MATURA, A. (mit Beiträgen von ALBER, J., SCHEDL, A. und ZIMMER, W.): Projekt Geologische Detailaufnahme alter Bergbaugebiete auf Blatt 127 Schladming, Abschlußbericht. - 78 S., 17 Abb., 1 Tab., 17 Beilagen, Wien 1980a.

MATURA, A.: Die Schladminger und Wölzer Tauern. - In: R. OBERHAUSER: Der Geologische Aufbau Österreichs, 363-368, Wien (Springer) 1980b.

METZ, K.: Zur Kenntnis der Granatglimmerschiefer der Niederen Tauern. - Tscherm. Min. Petr. Mitt., 3. F., **4**, 370-381, Wien 1954.

METZ, K.: Das Problem der Grenzzone zwischen Wölzer Glimmerschiefern und Ennstaler Phylliten. - Carinthia II, **Sonderh. 28**, S. 159-166, Klagenfurt 1971.

NAPEY, A.: Das Schwefelkiesvorkommen in der Weissen Wand im Untertal bei Schladming in Steiermark. - Montan. Ztg. f. Österr.-Ung. u.d. Balkanländer, **24**, Graz 1917.

PFEFFER, W.: Versuch einer Untergliederung der Ennstaler Phyllitzone und Prospektion auf Uran und Scheelit. - Unpubl. Diplomarbeit, 47 S., Mont. Univ. Leoben, 1977.

PFEFFER, W. & SCHÜSSLER, F.: Geologische Kartierung und Prospektion auf Uran und Scheelit in den westlichen Schladminger Tauern. - Mitt Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmuseum Joanneum **38**, Graz 1977.

PRIEWALDER, H. & SCHUMACHER, R.: Petrographisch-tektonische Untersuchungen in den Ennstaler Phylliten (Niedere Tauern, Steiermark) und deren Einstufung in das Silur durch Chitinozoen. - Verh. Geol. B.-A., **1976**, H. 2, 95-114, Wien 1976.

REDLICH, K. A.: Die Walchen bei Öblarn. Ein Kiesbergbau im Ennstal. - Berg- u. Hüttenm. Jahrb., **51**, 1-62, Wien 1903.

SCHEDL, A.: Geologische, geochemische und lagerstättenkundliche Untersuchungen im ostalpinen Altkristallin der Schladminger Tauern. - Diss. Formal- u. Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 209 S., 121 Abb., 7 Diagr., 10. Tab., 3 Beil., Wien 1981.

SCHEINER, H.: Geologie der Steirischen und Lungauer Kalkspitzen. - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **11**, 67-110, Wien 1960.

SCHMIDEGG, O.: Aufnahmsbericht über Blatt "Radstatt" (5051). - Verh. Geol. B.-A., **1936**, 59-63, Wien 1936.

SCHMIDEGG, O.: Aufnahmsbericht über Blatt "Radstadt" (5051). - Verh. Geol. B.-A., **1937**, 50-52, Wien 1937.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

SCHMIDEGG, O.: Aufnahmsbericht über Blatt Radstadt (5051). - Verh. Geol. B.-A., **1938**, 45-47, Wien 1938.

SCHWINNER; R.: Die Niedern Tauern. - Geol. Rdsch., **14**, 26-56, 155-163, Berlin 1923.

SCHWINNER, R.: Die Zentralzone der Ostalpen. - In: F. X. SCHAFFER: Geologie von Österreich, 2. Aufl., 105-232, Wien (Deuticke) 1951.

SLAPANSKY, P.: Mehrphasige Deformation und Metamorphose im Permoskyth der nördlichen Radstädter Tauern. - In: Die frühalpine Geschichte der Ostalpen (Hochschulschwerpunkt S15), Heft 2, Jahresbericht 1980, 20a-20d, Montanuniversität Leoben 1981.

SLAPANSKY, P.: Bericht 1985 über geologische Aufnahmen auf Blatt 127 Schladming. - Jahrb. Geol. B.-A., **129**, 430-431, Wien 1986.

SLAPANSKY, P. & FRANK, W.: Structural evolution and geochronology of the northern margin of the Austroalpine in the northwestern Schladming crystalline (NE Radstädter Tauern). - In: FLÜGEL, H. W. & FAUPL, P.: Geodynamics of the Eastern alps, 420 S., 136 Abb., 5 Taf., Wien (Deuticke) 1987.

STIPPBERGER, W.: Schrifttum über Bergbau und Geologie usw. des politischen Bezirkes Liezen, Steiermark, von 1800-1956. - Mitt. Mus. f. Bergb. Geol. Techn., H. 16, 1-52, Graz 1956.

STUR, D.: Die geologische Beschaffenheit des Enns-Thales. - Jb. Geol. R.-A., **4**, 461-483, Wien 1853.

TOLLMANN, A.: Semmering und Radstädter Tauern. Ein Vergleich in Schichtfolge und Bau. - Mitt. Geol. Ges. Wien, **50** (1957), 325-354, Wien 1958.

TOLLMANN, A.: Ostalpensynthese. - 256 S., Wien (Deuticke) 1963.

VACEK, M.: Über die Schladminger Gneismasse und ihre Umgebung. - Verh. Geol. R.-A., 382-396, Wien 1893.

VOHRYZKA, K.: Geologie der mittleren Schladminger Tauern. - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **8**, 1-43, Wien 1957.

WALACH, G.: Gesteinsphysikalische Untersuchungen an Gesteinen der Ennstaler Phyllite, Schladminger Altkristallin, Wölzer Einheit und Gurktaler Decke. - Projekt St-C-001/84.

WEISS, E. H.: Zur Petrographie der Hohen Wildstelle (Schladminger Tauern). - Joann. Min. Mittbl., **2**, 69-109, Graz 1958.

WIESENEDER, H.: Aufnahmsbericht für 1938 über Blatt Gröbming - St. Nikolai (5052). - Verh. Geol. B.-A., **1939**, 96-98, Wien 1939.

WIESENEDER, H.: Beiträge zur Geologie und Petrographie der Rottenmanner und Sölker Tauern. - Tscherm. Min. Petr. Mitt. **50**, 273-304, Leipzig 1939.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt

Jahr/Year: 1987

Band/Volume: 1987

Autor(en)/Author(s): Matura Alois

Artikel/Article: SCHLADMINGER KRISTALLINKOMPLEX 13-24