

Beitrag zur Geologie der Schladminger Tauern zwischen Sattental und Untertal

Von Klaus Kütper *)

(Mit Tafel IV)

Inhalt

	Seite
I. Vorwort	201
II. Begrenzung	201
III. Baumaterial	202
a) Gneisserien	202
b) Phyllitserien	207
c) Diabasgang	211
d) Zusammenfassung und Altersdeutung	212
IV. Tektonik	214
V. Historischer Überblick — Regionaltektonische Position	218
VI. Literaturverzeichnis	220

I. Vorwort

In vorliegender Arbeit über die Geologie der Schladminger Tauern wird das Ergebnis einer Feldarbeit mitgeteilt, die für eine Dissertation am Geologischen Institut der Universität Wien durchgeführt wurde.

Die Arbeitstechnik beschränkte sich auf eine einfache geologische Kartierung. Wenn es gelingt, mit vorliegender Studie eine bescheidene Grundlage für weitere Arbeiten zu geben und vielleicht auch Interesse für die Schladminger Tauern zu erregen, so scheint der Hauptzweck dieser Arbeit erfüllt.

Meinen Lehrern, den Herrn Prof. L. Kober, H. Leitmeier und O. Kühn, danke ich für das mir entgegengebrachte Vertrauen, meinem Freund Dr. H. Holzer bin ich für seine liebenswürdige Hilfe zu aufrichtigem Dank verpflichtet.

II. Begrenzung des Arbeitsgebietes

Die Nordgrenze wird vom Ennstal gebildet. Gegen Westen bildet das Talsystem Talbach-Untertal-Riesachbach, das von Schladming gegen Süden bis zur Waldhornalm (= Preintaler Hütte) zieht, eine natürliche Grenze. Im Osten verläuft die Gebietsgrenze von Pruggern im Ennstal zunächst im Sattental bis zur Sattentalalm gegen S, dann weiter gegen SSW

*) Adresse: Wien IV, Prinz Eugenstraße 14.

in das Stierkar zu den Goldlacken und zur Trattenscharte. Die S-Grenze von der Preintaler Hütte gegen O am S-Grat des Schneiders vorbei, umfaßt das Trattenkar und zieht dann zur Trattenscharte. Als topographische Grundlage wurde die Alpenvereinskarte 1 : 50.000 der Schladminger Tauern verwendet.

III. Baumaterial

1. Augengneise und Granitgneise

Die hier beschriebenen Gesteine sind meines Erachtens die tiefsten Glieder der Gneisserie. Sie konnten in typischer Ausbildung an zwei Stellen gefunden werden: in der Geländestufe zwischen Hüttensee und Bodensee in Seewigtal und im Untertal beim J. H. 1040 bis etwa 500 m SE vom Tetter W. H.

a) Augengneise von Orthohabitus in der Geländestufe zwischen Bodensee und Hüttensee

Es sind dies muskowitzreiche Augengneise mit bis 3 cm großen Kalifeldspaten. Die Kalifeldspate sind an manchen Stellen idiomorph ausgebildet. Das Gestein ist gut geschiefert und gleichförmig ausgebildet. Basische Einschlüsse fehlen, sie treten erst in dem Grenzgebiet zum Paragneis auf. Die einheitliche Struktur und der Mineralbestand erwecken den Eindruck eines Orthogesteines.

Die Augengneise fallen zwischen der Wödlhütte und dem Hüttensee mit 40° gegen N. In der Geländestufe wird das Einfallen steiler, wird aber nicht saiger. Es zeichnet sich somit in diesem Bilde ein Faltenteil ab.

b) Granitgneise im mittleren Teil des Untertals, zwischen dem Jagdhaus 1040 und etwa 500 m SE vom W. H. Tetter

Mittelkörnige Biotitgranitgneise von recht einheitlicher Zusammensetzung. Nur im Grenzgebiet zum Paragneis finden sich bis handgroße Schollen von Biotitschiefern in den granitischen Gneisen eingeschlossen. Die Schieferung ist nicht so gut beobachtbar wie bei den unter a) beschriebenen Gneisen. Handstücke können bei flüchtiger Betrachtung durchaus den Eindruck von richtungslos-körnigen Graniten erwecken. Erst im Aufschluß sieht man die Schieferung deutlich, die durch ebenflächige Parallelstruktur hervorgerufen wird.

Die Lagerung ist recht kompliziert. Etwas S des Jagdhauses 1040 kann man beobachten, wie unter den Granitgneisen mit einem Einfallen von 45° gegen N Paragneise eintauchen. Wenn man den Aufschlüssen gegen NNW folgt, so findet man, daß das Einfallen immer steiler wird und schließlich an der N-Grenze zum Paragneis in Saigerstellung übergeht. Wenn man dieses Profil aus dem Zusammenhang der übrigen Beobachtungen nehmen wird, so könnte man sich vorstellen, daß ein Lagergang vorliege. Aus Beobachtungen, die später angeführt werden, geht aber hervor, daß es sich um den Kern einer gegen S überkippten Falte handelt.

2. Paragneis — Amphibolit — Quarzitzerie

a) Basale Serie ohne Quarzit mit wenig Amphibolit

Das Hauptgestein, die namensgebende Paragneise, sind sehr biotitreiche, gut geschieferte Gesteine, deren Habitus durch den stark wechselnden Gehalt an Quarz und Plagioklas sehr unterschiedlich ausgebildet ist. Stellenweise sind auch reine Biotitglimmerschiefer vorhanden. Da es aber durch den stets wechselnden Übergang zu feldspatführenden Partien nicht möglich erschien, diese Gesteine geologisch und petrographisch (vom Handstückbereich abgesehen) von den Paragneisen zu trennen, wurden auch diese Gesteine dem Typus Paragneis in einer sehr weiten Fassung des Begriffes zugeordnet.

Amphibolite

Die Amphibolite der Basisserie unterscheiden sich von den Amphiboliten der Hangendserie hauptsächlich durch ihr geologisches Erscheinungsbild. Es sind meist nur geringmächtige Linsen von maximal 1 m Mächtigkeit und 2—3 m Länge. Niemals bilden sie Züge, die man auf der Karte festhalten könnte, auch sind die Linsen nicht horizontmäßig angereichert.

Nach dem Erscheinungsbild können zwei Typen unterschieden werden:

1. Typus vom N-Rand des Oberen Sees: plagioklasführende, mittelkörnige Gesteine, relativ gut geschiefert.

2. Typus am Fuß des S-Grates des Walchers: plagioklasfreie Hornblende-Biotitgesteine, kaum geschiefert. Dieses Vorkommen liegt im hangenden Teil dieser Serie.

b) Hangende Serie mit viel Amphibolit und mit Quarzit

1. Paragneise

Das Hauptglied dieser Serie, nämlich die Paragneise, entsprechen vollkommen den oben beschriebenen Gesteinen.

2. Quarzite

Gelblichbraun verwitternde serizitreiche Gesteine, die an manchen Stellen etwas Feldspat führen. Die Quarzite bilden ein etwa 2—10 m mächtiges Band, das sehr horizontbeständig ist. Es konnte von der Fockentalspitze zur Wildlochscharte, Neualmscharte, N-Hang Gruberberg, Kaltenbachschulter, Filzcharte als einheitliches Band verfolgt werden. Bei der Filzcharte ist der Quarzit durch geringmächtige Paragneiseinlagerungen aufgespalten.

Das Profil Neualmscharte gegen S zeigt, daß der Quarzit eine Einlagerung im Paragneis bildet. Aus biotitreichen Paragneisen geht durch allmähliche Zunahme von Quarz ein reiner Quarzit hervor. In diesem Bereich sind einzelne Einsprenglinge von Feldspat nicht selten. Hier findet man selten bis 2 cm große rundliche Quarzknollen, die vielleicht als ehemalige Gerölle gedeutet werden könnten. Die Hangendgrenze zum überlagernden Paragneis ist ziemlich scharf. Es ist hier kein Übergang zum Paragneis zu beobachten.

3. Amphibolite

Mittel- bis sehr grobkörnige Gesteine. Die mittelkörnigen Typen sind gut geschiefert, die grobkörnigen Typen sind massig struiert. Der Materialbestand ist gemeine Hornblende, Plagioklas (stark saussuritisiert), untergeordnet findet sich Biotit, selten Quarz, in einzelnen Typen (Kl. Wildstelle W-Grat, Höchststein NW-Seite, Trattenkar) bis 5 mm große Titanite in Briefkuvertform.

Die Amphibolite treten in längeren Zügen auf. Obwohl sie immer wieder auskeilen, sind sie gut zu verfolgen. Zwischen den größeren Zügen, die eine Mächtigkeit zwischen 5 und 30 m haben, treten kleine Amphibolitlinsen auf.

Die ersten Amphibolitzüge größeren Ausmaßes treten im Liegenden der Quarzite im N-Hang des Zuges Gruberberg-Walcher auf. Sie sind von den Quarziten durch eine 70—100 m mächtige Lage von Paragneisen getrennt.

Eine petrographische Gliederung der Amphibolite der einzelnen Züge wurde auf der Karte nicht vorgenommen. Die Züge sind recht einheitlich zusammengesetzt. Als Besonderheit ist das Auftreten von sehr grobkörnigen, massig struierten Amphiboliten im Trattenkar zu vermerken. Sie treten im Trattenkar im Liegenden der Quarzite auf. Es ist ein etwa 15 m mächtiger Zug von ungefähr 300 m Länge. In der Mitte des Zuges befindet sich ein massiger Amphibolit mit 1 cm dicken Hornblenden, randlich liegen schwach geschieferte Amphibolite mit schlankeren Hornblenden. Hier zeigt sich am Rand zum Paragneis eine merkwürdige Grenzbildung. Es findet sich ein bitotireiches Gestein, dessen Grundmasse makroskopisch ident ist mit dem anschließenden Paragneis. In dieser Grundmasse befinden sich auf der Seite zum Amphibolit dunkle Flecken, deren Umrisse noch auf Hornblenden hindeuten. Diese Flecken lösen sich dann in einzelnen Hornblendenadeln auf, und kurz darauf hat man ein Gestein vor sich, das sich von den normalen Paragneisen bloß dadurch unterscheidet, daß es etwas feinkörniger ist und zahlreiche idiomorphe Hornblendenadeln zeigt. Die hier beschriebene Grenze Paragneis—Amphibolit ist auf eine Breite von 40 cm beschränkt. Die Deutung muß einer detaillierten petrographischen Untersuchung vorbehalten werden.

Als besondere Ausbildung innerhalb der sonst recht einheitlichen Amphibolite sind sehr epidotreiche Typen zu erwähnen. Diese konnten im Kar NW vom Höchststein und SW von der Hasenkar Spitze aufgefunden werden. Der Epidot ist hier nicht gleichzeitig mit der Amphibolitmetamorphose gebildet worden. Die Epidotbildung ist auf kleine tektonische Störungsfächen beschränkt; diese können parallel oder schief zur primären Schieferungsebene verlaufen.

3. Die Grenzgebiete von 1. und 2.

Wenn man das Grenzgebiet von den Augengneisen und Granitgneisen beschreibt, so ist vorerst die Frage zu diskutieren, in welcher Beziehung die Augengneise aus dem Seewigtal zu den Granitgneisen aus dem Untertal stehen.

Es sei vorweggenommen, daß beide dem tiefst angeschnittenen Teil derselben Großfalte (Höchststein antiklinale) entsprechen.

Gesteinsmäßig sind Unterschiede vorhanden. Im Seewigtal sind ausgesprochene Gneise vorhanden. Im Untertal hingegen mehr granitische Typen. Direkt ist die Verbindung nicht zu beobachten.

Als wesentlicher Punkt ist zu beschreiben, wie diese zwei Orthogneisvorkommen das Nebengestein verändern.

Im Seewigtal ist nur der steil nach N abfallende Teil und ein ziemlich flach einfallender Teil N der Faltenumbiegung zu beobachten. Im N-Teil finden sich im Nebengestein azidische Durchtränkungen im kleinsten Ausmaß. Verfolgen wir die Grenzregion weiter gegen S, so finden wir eine bedeutende Verstärkung der Aplitisierung und Durchträngung. An einer Stelle E des Obersees konnte sogar ptygmatische Faltung von Aplitgängen beobachtet werden.

Die Aufschlüsse im Untertal vermitteln ein viel vollständigeres Bild vom Grenzgebiet Granitgneis—Paragneis, da die ganze Großfalte zu beobachten ist.

Im N, etwa 500 m südlich des Tetter W. H. liegt am O-Hang die Grenze Paragneis—Granitgneis. Auf eine Breite von 1 m tritt eine konkordante aplitische Durchaderung des Paragneises auf. Im Granitgneis finden sich kleinere Schollen von Biotitschiefer.

Im S, im Hang SO vom Jagdhaus 1040, fallen Paragneise unter den Orthogneis ein. Die Umschmelzung und Durchaderung ist hier bedeutend intensiver; die Grenze verläuft keineswegs scharf, die Durchtränkungserscheinungen mit aplitischem Material können über 250 m gut verfolgt werden.

Im Gebiet der Faltenumbiegung sind die Umschmelzungserscheinungen am stärksten ausgebildet, und ihnen kommt im allgemeinen Bild größere Bedeutung zu. Der Faltenschluß der Granitgneise liegt im W-Hang unterhalb des Kammes Hasenkarspitze gegen N. Die in der Grenzregion weit verbreiteten Migmatite greifen weit über den Faltenkern und sind in der Richtung der Axialebene der Großfalte an folgenden Lokalitäten besonders gut zu sehen: W. Tiefentalscharte, S. Hasenkarscharte, N-Hang Walcher, Wildloch, Trattenkar, Schareckscharte.

Bereits beim Kaltenbachsee werden Amphibolite an der Basis des Quarzitzuges migmatisch verändert, in der Schareckscharte erreicht die Migmatitfront sogar die Quarzite selbst.

Im folgenden mögen nun einige Gesteinstypen aus dieser Zone beschrieben werden.

a) Umschmelzungserscheinungen der Paragneise

Bei Beeinflussung der Paragneise durch aplitisches Neosom treten Mischgesteine auf, die in folgenden Typen gegliedert werden können:

Konkordante Aplitisierungen. Zwischen ziemlich homogen ausgebildeten Paragneisen erscheinen konkordante Lagen von hellem aplitischem Material. Die aplitischen Lagen sind in keinen der beobachteten Fälle über mehr wie 6—7 m zu verfolgen. Sie haben eine maximale Mächtigkeit von 1 m. In der Horizontalen keilen die Aplitite aus. Man könnte sie auch als extrem gelängte Linsen bezeichnen.

Pseudokonkordante Aplitisierungen. Diese geben bei oberflächlicher Betrachtung dasselbe Bild wie die konkordanten Aplitisierungen. Bei genauer Betrachtung zeigt sich hingegen, daß die Schieferungsfläche des Paragneises unter einem sehr spitzen Winkel geschnitten wird.

Diskordante Aplitisierungen. In diesem Fall greifen aplitische Lagen quer durch Paragneise durch und erwecken den Eindruck echter Ganggesteine. Es zeigt sich aber auch hier, daß auch diese sowohl gegen das Hangende als auch gegen das Liegende auskeilen können, wenn entsprechende Aufschlüsse vorliegen (Wildloch S-Seite).

Wolkige Durchträngung. In diesem Spezialfall ist keine scharfe Begrenzung von hellem, neuzugeführtem Material und Paragneisen zu beobachten. In den Paragneisen sind „Wolken“ und Nester von hellem Material zu beobachten, die oft hübsche Faltungsbilder zeigen (Trattenkar).

b) Umschmelzung an Amphiboliten

Die Amphibolite reagieren in unserem Bereich wesentlich anders auf Zufuhr von saurem Material, was wohl in ihrem basischen Chemismus begründet ist. Wenn Amphibolite in ein Umschmelzungsbereich gelangen, reagieren sie meist mit einer Umkristallisation. Es entstehen extrem grobkörnige Typen (Kaltenbachsee), die im Handstück den Eindruck von Tiefengesteinen vortäuschen können. Diskordant durch Amphibolite durchschlagende Apliten wurden nur im Trattenkar beobachtet.

c) Grobmengungserscheinungen zwischen Paragneisen und Amphiboliten

Eigentümliche Gesteinstypen, die als Grobmengung zwischen Paragneisen und Amphiboliten gedeutet werden, konnten in der Trattenscharte beobachtet werden. Es handelt sich um Gesteine mit einer beträchtlichen Kleinfältelung (die Trattenscharte liegt noch in einem Gebiet starker Umschmelzung).

Der Paragneis selbst zeigt eine Sonderung in Partien, die als grobkörnige Biotitschiefer angesprochen werden müssen und einen etwas helleren relativ feinkörnigen Paragneis. Die Amphibolite zeigen keine Sonderung, sie sind grobkörnig. Zwischen beiden Gesteinen kommt es nun zu einer Mischung im Bereich von Zentimetern; das Bild wird durch die extrem starke Fältelung noch eindrucksvoller.

4. Die Grenzzone Gneis—Phyllit gegen N

Die Gesteine der Grenzzone sind leicht verwitterbar, die besten Aufschlüsse finden sich auf den Graten. In den Tälern konnten keine Aufschlüsse gefunden werden, die für die Deutung der Grenzzone von Bedeutung wären. Die Beschreibung wird somit auf die Gratprofile beschränkt.

a) Profil Kraibergzinken gegen N

Am S-Grat des Kraibergzinkens findet sich noch die normale Paragneisserie mit einem eingelagerten Amphibolitband. In der Gipfelregion werden die biotitreichen Paragneise von muskowitzischen Typen abgelöst, denen

auch im N-Grat noch eine größere Amphibolitlinse eingelagert ist. Wenn man die Serie weiter gegen das Hangende verfolgt, ist die Abnahme des Feldspatgehaltes zu beobachten. Nach etwa 75 m flauen Gneisen über dem letzten Amphibolit folgt ein Quarzitband von zirka 2 m Mächtigkeit. In diesem Quarzitband sind geringe Erzmengen (Cu-Kies) angereichert, die Ende des vorigen Jahrhunderts Anlaß zu kleinen Schürfungen gaben. Dieser Quarzit wurde von Schwinner (in Heritsch, 1921) als Transgression der Phyllitmarmorserie über „Granitgneise“ aufgefaßt. Eine regionale Bedeutung kommt dieser „Transgression“ nicht zu, da sie nur an dieser Stelle vorgefunden wurde. Sie kann jedoch ohneweiters als Hinweis einer Sedimentationsunterbrechung mehr oder weniger großen Ausmaßes gedeutet werden. Über dem Quarzitband folgen noch rund 100 m feldspatführende Gesteine, die kaum noch als Gneis bezeichnet werden können. Das phyllitische Material bildet einen derart hervortretenden Anteil, daß es am besten als phyllitischer Glimmerschiefer mit Feldspat-Porphroblasten bezeichnet wird. Die Feldspäte sind in diesen Schiefen nicht gleichmäßig verteilt, es treten Schichten auf, die auf ihren Schieferungsflächen ganz weiß gefleckt sind, andere wieder zeigen auf der Schieferungsfläche quer zur B-Achse Streifen mit besonders viel Feldspatmaterial. Bemerkenswert ist, daß diese Streifen nicht parallel zur B-Achse verlaufen; sie müssen somit als jüngere Bildung aufgefaßt werden. Messungen des Parallelgefüges konnten leider nicht vorgenommen werden, da die Schieferplatten, die die oben beschriebenen Beobachtungen liefern, nicht mehr im ursprünglichen Gesteinsverband liegen, sondern verrutscht sind.

b) Profil Bärfallspitze—Roßfeldsattel

Südlich der Bärfallspitze liegen biotitreiche Paragneise. Im N-Grat liegen zwei Amphibolitlinsen, die durch eine Lage von Paragneis getrennt werden. Gegen N zeigt sich dasselbe Erscheinungsbild wie im Profil Krahb-zinken gegen N.

c) Profil Hochlabeck—Niederlabeck

Dieses Profil konnte infolge der äußerst starken Klüftung und Verwitterung keine wesentlichen Beobachtungen liefern.

d) Profil Scheibleck gegen S

Von der Pleschnitzscharte gegen S bis zum Scheibleck finden sich hauptsächlich Phyllite, die nur sehr wenig Feldspatmaterial führen. Erst südlich vom Scheibleck treten deutliche Albitporphyroblastenschiefer auf, die zu grobkörnigen Gneisen überleiten. Als Besonderheit sind hier Linsen von pegmatitischem Material in phyllitischen Glimmerschiefen zu vermerken. Der Übergang zu den Paragneisen erfolgt wie in den übrigen Profilen ohne scharfe Grenze.

5. Die Marmorphyllitserie mit einzelnen Grünschieferorkommen

Das mengenmäßig vorherrschende Gestein in dieser Serie wird von Phylliten gebildet. Diesen Phylliten sind einzelne Züge von Marmoren

eingelagert, die sich gegen W in immer kleinere Linsen auflösen. Außerdem sind im hangendsten Teil noch einige kleine Grünschieferorkommen vorhanden.

a) Die Phyllite

Die Phyllite bilden mit ihren nur geringmächtigen Einlagerungen eine etwa 2000 m mächtige Serie. Die Phyllite sind hellgrüne bis dunkelgraue, sehr gut geschieferte Gesteine. Innerhalb dieser äußerst einförmigen Gesteine konnten nur an drei Stellen Typen aufgefunden werden, die sich im Mineralbestand deutlich unterscheiden.

Etwa 120 m N des Schladminger Kalblings treten Typen auf, die als Quarzite zu bezeichnen sind. Sie haben eine Mächtigkeit von maximal 5 m und keilen in der E—W-Richtung sehr rasch aus.

Phyllite mit 2—3 mm großen Granatporphyroblasten finden sich im S-Grat des Pleschnitzzinkens und als Lesestücke im N-Hang des Baches, der S des Winklern W. H. von W in das Sattental mündet.

Im S-Grat des Pleschnitzzinkenkammes findet sich eine eigentümliche Gesteinsgruppe. Hier sind den Phylliten Amphibolschiefer, ein quarzitisches Gestein mit Biotitporphyroblasten, und eigentümlich dunkel pigmentierte Phyllite mit Amphibolnadeln eingelagert.

b) Die Marmorzüge

Den Marmorzügen kommt für die Stratigraphie große Bedeutung zu. Im folgenden werden die einzelnen Marmororkommen vom Liegenden zum Hangenden beschrieben.

Das Marmororkommen am N-Fuß des Krahbergzinkens

In diesem Vorkommen treten rein weiße Typen stark in den Vordergrund. Nebenbei finden sich auch schwarz-weiß gebänderte Typen. Die Mächtigkeit beträgt 1—1,5 m. Eine Fortsetzung gegen E konnte nicht festgestellt werden. Gegen W ist eine Fortsetzung wahrscheinlich. In einem Bergsturz, der im Abstieg vom Krahberger zum Tetter W. H. kreuzt, liegen zahlreiche große Blöcke von Bändermarmor. Das Anstehende wurde nicht gefunden. Es kann eine Fortsetzung des oben beschriebenen Vorkommens sein.

Die Marmororkommen im SE-Teil des Propererwaldes im Sattental

Die Vorkommen bilden die W-Fortsetzung des Zuges Gumpeneck—Kochhofenspitze. Es tritt ein zentraler, relativ mächtiger Zug von zirka 20 m Mächtigkeit auf. Im Hangenden und Liegenden dieses Zuges kommen mehrere linsenförmige Marmorschollen vor. Im zentralen Zug treten schwarz-weiß gebänderte, rosafarbene und reinweiße, grobkörnige Marmore auf. Außerdem konnte eine Einlagerung mit normalem Kontakt von sehr feinkörnigem Dolomitmarmor aufgefunden werden. Es ist dies dasselbe Gestein, das am Gumpeneck schon seit langem bekannt ist und infolge seiner Ähnlichkeit mit gewissen mesozoischen Marmorotypen triasverdächtig erschien. Da aber in den Aufschlüssen keinerlei Anhaltspunkte für eine

tektonische Einschuppung gefunden werden konnte, und zum anderen es eine bereits seit langem bekannte Tatsache ist, daß Dolomite desselben Metamorphosegrades nicht so grobkörnig wie Marmore werden, scheint kein Grund vorhanden, diese Gesteine aus der Serie herauszunehmen.

In den Linsen unter und oberhalb dieses Zuges treten dieselben Marmortypen, jedoch ohne Dolomite auf.

Das Marmorvorkommen W Druckfeichter im Seewigtal

Die Aufschlußverhältnisse sind in diesem Gebiet sehr schlecht. Es scheint ein einziger Zug vorzuliegen, dessen Mächtigkeit auf 3—5 m geschätzt wird. Es treten schwarze bituminöse Stinkmarmore, weiße und gebänderte Marmortypen auf. Außerdem wurde ein Block von graubraunem Dolomitmarmor angetroffen.

Das Marmorvorkommen 150 m N Ennslingkar im Bach

Bei der oben gekennzeichneten Stelle finden sich im Bach kantige Blöcke von rein weißem und gebändertem Marmor neben Dolomitmarmor. Das Anstehende wurde nicht angetroffen, kann aber nicht weit entfernt liegen.

c) Die Grünschiefervorkommen

Die Grünschiefervorkommen treten im Hangenden der Marmorzüge auf. Sie sind auf kleine Linsen beschränkt, von nur geringer räumlicher Ausdehnung.

Das Vorkommen zwischen Schladminger Hütte und Burgstallalm

Eine etwa 20 m mächtige Linse von Grünschiefern mit gut ausgebildeten Schieferungsflächen.

Das Vorkommen 100 m S Kemetr. W. H.

Eine sehr geringmächtige Linse (1—2 m mächtig) von Grünschiefern mit deutlicher B-Achse (Streckung).

6. Die Grünschiefer-Phyllitserie mit einzelnen Marmorvorkommen

Der recht einförmigen Phyllitserie sind bedeutend mächtige Grünschieferzüge eingelagert. Außerdem findet sich im W ein kleines Marmorband, das zusammen mit den kleinen Grünschiefervorkommen in der tieferen Serie die Grenze zwischen der marmorführenden Serie und der grünschieferführenden Serie verwischt.

Diskordant durch diese Serie bricht im Untertal ein Diabasgang durch (siehe Kapitel 7).

a) Die Phyllite

Die Phyllite unterscheiden sich von den basal liegenden durch eine dunklere Farbe, eine stärker hervortretende Ausbildung der Schieferungsfläche und eine Andeutung einer geringeren Metamorphose. Diesen Unterschied in der Metamorphose exakt festzulegen, war nicht möglich; die

Übergänge sind fließend. Da außerdem keine anderen Kriterien gefunden werden konnten, die eine Zweiteilung des Phyllitkomplexes rechtfertigten, wurde von einer Gliederung der Phyllite abgesehen. Die Phyllite sind gut geschiefert, die Farbe ist meist silbriggrau bis dunkelgrau. Quarzschwielen treten nur sehr selten auf.

b) Die Grünschiefer

Der Bestand an Grünschiefermaterial ist recht gut gegen die Phyllite abgrenzbar, obwohl die Grenze zu den Phylliten im Liegenden oft nicht scharf zu fassen ist. Die Hangendgrenze ist an allen beobachteten Stellen scharf.

Die Grünschiefer sind gut geschiefert, mit dem freien Auge ist der Mineralbestand schwer zu erkennen. In den Zügen finden sich immer wieder besonders harte und dichte Komplexe, die etwas dunkler gefaßt sind und durch reiche Pyritführung auffallen (z. B. im Bach zwischen Au und Pruggern).

Es dürfte sich bei dem größten Teil der gut geschieferten Grünschiefer-typen um metamorphe Abkömmlinge von Tuffen handeln, die dichteren Typen hingegen Schollen von echten Diabasen.

Die regionale Verbreitung läßt sich am besten gliedern in das Gebiet Ost des Untertals und das Gebiet in der näheren Umgebung des Untertals.

E des Untertales treten die Grünschiefer in langgestreckten Zügen von bedeutender Mächtigkeit auf. Es ist dies der hangende Zug von zirka 150 m Mächtigkeit, der S Aich ins Ennstal hinausstreicht und sich E des Sattentales über den Michaelerberg fortsetzen dürfte. Der zweite, liegende Zug streicht S Oberhaus in das Ennstal und kann im E zum ersten Male im Seewigtal, NW des Rodler, festgestellt werden. Dieser Zug besitzt ungefähr die gleiche Mächtigkeit wie der hangende Zug. Getrennt werden beide von einer Phyllitzone, die eine Mächtigkeit von 500 bis 600 m erreicht.

S Ennsling und Rupperting liegen zwischen beiden Zügen noch zwei kleinere Grünschieferlinsen von geringer räumlicher Ausdehnung.

Das Talbachprofil ergibt ein wesentlich komplizierteres Bild. Es sind nur die Aufschlüsse auf der W-Seite des Baches geeignet, um Anhaltspunkte über den Wechsel Grünschiefer—Phyllit zu gewinnen. Die E-Seite des Baches ist bis unten bewaldet, im Wald kann man nur mehr große Bergstürze feststellen, die zeigen, daß Grünschiefer in großer Menge vorhanden sind. Die Grünschiefer gegen E zu verfolgen, war jedoch nicht möglich.

Im Talbachprofil W-Seite konnten drei Grünschieferzüge festgestellt werden, von denen der basale Zug mit zirka 400 m Mächtigkeit der bedeutendste ist. Bemerkenswert ist hier auch, daß an einzelnen Stellen in diesem Zug Typen auftreten, die durchaus als Amphibolite bezeichnet werden müssen. Der nächsthöhere Zug ist vom Liegenden durch zirka 100 m Phyllit getrennt und besitzt eine Mächtigkeit von nur 60—70 m. Auf diesen Grünschieferzug folgt wieder ein Phyllitband von etwa 75 m Mächtigkeit. Gegen N wird dieses Phyllitband von einem diskordanten Diabasgang, der in einem eigenen Kapitel beschrieben wird, abgeschnitten. Im N und E wird dieser Gang wieder von Grünschiefer begrenzt.

Die Fortsetzung dieser Grünschieferzüge konnte, wie bereits erwähnt, nicht genau erfaßt werden. Aus dem Kartenbild ergibt sich aber, daß sie noch in den W-Abhang des Fastenberges hineinstreichen und hier auskeilen.

c) Das Marmorvorkommen am N-Hang des Fastenberges

Am N-Hang des Fastenberges SSW des Gehöftes Warter und ESE des Gehöftes Unter-Strobl konnten zwei kleine Marmorauflüsse gefunden werden, die das hangendste Marmorband in dem Phyllitbereich s. l. bilden. Zwischen diesen beiden Aufschlüssen konnten im Wald mehrere lose Marmorblöcke aufgefunden werden, so daß die Annahme gerechtfertigt erscheint, daß es sich um ein einheitliches Marmorband handelt.

Im Gesteinsbestand konnten folgende Typen beobachtet werden: schwarz-weiß gestreifte Bändermarmore, gelblich-braun gefärbte massige Typen im Zentrum des Bandes. An der Grenze treten primär grau gefärbte sehr glimmerarme Kalkglimmerschiefer auf, die dunkelbraune Verwitterungsfarben zeigen.

Wenn auch über die Fortsetzung der Grünschiefer von Talbach gegen E keine völlige Klarheit erreicht werden konnte, so erscheint es immerhin gerechtfertigt, anzunehmen, daß der Marmor im Hangenden eines Teils der Grünschiefer von Talbach liegt. Somit scheint zur Zeit der Diabasintrusionen noch eine Fortsetzung der Phyllit-Marmor-Sedimentation bestanden zu haben.

7. Der Diabasgang in Talbach

Der Gang streicht fast genau E—W und steht saiger zwischen Phylliten und Grünschiefern, die mit 10—20° gegen N einfallen. Genaue Messungen sind an den Kontaktflächen nicht durchzuführen. Das Ganggestein ist im Bereich des eigentlichen Ganges sehr spröde und sehr stark zerklüftet. Im Weg, der von Schladming über das Schlöbl gegen SW über den Gang führt, konnten in der Geländeerhebung, die durch das härtere Ganggestein gebildet wird, in dem gleichmäßig dichten und makroskopisch unauflösbaren Gestein Knollen von grobkörnigen Gesteinen gefunden werden. Im Weg direkt vom E-Werk konnten aus dem Anstehenden gefrittete Tonschiefer, die hier den Grünschiefern eingelagert sind, geschlagen werden. In diesem Aufschluß treten mehrere kleine Spalten (maximal 20 cm!) auf, die von einem anscheinend frischen Diabas ausgefüllt werden.

An der S-Grenze konnten in der steilen Wand eigentümliche, dunkel gefärbte, linsenförmige Einschlüsse beobachtet werden. Da die Stelle nicht erreichbar war, kann über die Natur dieser Einschlüsse nichts Abschließendes ausgesagt werden. Es scheint aber die Möglichkeit gegeben, daß es sich hier um Bildungen handelt, die als Kissenlaven bezeichnet werden. Eine Klärung dieser Bildungen wäre für die Deutung des Ganges von großer Bedeutung.

Der Diabasgang selbst besitzt eine Mächtigkeit von 20 bis 25 m. In der E—W-Erstreckung konnte er über zirka 300 m gegen W, vom Talbach aus gerechnet, verfolgt werden. Die E-Grenze ist durch den Talbach gegeben. Hier dürfte auch ein kleiner Bruch durchgehen.

8. Zusammenfassung und Altersdeutung

a) Zusammenfassung

Im Gneiskomplex hebt sich eine basale Serie aus Augen- und Granitgneisen von einer höheren Paragneis-Amphibolit-Serie ab. Die Paragneis-Amphibolit-Serie wird unterteilt in eine untere Serie, bestehend aus Paragneisen mit wenig Amphiboliten, und in eine höhere Serie mit viel Amphiboliten und einem recht horizontalbeständigen Quarzitband. Darüber folgt gegen N die Phyllit-Marmor-Grünschiefer-Serie, die durch Übergänge mit dem vorigen Komplex verbunden ist. Ein lokales Quarzitvorkommen kann als Hinweis für eine Transgression angesehen werden (Schwinner). Der Phyllit-Marmor-Grünschiefer-Komplex wird wiederum in eine basale und in eine hangende Serie unterteilt. Basal liegt eine Serie mit zwei Marmorzügen und wenigen kleinen Grünschiefervorkommen, hangend eine Serie mit einem Marmorband und zwei regional durchstreichenden Grünschieferzügen. Die einzelnen Marmorzüge können auf Grund der auftretenden petrographischen Unterschiede getrennt werden.

b) Zur Altersstellung

Im weiteren Bereich des Arbeitsgebietes gehen die Ansichten über die Datierung der einzelnen Serien recht weit auseinander. Kober und Metz z. B. halten Marmore vom Typus Gumpeneck für mesozoisch, Staub für kalevisch-jatulisch.

Im folgenden werden die beschriebenen Serien aufgezählt und auf Grund von Vergleichen und Beobachtungen eine Altersdeutung versucht.

Phyllit-Grünschieferserie

Diese Serie ist durch den Wechsel von Phyllit und Grünschieferlagen gekennzeichnet. Nach Heritsch (1943) gilt für das Silur folgende Gesteinsfolge in der „Grauwackenzone“: untere Schiefer verbunden mit Grünschiefer, darüber Schiefer ohne Grünschiefer und im Hangenden ein Kalklager-Komplex.

Phyllit-Marmorserie

Für die stratigraphische Einstufung dieser Serie ist jener Fund von Fossilresten bedeutungsvoll, der von Schwinner (1936) gemacht und der von ihm als Archaeocyathinen gedeutet wurde. Der Fundpunkt dieser Fossilreste stammt vom Gumpeneck, somit aus der direkten E-Fortsetzung unserer Serie.

Heritsch (1909) machte bei Brettstein einen Fund eines „korallenähnlichen Gebildes“.

Wenn auch über die wahre Natur dieser Fossilreste keine klare Entscheidung möglich ist, so ist schon allein das Vorkommen von Fossilresten in dieser Serie äußerst bedeutungsvoll. Es scheint dadurch die Möglichkeit, daß diese Serie in das Präkambrium zu stellen ist, nicht mehr sehr wahrscheinlich.

Bedenkt man hingegen, daß die Marmor-Phyllitserie von der Grünschiefer-Phyllitserie normal überlagert wird, so scheint ein Vorsiluralter wahrscheinlich. Diese Tatsache zusammen mit den umstrittenen „Archaeocyathinen“ vom Gumpeneck weist auf die Möglichkeit, daß diese Serie das Kambrium umfaßt. Zu demselben Ergebnis kam Heritsch (1943), allerdings ohne daß ihm die Überlagerung von Silur bekannt war.

Eine spezielle Erörterung in dieser Serie verdient die Altersstellung der sogenannten „Gumpeneckmarmore“. Es sind dies sehr feinkörnige, blau-graue Dolomite, die von Kober (1938) als „triasverdächtig“ angesprochen werden. Metz (1953) schreibt: „Anhaltspunkte für mesozoische Kalkbildung sind vorhanden!“ In beiden Fällen werden wohl die oben kurz charakterisierten Dolomite und nicht Kalke gemeint. Dieser Dolomit ist ein typisches Gestein des Zuges Gumpeneck—E, der bis zum Ennslingkar verfolgt werden konnte. Es konnten keine beweiskräftigen Anhaltspunkte für eine tektonische Einschuppung gefunden werden. Zudem spricht das Fehlen anderer charakteristischer mesozoischer Gesteinstypen gegen eine Vertretung der Trias.

Die Feinkörnigkeit der Dolomite kann nicht als treffendes Argument für ein mesozoisches Alter angeführt werden. Erstens ist es eine bekannte Tatsache, daß Dolomite (auch im Pennin) bei der gleichen Metamorphose immer feinkörniger wie Kalkmarmore bleiben. Zweitens kann das einzig übrige Merkmal, nämlich die Farbe, als Hinweis für das Alter als nicht unbedingt zutreffend betrachtet werden.

Die Paragneisserie

Sie wurde bisher immer in das Präkambrium gestellt. Es wurden keine Hinweise für eine andere Alterseinstufung gefunden, so daß wir uns dieser Datierung voll anschließen können.

Versuchsweise mag eine Zweiteilung der Paragneisserie zur Diskussion gestellt werden:

1. Tiefere Paragneisserie mit vereinzelt Amphibolitlinsen.
2. Höhere Paragneisserie mit zahlreichen Amphibolitvorkommen und einem Quarzitband.

Wenn man die Amphibolite als Abkömmlinge basischer Ergußgesteine auffaßt, so wäre die Zeit der Ablagerung der höheren Paragneisserie durch einen basischen Vulkanismus charakterisiert.

Die Granit- und Augengneise

Auf Grund der Seite 205 beschriebenen Migmatitbildungen zwischen Paragneisen und Gneisen von Orthohabitus geht hervor, daß letztere sicher jünger als die Paragneise sind. Die Tatsache, daß die Migmatite vor allem im Bereich der Axialebene angereichert sind, die rein granitischen Gesteine vor allem im Faltenkern auftreten, erlaubt folgenden Schluß: Das granitische Material ist einem bereits vorgezeichneten Bau eingedungen. Eine altersmäßige Einstufung ist zur Zeit nicht möglich.

IV. Tektonik

1. Die H6chsteinantiklinale

Charakteristik: N des Hauptkammes herrscht ein generelles N-Fallen. Im Hauptkamm herrscht schwebende Lagerung vor. S des Hauptkammes findet man ein Umbiegen der Schichtfl6chen gegen S, auf kurzer Strecke stehen die Gneise saiger, um dann in ein verkehrtes N-Fallen umzubiegen. F6r diese Struktur wurde von Schmidegg (1936) der Name „H6chsteinantiklinale“ vorgeschlagen. Die Struktur wurde folgenderma6en charakterisiert: „Im O ein flaches Gew6lbe (Wildstelle), nach W in gleichsinniges Nordfallen 6bergehend“. Durch diese Definition ist die Struktur treffend gekennzeichnet.

a) Der Teil N des Hauptkammes

N des Hauptkammes herrscht generelles N-Fallen. Die Paragneisserie taucht gegen N unter die Phyllitserien unter. Gegen S verflacht sich das Einfallen. Die Verh6ltnisse sind im ganzen Aufnahmebereich derart klar aufgeschlossen, da6 sich eine detaillierte Beschreibung einzelner Aufschl6sse er6brigt. Es m6ge hier auf die Profile in den Beilagen verwiesen werden.

Die M6chtigkeit der in den Faltenkern einbezogenen Paragneisserie betr6gt, gemessen im Seewigtal, 750 m. Diese M6chtigkeit umfa6t sowohl die liegende amphibolitarme als auch die hangende amphibolitreiche Paragneisserie.

b) Der Hauptkamm

Im Bereich des Hauptkammes konnte durchwegs horizontale Lagerung beobachtet werden. In einzelnen F6llen ist auch ein Einfallen von bis 10° gegen E (W der Neualmsharte) und gegen W (Trattenscharte) zu beobachten, neben den verst6ndlichen Schwankungen gegen N und S. Eine regionale Bedeutung konnte f6r das E- und W-Fallen nicht nachgewiesen werden. Die M6chtigkeit der Paragneisserie betr6gt gemessen im Bereich Hohe Wildstelle—Oberer See rund 1000 m.

c) Der Teil S des Hauptkammes

Wesentlich komplizierter und schwieriger zu 6bersehen sind die Verh6ltnisse s6dlich des Hauptkammes. Die besten Aufschl6sse liefert der Grat Hohe Wildstelle—Wildlochh6he—Himmelreich—Schneider gegen S zur Preintaler H6tte. Im Gebiet der Hohen Wildstelle und im Gipfelbereich des S anschließenden Grates herrscht flache Lagerung vor, bzw. kann ein Einfallen von 20 bis 25° gegen S beobachtet werden. In der E-Wand des Grates, etwa 150 m unterhalb der Gipfel Himmelreich—Wildlochh6he kann beim Durchsteigen der Wand ein Umbiegen der Schieferungsebenen beobachtet werden. Auf relativ kurzem Raum (etwa 200 m) kann man verfolgen, wie ein und dieselbe Paragneisbank zuerst flach gegen S f6llt, in Saigerstellung 6bergeht und dann ein verkehrtes N-Fallen einnimmt. Die Paragneise, die in der Gipfelregion des Grates bis zum Schneider nur flach gegen S einfallen, biegen erst im S-Hang des Schneiders steil gegen S ein. Im Weg, der von der Neualm zur Preintaler H6tte f6hrt, kann dort, wo der Weg den W-Grat des Schneiders kreuzt, ebenfalls saigere Lagerung

beobachtet werden. Im Gebiet der Preintaler Hütte ist ein deutliches N-Fallen zu beobachten, das aber in Anbetracht der tektonischen Position als verkehrte Lagerung aufzufassen ist. Gegen W kann die Umbiegung der einzelnen Aufschlüsse verfolgt werden, obwohl im weiteren Arbeitsgebiet kein durchgehendes Profil gefunden wurde, das die Lagerungsverhältnisse so klar zeigen würde.

Im Gebiet Fallkar-Neualm, S Grat Walcher, S Kaltenbachsee, und im Hasenkar sind jedenfalls die Aufschlüsse so gut, daß dieser Faltenbau in der ganzen E—W-Erstreckung des Arbeitsgebietes genügend belegt ist. In den Aufschlüssen N des Riesachbaches und im Riesachfall liegt, wie bei der Preintaler Hütte, ein verkehrtes Einfallen gegen N vor.

Die Mächtigkeit des Paragneises, im Profil Untertal—Riesachfall gemessen, dürfte annähernd 1300—1500 *m* betragen.

d) Der Faltenkern

Der Faltenkern wurde nur im Seewigtal und Untertal angeschnitten. Die Gesteine des Faltenkernes sind Granitaugengneise von Orthohabitus.

Im Seewigtal ist nur der nördliche Teil des Faltenkernes aufgeschlossen. Im Bereich des Hüttensees ist ein Einfallen von 30° bis 40° gegen N vorhanden, beim Bodensee hingegen bereits von 60°.

Im Untertal liegen Aufschlüsse vor, die auch vom S-Teil des Faltenkernes eine Vorstellung vermitteln. Im N steht die Grenze Paragneis—Granitgneis fast saiger, die Grenze ist ziemlich scharf. Injektionserscheinungen sind nur auf einzelne Meter zu verfolgen. Gegen S verflacht sich das Einfallen und SW des Jagdhauses 1040 kann die verkehrte Unterlagerung von Paragneis unter Granitgneis bei einem Einfallen von 45° N beobachtet werden. Die Mächtigkeit des Granitgneises vom normalen zum verkehrten Paragneis beträgt rund 600 *m*.

e) Die Verhältnisse der Migmatite zum Faltenbau

Im geologisch beobachtbaren Zusammenhang mit Migmatiten steht nur das Orthogneisvorkommen im Untertal.

Vom Faltenkern nach außen gegen die konkordant mitgefalteten Paragneise kann eine Zone von Migmatiten verfolgt werden. Die Zone kann durch folgende Punkte topographisch festgelegt werden: Hasenkar, Kaltenbachsee, NE-Hang Walcher, Wildloch, Trattenkar, Trattenscharte.

Alle diese Punkte finden sich im Gelände des Faltenkerns und greifen zuerst durch die tiefere Paragneisserie und dann durch die höhere Paragneisserie (Trattenscharte, Trattenkar).

Es ergibt sich somit ein diskordantes Durchgreifen der Migmatite durch die beiden im Felde wohl trennbaren Serien. Die Anreicherung der Migmatite findet sich im Bereich des Faltenkerns, was sich durch die in diesem Areal zu erwartende beste Wegsamkeit erklärt.

2. Die Phyllitregion

a) Generelles Bild

Die Phyllitzone fällt regional gegen N ein. Ein Faltenbau liegt nicht vor. Interne Verschuppungen konnten an Hand der Marmorbänder beobachtet werden. Trotz dieser Verschuppungen ist die stratigraphische Folge

im großen gewahrt geblieben. Bruchtektonik konnte im Talbach festgestellt werden. Sonst liegen keine Anzeichen für Brüche vor, obwohl stets zu bedenken ist, daß Brüche in einem einförmigen Phyllitgebiet mit nur wenigen Leithorizonten schwer zu fixieren sind.

Die Aufschlußverhältnisse sind schlecht, das ganze Gebiet ist dicht bewaldet. Hinzu kommt noch, daß die Phyllite oft Hakenwerfen zeigen, so daß den an kleineren Aufschlüssen meßbaren Gefügedaten nur wenig Bedeutung beigelegt werden kann.

b) Hinweise für Schuppungen

Der mittlere Marmorzug unserer Marmor-Phyllitserie streicht vom Gumpeneck über die Kochofenspitze als einheitlicher Zug in unser Arbeitsgebiet hinein. In unserem Arbeitsgebiet löst sich der Zug in immer kleinere Linsen auf. Diese Erscheinung wird auf Schuppung zurückgeführt. Die zwei anderen Marmorvorkommen im Hangenden und Liegenden besitzen keinen regionalen Zusammenhang mit den anderen Marmorzügen, so daß ihnen vorläufig keine Bedeutung für die Auflösung der Tektonik der Phyllitregion zukommt.

Theoretisch kann angenommen werden, daß auch die Phyllite in sich geschuppt sind. Dies nachzuweisen wird erst dann gelingen, wenn weitere Anhaltspunkte für eine detaillierte Gliederung dieser äußerst einförmigen Serie vorliegen.

Innerhalb unserer Phyllit-Grünschieferserie liegen trotz ihrer Gliederbarkeit keine Anhaltspunkte für Schuppungen vor.

c) Das Verhältnis vom Diabasgang zum Bau

Der Diabasgang liegt einwandfrei diskordant zum Parallelgefüge der Phyllit-Grünschieferserie. Er ist zwar dem E—W-Streichen dieser Serie eingeregelt, während hingegen die Phyllit-Grünschieferserie gegen N mit 10—20° einfällt, steht der Gang einwandfrei saiger. Er schneidet das Flächengefüge der Serie mit einer Diskordanz von 70 bis 80° und ist somit eindeutig jünger.

d) Bruchtektonik

Im Bereich der Paragneisserien findet man oft Spalten und Klüfte, die als ganz unbedeutende N—S-streichende Verwerfungen erkannt wurden. Am W-Hang des Walchers konnte eine Sprunghöhe von 2,5 m beobachtet werden. Diese Verwerfungen und Klüfte stehen in direktem Zusammenhang mit der Morphologie. Die Scharten des Hauptkammes liegen zum größten Teil in ihrem Bereich. Von einer Eintragung in die Karte wurde abgesehen.

Im N-Teil vom Talbach liegen Verhältnisse vor, die einen etwas bedeutenderen Bruch vermuten lassen. Der Diabasgang ist im S von Phylliten begrenzt, im N von Grünschiefern. Der Gang hat im Bach eine Mächtigkeit von zirka 25 m. Auf der E-Seite des Baches, wo die Fortsetzung des Ganges zu erwarten wäre, finden sich bereits Grünschiefer. Diese Verhältnisse

sprechen dafür, daß ein Bruch in der Bachsohle verläuft, der sicher jünger ist als der Durchbruch des Diabas.

Im übrigen Bereich konnten keine Brüche beobachtet werden.

3. Zusammenfassung, Altersdeutung

Im Gneisgebiet konnte eine in E—W-Erstreckung 9 km und in N—S-Erstreckung 6 km messende Großfalte festgelegt werden. Diese Falte ist gegen S überkippt, die Faltenachse streicht E—W. Die granitischen Gesteine des Faltenkerns überlagern im S die Hüllgesteine. Die Axialebene der Falte fällt 40° gegen N.

Im Phyllitgebiet sind Anzeichen für Schuppungen vorhanden. Dies äußert sich in der Auflösung der im E einheitlichen Marmorzüge in einzelne getrennte Linsen im W.

Junge Bruchtektonik geringen Ausmaßes findet sich sowohl in der Gneis- als auch in der Phyllitregion.

Das Alter dieser Strukturen kann nur eingeschränkt werden. Eine exakte Datierung ist nicht möglich.

Für die HÖchsteinantiklinale kommt nur ein voralpines Alter in Betracht, weil an der alpidischen Kalkspitzenüberschiebung das Kristallin diaphoritisiert wird. Bei dem Versuch einer zeitlichen Einordnung der beschriebenen Erscheinungen sind die neuen hervorragenden Untersuchungen von Beck-Mannagetta, Clar und Kahler zu berücksichtigen. Ein direkter Anschluß an die Gliederungsversuche Beck-Mannagetta's ist wegen der fehlenden Zusammenhänge noch nicht möglich. Hingegen kann darauf verwiesen werden, daß Clar (1953) für das „Altkristallin“ des Hüttenberger Raumes ein paläozoisches Alter auf Grund einleuchtender Argumente wahrscheinlich macht. Wenn man die weitgehende Ähnlichkeit der Serien aus den Schladminger Tauern mit jenen aus den Kärntner Raume in Betracht zieht, so scheint die Möglichkeit nicht ausgeschlossen, die Hauptbewegungsphase des Schladminger Gebietes mit jener von Clar namhaft gemachten paläozoischen Phase zu identifizieren. Eine endgültige Entscheidung, ob diese Phase variszisch oder kaledonisch ist, dürfte wohl erst dann fallen, bis man eine vorurteilsfreie Entscheidung über die Vertretung von Devon in gewissen Marmorarten fällen kann.

Es sei jedoch betont, daß in den Schladminger Tauern keine Anhaltspunkte für eine ähnlich stark aufsteigende Metamorphose innerhalb einer Serie (z. B. Magdalensbergserie = Grünschiefer-Phyllitserie) gefunden werden konnten.

4. Erörterung der Bewegungsrichtung

Bei einer ausführlichen Sichtung der Eigenschaften einer Großfalte ergibt sich, daß eine Mächtigkeitzunahme im Faltenstiel bei einer überkippten Falte als Hinweis für eine primäre Bewegungsrichtung angesehen werden kann. Somit scheint die Möglichkeit gegeben, für die HÖchsteinantiklinale eine primäre voralpine S-Vergenz anzunehmen (vgl. Schmidegg, 1936).

V. Historischer Überblick — Regionaltektonische Position

1. Detailuntersuchungen

Das Gebiet der Schladminger Tauern gehört zu den geologisch am wenigsten bekannten Gebieten der Ostalpen. Die geologische Landesaufnahme arbeitete in diesem Gebiet von 1880 bis 1890. Die vorliegenden Manuskriptkarten auf dem Maßstab 1:75.000 wurden in der geologischen Übersichtskarte von Österreich 1:500.000 von H. Vettters verarbeitet.

Aus dieser Zeit datieren die Publikationen von Geyer (1890), Vacek (1886, 1893). Diese Arbeiten bringen die erste Gliederung in Gesteinszonen, die sich zum Teil bis heute bewährt hat. Eine zentrale Zone mit Gneis und „Hornblendegneis“ wird von Granatglimmerschiefern und kristallinen Kalken umsäumt. Der gegen E abtauchende Kuppelbau wurde erkannt. Vacek vertrat die Ansicht, daß die Tektonik der Schiefer über dem Gneiskomplex durch ein altes Relief der Gneismasse bedingt sei.

Eine schöne Zusammenfassung der Ergebnisse vor dieser Pionierzeit bringt Stur (1871) in seiner „Geologie der Steiermark“.

Kleine petrographische Mitteilungen über die Schladminger Tauern lieferten Doelter (1894, 1895, 1896) und Ippen (1896, 1901).

Es ist das unbestrittene Verdienst Schwinnners in den Jahren 1923 bis 1936, weitere Beobachtungen in den Schladminger Tauern gesammelt und veröffentlicht zu haben. Von Schwinner stammt der Fund „archaeocyathinen“-artiger Gebilde vom Gumpeneck. Im Bereich unseres Aufnahmegebietes finden wir von der Hand Schwinnners in der „Geologie von Steiermark“ von Heritsch (1921) einige kleine Profile. Er erkannte den diskordanten Gang im Talbach bei Schladming, bezeichnete ihn allerdings noch als „Porphyroid“. Dieser Name wird in späteren Publikationen in „Diabas“ geändert. Das Profil Kraibergzinken—Schladminger Kaibling gibt zwar ein etwas verzerrtes, aber immerhin verwendbares Bild von den Lagerungsverhältnissen. Zu korrigieren ist die Bezeichnung „Granit“ im Liegenden des Quarzites, es handelt sich um einen glimmerreichen flauen Paragneis. Das 3. Profil ist wohl das interessanteste. Es zeigt das Einfallen und Umbiegen der „Granitgneise“ von der Hohen Wildstelle zur Preintaler Hütte. Das Profil gibt ein gutes Bild von einem beschränkten Teil des Scheitels der HÖchsteinantiklinale. 1923 gibt Schwinner eine Übersicht über die Ergebnisse seiner Untersuchungen in den Niederen Tauern. In dieser Arbeit stellt er fest, daß die „HÖchsteinantiklinale“ gegen S überkippt ist und daß die Falte gegen E zu einer nicht näher definierten isoklinalen „Fuge“ wird.

In den Aufnahmeberichten über Blatt Radstadt gibt Schmidegg (1936—1938) sehr aufschlußreiche Beobachtungen über die Tektonik der Schladminger Gneismasse.

Schmidegg unterscheidet folgende Strukturen:

1. Die HÖchsteinantiklinale. Im O ein flaches Gewölbe (Wildstelle), nach W in gleichsinniges Nordfallen übergehend.
2. Die Synklinale des Riesachtales. Im O im Kar der Schareckspitzen als flache Mulde erkennbar, schon in der Tiefe des Riesachtales und besonders weiter im W am Mitterkamm gleichsinnig nordfallend.

3. Die Waldhornantiklinale.
4. Die Synklinale des Greifenberges.
5. Die mächtige, aber flache Aufwölbung Zwerfenberg—Hochgolling.
6. Die enggepreßte Synklinale der Tromörtenscharte.
7. Das Gewölbe Steinkarlspitze—Lantschfeldscharte—Grannock.

Auch Schmidegg (1936) findet Anhaltspunkte für eine S-Bewegung: „Beachtenswert ist auch eine öfters vorkommende Überkipfung nach S, die auf nach S gerichtete Bewegung schließen läßt“.

Die Grenze Altkristallin—Phyllitserie ist nach Schmidegg ohne erkennbare scharfe Grenze. Eine Aussage, die durch unsere Arbeit nur voll bestätigt werden konnte.

Wieseneder war 1932—1940 im Bereich der Schladminger und Rottenmanner Tauern tätig. Seine Aufnahmen liegen zum größten Teil außerhalb unseres Arbeitsgebietes. Trotzdem ist es notwendig, auf seine Arbeitsergebnisse einzugehen, weil auf einige Fragen eingegangen wird, die auch für unser Gebiet von Bedeutung sind. Zwischen Gneis und Granatglimmerschiefer beobachtete Wieseneder diaphoritische Gesteine und schließt daraus auf eine Überschiebung von Granatglimmerschieferserie über die Gneise. Eine Überschiebungslinie auf dieser Basis zu postulieren, ist schwierig. Zumal sich nun gezeigt hat, daß in unserem Gebiet die Grenze Gneis—Phyllit (die Metamorphose der Granatglimmerschiefer nimmt gegen W ab: Granatglimmerschiefer—Granatphyllit—Phyllit) durchaus nicht tektonisch ist. So wird die Deutung der Diaphorite Wieseneders als Zeugen einer regionalen Überschiebung nicht wahrscheinlich.

Auf Gneistektonik wird in den Arbeiten Wieseneders nicht näher eingegangen.

Zuletzt sind noch die Arbeiten von Metz (1952, 1953) zu nennen. 1952 postuliert Metz für unser Arbeitsgebiet mit Hilfe einiger Strukturlinien ein bretonisches Alter der Gebirgsbildung. 1953 wird die Ansicht vertreten, daß die sogenannte Brettsteinserie sich aus stratigraphisch verschieden alten Teilen zusammensetzt. „Anhaltspunkte für mesozoische Kalkbildungen sind vorhanden.“

2. Regional-tektonische Position

Kober (1922) gibt eine Deutung der tektonischen Verhältnisse und kommt zum Schluß, daß die „Schladminger Gneismasse“ Unterostalpin, die Glimmerschiefer und Marmore eine selbständige, höhere Einheit sind, die dem Oberostalpin zuzuordnen ist. Diese Ansicht ist auf der Beobachtung Geyers gestützt, daß im Murtal die Glimmerschiefer und Marmore mit einer scharfen Grenze gegen die Gneise anstoßen (Tamsweiger Linie). Näher präzisiert wird diese Auffassung 1938. „Zu den oberen Lungauriden—Radstädter Decken ist das Schladminger Massiv zu zählen.“ 1938 schreibt Kober aber bereits: „Es ist nicht klar, wo die Grenze zu dem Ostalpin zu ziehen ist.“

Eine andere Auffassung vertritt Staub (1924). Für Staub ist die Schladminger Gneismasse und die Marmor-Glimmerschiefer eine Einheit, die als Ganzes dem Ostalpin entspricht. Tektonische Grenzen innerhalb dieser Einheit werden als Differentialbewegungen aufgefaßt, die nicht als Bewegungsbahnen erster Ordnung gelten können.

Vergleicht man diese zwei grundlegenden Auffassungen, so ergibt sich als Anhaltspunkt die Übereinstimmung in der Auffassung der Marmor-Glimmerschieferserie. Wenn diese Serie Oberostalpin ist — was aus der Überschiebung dieser Serie über das Unterostalpin am E-Rand des Tauernfensters hervorgeht —, so kann für die normal unterlagernden Schladminger Gneise ebenfalls keine andere großtektonische Einheit in Betracht kommen. Wenn eine andere Einheit einsetzen würde, so müßte eine deutlich erkennbare Überschiebung zu beobachten sein.

Es ist klar, daß diese Beweisführung indirekt ist. Endgültig ist diese Frage wohl nur durch eine genaue Untersuchung des gesamten Schladminger Gneismassivs und seiner Stellung zu dem Unterostalpin der Radstädter Tauern zu entscheiden.

VI. Literaturverzeichnis

Aigner, G., 1931: Eine Graptolithenfauna aus der Grauwackenzone von Fieberbrunn in Tirol nebst Bemerkungen über die Grauwackenzone von Dienten. Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., Abt. 1, 140, Bd. 1, 2.

Angel, F., 1924: Gesteine der Steiermark. Naturw. Ver. f. Steierm., Graz.

Angel, F., und Heritsch, F., 1919: Beitrag zur Petrographie und Geologie des mittelsteirischen Kristallins der Stubalpe. Jb. d. G. B. A., Wien.

Beck-Mannagetta, P., 1951: Die Auflösung der Mechanik der Wolfsberger Serie, Koralpe. Jb. G. B. A., Wien.

Clar, E., 1953: Metamorphes Paläozoikum im Raume Hüttenberg. Der Karinthin, Folge 22, S. 225.

Cornelius, H. P., 1935: Zur Seriengliederung der vorsilurischen Schichten der Ostalpen. V. G. B. A., Wien.

Cornelius, H. P., 1940: Zur Auffassung der Ostalpen im Sinne der Deckenlehre. Z. D. Geol. Ges., 92.

Cornelius, H. P., 1941: Zur Einführung in die Probleme der nordalpinen Grauwackenzone. Mitt. d. R. A. f. B., Wien.

Cornelius, H. P., 1950: Zur Paläogeographie und Tektonik des alpinen Paläozoikums. Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl. I.

Cornelius, H. P., 1952: Gesteine und Tektonik im Ostabschnitt der nordalpinen Grauwackenzone, vom Alpenostrand bis zum Afenzer Becken. Mitt. Geol. Ges. Wien, Bd. 43.

Doelter, C., 1894, 1895: Das kristallinische Schiefergebirge zwischen Drau und Kainach. Mitt. Naturw. Ver. f. Steierm., 31, 32.

Doelter, C., 1895: Geologische Aufnahmearbeiten im Sommersemester 1895 im Gebiete der Seckauer Alpen und in einem Teile der Rottenmanner Tauern. (Vortrag.) Mitt. Naturw. Ver. f. Steierm., 32.

Doelter, C., 1896: Über das kristallinische Schiefergebirge der Radstädter und Rottenmanner Tauern. Mitt. Naturw. Ver. f. Steierm., 33.

Doelter, C., 1896: Das Kristallinische Schiefergebirge der Niederen Tauern, der Rottenmanner und Seethaler Alpen. Mitt. Naturw. Ver. f. Steierm., 33.

Exner, Ch., 1939: Das Ostende der Hohen Tauern zwischen Mur- und Maltatal. I. Teil: Gesteine und Schichtfolge. Jb. Zweigst. f. Bodenf. Wien.

Exner, Ch., 1940: Das Ostende der Hohen Tauern zwischen Mur- und Maltatal. II. Teil: Bewegungsbild der Silbereckmulde. Mitt. d. Reichsst. f. Bodenf., Wien.

Exner, 1949: Tektonik, Feldspatausbildungen und deren gegenseitige Beziehungen in den östlichen Hohen Tauern. Beiträge zur Kenntnis der Zentralgneisfazies I., Tscherm. Min. u. Petr. Mitt., III. F.

Exner, Ch., 1949: Das geologisch-petrographische Profil des Siglitz-Unterbaustollens zwischen Gastein und Rauristal. Beiträge zur Kenntnis der Zentralgneisfazies II. Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss., 158.

Exner, Ch., 1950: Die geologische Position des Radhausberg-Unterbaustollens bei Badgastein. (Beiträge zur Kenntnis der Zentralgneisfazies, III.) Berg- u. Hüttenm. Monatsh., Jg. 95.

Flügel, H., und Metz, K., 1951: Querstrukturen in der nordöstlichen Steiermark. Anz. Öst. Akad. d. Wiss., 25.

Gansa, O., 1941: Das Paläozoikum am S-Rand des Dachsteins. Mitt. R. A. B., Wien.

Geyer, G., 1890: Über die tektonische Fortsetzung der Niederen Tauern. M. G. R. A., Wien.

Geyer, G., 1891: Bericht über die geologischen Aufnahmen im oberen Murtale. (Phyllitmulde von Murau und Neumarkt.) V. G. R. A., Wien.

Geyer, G., 1891: Bericht über die geologischen Aufnahmen im Spezialkartenblatt Murau. V. G. R. A., Wien.

Geyer, G., 1892: Bericht über die geologischen Aufnahmen im Lungau (Salzburg). V. G. R. A., Wien.

Geyer, G., 1893: Vorlage des Blattes „St. Michael“. V. G. R. A., Wien.

Haberfelner, E., 1936: Paläozoikum von Althofen im Krappfeld. Zentralbl. Geol. Pal.

Haberfelner, E., 1937: Die Geologie der österreichischen Eisenerzlagerstätten. Zeitschr. Berg-Hüttenm. Salinenwesen im Deutschen Reich, Bd. 85, Berlin.

Hammer, W., 1924: Beiträge zur Kenntnis der steirischen Grauwackenzone. Jb. G. B. A., Wien.

Hauser, L., 1939: Die diabasischen Effusiva in der Grauwacken-Schieferserie zwischen Mur- und Ennstal. N. Jb. Min. Geol. Pal., Bd. 75, A.

Heritsch, F., 1909: Geol. Studien in der Grauwackenzone der nordöstlichen Alpen. Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., Bd. 118.

Heritsch, F., 1911: Beiträge zur Geologie des Palntales in Obersteiermark. Mitt. Naturw. Ver. f. Steierm., Bd. 48.

Heritsch, F., 1921: Geologie der Steiermark., Naturw. Ver. f. Steierm., Graz.

Heritsch, F., 1940: Obersilur bei Tiffen zwischen Ossiacher See und Feldkirchen. Anz. d. Akad. d. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., 15.

Heritsch, F., 1943: Die Stratigraphie der geologischen Formationen der Ostalpen. Bd. I: Das Paläozoikum. Borntraeger, Berlin-Zehlendorf.

Heritsch, F., und Schwinner, R., 1924: Das geologische Profil des Prebers. Mitt. Naturw. Ver. f. Steierm., 60.

Heritsch, F., und Thurner, A., 1932: Graptolithenfund in der Murauer Kalkphyllitserie. V. G. B. A., Wien.

Holdhaus, K., 1933: Untersuchungen über den Bau des Königstuhlgebietes. Mitt. Geol. Ges. Wien, Bd. 25.

Ippen, J. A., 1901: Gesteine der Schladminger Tauern. Mitt. Naturw. Ver. f. Steierm., 38.

Ippen, J. A., 1896: Amphibolgesteine der Niederen Tauern und Seethaler Alpen. Mitt. Naturw. Ver. f. Steierm., 33.

Kahler, F., 1953: Der Bau der Karawanken und des Klagenfurter Beckens. Carinthia II, 16. Sonderheft, Klagenfurt.

Kober, L., 1922: Regionaltektonische Gliederung des mittleren Teiles der ostalpinen Zentralzone. Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss. Wien, 130.

Kober, L., 1922: Das östliche Tauernfenster. Denkschr. d. Akad. d. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., 130.

Kober, L., 1938: Der geologische Aufbau Österreichs. Wien, Springer.

Metz, K., 1941: Die Geologie der Grauwackenzone von Mautern bei Trieben. Mitt. Reichsst. f. Bodenf., Wien, Bd. I.

Metz, K., 1952: Die stratigraphische und tektonische Baugeschichte der steirischen Grauwackenzone. V. G. B. A., Wien.

Metz, K., 1952: Zur Frage voralpidischer Bauelemente in den Alpen. Geol. Rundsch., 40, 2.

Metz, K., 1952: Die Frage von der Vergleichbarkeit von nordeuropäischem und alpinem „Grundgebirge“. Eine Stellungnahme. Monatshefte, Geol. Pal., Stuttgart.

Metz, K., 1953 (1951): Die stratigraphische und tektonische Baugeschichte der steirischen Grauwackenzone. Mitt. Geol. Ges. Wien, Bd. 44.

Peltzmann, I., 1934: Tiefes Paläozoikum in der Grauwacke unterm Dachstein. V. G. B. A., Wien.

Peltzmann, I., 1937: Silurnachweis im Veitschgebiet. V. G. B. A., Wien.

Peltzmann, I., 1940: Fossilführendes Kambrium in den Ostalpen. Carinthia, Bd. II, 130, Klagenfurt.

Peltzmann, I., 1940: Graptolithenfund aus den „oberen Schiefer“ der Platte bei Graz. Anz. d. Akad. d. Wiss., math.-naturw. Kl., 15.

Prey, S., 1938: Aufnahmebericht über das Blatt St. Michael (5151). V. G. B. A., Wien.

Rolle, F., 1854: Ergebnisse der geognostischen Untersuchung des südwestlichsten Teiles von Obersteiermark. Jb. G. R. A., Wien.

Schmidegg, O., 1936: Aufnahmebericht von Dr. O. Schmidegg über Blatt Radstadt (5051). V. G. B. A., Wien.

Schmidegg, O., 1937: Aufnahmeübersicht über Blatt „Radstadt“ (5051). V. G. B. A., Wien.

Schmidegg, O., 1938: Aufnahmebericht von Dr. O. Schmidegg über Blatt Radstadt (5051). V. G. B. A., Wien.

Schmutz, K., 1897: Zur Kenntnis einiger archaischer Schiefergesteine der Niederen Tauern und Saantaler Alpen. Mitt. Naturw. Ver. f. Steierm., 34.

Schouppe, A., 1950: Archäocyathacea in einer Caradoc-Fauna der Grauwackenzone der Ostalpen. N. Jb. Min. Geol. Pal., Bd. 91.

Schouppe, A., 1953 (1951): Die paläozoischen Bewegungsphasen im Raum von Graz. Mitt. Geol. Ges. Wien, Bd. 44.

Schwinner, R., 1923: Die Niederen Tauern. Bisherige Ergebnisse: Aufgaben und Ausblicke der geologischen Erforschung. Geol. Rundsch., XIV.

Schwinner, R., 1936: Zur Gliederung der phyllitischen Serien der Ostalpen. V. G. B. A., Wien.

Schwinner, R., 1951: Die Zentralzone der Ostalpen. In Schaffers: „Geologie von Österreich“. Deuticke, Wien.

Seelmeier, H., 1938: Die stratigraphische Eingliederung der Diabase und Diabas-
tuffe des Christoffberges bei Klagenfurt. Anz. d. Akad. d. Wiss., math.-naturw. Kl.

Seelmeier, H., 1940: Geologische Beobachtungen in der Umgebung des Christoph-
berges und St. Magdalensberges bei Klagenfurt. Z. D. G. G., 92.

Staub, R., 1924: Der Bau der Alpen. Versuch einer Synthese. Beitr. z. geol. Karte
d. Schweiz. N. F., 52.

Staub, R., 1948: Aktuelle Fragen im Alpinen Grundgebirge. Niggli Festschr. d.
Schweiz. Min. Petr. Mitt.

Staub, R., 1949: Betrachtungen über den Bau der Südalpen. Ecl. Geol. Helv., 42.

Stowasser, H., 1945: Zur Schichtfolge, Verbreitung und Tektonik des Stangalm-
Mesozoikums (Gurktaler Alpen). V. G. B. A., Wien.

Stur, D., 1854: Die geologische Beschaffenheit der Zentralalpen zwischen Hoch-
golling und Venediger. Jb. G. R. A., Wien.

Stur, D., 1871: Geologie der Steiermark. Geogn. mont. Ver. f. Steierm., Graz.

Thurner, A., 1929: Geologie der Stolzalpe bei Murau. Mitt. Naturw. Ver. f. Steierm., 64/65.

Thurner, A., 1930: Neue Profile aus der Bergwelt von Murau. V. G. B. A., Wien.

Thurner, A., 1935: Die Stellung der fraglichen Trias in den Bergen um Murau. Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., Abt. I, 144.

Thurner, A., 1936: Aufnahmebericht über Blatt Murau. V. G. B. A., Wien.

Trauth, F., 1926, 1928: Geologie der nördlichen Radstädter Tauern und ihres Vorlandes, I. und II. Denkschr. d. Akad. d. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., Bd. 100, 101.

Vacek, M., 1884: Über die geologischen Verhältnisse der Rottenmanner Tauern. V. G. R. A., Wien.

Vacek, M., 1886: Über den Bau der Zentralalpen zwischen Enns und Mur. V. G. R. A., Wien.

Vacek, M., 1893: Über die Schladminger Gneismasse und ihre Umgebung. V. G. R. A., Wien.

Wieseneder, H., 1932: Petrographisch-geologische Untersuchungen in den Niederen Tauern. Anz. d. Akad. d. Wiss. Wien, Nr. 7.

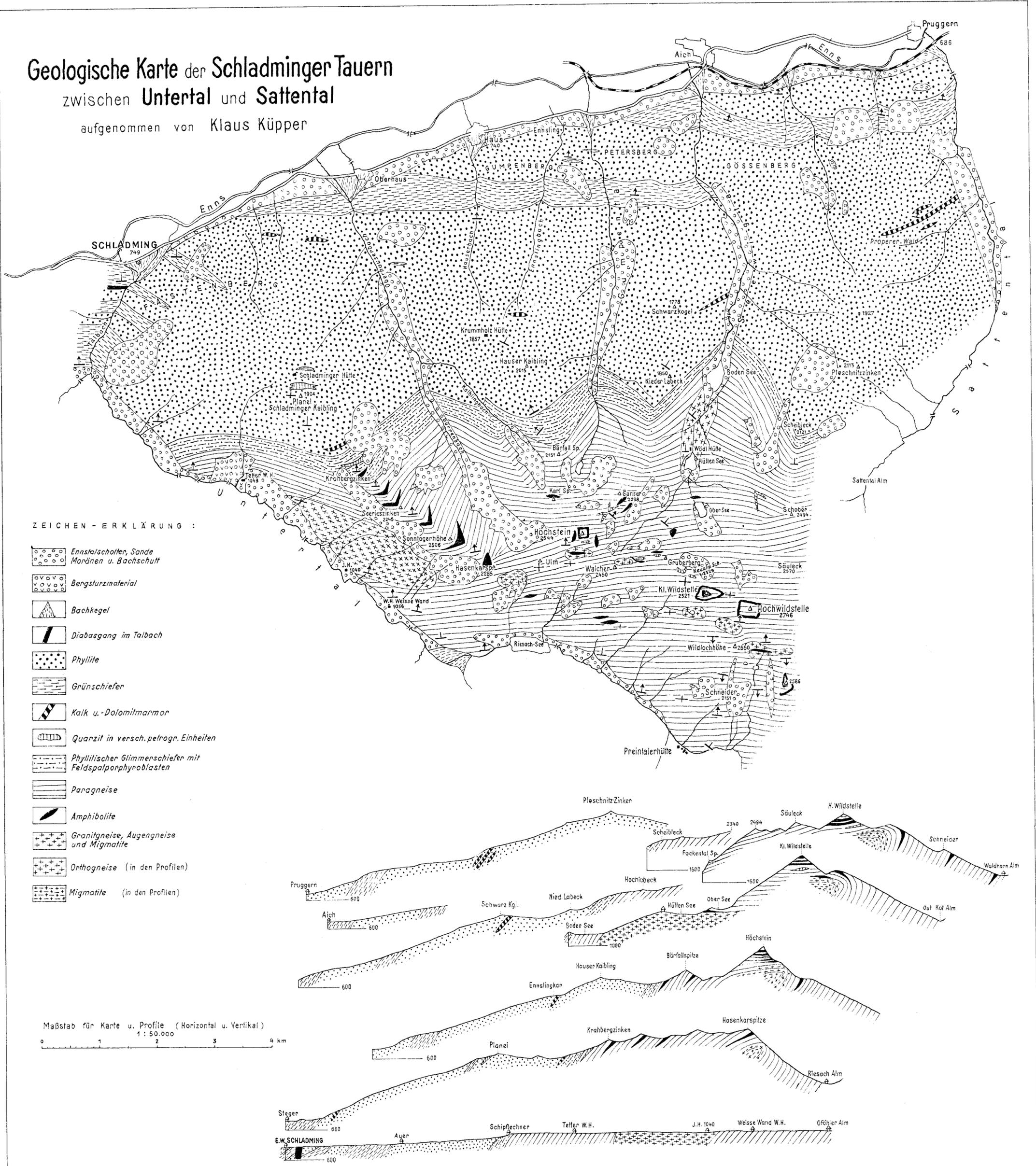
Wieseneder, H., 1936: Auffindung eines Amphiboleklogitvorkommens in den Niederen Tauern. Anz. d. Akad. d. Wiss. Wien, Nr. 6/7.

Wieseneder, H., 1939: Aufnahmebericht über das Blatt Gröbming—St. Nikolai. Verh. Geol. L. A., Wien.

Wieseneder, H., 1940: Beiträge zur Petrographie und Geologie der Rottenmanner und Sölker Tauern. Min. Petr. Mitt., Bd. 50.

Geologische Karte der Schladminger Tauern zwischen Untertal und Sattental

aufgenommen von Klaus Küpper



ZEICHEN - ERKLÄRUNG :

- Ennstal Schotter, Sande, Moränen u. Bachschutt
- Bergsturzmaterial
- Bachkegel
- Diabasgang im Talbach
- Phyllite
- Grünschiefer
- Kalk u. Dolomitmarmor
- Quarzite in versch. petrogr. Einheiten
- Phyllitische Glimmerschiefer mit Feldspatporphyroblasten
- Paragneise
- Amphibolite
- Granitgneise, Augengneise und Migmatite
- Orthogneise (in den Profilen)
- Migmatite (in den Profilen)

Maßstab für Karte u. Profile (Horizontal u. Vertikal)

1 : 50.000

0 1 2 3 4 km