© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien
54. Band 1961

S. 201 – 227, mit 5 Tafeln

Das Unterostalpin des Penken-Gschößwandzuges in Tirol

Von Edith Kristan-Tollmann *)

Mit 5 Tafeln

INHALT

Einleitung 201
Stellung des Penken-Gschößwandzuges im N-Rahmen des Tauernfensters 202
Historischer Überblick 204
Der Rahmen des Penken-Gschößwandzuges 206
Stratigraphie des Permo-Mesozoikums des Penken-Gschößwandzuges . . 208
Vergleich der Schichtfolge und Fazies mit anderen unterostalpinen Abschnitten der Ostalpen 219
Tektonik und Regionalbeschreibung 220
Zusammenfassung 225
Literaturverzeichnis 226

Einleitung

Der Penken-Gschößwandzug W Mayrhofen im Zillertal, Tirol, bildet nach den Tarntaler Bergen ein wesentliches Glied in der Kette jener Schollen, die bis zu den Radstädter Tauern im E und bis nach Matrei am Brenner im W den unterostalpinen N-Rahmen des Tauernfensters repräsentieren.

Schon Becke und Termier 1903 haben die besondere tektonische Stellung des Penken-Gschößwandzuges beachtet und ihm die entsprechende Bedeutung für die Stellung des „Pennin" beigemessen. Trotz mehrfacher großräumiger Arbeiten, die auch dieses Gebiet einbeziehen, liegt jedoch noch keine Kartierung oder stratigraphische Detailarbeit vor.

Von besonderem Interesse schien es, als Vergleich zu den mir bisher bekannten Vorkommen von Unterostalpin im Semmering und in den Radstädter Tauern auch die Fortsetzung dieser Zone weiter im Westen, in Tirol, kennenzulernen, und zwar im Hinblick auf den Schichtumfang, die fazielle Entwicklung, die Art der Tektonik, der Metamorphose und auf die eventuelle Fossilführung, dann aber auch hinsichtlich Kontakt und Stellung im größeren Zusammenhang.

*) Anschrift: Dr. Edith Kristan-Tollmann, Wien XVIII, Scheibenbergstr. 53.

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Die Exkursion des Geologischen Institutes der Universität Wien im Juni 1960 unter der Führung von Prof. E. Clar, Prof. Ch. Exner und A. Tollmann in diese Zone gab Gelegenheit, einen ersten Einblick in die Verhältnisse der Schieferhülle und des Unterostalpins im Gebiet von Mayrhofen gewinnen zu können sowie einige interessante Aufschlüsse, darunter die Typuslokalität des Hochstegenkalkes, besichtigen zu können. Ich möchte mich daher auch an dieser Stelle für die Erlaubnis, an dieser Exkursion teilnehmen zu dürfen, bestens bedanken. Besonders zu danken habe ich meinem Mann für viele wertvolle Ratschläge und Hinweise. Auch die tektonische Übersichtsskizze vom NW-Rand des Tauernfensters (Tafel 1) stammt aus dem Exkursionsführer von A. Tollmann 1960.

Als Kartierungsgrundlage stand leider nur die alte topographische Karte 1 : 25.000 zur Verfügung, der auch die Koten und Bezeichnungen entnommen sind.

Stellung des Penken-Gschößwandzuges im N-Rahmen des Tauernfensters

Der Penken-Gschößwandzug bildet eine der Schollen der am Nordrand der Tauern hinstreichenden Schollenzone von Kalk-Dolomitstöcken, die aus dem oberen Salzachtal über die Gerlos und das Gebiet Mayrhofen weiter nach W zu den Tarntaler Bergen und über den Mieselkopf nach Matrei/Brenner zieht.

Zu dieser Schollenreihe gehören von E nach W: Der Wenns-Veitlehner-Kalk bei Mühlbach, die Scholle von Neukirchen, die Krimmler Trias mit der Nößlachwand, deren W-Fortsetzung bis über die Gerlospaßregion hinausreicht, die Riederbachtrias, Gerlosgögerl-Arbiskögerl, Gerlossteinwand-Rettelwand (Hochfeld), Gschößwand-Penken, Schollen S Pangert, Tarntaler Berge vom Hippold im N bis Reckner im S, der noch in der Schieferhülle S davon eingeschuppte schmale Span, der von Navis weit nach E zieht, Mieselkopf und Matrei.

Diese nach Schichtabfolge, Gesteinsausbildung, Metamorphose und auch tektonischem Bauplan weitgehend gleichen Mesozoika finden im übrigen unterostalpinen Rahmen des Tauernfensters ihre Fortsetzung über die Radstädter Tauern im NE, Katschbergzone im E, der Heiligenblut-Matreier Zone im S bis zu den Schollen an der Brennerlinie im W. Nach der größten Verbreitung und typischesten sowie am besten untersuchten Ausbildung in den Radstädter Tauern hat L. Kober diese das Tauernfenster umrahmende Kette von unterostalpinen Vorkommen als den „Ring der Lungauriden" bezeichnet und die Wichtigkeit und Beweiskraft des Lungauridenringes für die Existenz des Tauernfensters hervorgehoben.

Der Anteil der am Nordrand des Tauernfensters gelegenen Schollenreihe des Lungauridenringes im Abschnitt Gerlostal-Gschößwand steckt

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

in einer Zone von Serizitquarziten, die als Begleitgestein zum Unterostalpin — wie es in dieser Art auch sonst häufig im Liegenden der Trias-Serien auftritt (Radstädter Tauern, Semmering) — am ehesten als Perm, als Alpiner Verrucano zu werten ist. Die Verbindung mit von B. Sander und H. Dietiker beschriebenen Porphyroiden ist hierfür charakteristisch. Die Mächtigkeit der Serie, gewiß tektonisch bedingt, ist hier wesentlich größer. Bisher wurde diese Serizitquarzit-Porphyroid-Serie zwischen Oberkarbon und Untertrias, mit Schwerpunkt Perm, von verschiedenen Autoren wechselweise eingestuft (H. Dietiker 1938, 65; O. Thiele 1951, 4; E. Kupka 1956, 16).

Die tektonische Unterlagerung dieser unterostalpinen Zone bildet die hier aus tektonischen Ursachen aufgebaute penninische Schieferhülle. Selbst konnte ich hier diese Schieferhülle im Profil W Mayrhofen vom Hochstegenkalk und -Quarzit über dem Zentralgneis aufwärts beobachten. Die hier beobachtete Gliederung scheint auf Grund der Literatur in großen Zügen offenbar für den ganzen Abschnitt am Nordrand der Zillertaler Alpen zu gelten. Die tektonische Gliederung ist durch die Wiederholung der Hochstegenjura-Kalkzüge markiert. Als unmittelbare Hülle des Zentralgneises folgt über dem schmalen Hochstegenquarzit (Permoskyth?) der als Oberjura fossilbelegte Hochstegenkalk. Über diesem Jura liegt als tektonisch selbständige, nächst höhere Einheit eine wohl mit Recht allgemein für metamorphes Paläozoikum gehaltene Zone — in unserem Abschnitt durch die dunklen, z. T. sandigen Schiefer am S-Fuß der Gschößwand repräsentiert, weiter im E auch Porphyrmaterialschiefer (Th. Ohnesorge) enthaltend. Eine weitere Einschaltung von Hochstegenkalk erweist, daß die in ihrem Hangenden auftretenden Gesteine der Oberen Schieferhülle, die Bündnerschiefer, einer nächst höheren, eigenen tektonischen Einheit angehören, da die Hochstegenkalke wohl für jünger angesehen werden müssen als diese Kalkphyllite (Bündnerschiefer) der Oberen Schieferhülle.

Überlagert wird die unterostalpine Schollenreihe vom mächtigen Innsbrucker Quarzphyllit, der selbst gegen N unter die Kellerjochgneis-Schollen untertaucht. Die Position des Innsbrucker Quarzphyllites als oberstes Element des Lungauridenringes, als „völliges Gegenstück zum Radstädter Quarzphyllit der Radstädter Tauern", wurde von L. Kober 1938, S. 39, bereits klar dargelegt. Heute kann nach der tektonischen Analyse durch A. Tollmann 1959 folgende Gegenüberstellung der entsprechenden großtektonischen Einheiten des Westens und Ostens vom N-Rand des Tauernfensters gegeben werden:

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

W		E
Grauwackenzone	Oberostalpin	Grauwackenzone
Kellerjochgneis	Mittelostalpin	Kristallin der Schladminger- und Niederen Tauern
Innsbrucker Quarzphyllit-Decke	Oberstes Unterostalpin	Radstädter Quarzphyllit-Decke
Permo-Mesozoikum der Schollenreihe Tarntaler Berge — Gschößwand — Gerlos	Unterostalpin	Permo-Mesozoikum der Radstädter Tauern mit Twenger-Kristallin-Basis
Schieferhülle	Pennin	Schieferhülle
Zentralgneis	Pennin	Zentralgneis

Historischer Überblick

Es ist besonders beachtenswert, daß bereits K. PETERS 1854, S. 787, und D. STUR 1854, S. 843, 846, im Ostteil der hier behandelten unterostalpinen Schollenzone, und zwar in der Krimmler Trias, das triadische Alter und die Fortsetzung der „Radstädter Tauerngebilde" erkannt hatten. In der Folge rechnete man die Schollenreihe allerdings wieder zum Paläozoikum, bis F. BECKE 1899, S. 7, sie abermals als Trias einstufte. Die entscheidende Bedeutung, die dieser Schollenreihe als Rahmen des Tauernfensters zukommt, wurde erstmals von P. TERMIER 1903, S. 722, 734, klar gesehen. Von BECKE und TERMIER stammen auch die ersten genaueren Profile durch die Schieferhülle und den Rahmen im Abschnitt W und E von Mayrhofen, und die ersten Profile durch die Gschößwand.

Der Penken-Gschößwandzug selbst ist bis in neuerer Zeit noch nicht kartenmäßig im Detail erfaßt worden. Mangels einer genauen stratigraphischen Gliederung wurde daher auch der Baustil dieses unterostalpinen Abschnittes noch nicht näher bekannt. Die Kartendarstellung des W-Abschnittes, die sich in der lagerstättenkundlichen Arbeit von F. ANGEL 1953 findet, wurde unter einem anderen Gesichtspunkt ausgeführt. So blieb die Gschößwand trotz ihrer tektonischen Bedeutung des näheren unbeachtet und teilt hier das Schicksal der ganzen Schollenreihe zwischen Tarntaler Bergen und Krimml, die nur einmal von DIETIKER, einem Schüler STAUBS, in einer Detailprofil-Tafel zusammengestellt und genauer beschrieben wurde und über die KUPKA, der sich nochmals mit diesem Thema beschäftigte, nicht hinausgeht.

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

F. BECKE, der um die Wende zum 20. Jahrhundert die Hohen Tauern geologisch durchforscht, befaßt sich als Erster mit dem Gebiet um die Gschößwand und untersucht die „Lagerungsverhältnisse der bei Mayrhofen das Zillertal durchquerenden Kalkzone", wobei er „deutliche Anzeichen" dafür findet, „daß die Kalke, die zum Teil eine breccienartige Struktur besitzen, diskordant auf einer Unterlage von weichen schiefrigen Gesteinen aufruhen..." (1898, S. 13—14). Im Aufnahmsbericht ein Jahr darauf (1899, S. 7) wird für diese Kalkzone triadisches Alter angenommen.

Die Bedeutung des Profiles durch die Gschößwand wird erst 1903 gebührend berücksichtigt: F. BECKE führt hier am Geologenkongreß, und ihm verdanken wir auch die erste detailliertere Beschreibung und Darstellung dieses Profiles (S. 15). Die Grundzüge der Gliederung in Hochstegenkalk, Schieferhülle, „Verrucano" und Triaskalk der Gschößwand wurden hier gegeben.

Aber erst P. TERMIER hat mit seiner der Zeit weit vorauseilenden synthetischen Schau die ganze Bedeutung dieses Profiles erkannt: Es war neben den Schieferhüllprofilen des Brennergebietes mit einem Grundprofil für die Erkenntnis und den von ihm geführten Nachweis des Tauernfensters, der Gliederung der Schieferhülle, der überschobenen Trias, die später als „unterostalpiner Rahmen" bezeichnet wurde. Nun erst wird das BECKE-Profil durch die weitere stratigraphische und tektonische Analyse vollends ausgewertet — wird zum klassischen Profil (21. Dezember 1903, S. 722). P. TERMIER stellt zutreffend in diesem Profil Zentralgneis und Hochstegenkalk, den er für Trias hielt, zu der tiefsten tektonischen Einheit, er vereinigt die Serie im Hangenden von den serizitischen Glimmerschiefern, Grauwackengneisen, dem zweiten Niveau von Hochstegenkalk und den von ihm erkannten „Schistes lustrés", also Bündnerschiefern von Astegg, zu einer zweiten Decke, eben der Decke der Schieferhülle und betont weiters die tektonische Selbständigkeit der „Triasquarzite und -kalke" der Gschößwand, deren Deckennatur und Stellung im größeren Rahmen klar beschrieben wurde. Schließlich aber stammt auch von TERMIER die ausführlichste Beschreibung dieser unteren komplexen „Gschößwandtrias" (S. 723).

Die Übersichtskarte des Westendes der Hohen Tauern von B. SANDER 1921 erstreckt sich im NE gerade noch bis zum Penken-Gschößwandzug, womit eine erste, wenn auch sehr generell gehaltene kartenmäßige Darstellung dieses Zuges vorliegt. SANDER gliedert die „Gschößwandserie" in Kalke, Dolomite und Breccien, wobei er die Begriffe „Penken-Breccie" und „Penkendolomit" einführt. Für Dolomit und Kalk nimmt er mesozoi-

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

sches, für die Breccie nachtriadisches Alter an. Die tektonische Stellung wird weniger treffend interpretiert.

Genannt wird die Gschößwand ferner bei Beschreibung des Tauernfensterrahmens im „Bau der Alpen" von R. Staub 1924, S. 76, der sie zutreffend mit „Radstädtertrias" bezeichnet, somit die große Ähnlichkeit mit den Radstädter Tauern-Gesteinen hervorhebend.

Ebenfalls genannt wird der Penken-Gschößwandzug bei R. Klebelsberg — „Geologie von Tirol", 1935, als östliche Fortsetzung des Tarntaler Mesozoikums, zwischen Oberer Schieferhülle und Quarzphyllitzone gelegen.

H. Dietiker 1938 bearbeitet den „Nordrand der Hohen Tauern zwischen Mayrhofen und Krimml" und gibt von der unmittelbar W an sein Aufnahmsgebiet anschließenden und noch hereinreichenden Gschößwand und Sauwand als Vergleich zu den Triasvorkommen E davon je ein Profil sowie eine kurze Beschreibung (S. 77) der nach ihm vom Werfenien bis zum Ladinien reichenden Schichtfolge.

Die einzige detailliertere kartenmäßige Darstellung des W-Teiles des Penken-Gschößwandzuges stammt von F. Angel 1953, der eine Lagerstättenaufnahme 1 : 25.000 des Tuxer Magnesitlagerstättenbereiches durchführte. Trotz des relativ großen Maßstabes handelt es sich jedoch um eine schematisierte Übersichtsdarstellung, die weder in topographischer Hinsicht, noch was die Zusammenfassung und Abgrenzung der Einheiten betrifft, befriedigen kann. Auf Einzelheiten wird im regionalen Teil eingegangen.

Die jüngste Darstellung stammt von E. Kupka 1956, S. 20, der ebenso wie Dietiker eine ganz kurze Beschreibung der Schichtfolge von Sauwand und Gschößwand, ein Profil durch die Gschößwand und eine Übersichtsskizze des Raumes von Mayrhofen bringt, auf der nur die schematische Begrenzung des Gschößwandostteiles eingetragen ist. Er hält zwar das Trias-Alter der Serie für gesichert, beschränkt sich aber auf eine kurze petrographische Beschreibung ohne nähere Alterszuordnung der Schichtglieder.

Die letzte Zusammenfassung über die tektonische Stellung dieser Schollenzone wurde auf der tektonischen Karte von A. Tollmann 1959, Taf. 1, gegeben.

Der Rahmen des Penken-Gschößwandzuges

Die geologischen Verhältnisse der Umgebung des Penken-Gschößwandzuges, namentlich die unterlagernde Schieferhülle bis zur Basis zum Zentralgneis, lernte ich anläßlich der Exkursion des Geologischen Institutes kennen. Da sie zur Information über die tektonische Gliederung der Schie-

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

ferhülle von Wert sind, will ich das auf dieser Exkursion gesehene Profil zwischen Mayrhofen und Astegg in Kürze beschreiben.

Über dem Zentralgneis des Ahornkernes, dessen randliche Partien eine starke tektonische Beanspruchung zeigen, liegt auf der ganzen Strecke beiderseits Mayrhofen mit einer schmächtigen Quarzitlage an der Basis (Hochstegenquarzit, wahrscheinlich Perm) der altbekannte Hochstegenkalk. Durch die Entdeckung des Perisphincten (Form des Oxford) aus dem Dolomitmarmor des Steinbruches S Hochstegen wurde das oberjurassische Alter des Hochstegenkalkes zumindest in diesem Abschnitt an der Stratotyplokalität erwiesen (R. KLEBELSBERG 1940, G. MUTSCHLECHNER 1956). Auf die Existenz dieser enormen Schichtlücke ist besonders hinzuweisen. Möglicherweise ist sie auch primär stratigraphisch bedingt, worauf auch das Fehlen von triasverdächtigen Schichtgliedern in der zweiten, höheren Hochstegenkalklage am Fixstein-Südhang hinweisen könnte, und ebenso der Mangel an mächtiger, sicherer Trias im ganzen westlichen Tauernfenster. Zugleich aber ist dadurch offenbar, daß auch die ganze höhere, wieder mit älteren Schichtgliedern einsetzende Schieferhülle in dieser Region eine Überschiebungsmasse darstellt.

Den Aufbau des nächst höheren Anteils dieser Schieferhülle zeigt Profil Taf. 4, Fig. 3, das längs des Weges von Mayrhofen nach Astegg aufgenommen wurde. Über mächtigen dunkelgrauen bis schwarzen und violettgrauen bis schwarzen, z. T. sandigen, ziemlich metamorphen, lokal gebänderten Schiefern, die den wanddurchsetzten Steilhang bis 900 m Seehöhe aufbauen, folgt eine über 100 m starke Partie, in der diese Schiefer stärker von z. T. groben Quarzitlagen und Porphyroidpartien durchsetzt sind. Schliffe aus diesen Porphyroidschiefern zeigen in einem Quarzgrundgewebe etwas Serizit, wenige kleine Plagioklaseinsprenglinge und große Kalifeldspateinsprenglinge mit Mikroklingitterung. Es konnten zwar keine resorbierten Quarze in den wenigen Schliffen gefunden werden, aber die auffälligen Größenunterschiede zwischen Kalifeldspateinsprenglingen und der Grundmasse geben doch einen Hinweis auf die Porphyroidnatur. In den nächsten hundert Metern überwiegt der quarzitische Charakter dieser Schiefer gegenüber den sandig-phyllitischen Schiefern bei weitem. Diese Serizitquarzitschiefer weisen im Schliff geringen Feldspatgehalt auf, Quarz und Serizit sind lagig-linsig angeordnet, Quarzaugen und Feldspäte mehr-weniger eingeregelt, die Augen z. T. geschwänzt. Weiterhin trifft man in diesen grauen bis violetten Quarzitschiefern, allerdings nur im Hangschutt, Porphyroide. Am Oberrand dieser Serizitquarzitschiefer treten Geröllagen auf, die begleitenden Schiefer sind durch Chloritreichtum grün gefärbt. Schliff: reichlich gerundete Quarzkörner, reichlich Chlorit, gefüllte, abgerollte Feldspäte, Karbonat.

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Das Gefüge deutet auf ein schwach metamorphes, sedimentäres Gestein, bei dem Quarze und Feldspäte richtungslos angeordnet sind.

Die letzte Steilstufe unter der Verflachung des Fixsteinhöhenzuges bildet fast 100 m mächtiger, z. T. dolomitischer Hochstegenkalkmarmor. Die nächst höhere Partie der Schieferhülle, bis zum überschobenen unterostalpinen Mesozoikum, setzt sich aus geringermächtigen quarzitischen Bündnerschiefern im tieferen Teil und mächtigen kalkig-phyllitischen bis tonigen Bündnerschiefern im höheren Teil zusammen. Sie nehmen den morphologisch schon auffälligen Wiesenstreifen des „Astegger Tales" bzw. weiter im W die gegen W absteigende Gehängeverflachung ober Finkenberg ein. Allenthalben reichen sie gegen N noch ein Stück verschieden weit in die Waldzone des „Astegger Waldes" hinein.

Da aus Analogiegründen auch für diesen Hochstegenkalkzug des Fixsteins oberjurassisches Alter wahrscheinlich ist, die Bündnerschiefer im Tauernfenster in ihrer Hauptmasse wohl aber vorwiegend dem tieferen Jura angehören werden, so wird aller Wahrscheinlichkeit nach zwischen beiden Einheiten eine Überschiebungsgrenze verlaufen. Die mächtigen, dunklen, z. T. sandigen bis quarzitischen Schiefer mit Porphyroideinschaltungen des Sockels sind aus dem Vergleich dieser bisher schon als Porphyrmaterialschieferzone (Th. Ohnesorge 1929, W. Hammer 1936, E. Kupka 1956) bezeichneten Einheit mit der ebenfalls Porphyrmaterial führenden Unteren Schieferhülle im Abschnitt der mittleren Hohen Tauern (G. Frasl 1958) als Paläozoikum zu werten. Die Entscheidung zwischen Altpaläozoikum im Sinne von Frasl oder Karbon-Perm, was hier bisher allgemein wohl auf Grund des Porphyroidmaterials vermutet wurde, welches aber auch im Altpaläozoikum der Schieferhülle und der Grauwackenzone vertreten ist, ist nicht leicht zu fällen. Jedenfalls ist die tektonische Dreigliederung in die basale Einheit aus Zentralgneis mit Hochstegenkalkmantel, in die Porphyrmaterialschieferschuppe, die der Unteren Schieferhülle entspricht, und in die Bündnerschiefer-Schuppe von Astegg, dem Äquivalent der Oberen Schieferhülle, offensichtlich.

Stratigraphie des Permo-Mesozoikums des Penken-Gschößwandzuges

Der Hauptanteil der permo-mesozoischen Serie der Penken-Gschößwandscholle wird von nur einigen wenigen Schichtgliedern bestritten — von permoskythischen Quarziten, Muschelkalk und anisoladinischem Dolomit. Mit Abstand beteiligen sich weiter karnische (?) Dolomite und Dolomitschiefer mehr im Osten, Jurakalk und die jurassische Penkenbreccie mehr im Westen. Wenn man von noch einigen unbedeutenderen Schichtgliedern absieht, ist damit bereits die gesamte, daher nicht sehr reichhaltige Schichtfolge dieser Scholle aufgezählt.

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Die stratigraphische Gliederung in einer so fossilarmen Schichtfolge ist nur durch die Seriengliederung im Vergleich mit faziell entsprechenden, vollständigeren, fossilbelegten, bereits untersuchten und gegliederten Abfolgen möglich. Daher waren einerseits die Arbeiten mit genauerer Beschreibung ähnlicher Schichtfolgen wertvoll, in erster Linie aber war für mich wesentlich die persönliche Kenntnis der Schichtfolge des Semmering- und Radstädter Mesozoikums. Besondere Hilfe leisten bei einem solchen Serienvergleich naturgemäß jene Schichtglieder, die vermöge ihrer charakteristischen individuellen Ausbildung eine gute Differenzierung von anderen in manchem ähnlichen Schichtgliedern erlauben. Aber auch ungestörte Profilstücke mit einer charakteristischen Abfolge an sich wenig typischer Schichtglieder geben in ihrem Zusammenhang, womöglich noch mit einem markanten Gestein in der ihm zukommenden Position innerhalb dieser Abfolge, einen weiteren Hinweis für die Einstufung. In diesem Sinne sind in solchen Schichtfolgen Funde von stratigraphisch wertvollen Fossilien nicht die unerläßliche Voraussetzung für eine Gliederung, sondern eine zusätzliche Hilfe und zugleich Überprüfung.

1. Permoskyth-Quarzit-Serie

Neben den landschaftlich am meisten auffälligen, wandbildenden, mächtigen mitteltriadischen Kalk-Dolomit-Zügen bilden die Permoskythquarzite und -quarzitschiefer den wesentlichsten Anteil des Penken-Gschößwandzuges. Die Hauptvorkommen dieser Quarzitserie ziehen sich einerseits in einem „Auf der Gruben" im E schmal beginnenden und im „Astegger Wald" gegen 400 m mächtig werdenden breiten Streifen am SE- und S-Gehänge des Penken-Gschößwandzuges hin, bisweilen sehr steile Hänge mit prächtigen Aufschlüssen in Bachrinnenbereichen bildend. Die Mächtigkeit dieses größten Quarzitvorkommens des Penken-Gschößwandzuges, das erst bei der „Riesedristen" unter Schutt und etwas weiter im W unter Quarzphyllit verschwindet, ist tektonisch bedingt. Die Quarzitserie bildet den Kern einer mächtigen liegenden Falte (Gschößwand-Sauwand-Falte), die den ganzen südlichen bis südöstlichen Steilabfall des Penken-Gschößwandzuges aufbaut, und ist daher verdoppelt — wie noch im regionalen Teil ausgeführt werden soll.

Die beiden Gipfel — Gschößberg und Penkenberg — dieses Zuges werden ebenfalls aus mächtigen Quarziten aufgebaut, die die Basis der 2. Schuppe (Penken-Gschößberg-Schuppe) darstellen. Dieser Zug ist das zweitgrößte Vorkommen. Außerdem führt auch die tiefste Schuppe (Krambichl-Schuppe) an ihrer Basis Quarzite und Quarzitschiefer, die in geringem Ausmaß in den Almwiesen beim Penkenhaus und bei der Penkenlift-Fußstation auftreten.

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Ganz allgemein kann man im Bereich der zentralalpinen Fazies der Ostalpen in dieser permoskythischen Quarzitgruppe einen tieferen Anteil aus Serizitquarziten — manchmal auch mit Konglomeratlagen — und Serizitschiefern von einem festen, gleichförmigen Quarzit im Hangendteil unterscheiden. Besonders gut heben sich z. B. diese beiden Komplexe im Semmeringmesozoikum und in den Radstädter Tauern ab. Regionalvergleichende Betrachtungen legen den Vergleich des tieferen Teiles mit dem höherpermischen Alpinen Verrucano nahe, der feste Quarzit im Hangenden wird aus skythischem Buntsandstein hervorgegangen sein. Es war daher von Interesse, ob auch hier eine Trennung dieser beiden Anteile möglich sei. Was den tieferen Quarzit(-schiefer)-zug, der im Kern der Gschößwand-Sauwand-Falte auftritt, betrifft, lassen sich an seinem Ober- und Unterrand in wechselnder, vorwiegend aber geringer Mächtigkeit die festen Quarzite verfolgen, während die Hauptmasse im Kern der Falte aus Serizitquarzitschiefern besteht. Auch hier gibt das Auftreten dieser schiefrigen Partien im Kern den Hinweis auf das stratigraphisch Ältere, den Alpinen Verrucano.

Die innersten, tiefsten und ältesten Anteile des Faltenkernes treten zwischen „Riesedristen" und „Im alten Stalle" S Penken zutage, gut aufgeschlossen z. B. am Weg von „Im alten Stalle" zur „Riesedristen", etwa 60 m nach der Wiesen-Waldgrenze. Es sind dies düstergrüngraue sandige Phyllite, stellenweise pyritführend, tektonisch äußerst stark beansprucht, linsig zerschert; grüne bis graugrüne Serizitquarzitschiefer und Quarzitschiefer mit glimmerreichen Lagen und Kleinfältelung. Sie gehen nach oben in festere, zähe, aber kleinst- bis kleingefältelte, meist grüne, auch grüngraue und graue Quarzitschiefer über. Diese bisher beschriebenen und auf der Karte mit eigener Signatur, allerdings mit unscharfer Grenze ausgeschiedenen Schichtglieder gehören mit Sicherheit der oben als Alpiner Verrucano bezeichneten Gruppe an. Stellenweise, z. B. im besprochenen Abschnitt „Riesedristen", ist die Begrenzung gegen die darüber folgenden skythischen Quarzite und Quarzitschiefer deutlich, meist aber sind Übergänge vorhanden: Die kleingefältelten, düstergrüngrauen Quarzitschiefer des Perm gehen in wesentlich lockerer gefaltete, hellgrüne bis hellgraue bis weiße dünngeschichtete Quarzite und schließlich in ungefaltete, feste, undeutlich geschichtete helle Quarzite über. Daneben gibt es auch helle, ganz dünn geschichtete Quarzite bis Quarzitschiefer, die wieder mit dem festen Quarzit durch Übergänge verbunden und nicht separat auszuscheiden sind. Sie alle stellen den skythischen Anteil der Serie dar. Er ist im Bereich „Riesedristen" zu beiden Seiten des Faltenkerns ziemlich mächtig, nimmt aber weiter gegen E,

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

besonders im Liegendschenkel, bedeutend zugunsten des permischen Anteils ab.

Der Gschößberg baut sich aus skythischen festen, ungeschichteten oder undeutlich geschichteten bis gebankten, hellgrünen bis weißen oder gelblichen Quarziten in Verbindung mit skythischen Quarzitschiefern auf.

Auch die Quarzite des Penkenberges sind von ähnlicher Beschaffenheit wie die eben vom Gschößberg beschriebenen, mit einer weiteren Besonderheit: Der Quarzit bis Quarzitschiefer des Penkengipfels und der näheren Gipfelregion ist, durch wahrscheinlich größere Plastizität gegenüber dem festen Quarzit, stark gestreckt und gestengelt, mit einem flachen Achseneinfallen genau nach W. Verwitterungsfarbe bräunlich und gelblichweiß.

2. Skyth-Anis-Grenzniveau: Rauhwackenserie, Rauhwacke

Auch in diesem so stark tektonisch beanspruchten, verschuppten Mesozoikum findet sich der Hauptteil der Rauhwacke niveaugebunden — zwischen Quarzit und Muschelkalk — stellenweise dort, wo noch einige Schichtglieder in normalem Schichtverband erhalten sind. Dies ist in der verkehrten Flanke der Gschößwand-Sauwand-Falte der Fall, wo im „Astegger Wald" eine Abfolge mehrerer Schichtglieder in ursprünglichem Zusammenhang vorhanden ist. Es folgen vom stratigraphisch Liegenden zum Hangenden: Serizitquarzitschiefer und Quarzitschiefer des Perm, Skyth-Quarzit, Rauhwacke, Aniskalk und Muschelkalk-Dolomit. Die Rauhwacke hier ist allerdings äußerst geringmächtig. Es ist eine nur wenige cm dicke, aus Quarzit oder Kalk und Dolomit entstandene, ockergelbe, stark rauhwackige und zerbröckelnde Lage mit Serizitflatschen, die sich wegen vorwiegender Schuttüberdeckung nicht durchverfolgen läßt und daher auf der Karte nur linsenartig eingetragen wurde.

Wo der Serizitquarzitschieferkern der Gschößwand-Sauwand-Falte den Südwestrand der Almwiese „Auf der Gruben" am E-Fuß der Gschößwand erreicht, tritt diese Skyth-Anis-Grenzserie zu beiden Seiten des Kernes, in der verkehrten und aufrechten Seite der Falte auf, und zwar unter dem SW-Ende der Almwiesen, beiderseits des markierten Almweges an der Waldgrenze oberhalb 1500 m (Taf. 4, Fig. 2). Im Liegenden der Quarzitschiefer sind 2 m gelbliche Dolomitschiefer, hier noch nicht in Rauhwacke verwandelt, aufgeschlossen. Daß sie dieses Niveau repräsentieren, erkennt man an ihrem Auftreten in der dort für dieses Skyth-Anis-Grenzniveau typischen reich entwickelten Serie im Hangendflügel des Quarzitschieferkernes. In ihrem unteren Abschnitt ist eine Wechselfolge von 2 m mächtigen, sehr unreinen Bänderkalken, -dolomiten und Tonschiefern erschlossen, etwas höher folgen noch flatschige, hellgelb ocker verwitternde

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Dolomitschiefer mit reichlich serizitischen und phyllitischen Flatschen. Diese Serie entspricht in ihrer Zusammensetzung und Position der vorher beschriebenen, schon in Rauhwacke verwandelten Folge im „Astegger Wald". Dieser Horizont zeigt die im W-Abschnitt der Ostalpen in der zentralalpinen Fazies charakteristische Ausbildung, die dann besonders im Mittelostalpin dominiert. Noch in den Radstädter Tauern, also in derselben unterostalpinen Einheit am Ostrand des Tauernfensters, stellt sich zwischen Lantschfeldquarzit und Aniskalk nur eine einheitlich ausgebildete kompakte, ungeschichtete, ocker-löcherige, nicht mit solchen Schiefern wechsellagernde Rauhwacke ein.

Wieder im einzelnen etwas anders ausgebildet, aber in der gleichen Position im Liegenden des Aniskalkes (Taf. 4, Fig. 2; Taf. 3, Profil II) liegen in einer tieferen kleinen Faltung des Sauwand-SW-Teiles unterhalb der Gruben einige m Rauhwacke mit Serizitschiefern.

Außerdem kommt Rauhwacke noch in einem dünnen Streifen in Verbindung mit Quarzit, eingeschuppt in Bündnerschiefer, in einer Rinne 500 m NW Burgstall vor (siehe Karte Taf. 2).

Das große Rauhwackenvorkommen auf der NE-Abdachung des Sauwandzuges ist an eine intensive Störungszone gebunden. Die lokal bis zu 100 m mächtige gelbockere Rauhwacke ist aus Dolomitschiefern entstanden.

3. Anis

a) Aniskalk

Im Hangenden der Rauhwackenserie und im Liegenden des anisoladinischen Muschelkalkes schalten sich die anisischen Kalke ein. Sie liegen in zwei verschiedenen Typen vor, und zwar in einem dolomitfreien Kalkmarmor und in Form eines von Dolomitlagen, -partien und -schnüren durchsetzten Kalkes, der mit dem Typus „Dolomitschlierenkalk" der Zentralalpen verglichen werden kann. Da leider in keinem Profil beide Typen miteinander vorkommen, ist eine Entscheidung darüber, ob der Dolomitschlierenkalk so wie in anderen Gebieten der Zentralalpen die hangende Partie des Aniskalkes repräsentiert, nicht klar zu fällen. Die beiden Typen scheinen sich stratigraphisch vertreten zu können.

Der Aniskalk tritt in größerem Ausmaß nur in der Gschößwand-Sauwand-Falte auf und stellt sich mit geringerer Mächtigkeit in der Knorn-Schuppe NE des Penkengipfels ein. In der Gschößwand-Falte begegnet man ihm sowohl in der verkehrten Serie von der Sauwand im NE bis über die Holzeben im SW hinaus, als auch im aufrechten Schenkel W und SW „Auf der Gruben". Die Kalke können hellgrau, graugelb bis gelbrosa, meist aber blaugrau gefärbt sein, zeigen eine mäßige Kristallinität, sind

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

gebankt, geschichtet, auch dünnschichtig bis papierdünn blättrig (Taf. 4, Fig. 2) und manchmal gebändert. Vereinzelt finden sich dünne, weißgraue oder ockerfarbene, millimeterdünn leistenförmig herauswitternde Dolomitlagen.

Die Grenze zum überlagernden Dolomit ist im allgemeinen scharf, nur die angrenzenden Dolomitpartien können einen Kalkgehalt aufweisen. Solche dolomitische Kalkpartien können sich aber auch im stratigraphisch Liegenden des Aniskalkes nochmals einstellen (siehe Profil Taf. 4, Fig. 2).

Der Aniskalk ist fast fossilleer, einzig im Kalkzug am Fuß der Gschößwand E unter der Seilbahn (siehe Karte Taf. 2) wurden spärlich Crinoidenrundstielglieder festgestellt. Die Mächtigkeit dieser Kalke unterliegt tektonisch bedingten starken Schwankungen, das größte Ausmaß erreichen sie in der Sauwand mit etlichen Dekametern (Oberteil des Sauwandabsturzes NE der Grubenalm).

b) Dolomitschlierenkalk

Diese Kalke scheinen, wie erwähnt, den reinen Aniskalk zumindest teilweise zu vertreten, den Hinweis auf solchen Übergang liefert der Kalkzug am Fuß der Gschößwand SW der Grubenalm, wo von NE (Taf. 2; Taf. 4, Fig. 2) gegen SW (Felsen 200 m SSW davon) der Gehalt an Dolomitlinsen zunimmt.

Neben diesem Typus mit ocker verwitternden Dolomitlinsen und -lagen begegnet man z. B. in der Penken-Gschößberg-Schuppe und Knorn-Schuppe einem Dolomitbrocken führenden Kalk, bei dem die Dolomitkomponenten hellgrau anwittern und in unregelmäßig begrenzten, verschieden großen Brocken eingeschaltet liegen. Daß diese beiden Typen miteinander in Verbindung stehen, zeigt das Vorkommen in der Penken-Gschößberg-Schuppe 400 m WSW des Gschößberggipfels. Hier enthalten die grauen, kristallinen, gebänderten Kalke einerseits reichlich ocker verwitternde Dolomitknollen und -lagen, vereinzelt auch Hornsteine, andererseits aber auch größere, bis etliche m messende Partien von hellgrauem Dolomit.

Dieser Dolomitschlierenkalk ist das einzige Schichtglied des Penken-Gschößwand-Zuges, das mit relativer Regelmäßigkeit in den drei höheren Schuppen Fossilien führt. Vorwiegend glattschalige Kleingastropoden von etwa 5 bis 12 mm Größe sind, bisweilen gehäuft, anzutreffen; daneben Muschelschalenreste selten (W Knorn). Durch die Erhaltung der Schalen und Steinkerne der Gastropoden aus hellgrauem Dolomit heben sich diese von der blaugrauen Kalkgrundmasse deutlich ab. Die Gastropoden treten immer in jenem Kalktypus auf, der hellgrau verwitternde, kleine Dolomitkomponenten führt.

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Die Form der schlanken, hochgewundenen, glattschaligen Kleingastropoden ist auf Tafel 5 ersichtlich. Die tektonische Verformung ist bei manchen, z. B. den abgebildeten Exemplaren, nicht allzu groß. Zwei Arten lassen sich unterscheiden. Die weitaus häufigere (Taf. 5, Fig. 1 bis 6) konnte als *?Trypanostylus* cf. *ascendens* (BÖHM) bestimmt werden, die zweite, sehr seltene Art (Taf. 5, Fig. 7) als *Acilia* sp., weitgehend gleichend *Acilia franciscae* (BÖHM). J. BÖHM beschrieb diese Arten erstmals aus dem Marmolatakalk (LADIN). Da bisher die anisischen Gastropoden ganz unzureichend bearbeitet sind, spricht ihre Erstbeschreibung aus dem Ladin keineswegs gegen ein Auftreten im Muschelkalk. Hat z. B. auch H. SCHEINER im anisischen Muschelkalk der Kalkspitzen, also im Unterostalpin der Radstädter Tauern, die ebenfalls aus dem ladinischen Marmolatakalk von J. BÖHM beschriebene *Loxonema constrictum* gefunden. Bekanntlich sind im Marmolatakalk und im alpinen Muschelkalk eine Reihe gemeinsamer Formen vorhanden. Für das Mesozoikum scheint das Auftreten von Kleingastropoden im Anis geradezu charakteristisch zu sein, wie mir auch aus anderen Abschnitten, z. B. vom Semmering, bekannt ist.

Die abgebildeten Exemplare (Taf. 5) stammen von der ergiebigsten Fundstelle 150 m SE Knorn in der Knornschuppe. Im gesamten gegen NE streichenden Dolomitschlierenkalkzug sind solche Kleingastropoden häufig. Der gleiche, lagenweise fossilreiche Kalk kommt u. a. 150 m NW des Knorn wiederum an die Oberfläche. Ein dritter Fossilfundpunkt liegt auf der Penkensüdseite, 250 m E Kote 1768.

Von Interesse ist die Fossilführung (Gastropoden, Muschelquerschnitte) in einem etwa 3 x 2 m großen Dolomitschlierenkalkblock, der als Riesenkomponente in der Quarzitschieferbreccie der Penkenbreccie der Knornschuppe, 300 m WSW des Knorn steckt.

Als Hinweis für die Brauchbarkeit dieser Fossilführung als zusätzliches Erkennungsmittel des anisischen Dolomitschlierenkalkes sei noch das Auftreten von solchen gastropodenreichen Kalken im Moränenmaterial WSW bei der Fußstation des Penkensesselliftes angeführt.

4. Anis—Ladin

(Muschelkalk-) Dolomit

Außer den anisischen Kalken, diese an Bedeutung noch weit übertreffend, tritt der mitteltriadische Dolomit als Bauelement des Bergzuges wandbildend hervor. Er ist in sämtlichen Einheiten vorhanden, die Abstürze der Gschößwand und des Sauwand-E-Teiles werden von ihm z. B. ebenso wie das Schrofengelände S des Gschößberges (Kote 1842) und der Wandzug W des Gschößberges, der in den Knorn hinüberstreicht, aufgebaut.

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Für das anisische Alter des zumindest tieferen, größeren Teiles dieses Dolomites spricht folgendes: Der gelegentliche allmähliche Übergang des Dolomites in den unterlagernden anisischen Dolomitschlierenkalk (z. B. Knorn); die Ausbildung des gebankten, oft geschichtete Partien führenden, z. T. dunklen Dolomites; schließlich die Tatsache, daß in der zentralalpinen, besonders in der unterostalpinen Fazies allenthalben im Liegenden des ladinischen, meist diploporenreichen Dolomites noch ein anisischer, geschichteter, häufig nicht so heller Dolomitanteil vorhanden ist. Eine Trennung von anisischem und eventuell ladinischem Anteil konnte hier mangels charakteristischer Gesteinsunterschiede und besonders mangels typischer Fossilien (sonst im Anis häufig Trochiten, im Ladin Diploporen) nicht durchgeführt werden — ein Umstand, der auch z. B. aus dem Mitteltriasdolomit des Semmeringsystems bekannt ist.

Die Mächtigkeit der Dolomitmasse ist stellenweise (z. B. Sauwand) bedeutend; sie erreicht in den S-Abstürzen der Gschößwand unter der Seilbahn fast 200 m. In diesem Profil trifft man verschiedene Typen des Dolomites: Über undeutlich gebanktem bis massigem hellgrauem Dolomit folgen gebankte bis gut geschichtete dunkelgraue, heller grau mit mehliger Oberfläche verwitternde Dolomite, darüber abermals helle Dolomite. Daneben umfaßt dieser mitteltriadische Dolomit auch rosagraue und gelbrosa Typen, ungeschichtet und glattbrüchig, wie z. B. in der Umgebung der Höhe Kote 1842 S des Gschößberges (Krambichlschuppe). Oft treten auch Serizitbestege und Glimmerhäutchen auf Schichtflächen der dünnschichtigen Dolomittypen auf.

5. ? K a r n

Über dem mitteltriadischen Dolomit der Gschößwand folgen am Gschößwandplateau dünn geschichtete Dolomite und darüber nahe dem S-Rand ein Dolomitschieferzug. Diese dolomitischen Gesteine unterscheiden sich in ihrem Aussehen von dem vorher beschriebenen mitteltriadischen Dolomit.

Der dünnschichtige, dichte D o l o m i t ist entweder von weißlichgelber bis hellgrüngrauer Farbe, ocker verwitternd, oder grauer Färbung, gelblichgrau verwitternd, häufig stark geschiefert, und führt reichlich Serizitbestege bzw. Schieferflatschen an den Schichtflächen (typisch im Gebiet des W. H. „Bergrast" und der Fußstation des Penkenliftes).

Die nahe dem Südrand auflagernden serizitisch-tonigen D o l o m i t s c h i e f e r von hellgelber, hellgrauer und graugrüner Farbe verwittern silbriggrau oder ocker (typisch am Weg SW der Gschößwandhütte).

Nach Lagerung und Ausbildung wären diese gelblichen Dolomite und Dolomitschiefer im Vergleich mit anderen zentralalpinen Serien am ehesten als karnisches (bis oberladinisches) Element zu betrachten. da man

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

diese Typen z. B. im Karn der Radstädter Tauern und auch des nahe liegenden, verwandten Mesozoikums der Tarntaler Berge antrifft. Allerdings fehlen weitere Hinweise zur Sicherung dieser Einstufung, z. B. die karnischen Gipse, Tonschiefer, Sandsteine und Dolomitbreccien, ferner ist auch kein sicher ladinisches, diploporenbelegtes Niveau in ihrem Liegenden zu erfassen.

6. Lias

a) Kalk

Fast ausschließlich auf die Penken-Gschößberg-Schuppe beschränkt, folgt über der Trias, hier mit großer Schichtlücke (unmittelbar auf anisischem Kalk), der Liaskalk. Am ausgedehntesten und vielfältigsten sind diese Liaskalke SW der Penkensessellift-Bergstation anzutreffen. Ihre Fortsetzung trifft man erosiv isoliert einerseits N davon bei Kote 1948 an, andererseits bildet sie die Unterlagerung des Mitteltriasdolomites der Knorn-Schuppe 400 m SW des Gschößberggipfels und reicht weiter über Reste am S-Rand der Knorn-Schuppe entlang bis zu den Liaskalkspänen W des Penkengipfels.

Dieser Kalk besitzt ein eigenes, sich etwa vom Muschelkalk deutlich abhebendes Gepräge. Die hellgrauen, graugelblichen bis gelben, düstergrau bis düster ocker verwitternden Kalke zeigen eine Bänderung von braunen, um 1 cm dicken Sandlagen, dunkelgrauen, serizitreichen Lagen, Dolomitfeingruslagen und ganz dünnen, gelegentlich anschwellenden Dolomitlagen, die fadenförmig weiß herauswittern, die häufige Spitzfältelung des Gesteins verdeutlichend. Dieser eben geschilderte Typus ist beiderseits des Weges am Plateau nahe SW der Penkensessellift-Bergstation anzutreffen.

Der erwähnte Liaskalkzug 400 m SW des Gschößberggipfels zeigt vom Liegenden zum Hangenden folgende Typen:

1. Zuunterst, bis 8 m mächtig, liegt eine Wechselfolge von bis 5 cm dicken grauen bis gelbrosa Kalken mit Glimmerbestegen und hellgrünem, braungrau auswitterndem Quarzit.

2. Mit 15 bis 20 m Mächtigkeit folgen hier wandbildend dunkelgrau-weißgestreifte, grobkristalline, glimmerbestäubte Kalkmarmore, die mit wulstig-knollig auswitternden, violettgrauen, braun verwitternden, grobkristallinen, kieselreichen Lagen abwechseln und ferner sandige bis quarzitische Lagen enthalten.

3. Zuoberst stellen sich die vom Vorkommen der Penkenlift-Bergstation erwähnten Typen mit ihren charakteristischen Einlagerungen ein.

Durch die geschilderten Einschaltungen von sandigen Lagen usf., die eine düster braungraue Verwitterungsfarbe bewirken, läßt sich dieser

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Liaskalk auch dort vom Aniskalk unterscheiden, wo beide unmittelbar nebeneinander zu liegen kommen. Für die Kennzeichnung und für die altersmäßige Einstufung dieses Liaskalkes ist aber ferner besonders die Verbindung mit der Penkenbreccie von Wichtigkeit. Der Typus der sandigen, Quarzitlagen führenden Kalke ist in der zentralalpinen Fazies für den Jura bezeichnend. Die Zuordnung dieser Kalke ausschließlich zum Lias ist durch die Überlagerung durch die Penkenbreccie möglich, deren wesentlich umfangreicheres Äquivalent (Tarntaler Breccie) in den nahen Tarntaler Bergen nach E. Clar 1940, S. 83, auch nicht über den tieferen Jura, insbesondere Lias, hinausreicht.

b) Penkenbreccie

Die seit B. Sander 1921, S. 278, berühmt gewordene Penkenbreccie nimmt mit ihren z. T. grobbrecciösen, verschiedenartigen Typen in erster Linie die Hochfläche zwischen Knorn und Penkenberg, also den Bereich der Knorn-Schuppe ein. Auch noch die Penken-Gschößberg-Schuppe führt verschiedene Glieder dieser Brecciенserie, die tieferen Schuppen nur spärliche Reste des Dolomitbreccienanteiles.

Sie ist ein bezeichnendes Schichtglied für die auch in den Ostalpen durch solche Jurabreccien ausgezeichnete unterostalpine Einheit. Seit ihrer Entdeckung durch Sander war ihr nachtriadisches Alter erkannt worden und waren die Beziehungen zur Tarntaler Breccie betont worden, die selbst wieder durch E. Clar 1940 mit den Liasbreccien der Schwarzeckbreccie i. w. S. verglichen wurde. Im großen verdient diese Gemeinsamkeit des Unterostalpins betont zu werden. Daneben aber läßt sich, wie dies schon in der eigenen Bezeichnung „Penkenbreccie" zum Ausdruck kommt, diese Brecciенserie in allen Einzelheiten nicht mit den anderen unterostalpinen jurassischen Brecciенvorkommen vergleichen.

Hinsichtlich ihrer so lange von den anderen Vorkommen der unterostalpinen Jurabreccien diskutierten Entstehung (sedimentär oder tektonisch, Ursache der Riesenblockeinschaltungen) liegen hier die gleichen Fragen vor. Der sedimentäre Charakter der einzelnen Glieder dieser Brecciенserie steht heute außer Zweifel und konnte hier in Einzelbeobachtungen konstatiert werden. Die Natur der Scholleneinschaltungen hingegen ist ein auch heute noch nicht endgültig gelöstes Problem. Soweit an Hand der hier insgesamt vorhandenen vier Schollen ausgesagt werden kann, ist nach der horizontalen Anlagerung der die Schollen umgebenden schichtigen Gesteine der Penkenbreccie sowie in der neben den Schollen ungestört durchlaufenden Abfolge der Einzelglieder der Breccie der Eindruck einer primär sedimentären Einschaltung, etwa durch Eingleitung, gegeben (siehe Taf. 4, Fig. 1)!

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Auf eine nähere Parallelisierung der hier festgestellten und auskartierten Schichtglieder der Penkenbrecciense mit der nahe liegenden Tarntalerbreccien-Folge im W soll hier noch nicht eingegangen werden, sondern erst nach eigener Kenntnis jener Breccien ein Vergleich durchgeführt und eine eingehende Darstellung beider Breccientypen vorgenommen werden. Im folgenden wird daher hier nur die Zusammensetzung der Penkenbrecciense in großen Zügen erörtert.

Die Penkenbreccie in der Knorn-Schuppe lagert unmittelbar auf Anisoladin-Dolomit (Muschelkalk-Dolomit). Nach ihrer Grundmasse lassen sich drei Haupttypen von Breccien im Penkenbreccienkomplex unterscheiden: Eine Breccie mit schiefer- bis quarzitschieferreicher Grundmasse, mit dolomitischer und mit kalkiger Basis. Die Besprechung der Haupttypen erfolgt nach dem besterschlossenen Abschnitt, der auf Taf. 4, Fig. 1, dargestellt ist (Wände 200 m N vom Penkengipfel).

Die Quarzitschieferbreccie eröffnet die Schichtfolge, stellt sich aber auch im Hangendsten wieder ein. Sie führt in Quarzitschiefer-, auch Tonschiefergrundmasse mit rostig verwitternden Karbonatsandlagen vorwiegend Quarzitschollen und -platten, untergeordnet bzw. in wechselndem Ausmaß auch Kalk- und Dolomitschollen, oft von beträchtlicher Größe (Meterbereich und darüber hinaus). Die Komponenten können weitgehend bis (fast) gänzlich zurücktreten, so daß dann relativ untypische graue, grüne und graubraune Serizitquarzitschiefer, hier stark gestengelt und verfaltet, vorliegen. Durch die aber doch stets wieder vorhandenen Komponenten sind diese Schiefer von anderen ähnlichen Typen zu unterscheiden. Solche breccienfreie Schiefer wurden an der Obergrenze der Penken-Gschößberg-Schuppe zwischen Knorn und Gschößberg separat ausgeschieden.

In der Dolomitbreccie, in welcher das (dolomitische) Bindemittel stark zurücktritt, überwiegen die wenig gut eingeregelten Dolomitkomponenten, Kalke sind spärlicher, Quarzitschollen fehlen fast.

Die Kalkbreccie, die sich aus dieser Dolomitbreccie entwickelt, zeigt in ihrer Struktur hinsichtlich der zurücktretenden Grundmasse und der Komponentengröße weitgehende Ähnlichkeit, nur schieben sich hier die Kalkkomponenten stark in den Vordergrund (bis 80%). Die blaugrauen, grob kristallinen Kalke dürften dem Anis entstammen, der Rest besteht aus grauem, gelblichgrau verwitterndem Dolomit, die Karbonatquarzite treten fast ganz zurück, ebenso spärlich sind Kieselschiefergerölle zu finden. Die Abrundung der größeren Breccienkomponenten ist gering, bei den kleineren ist sie gut kenntlich. Die Hauptmasse der Komponenten ist nuß- bis doppelfaustgroß, einzelne Blöcke erreichen 2 m Länge. Gegen

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

oben nimmt die kalkige, später auch sandig-kalkige Grundmasse zu, Quarzitschollen als Komponenten werden häufiger.

7. Schiefer fraglichen Alters

In zwei Abschnitten treten an Schuppengrenzen uncharakteristische Schiefer auf, deren Einordnung mangels typischer Merkmale und zufolge ihrer isolierten Stellung nicht möglich war.

Bei dem Vorkommen 200 m SE des Gschößberggipfels handelt es sich um graugrüne Quarzitschiefer und um rauhwackig-rostig verwitternde Quarzite und dunkelgraue bis schwarze sandige, fleckige Schiefer. Es könnte sich um Schichtglieder des Alpinen Verrucano oder des Lias handeln.

Fragliche Stellung nehmen auch die grobkörnigen Serizitquarzite und flaschengrünen, pyritführenden, grauen und violetten, sandigen bis sandarmen, tonigen bis serizitischen, teils gebänderten Schiefer bei der Bergstation des Penkenliftes ein. Sie können ähnlich wie die vorgenannten Schiefer gedeutet werden.

Vergleich der Schichtfolge und Fazies mit anderen unterostalpinen Abschnitten der Ostalpen

Einige Bemerkungen über Ähnlichkeiten und Unterschiede in Schichtfolge und Fazies zu dem mir bekannten Unterostalpin der Radstädter Tauern und des Semmeringsystems und zu den noch nicht genügend bekannten Tarntaler Bergen (auf Grund der Literatur) sei anmerkungsweise gestattet. Da nicht sämtliche Abschnitte vollkommene Schichtfolgen aufweisen, ist der Vergleich nur partiell durchführbar.

Die Gliederung der Permo-Skyth-Basis in einen permischen Anteil (Alpiner Verrucano), den Skythquarzit (Semmering-, Lantschfeldquarzit) und in die Rauhwackenserie ist allgemein durchführbar. Im Semmeringsystem enthalten die basalen Serizitschiefer die seit H. Mohr bekannten Porphyroide, in den Radstädter Tauern ist die Grenze dieser permischen Serizitquarzitschiefer ebenso wie im Semmeringsystem zum Skythquarzit scharf und wesentlich besser zu ziehen als hier. Die Tarntaler Quarzite sind neu zu untersuchen. Die Rauhwackenserie der Skyth-Anis-Grenze ist ebenfalls weit verfolgbar (Röt bzw. Oberskythschiefer im Semmeringsystem — E. Kristan und A. Tollmann 1957, S. 78; Äquivalente Serie in den westlichen Radstädter Tauern nach Mitteilung von W. Demmer).

Die Reihenfolge der Haupttypen des Anis: (Bänder)Kalk und Dolomitschlierenkalk im Liegenden und Dolomit im Hangenden stimmt mit der des übrigen zentralalpinen Mesozoikums überein. Gegenüber den Radstädter Tauern ist die Schichtfolge des Anis wesentlich ärmer. Die massige

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

ungeschichtete Rauhwacke und die schieferreiche Anisbasisserie der Radstädter Tauern fehlen hier. Ferner ist eine Aufgliederung des Mitteltriasdolomites kaum möglich, da der typische Diploporendolomit des Ladin fehlt — ähnlich wie im Semmeringsystem. Die schlechte Vergleichbarkeit der Trias mit der der nahen Tarntaler Berge beruht auf der mangelhaften Ausbildung der tieferen Trias in jenem Gebiet. Und die Obertrias, die dort mächtig auftritt, fehlt im Penken-Gschößwandzug, abgesehen von den fraglichen karnischen Dolomitschiefern und Dolomiten. Erst wieder im Jura ergeben sich durch die Orogenbreccien in den unterostalpinen Gebieten enge Gemeinsamkeiten. Die individuelle Ausbildung weicht aber im einzelnen stärker voneinander ab als etwa innerhalb der Trias: Wohl sind z. B. in den Tarntaler Bergen Kalkphyllite und sandige Schiefer, im Penken Kalke und sandige Kalke und Schiefer, in den Radstädter Tauern Kalke, Kalkphyllite und Tonschiefer im Liegenden der Liasgrobbreccien vorhanden, aber nicht in Einzelheiten vergleichbar. Ebenso wiederholt sich nicht die Abfolge der Typen innerhalb der Breccien. Das Unterostalpin des Penken-Gschößwandzuges ist jedenfalls in seiner Gesamtheit auf Grund der ja in dieser Hinsicht ausschlaggebenden Jurafazies dem Hochfeind- bzw. Hippoldfaziesgebiet anzuschließen, die in den erwähnten Abschnitten das tektonisch tiefere Element der unterostalpinen Decken repräsentiert.

Tektonik und Regionalbeschreibung

Erst durch eine genaue stratigraphische Gliederung der vorhandenen Serien war es möglich, die tektonischen Einheiten und den tektonischen Stiel mit Sicherheit zu erfassen. Es ist überraschend, daß aufrechte Schuppen und eine ausgedehnte liegende Falte nebeneinander als Bauelemente auftreten.

Die Existenz dieser liegenden Falte (Gschößwand-Sauwand-Falte), die die tiefste und mächtigste Einheit des Unterostalpins repräsentiert, kann durch die gut charakterisierte und in zahlreichen Abschnitten profilmäßig erschlossene verkehrte und aufrechte Serie mit Sicherheit erwiesen werden. Allein schon die Anordnung des Alpinen Verrucano im Kern der Skythquarzitzone des Südsockels zwischen „Riesedristen" und „Astegger Wald" weist auf eine solche Struktur. Aber auch die nächstfolgenden Schichtglieder, Rauhwackenserie, Aniskalk und Muschelkalk-Dolomit sind auf weiter Strecke gerade in dem für den Nachweis der Falte entscheidenden Liegendschenkel in verkehrter Folge vorhanden (Astegger Wald-S; 600 m S Gschößwandgipfel) (Taf. 3, Profil II bis V). In einprägsamer Art aber wiederholt sich spiegelbildlich diese Serie der tieferen Trias beiderseits des Weges SW der Grubenalm, wie Taf. 3, Profil II; Taf. 4, Fig. 2, zeigt.

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Zu den einzelnen Abschnitten dieser tiefsten unterostalpinen Einheit, der Gschößwand-Sauwand-Falte, ist folgendes zu vermerken:

Im Westabschnitt, W vom Astegger Wald, baut der mächtige Faltenkern mit Permoskyth den Sockel des Bergstockes oberhalb der Astegger Talung auf. Während die Serie gegen oben hin stark reduziert ist und meist nur mitteltriadische Felsbuckel aus dem schuttüberronnenen Almgelände aufragen, ist die verkehrte Serie (Holzeben) besser entwickelt. An der Untergrenze des Unterostalpins, an der Hauptüberschiebungsfläche gegen die penninischen Bündner Schiefer hin stellt sich, tektonisch bedingt, eine Wiederholung anisischer Schichtglieder ein.

In den bisherigen Darstellungen dieses Abschnittes, nämlich auf der Karte von B. SANDER 1921, Tf. 10, und der dieser Darstellung weitgehend folgenden Karte von F. ANGEL 1953 wurden die Einheiten in nicht zutreffender Weise zusammengefaßt bzw. abgegrenzt. So umfaßt die „Tuxer Grauwackenzone" SANDERS bzw. die Zone des „Tuxer Grauwackenporphyroids" bei ANGEL nicht nur die Gesteine der eigentlichen Porphyroidzone (Untere Schieferhülle), sondern auch noch die nur zum kleinen Teil dort ausgeschiedenen nachtriadischen Bündner Schiefer (Obere Schieferhülle) und noch den Alpinen Verrucano und Skythquarzit im Kern im SW-Teil der unterostalpinen Gschößwand-Sauwand-Falte. Die karbonatischen triadischen unterostalpinen Anteile im Hangenden und Liegenden dieses Faltenkernes waren, obgleich sie die Fortsetzung des „Gschößwanddolomites" bilden, bei ANGEL als Schmittenberg-Marmor, also als Äquivalent des penninischen Hochstegen-Marmors, bezeichnet worden.

Im Gebiet der Gschößwand ist dann der verkehrte Schenkel der Großfalte stark reduziert, aber doch vorhanden. Nun tritt die Masse der Trias-Karbonate der aufrechten Serie bei raschem Zurücktreten des Permoskythquarzites als morphologisches Element in der Gschößwand hervor. Gerade unter der Seilbahntrasse aber setzt abermals, gegen E rasch an Mächtigkeit zunehmend, in der unteren Wandstufe N ober dem Astegger Tal diese verkehrte Serie ein, die ununterbrochen in die Sauwand überleitet. Im Profil Taf. 4, Fig. 2, SW der Grubenalm werden die hier gerade gleichermaßen gut entwickelten Schenkel dieser Falte dargestellt. Die mächtige Sauwand bildet demnach in ihrer Gesamtheit eine verkehrt liegende Masse aus Aniskalk im höheren Teil und Muschelkalkdolomit im Sockel. Im E, W oberhalb Burgstall, stecken noch einige isolierte Trias-Quarzit-Rauhwackenspäne tektonisch in der Bündner Schiefer-Unterlage.

Eine interessante interne Komplikation dieses Zuges liegt im Abschnitt SE der Grubenalm vor: Während der Kern der Hauptfalte mit Permo-

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

skythquarzit über die Grubenalm zieht, wird der Liegendschenkel hier vorübergehend durch eine zweite Verfaltung gegliedert (Taf. 4, Fig. 2): 300 m SE Kote 1588 spießt abermals ein Faltenkern mit Permoskythschiefern ein, gegen Hangend folgen Rauhwacke, Aniskalk und Dolomit (im Muldenkern), gegen Liegend Anis-Kalk und -Dolomit. An der in der Rinne unter der Grubenalm WWNW—EESE durchziehenden Störung (siehe Karte) ist diese tiefere Verfaltung abgeschnitten, der NE-Teil dieser Falte scheint an der Querstörung gegen SE zurückversetzt zu sein, da dort der Quarzitschieferkern fehlt, hingegen der Mulden-Dolomit mächtig wird. Außerdem geht die Störung gegen oben, gegen die Grubenalm in eine Einschleppung der steil die Rinne herabziehenden anisischen Gesteine über. Besonders die stellungsmäßig wohl der Rauhwackenserie vergleichbaren, dünnschichtigen, tonig-unreinen Dolomitschiefer mit serizitischen und kalkigen Lagen in der Mitte der Rinne zeigen im Verlauf, am NE-Rand und Unterende eine starke tektonische Beanspruchung. Diskordant überlagern die Permoskyth-Quarzitschiefer am Oberrand der Rinne beim Einsetzen des Almgeländes.

Eine noch jung nachwirkende kräftige Störung durchsetzt den nordöstlichen Abschnitt des Sauwandzuges. Dessen östlichstes Ende, das zwischen Bündnerschiefern im Liegenden und der Quarzphyllitmasse im Hangenden, also zwischen beweglichen Massen auskeilt, führte an einer heute in eine 100 m mächtige Rauhwacke verwandelten Dolomitschieferzone wohl eine lokale Eigenbewegung aus. Am Südende dieser NNE—SSW verlaufenden Störungszone S „Fanghaus" sind die Dolomitplatten arg zerrüttet, zerbrochen, nicht mehr plastisch verformt. Eine junge, grobe, kaum verkittete Breccie erfüllt die Störungszone.

Die starke tektonische Verspießung an der Überschiebungsfläche zwischen Quarzphyllit und dem Unterostalpin läßt sich besonders gut am nordseitigen Abhang des Ostausläufers des Gschößwandzuges gegen den Marbergbach hin studieren. Weiter gegen Westen hin verhüllen ja Moränen und Hangschuttmassen weitgehend diese Überschiebungsfläche. Während im Liegenden dieses Gschößwand-Sauwandzuges bis zum äußersten nordöstlichen Ausläufer noch der Bündnerschiefer zu verfolgen ist, bildet der hier gar nicht so einförmige Quarzphyllitkomplex die Überlagerung. Neben hellen und dunklen Phyllittypen umfaßt er quarzitische Lagen und bis m-mächtige Einschaltungen von zugehörigen dunkelgrauen, auch bräunlichen feinkristallinen Marmoren, die allein schon durch den höheren Grad der Metamorphose und ihrem Habitus nach vom unterostalpinen Kalkmarmor unterscheidbar sind. Unterostalpine Späne höherer Position, etwa als Reste der höheren Schuppen über der Gschößwand-Sauwand-Falte deutbar, stecken hier steil in Form der Karbonatzüge SW Fanghaus

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

und W Mühlen (Mühlerau) zwischen Marbergbach und Sidanbach. Gut erschlossen ist das Auskeilen der Scholle SW Fanghaus im Bachbett 300 m SW Kote 1051 zu sehen: Während der Dolomit am Südwestrand der Wiesen E des Grabens noch in kleinen Felsrippen ansteht, ist er im Graben bereits so stark ausgedünnt, daß er in einzelne, wild verfaltete Schollen zerrissen wurde.

Die Faltenachsen in diesem gesamten Abschnitt mit steil bis saiger stehenden Gesteinszügen sind vorwiegend leicht W-fallend angeordnet: 260—270/10—20, selten etwas steiler. Auch die starke Schuppung am Nordrand der Rauhwackenstörungszone W Fanghaus ist nach gleichen Achsen geprägt, die man sogar noch in den Dolomitschiefern der Rauhwackenzone antrifft.

Weiter gegen W lappt am Hang die Quarzphyllit-Auflagerung in Richtung Grubenalm weit über dem Mesozoikum isoklinal hangaufwärts. Durch starke Schuttverhüllung fehlt hier eine unmittelbare Beobachtungsmöglichkeit der Grenzen. So kann hier nicht unmittelbar etwa der zu erwartende nordvergente Faltenschluß der Gschößwand-Sauwand-Falte beobachtet werden, ist aber auch offenbar durch Abscherung stark beeinflußt.

Großbau und Detailstruktur dieses Ostabschnittes des Gschößwandzuges waren bisher unbekannt, daher ist eine historische Betrachtung hinfällig. Die unterostalpine Trias spitzt gegen E nicht in unterostalpinen Serizitquarziten aus (E. Kupka 1956, Tf. 1), sondern wird von den Bündnerschiefern unmittelbar unter-, vom paläozoischen Quarzphyllit überlagert.

Die tiefste tektonische Einheit, die Gschößwand-Sauwand-Falte, ist gegen oben hin auch morphologisch mit dem Gschößwandplateau begrenzt. Noch drei weitere unterostalpine, allerdings bedeutend weniger mächtige tektonische Einheiten (Schuppen) bauen die darüber auflagernde Gipfelpartie des Gschößberg-Penkenberg-Kammes auf. Durch das allgemeine westgerichtete achsiale Gefälle gelangt man — ähnlich wie beim Anstieg von S nach N — ebenso von E gegen W in immer höhere tektonische Einheiten.

Als erste auflagernde Schuppe ist trotz schlechten Aufschlußverhältnissen und armer Schichtfolge die K r a m b i c h l s c h u p p e zu erfassen. Sie läßt sich von der Penkenlift-Fußstation im NE über die Krambichlalm zur Penkenalm im W verfolgen. Im Almgelände im W ragen nur isolierte Felsrippen aus den schuttverdeckten Gehängen. Doch markiert allgemein Skythquarzit ihre Untergrenze (vgl. Karte Taf. 2), Anis-Kalk- und -Dolomitschollen kennzeichnen die höheren Partien, über denen dann die auflagernden nordfallenden bis (im W) saiger stehenden Skythquarzite der Pen-

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

ken-Gschößberg-Schuppe eine deutliche Grenze kennzeichnen. Eine kleine Komplikation ergibt sich E der Felshöhe Kote 1842, NE der Krambichlalm, wo die karnischen (?) Dolomitschiefer des Untergrundes längs einer WNW-ESE-Aufpressung durch die umgebenden, ebenfalls steilstehenden Dolomite durchspießen und in einer morphologisch als Rinne ausgebildeten Zone hinziehen. Diese teilweise vorhandene Dolomitschieferunterlagerung mag vielleicht mit verantwortlich für den Bergsturz an der Südostseite dieses Höhenzuges 1842 sein.

Durch eine ebenso lückenhafte Schichtfolge wie diese erste (Krambichl-) Schuppe, in der ja am Westende Penken-Dolomitbreccie unmittelbar über der tieferen Trias folgt, sind auch die beiden folgenden, höchsten Schuppen gekennzeichnet. Die Penken-Gschößberg-Schuppe ist basal durch mächtigen Skythquarzit gekennzeichnet, der die Gschößbergkuppen und die Penkenberggipfelpartie aufbaut. Bei ersteren ist mäßig steiles Westfallen und sind ebenso gegen WSW gerichtete Faltenachsen beherrschend, in letzterem wird der Quarzit an flach W-fallenden Achsen stark verfaltet und bis saiger gestellt. In dieser Schuppe folgt über dem anisischen Dolomitschlierenkalk unmittelbar der oben beschriebene, durch sandige und kieselige Partien sowie im NE des Knorn mit Penkenbreccien verbundene Liaskalk, der die Kalke und Dolomite der Knornschuppe im SE, E und NE unterteuft. Die Liaskalke 250 m W des Knorn, die im E vom Anis-Dolomitschlierenkalk, also dem hier tiefsten Schichtglied der nächsthöheren Knornschuppe umrahmt werden, können demnach am besten als Fenster gedeutet werden (siehe Karte). Am Westende des Penkenzuges, wo dieses unterostalpine Schuppensystem reduziert wird und sich stärker auflöst, sind die Liaskalke dieser Schuppen und ebenso die anisischen Dolomitschlierenkalke der Knornschuppe stark mit dem — im großen gesehen das Hangende bildenden — Quarzphyllit, der davor bis lokal darunter eingepreßt erscheint, stark und kleinräumig verschuppt.

Die Knorn-Schuppe liegt als oberste unterostalpine Mesozoikums-Einheit der vorgenannten Schuppe auf, was besonders an ihrem Ostende gut erkennbar ist: Dort lagert der Mitteltriasdolomit der Knornschuppe — im „Knorn" und in der Wandstufe des Hauptkammes SE vom Knorn mit dem ihn auf weite Strecken primär unterlagernden, lokal fossilreichen und durch Übergang verbundenen anisischen Dolomitschlierenkalk — auf dem um das Ostende herumstreichenden Liaskalk des Untergrundes. Dem Westteil der Knornschuppe gehört die unmittelbar dem an der Nordseite (ober der Almhütte Kote 1955) durchverfolgbaren Mitteltriasdolomit auflagernde reiche Penkenbrecciense rie an, die zusammenhängend das Areal der Penkenkamm-Nordpartie einnimmt. Trotzdem diese oben kurz

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

skizzierte Masse mit den Riesenkomponenten (Triasschollen) allgemein gegen S einfällt, gehört sie zufolge der Auflagerung auf dem vom Knorn herziehenden Dolomit dieser höchsten Schuppe an — und nur durch die starke Zusammenpressung und Auffaltung der tektonischen Unterlage im Penkenberg, wo der Quarzit, wie erwähnt, in saiger stehende Falten gepreßt ist, ist in diesem Abschnitt ein — allerdings lokales, sekundäres Abtauchen vorhanden.

Hingewiesen sei noch auf eine 100 m E vom Knorn ca. NE—SW verlaufende, 55—60 Grad NW einfallende Bruchfläche, die als bis zu etwa 10 m hohe Wand im Anisoladindolomit der Knornschuppe 200 m weit verfolgbar ist.

Die starken jungen Hangabsetzungen, die z. B. gerade in diesem Nordabschnitt der Penkenbreccienzone so auffällig sind, und an denen Großschollen sich an bedeutenden Abrißflächen lösten und absackten, sind im gesamten Bereich der Penken-Gschößberghänge verbreitet, da in weiten Abschnitten der Wechsel von Karbonatzügen mit Schiefern aller Art (Quarzit-, Serizitschiefer, Phyllite usf.) im Zusammenhang mit den klimatischen Gegebenheiten der jüngsten Vergangenheit eine gute Voraussetzung zu ihrer Bildung lieferte. Sie wurden, von einigen ganz bedeutenden abgesehen (siehe Karte N Penken), nicht kartenmäßig erfaßt, wohl aber bei Rekonstruktion der Zusammenhänge in Rechnung gestellt.

Im großen gesehen lagert dieser unterostalpine Falten-Schuppenzug des Gschößwand-Penken-Stockes tektonisch relativ konkordant über der Schieferhülle, die Überlagerung durch die Quarzphyllitmasse hingegen ist viel unregelmäßiger: Das Gschößwand-Penkenmesozoikum ist abschnittweise — wohl bei weiteren Bewegungsphasen — an und über seine einstige Überlagerung aufgepreßt, die Schuppen streichen diskordant an die Grenze heran, die basale Falte (Sauwand) ist zerschnitten, am W- und E-Ende ist die Verschuppung zwischen Mesozoikum und Quarzphyllit besonders stark. Neben der über so weite Strecken verfolgbaren Großordnung der tektonischen Haupteinheiten im Rahmen des Tauernfensters ist die bereits durch detaillierte Kartierungen sich offenbarende Formungsart an den Grenzflächen von Interesse.

Zusammenfassung

Das unterostalpine Permo-Mesozoikum des Penken-Gschößwandzuges wurde neu untersucht und kartenmäßig im Detail dargestellt. Die Gliederung der umrahmenden tektonischen Einheiten (die in den Grundzügen durch P. Termier 1903 erstmalig erfaßt worden war) lautet: Zentralgneis mit schmaler eigener Hülle aus Hochstegenquarzit und -kalk, darüber überschoben paläozoische Schieferhülle mit Hochstegenkalkmantel, darauf

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

überschoben Bündnerschieferserie. Über diesem Pennin lagern das tektonisch gegliederte unterostalpine Permo-Mesozoikum und darüber der (unterostalpine) Innsbrucker Quarzphyllit. Das Profil ist ein Grundprofil hinsichtlich der tektonischen Gliederung der Einheiten im NW-Rahmen des Tauernfensters.

Innerhalb des unterostalpinen Permomesozoikums lassen sich von unten nach oben folgende Einheiten abgrenzen: Gschößwand-Sauwand-Falte, Krambichl-Schuppe, Penken-Gschößberg-Schuppe, Knorn-Schuppe. Die Schichtfolge umfaßt höheres Perm, Unter-, Mitteltrias, Karn ? und Lias mit der Penkenbreccie. Eine stratigraphische Gliederung der einzelnen Stufen konnte durchgeführt und kartierungsmäßig angewendet werden. Die weitreichenden stratigraphischen und faziellen Parallelen zu anderen unterostalpinen Serien wurden kurz besprochen. Die Fossilien wurden erstmalig, und zwar aus dem Anis, sichergestellt. Die alpidische Umprägung der Gesteine ist der unterostalpinen tektonischen Position angemessen. Falten und Schuppenbau treten im Unterostalpin nebeneinander auf.

Literatur

Nicht zitiert wird die verwendete paläontologische Bestimmungsliteratur.

Angel, F. & P. Weiss: Die Tuxer Magnesitlagerstätten. — Radex-Rundschau, Jg. 1953, 335—352, mit Karte 1 : 25.000, Radenthein 1953.

Becke, F.: Petrographische Durchforschung der Centralkette der Ostalpen. — Bericht 1897: Anz. Ak. Wiss. math.-nat. Kl., **35**, 13—16, Wien 1898. Bericht 1898: Anz. Ak. Wiss. math.-nat. Kl., **36**, 5—10, Wien 1899.

— Westende der Hohen Tauern (Zillertal). — Exkursion der Int. Geol. Tagg. Wien 1903, Führer **8**, 1—41, Karte 1 : 500.000, Wien 1903.

Boehm, J.: Die Gastropoden des Marmolatakalkes. — Paläontographica, **42**, 211—308, Stuttgart 1895.

Clar, E.: Über Schichtfolge und Bau der südlichen Radstädter Tauern (Hochfeindgebiet). — Sber. Ak. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., Abt. I, **146**, 249—316, Wien 1937.

— Von der Tarntaler Breccie (Lizum). — Sber. Ak. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., Abt. I, **149**, 71—84, Wien 1940.

Dietiker, H.: Der Nordrand der Hohen Tauern zwischen Mayrhofen und Krimml (Gerlostal, Tirol). — Diss. rer. nat. Techn. Hochsch. Zürich, 131 S., 4 Tf., Zürich 1938.

Frasl, G.: Zur Seriengliederung der Schieferhülle in den mittleren Hohen Tauern. — Jb. G. B. A., **101**, 323—472, Geol. K. 1: 100.000, Wien 1958.

Hammer, W.: Vorläufige Mitteilung über Studien am Tauernnordrand zwischen Zillertal und Wildgerlostal. — Anz. Ak. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., **72**, 247—250, Wien 1935.

Hartmann, E.: Der Schuppenbau der Tarntaler Berge am Westende der Hohen Tauern (Tuxer Voralpen). — Jb. Geol. B. A., **63**, 207—388, Wien 1913.

— Geologische Übersicht über die Tarntaler Berge (Tuxer Voralpen, Tauern Westende). — Verh. Geol. R. A., 1913, 109—121, Wien 1913.

Young, A. P.: On the Stratigraphy and Structure of the Tarnthal Mass (Tyrol). — Quart. Journ. Geol. Soc. London, **64**, 596—603, London 1908.

— Notes on the Structure and Physiography of the Tarntal Mass. — Geol. Magaz., N. S., **5**, vol. **6**, 339—346, London 1909.

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Klebelsberg, R.: Geologie von Tirol. — 872 S., Bornträger, Berlin 1935.
— Ein Ammonit aus dem Hochstegenkalk des Zillertales (Tirol). — Z. D. Geol. Ges., **92,** 582—586, Berlin 1940.
Kober, L.: Der geologische Aufbau Österreichs. — 204 S., Springer, Wien 1938.
— Bau und Entstehung der Alpen. — 2. Aufl., 379 S., Deuticke, Wien 1955.
Kristan, E. & Tollmann, A.: Zur Geologie des Semmering-Mesozoikums. — Mitt. Ges. Geol. Bergb. Stud. Wien, **8,** 75—90, Tf. 19—22, Wien 1957.
Kupka, E.: Zur Geologie der Umgebung von Mayrhofen im Zillertal. — Mitt. Geol. Ges. Wien, **47,** 1954, 1—33, Tf. 1—2, Wien 1956.
Mutschlechner, G.: Über das Alter des Hochstegenkalkes bei Mayrhofen (Zillertal). — Mitt. Geol. Ges. Wien, **48.** 1955, 155—165, Wien 1956.
Ohnesorge, Th.: Bericht über geologische Untersuchungen um Wald und Krimml im Ober-Pinzgau. — Anz. Ak. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., **66,** 200—202, Wien 1929.
Peters, K.: Die geologischen Verhältnisse des Oberpinzgaues, insbesondere der Centralalpen. — Jb. Geol. R. A., **5,** 766—808, Tf. 2, Wien 1854.
Sander, B.: Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern. II. — Jb. Geol. Staatsanst., **70,** 1920, 273—296, Tf. 10—11. Wien 1921.
— Petrographie der nachtriadischen Tarntaler Breccie (Ostmark). — Berichte Reichsstelle Bodenforsch. Wien, Jg. 1941, 121—129, Wien 1941.
Schwinner, R.: Zur Stratigraphie der Tarntaler und der Radstädter Berge. — Jb. Geol. B. A., **85,** 51—80, Wien 1935.
Spitz, A.: Studien über die fazielle und tektonische Stellung des Tarntaler und Tribulaun-Mesozoikums. — Jb. Geol. R. A., **68,** 1918, 171—204, Wien 1919.
Staub, R.: Der Bau der Alpen. — Beitr. Geol. K. Schweiz, **82,** N. F. **52,** 272 S., Bern 1924.
Stur, D.: Die geologische Beschaffenheit der Centralalpen zwischen dem Hoch-Golling und dem Venediger. — Jb. Geol. R. A., **5,** 818—852, Tf. 1—5, Wien 1854.
Suess, F. E.: Das Gebiet der Triasfalten im Nordosten der Brennerlinie. — Jb. Geol. R. A., **44,** 1894, 589—670, Wien 1895.
Termier, P.: Les nappes des Alpes orientales et la synthèse des Alpes. — Bull. Soc. géol. France, 4. Sér, 3. tom., 711—765, Tf. 22—23, Paris 1903.
— Les Alpes entre le Brenner et la Valteline. — Bull. Soc. géol. France, 4. Sér., 5. tom., 209—289, Paris 1905.
Thiele, O.: Beobachtungen am Tauernnordrand im Bereich von Gerlos (Tirol). — Mitt. Ges. Geol. Bergb. Stud. Wien, **2,** 1—21, Tf. 1, Wien 1951.
Tollmann, A.: Geologie der Pleisling-Gruppe (Radstädter Tauern). — Vh. Geol. B. A., Jg. 1956, 146—164, Tf. 1—2, Wien 1956.
— Geologie der Mosermannlgruppe (Radstädter Tauern). — Jb. Geol. B. A., **101,** 79—115, Taf. 6—10, Wien 1958.
— Semmering und Radstädter Tauern. Ein Vergleich in Schichtfolge und Bau. — Mitt. Geol. Ges. Wien, **50,** 1957, 325—354, Tf. 1, Wien 1958.
— Der Deckenbau der Ostalpen auf Grund der Neuuntersuchung des zentralalpinen Mesozoikums. — Mitt. Ges. Geol. Bergb. Stud. Wien, **10,** 3—62, Wien 1959.

Bei der Schriftleitung eingegangen am 14. Juli 1961

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Tektonische Übersichtsskizze des Tauernfenster ~ Nordwestrandes

Von A. TOLLMANN 1960 nach G. Frasl 1953, 1958, E. Kupka 1956, B. Sander 1921, O. Thiele 1950 (im Penken-Gschößwandabschnitt ergänzt).

UNTEROSTALPIN

- Permische Serizitquarzite
- Mesozoikum
- Richbergkogelserie (mesoz. Dolomitbreccien und Kalkphyllite)
- Innsbrucker Quarzphyllit

Hirzer, Hippold, Hobar, Rastkg., Pangert, Torsp., Torwand, Griebsp., Recknerspitze, Kreuz J., Ht. Tux, Grünbg., Lange Wand, Realsp., Riffler, Olperer, Gschößw., Penken, Mayrhofen, Hochstegen, Brandenbg. Kolm, Hochfeld, Torhelm, Wechsel, Hainzenbg., Zell/Z., Gmünd, Gerlos, Gerlospaß, Königsleiten, Plattenkg., Schönbichl, Hanger, Häusling, Ahornsp., Tristensp., Schönachmulde, Zillerkopf, Rotkopf, Reichensp., Krimml, Neukirchen, Wenns, Veitheiner Kalk, Hochkelkopf, Breitkg., N-Sulzbachzunge, Knappenwand-Mulde, S-Sulzbachzunge, Habachmulde, Habachzunge, Kesselk.

Maßstab 1 : 200.000

0 5 10 km

PENNIN

- Obere Schieferhülle : Kalkphyllite, Marmore, Grünschiefer (Jura)
- Grüne Quarzite (Hochpennin nach O. Thiele, 1950)
- Penninische Liasbreccien – und Schieferserie
- Untere Schieferhülle mit Porphyroidmaterialschuppe (vorwiegend metamorphes Paläozoikum)
- Hochstegenkalkserie (Trias -Jura)
- Zentralgneis

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Geologische Karte des Penken - Gschößwandzuges in Tirol (Unterostalpin des Tauern - Nordrahmens)

Von EDITH KRISTAN-TOLLMANN 1960

Maßstab 1 : 10.000

0 100 200 300 400 500m

Tektonische Skizze des Penken - Gschößwand - Zuges

Hangend	Innsbrucker Quarzphyllit - Deckenmasse	
	Knorn - Schuppe	UNTEROSTALPIN
	Penken - Gschößberg - Schuppe	
	Krambichl - Schuppe	
	Gschößwand - Sauwand - Falte	
Liegend	Obere Schieferhülle - Bündner Schiefer	- PENNIN

höherer Trias-Schubspan

tiefere Trias-Schubspäne

Innsbrucker Quarzphyllit - Deckenmasse

Knorn - Schuppe

Penken - Gschößberg - Schuppe

Krambichl Schuppe

Gschößwand - Sauwand - Falte

Obere Schieferhülle - Bündner Schiefer

Penkenjoch 2042

Penken 2095

Penken Berg

Riesedristen

Im alten Stalle

Ebendler Alpe

Larchwald Berg

Penkenlift-Bergstation

Gschöß Berg 1933

Krambichl A.H.

Holzeben

Astegger Wald

Auf der Gruben 1588

Bergrast

Penkenlift-Fußstation

Gschößwand

Sauwand

Fanghaus

Burgstall

Seilbahn nach Mayrhofen

Profil I

Profil II

Profil III

Profil IV

Profil V

Schichtflächen	Achsen	Fallwinkel
+	•	90°
△	← •	75-90°
△	← •	60-75°
∠	∠ •	45-60°
∠	∠ •	30-45°
⊥	— •	15-30°
+	— •	0-15°
+	—	0°

Breccienfreie Schiefer		LIAS	UNTEROSTALPINES PERMO-MESOZOIKUM
Kalkbreccie	Penkenbreccie		
Dolomitbreccie	Penkenbreccie		
Quarzitschieferbreccie	Penkenbreccie		
Kalk			
Dolomitschiefer		? KARN	
dünngeschichteter Dolomit		? KARN	
dünnschichtige bis schiefrige Lagen im Dolomit		ANIS-LADIN	
Muschelkalk - Dolomit		ANIS-LADIN	
Dolomitschlierenkalk		ANIS	
Aniskalk		ANIS	
Rauhwackenserie, Rauhwacke		SKYTH-ANIS-Grenze	
Quarzit und Quarzitschiefer		SKYTH	
Alpiner Verrucano		Höheres PERM	
Schiefer fraglichen Alters			
Innsbrucker Quarzphyllit			PALÄOZOIKUM — UNTEROSTALPIN
Grüne Ausbildung	im Innsbrucker Quarzphyllit		
Kalkmarmorlagen	im Innsbrucker Quarzphyllit		
Quarzitische Lagen	im Innsbrucker Quarzphyllit		
Bündner Schiefer			JURA (-U. KREIDE ?) — PENNIN

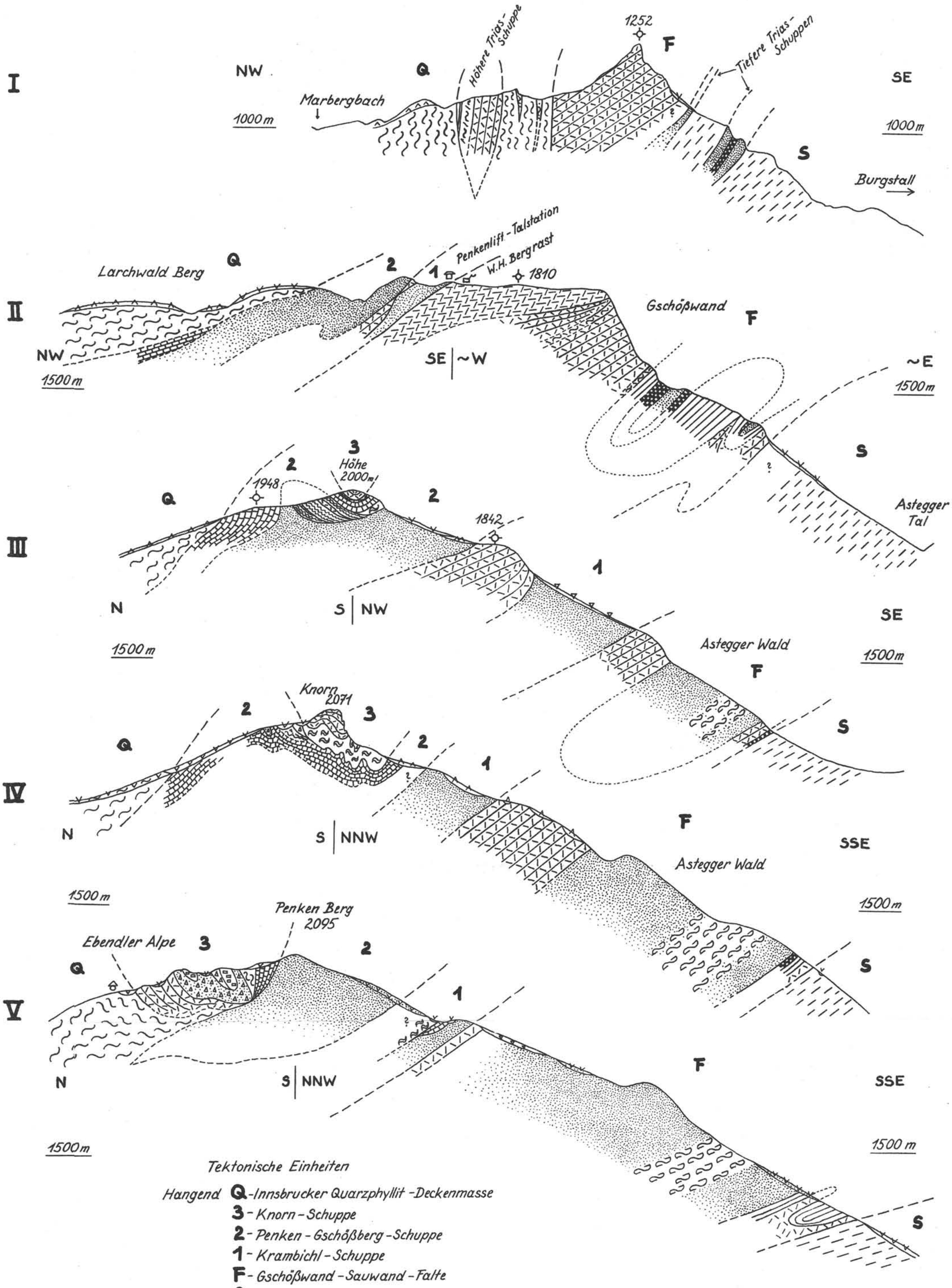
	Bedeutendere Hangabsetzungen
	Teich, Lache
	Fossilfundstelle
	Bruchlinie
ra	Alluvium, Sumpfboden
	Abrißnische
	Hangschutt
	Bergsturzmasse
	Moränenwall
	Moränenschutt
	Quarzphyllitboden mit Überstreuung
	Quarzitschuttboden mit Moränenüberdeckung
	Ausschließlich Quarzitschuttboden

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Profile durch den Penken – Gschößwandzug

EDITH KRISTAN-TOLLMANN 1960

Signatur wie Tafel 2, Lage der Profile auf Tafel 2 markiert
Maßstab 1:10.000, nicht überhöht



Tektonische Einheiten

Hangend **Q** – *Innsbrucker Quarzphyllit-Deckenmasse*
3 – *Knorn-Schuppe*
2 – *Penken-Gschößberg-Schuppe*
1 – *Krambichl-Schuppe*
F – *Gschößwand-Sauwand-Falte*
Liegend **S** – *Obere Schieferhülle*

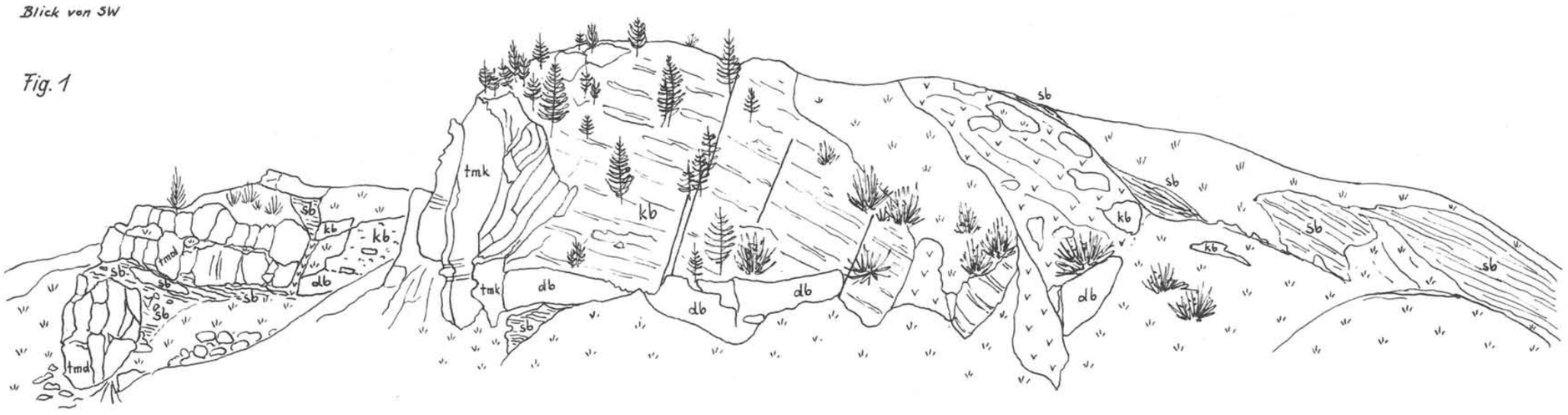
© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Ansichtsskizze der Penkenbreccienwände 200m N vom Penkengipfel

E. KRISTAN – TOLLMANN 1960

Blick von SW

Fig. 1

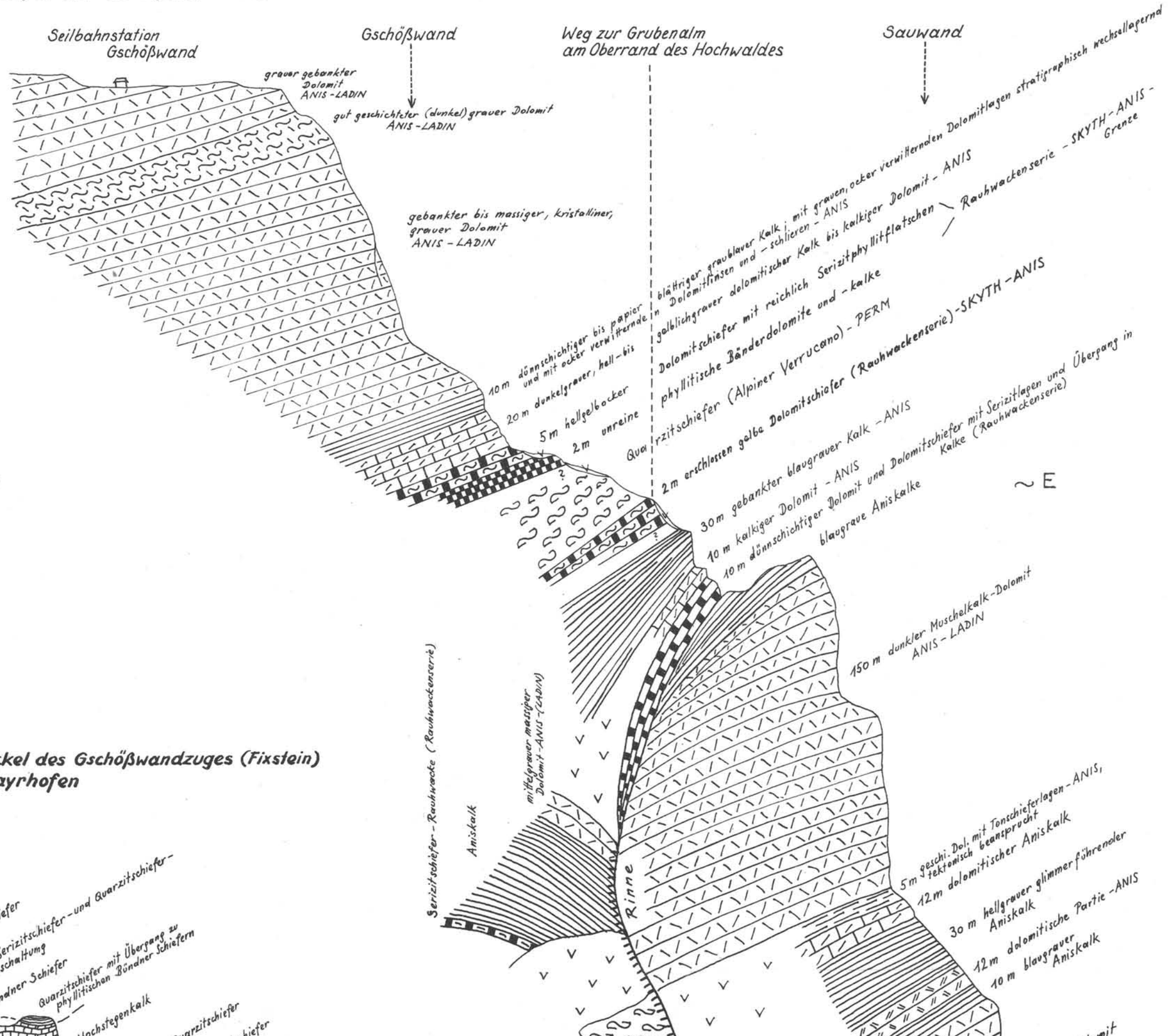


Stand 1960
Profillänge ~400m

Profil durch den Ostabfall der Gschößwand und durch die Sauwand

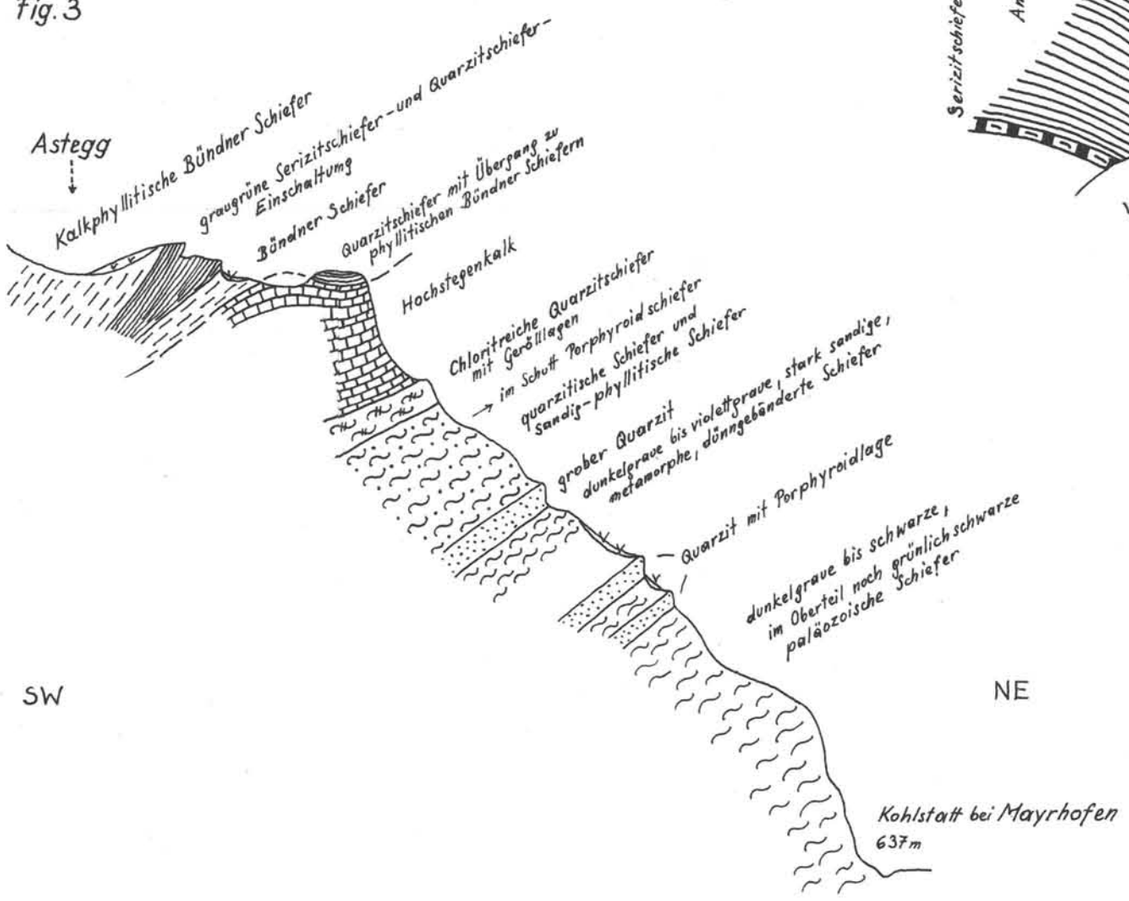
Fig. 2

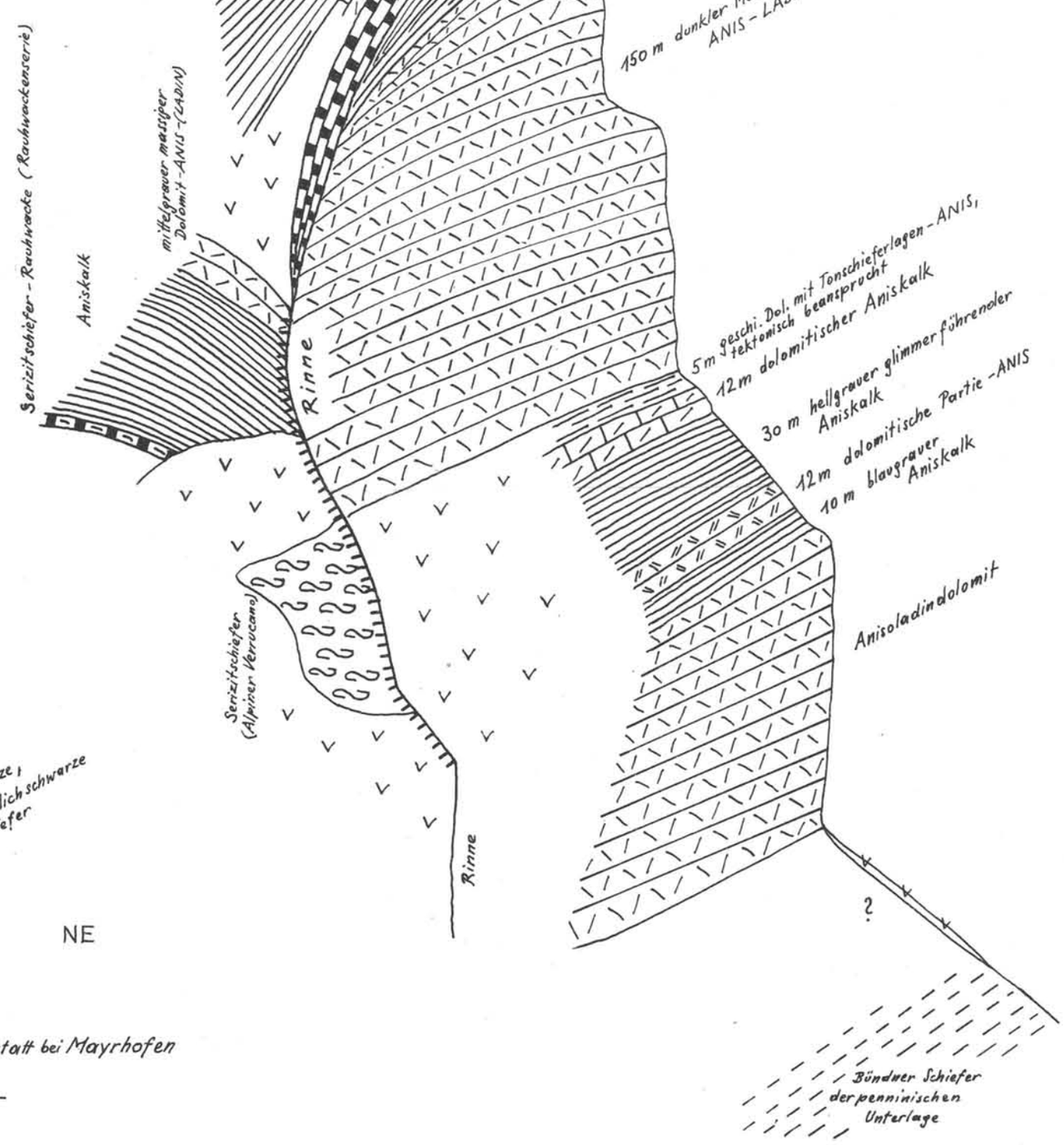
Mächtigkeiten geschätzt



Profil durch den Sockel des Gschößwandzuges (Fixstein) am Weg NW ober Mayrhofen

Fig. 3





© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

TAFEL 5

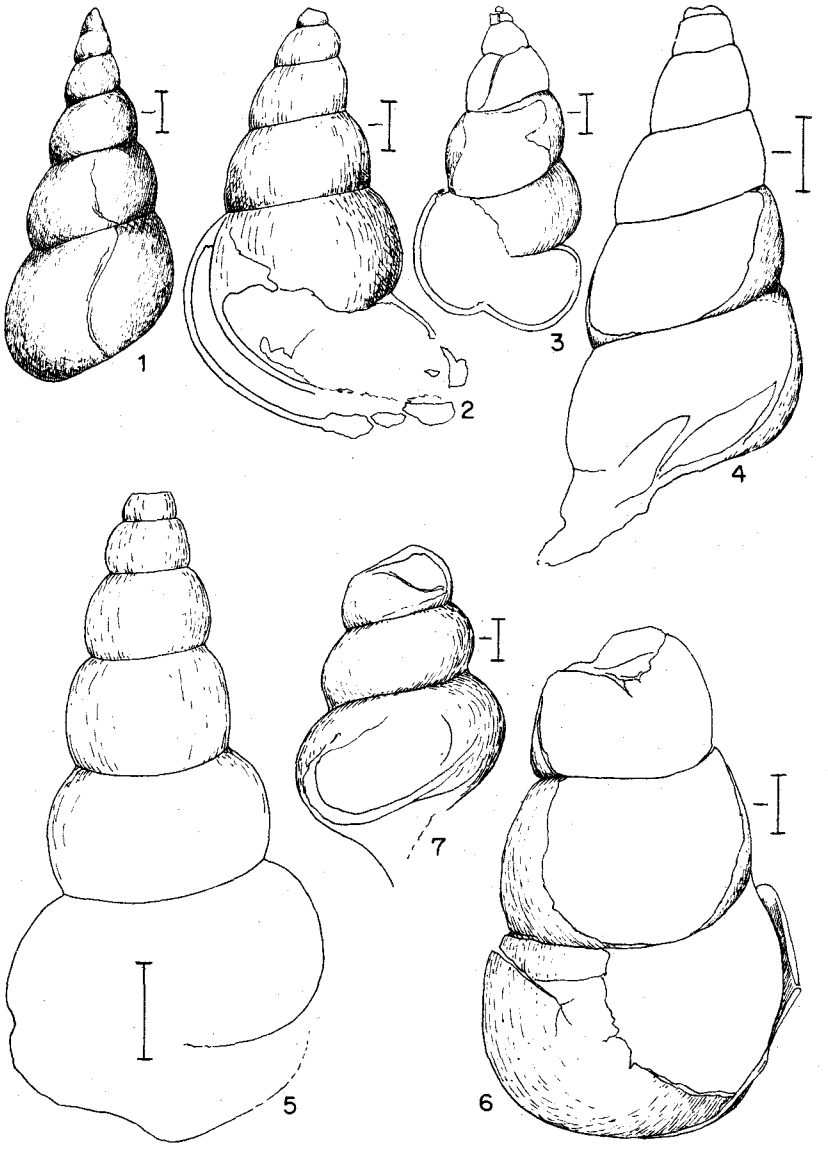


Fig. 1—6 ?*Trypanostylus* cf. *ascendens* (Böhm)

Fig. 7 *Acilia* sp.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Austrian Journal of Earth Sciences

Jahr/Year: 1961

Band/Volume: 54

Autor(en)/Author(s): Kristan-Tollmann Edith

Artikel/Article: Das Unterostalpin des Penken-Gschößwandzuges in Tirol. 201-227