

Mitteilungen des Alpenländischen geologischen Vereines
(Mitteilungen der geologischen Gesellschaft in Wien)

35. Band, 1942.

S. 49–106, 1 Uebersichtskarte, 8 Textfiguren, 6 Abbildungen und 1 Tabelle, Wien 1944.

Geologische Beobachtungen in der Katschbergzone.

(Das Ostende der Hohen Tauern zwischen Mur- und Maltatal, III. Teil.)

Mit 1 Uebersichtskarte, 8 Textfiguren, 6 Abbildungen und 1 Tabelle.

Von **Christof Exner.**

Inhalt.

Vorwort	49
Einleitung	50
Erforschungsgeschichte	52
Hochalmdecke	59
Das Zentralgneisgewölbe der Hochalmdecke	59
Die Schieferhülle der Hochalmdecke	60
Unterstalpine Einheiten	66
Der Gebirgsabschnitt zwischen Mauterndorf und St. Michael im Lungau	66
Der Gebirgsabschnitt zwischen Mur- und Liesertal	70
Der Gebirgsabschnitt zwischen Lieser- und Maltatal	82
Altkristallines Glimmerschiefergebirge	92
Ueberschau	93
Aufgabestellung	93
Zusammenfassung der Ergebnisse der geologischen Neuaufnahme	94
Ausblick	96
Schrifttum	104

Vorwort.

Die Zentralgneiskuppel der östlichsten Hohen Tauern begleiten im Osten NNO–SSW streichende Gesteinsbänder der Tauernschieferhülle (Hochalmdecke) und der unterostalpinen Einheiten, die in der vorliegenden Arbeit als Katschbergzone zusammengefaßt werden. Morphologisch entspricht der Katschbergzone die Tiefenfurche, die von St. Michael im Lungau (Murtal) über den Sattel der Katschberghöhe (1641 m) in das Liesertal bei St. Peter und von hier über Wolfstal und die Einkerbung der Torscharte (2103 m) in das Maltatal bei Malta verläuft.

Gesteine der Tauernschieferhülle (Hochalmdecke), postkristallin deformierter unterostalpinen Quarzphyllit und schollenartige Vorkommnisse gewisser Quarzit-, Kalk- und Dolomitgesteine, deren Zugehörigkeit zur mesozoischen „Radstädter“ Serie auf Grund petrographischer

und feldgeologischer Uebergänge gewährleistet ist, bauen die Katschbergzone auf.

Gesteine und Schichtfolge der Katschbergzone wurden in „Das Ostende der Hohen Tauern zwischen Mur- und Maltatal, I. Teil“ (Jahrbuch der Zweigstelle Wien der Reichsstelle für Bodenforschung, 89. Band, 1939, Seite 285) behandelt. Die vorliegende Arbeit bringt eine Beschreibung der geologischen Aufschlüsse der Katschbergzone nach den Ergebnissen meiner Aufnahme in den Jahren 1936, 1938 und teilweise 1939.

Der Bau des Katschbergtunnels der Reichsautobahn lenkt das Augenmerk weiter Kreise auf die noch bis vor kurzem von Geologen recht selten besuchte Umgebung des Katschbergpasses. Die Hoffnung, daß damit auch eine tiefere Durchdringung der gewaltigen Probleme der Gebirgsbildung hier am Ostrahmen der Hohen Tauern in nächster Zeit einhergehen wird, sowie die Feststellung, daß das Interesse an der Weiterentwicklung unserer geologischen Kenntnis dieses Gebirgsabschnittes auch im Kriege nicht ruht, haben mich veranlaßt, während eines kurzen Aufenthaltes im Reichsgebiet meine Beobachtungsergebnisse in vorliegender Form zusammenzustellen.

April 1942.

Geologisches Institut der Universität Wien.

Einleitung.

Die regionalgeologische Bedeutung der Katschbergzone als annähernd meridional verlaufende Trennungsfurche zwischen zwei nach Gesteinsaufbau und Metamorphose grundverschiedenen Gebirgstteilen wird mit Recht in allen zusammenfassenden geologischen Darstellungen der zentralen Ostalpen besonders hervorgehoben. Bekannt ist auch die sinnvolle Deutung, welche die Theorie des „Tauernfensters“ der Katschbergzone beilegt. Stellt nach dieser Theorie die Brennerfurche den Westrahmen der gegen N bewegten Tauerndecken dar, so handelt es sich in der Katschbergzone um den Ostrahmen äquivalenter Decken, die, östlichem Achsengefälle entsprechend, unter dem altkristallinen Gebirge des Steirisch-Kärntnerischen Nockgebietes in die Tiefe sinken.

Welcher Entscheidung nun auch die Wissenschaft in dem Kampf um die Theorie des Tauernfensters zustreben wird, eines steht fest: Wir verdanken dieser Theorie eine Reihe wertvoller Anregungen und feldgeologischer Detailuntersuchungen, die sich vor allem auf die für die Theorie maßgebenden Abschnitte der Hohen Tauern und Zillertaler Alpen erstrecken. Besonders dem „Fensterrand“ widmen sich eine Reihe neuerer Arbeiten, wobei aber die seit F. Beckes Begehungen

(1907 und 1908) nicht mehr untersuchte Katschbergzone bisher eine empfindliche Lücke in unserer Kenntnis ließ.

Gewiß verdanken wir den geologisch-petrographischen Untersuchungen F. Beckes am Nord- und Ostrand des Hochalpmassivs auch für die Erforschung der Katschbergzone sehr wertvolle Beobachtungen. Doch lag ein näheres Eingehen auf die unterostalpine Schollenzone, welche nur im Anschluß an die in den Radstädter Tauern gewonnenen stratigraphischen und tektonischen Erkenntnisse größeres Interesse beanspruchen konnte, außerhalb des Arbeitsbereiches F. Beckes. Die Untersuchungen V. Uhligs hatten gelegentliche Exkursionen, aber keine systematisch durchgeführte geologische Aufnahme zur Grundlage. Sie waren auch stark von seinen theoretischen Vorstellungen über den Bau der Radstädter Tauern und des östlich angrenzenden Gebirges beeinflusst, die heute nicht mehr in dieser Form aufrecht zu erhalten sind. Sollte sich doch z. B. das gesamte Schladminger Gneissmassiv als lamellierte Decke in der tektonischen Fazies der Quarzphyllite am Katschberg verbergen.

Die Notwendigkeit einer geologischen Detailuntersuchung auf Grund feldgeologischer und stratigraphischer Feingliederung der Schollenzone am Katschberg in steter Fühlung mit den in der Fortsetzung ihres Streichens gelegenen mesozoischen Gesteinspaketen der südlichen Radstädter Tauern hat L. Kober erkannt und mir diese Aufgabe im Jahre 1935 zugewiesen. Hiefür und manche wertvolle Anregung möchte ich Herrn Prof. Dr. L. Kober auch an dieser Stelle Dank sagen.

Es wurde bewußt vermieden, mit der feldgeologischen Beschreibung komplizierter Detailstrukturen dieses relativ kleinen Abschnittes der Hohen Tauern regionalgeologische Erwägungen und Synthesen zu verknüpfen, oder scheinbar abschließende Beweisführungen für und wider die Theorie des gesamten „Tauernfensters“ abzuleiten. Hierzu ist ein breiter und kräftiger untermauertes Fundament nötig! Je eingehender ich mich mit den komplizierten tektonischen Verschuppungen befaßte und in oft nur einige Meter mächtigen Gesteinspaketen die gewaltigen Auswirkungen einer unter Belastungsdruck vor sich gegangenen Deckenbewegung vermutete, desto klarer kam ich zu der Erkenntnis, daß eine verallgemeinernde fruchtbringende Beurteilung tektonischer Zusammenhänge und deckendynamischer Vorgänge hier nur auf eingehender Kenntnis und weitausgreifender regionaler Erfahrung ähnlicher und ebenso verwickelt gebauter alpiner Strukturelemente beruhen kann.

Erforschungsgeschichte.

D. Stur erkennt im Jahre 1854 den tiefgreifenden Unterschied zwischen dem Zentralgneis der Hohen Tauern mit seiner Schieferhülle und dem östlich anschließenden Gebirge der altkristallinen Glimmerschiefer.

An einer vom Maltatal zum Lungau ziehenden Grenzlinie, dort wo wir heute die unterostalpinen Einheiten hindurchverfolgen, stoßen beide Gebirge unmittelbar aneinander. In dem Profil D. Sturs durch das Wolfstal finden wir die Grenze als Bruchlinie eingetragen: Der O-Flügel (Altkristallin) erscheint gegenüber dem W-Flügel (Zentralgneis und Schieferhülle der Hohen Tauern) gehoben. Vom Katschberg selbst jedoch gibt D. Stur Auflagerung der altkristallinen Glimmerschiefer über der Tauernschieferhülle an.

Besonders eingehend befaßt sich G. Geyer mit der Grenzlinie. Da ihm bekannt ist, daß die Grenze des Zentralgneises und seiner Schieferhülle einerseits zum altkristallinen Gebirge anderseits, S der Hohen Tauern O—W streicht, in der Gegend von Spittal an der Drau aber in die N—S-Richtung einschwenkt und zum Lungau zieht, folgert er, daß gerade dieses quer zur allgemeinen Streichrichtung des Gebirges N—S verlaufende Grenzstück besonders geeignet dazu sein müsse, die Natur der wichtigen Trennungslinie zwischen Hohen Tauern und altkristallinem Gebirge zu erforschen.

Zunächst sind es Beobachtungen in der weiteren Umgebung des Ainecks, welche G. Geyer zur Annahme bringen, daß die Katschberglinie eine durch größere Faltungerscheinungen bedingte Störungslinie darstelle. In den Vorjahren hatte G. Geyer die Spezialkartenblätter Murau und Judenburg kartiert; nun stellt er fest, daß die Kalkphyllite der Hohen Tauern denen der Murau-Neumarkter Mulde gleichen. Zur Erklärung der verschiedenartigen tektonischen Lage, welche den beiden Gesteinsverbänden zukommt, wird eine Ueberfaltung des gesamten Granatglimmerschiefer-Gneis-Komplexes gegen W auf den Zentralgneis angenommen. Die Kalkphyllite der Hohen Tauern sollten demnach den Liegend-, die der Murau-Neumarkter Mulde den Hangendschenkel einer großen O—W gerichteten Falte darstellen. Zu beweisen sei diese Ueberfaltung durch Beobachtungen, die — wie wir uns heute ausdrücken würden — den internen Bau des altkristallinen Gebirges betreffen, einer modernen Kritik jedoch nicht standhalten. Wir finden diese Beobachtungen G. Geyers, die nichts anderes als einen gewöhnlichen Kristallinverband zwischen Paragneis und Glimmerschiefer beleuchten (flach O-fallender, von G. Geyer für überkippt gehaltener Plattengneis überlagert SO vom Aineck den Glimmerschiefer), später noch als Ausgangspunkt der Annahme L. Kobers, wonach die Bundschuhgneise den Muralpen aufrufen sollten.

Somit faßt G. Geyer zum ersten Male die Möglichkeit einer großen Ueberschiebung, und zwar in O—W-Richtung, an der Katschberglinie ins Auge, an deren Existenz er aber selbst zweifelt, wenn er zugleich meint, daß auch die Möglichkeit einer Transgression der

Kalkphyllite über den Zentralgneis nicht von der Hand zu weisen sei. Abschließend wird die Katschberglinie als Verwerfungslinie angesprochen, deren W-Flügel abgesunken sei; der Verlauf der Grenzlinie widerspreche einer konkordanten Auflagerung des altkristallinen Gebirges über den Gesteinen der Hohen Tauern.

G. Geyer beobachtet zwar Quarzite, Glimmerkalke, helle und blaugraue Kalke am Katschberg und betont sogar, daß sich diese Gesteine dem äußeren Ansehen nach nicht von Radstädter Triasgesteinen unterscheiden lassen, doch sucht er die Fortsetzung der Kalklinsen nicht in den Radstädter Bergen, sondern in einem westlichen Seitental des Zederhaustales (Hochalmschieferhülle).

Die Linie „Lungau—Katschberg“ stellt nach P. Termier eine tektonische Grenzlinie I. Ordnung dar. Das später als penninisch bezeichnete Deckensystem, das, angefangen vom Ligurischen Meer, einen wesentlichen Bestandteil der Westalpen darstellt und in den Ostalpen im Tauernfenster neuerdings auftaucht, geht hier endgültig zu Ende. Doch besitzt P. Termier, dessen eigentliches diesbezügliches Arbeitsgebiet das Westende der Tauern (Brennergegend) ist, keine nähere Detailkenntnis vom Ostende.

Die von G. Geyer am Katschberg beschriebenen Kalkschollen, die sich von den Radstädter Triasgesteinen nicht unterscheiden lassen, deutet P. Termier als tektonische Aequivalente der Radstädter Tauern, somit als Reste einer lamellierten Deckenserie zwischen dem Tauernfenster einerseits und den „Alten Gneisen“ im Osten andererseits.

Erst die Studien F. Beckes brachten eine genaue geologische Aufnahme der Grenzlinie und eine wissenschaftliche Untersuchung der unterschiedlichen Merkmale beider Gebirge. Grundlegende Beobachtungen wurden hier angestellt, die in der Folgezeit von großer Bedeutung sein sollten: Das sind die Begriffe auf- und absteigender Metamorphose, der Begriff der Diaphthörese. In der gegensätzlichen Art der Metamorphose findet F. Becke die Ursache für die verschiedenartige Gesteinsausbildung beider sich fremdartig gegenüberstehenden Gebirge.

Was die tektonische Deutung der geologischen Aufnahmsergebnisse betrifft, so ist es vor allem das Profil des Katschberges, dem F. Becke seine volle Aufmerksamkeit schenkt. Zunächst wird die breite Masse der Quarzphyllite ebenso wie bei den älteren Beobachtern der Tauernschieferhülle zugezählt. Die schon von G. Geyer beobachteten Kalklinsen am Katschberg werden für mesozoisch gehalten, da sie den betreffenden Gesteinen der Radstädter Tauern durchaus gleichen. Eine nähere stratigraphische Gliederung steht aus.

Am Tschaneck stellen sich die Verhältnisse nach F. Becke folgendermaßen dar: Ueber den normal ausgebildeten Gesteinen der Tauernschieferhülle folgt, als in vieler Beziehung petrographisch durchaus abweichender Gesteinstypus, der phyllitische „Katschbergschiefer“. Er bildet das hangendste Glied der „Schieferhülle“. Erst im Hangenden des Katschbergschiefers stellen sich, wahrscheinlich als Erosionsreste einer einst zusammenhängenden Schichtplatte, die mesozoischen Kalkschollen ein. An der „Katschbergstörungslinie“ grenzen alle diese Schichten dem nach Gesteinsverband und Metamorphose ganz anders gearteten altkristallinen Glimmerschiefer des Ostens an.

Während der Darstellung von 1908 zufolge die Granatglimmerschiefer an der Katschbergstörungslinie einer synklinalen Mulde von Katschbergschiefen und mesozoischen Kalkschollen mehr lokal aufgeschoben erscheinen, wird im Jahre 1909 die Katschberglinie im Sinne P. Termiers als eine tektonische Grenzlinie I. Ordnung bezeichnet. Ebenso werden im Anschlusse an die Ergebnisse V. Uhligs in den Radstädter Tauern die Katschbergschiefer von der Schieferhülle des Hochalmkernes losgetrennt und die Meinung ausgesprochen, daß es sich bei diesen Gesteinen nicht um Sedimentabkömmlinge, sondern um Diaphthorite des altkristallinen Gebirges der Schladminger Masse handle. Doch erklärt F. Becke, daß sich für diese Ansicht keine feldgeologischen Bestätigungen erbringen lassen.

Auf andere Beobachtungen F. Beckes wird im beschreibenden Teil dieser Arbeit mehrfach hingewiesen.

Es ist das Verdienst V. Uhligs, im Anschluß an die Erkenntnisse P. Termiers die Bedeutung der wenig mächtigen, höchstens 3 km breiten, aufschlußarmen Katschbergzone aufgezeigt zu haben. Er fand hier im Süden des Murtales die „Quarzit-Gneisdecke“ und die „Tauerndecke“ der Radstädter Tauern wieder, die später von L. Kober als unterostalpine Decken zusammengefaßt wurden.

Nach V. Uhlig bedeuten die kleinen, höchstens 50 m mächtigen Kalkschollen der Katschbergzone die tektonischen Aequivalente der einige 100 m mächtigen Kalkberge der Radstädter Tauern. Während nämlich die auf weiten Strecken NO einfallenden Gesteinsbänke der Radstädter Tauern die Absenkungs- und Ausbreitungsregion der Tauerndecke vorstellen, befinden wir uns am Katschberg in ihrer Scheitelregion. Ueber der „hochgespannten Zentralgneiskuppel“ und unter dem mächtigen altkristallinen Glimmerschiefergebirge wurden die Dolomite und Kalke in „Fetzen und Schollen“ zerrissen. Die „starke Reduktion der Gesteinsmächtigkeiten“ ist auf „tektonische Vorgänge, Streckung und Auswalzung zurückzuführen“.

Wichtige tektonische Grenzlinien, die im Norden ganze Gebirge voneinander scheiden, sind in der Gegend des Katschberges auf engstem Raum zusammengedrängt.

V. Uhlig stellt fest, daß die Katschberglinie nicht im Sinne älterer Autoren eine einfache Transversalstörung sei. Die Katschberglinie „ver-

läuft ja parallel zum Streichen der Gesteinszonen des Katschberges und zeigt nur deshalb eine zum allgemeinen Ostalpenstreichen quere Stellung, weil sich die großen, weit ausgebreiteten Deckenüberschiebungsflächen der Tauern hier am Ostrande des Hochalmmassivs gleichsinnig mit der Senkung des Massivs nach Osten neigen“.

Als Bestandteile der mesozoischen Schollen am Katschberg werden beschrieben: Radstädter Quarzit, Triasdolomit, Pyritschiefer und Jura-marmor. Auch erkennt V. Uhlig an den Triasdolomiten und Jura-marmoren des Katschberges eine gewisse petrographische Veränderung gegenüber den Radstädter Tauern.

Eigentümlich sind die Darstellungen, die die „Quarzit- und Gneisschiefer“ betreffen. Hier steht V. Uhlig merklich unter dem Eindruck der eben frisch gemachten Feststellung der Diaphthorese F. Becke's an Hand der Ausbildung des Twenger Kristallins im Taurachtal. Obwohl kein einziges Vorkommen von Gneis im Katschberggebiete angegeben werden kann, ist doch stets von Gneisschiefern die Rede. „Während im Bereiche der normalen Entwicklung (Twenger Kristallin) auch deutliche oder wenigstens erkennbare Gneise mit diesen Schiefen vereinigt auftreten, ... scheint die Gneisserie hier nur durch die gänzlich entstellten Serizitchloritschiefer vertreten zu sein“.

Nach L. Kober sind am Katschberg folgende tektonische Einheiten vertreten: 1. Die penninisch-ostalpine Mischungszone. „Hierher gehört jene Serie an der Basis der Radstädter Tauern, die auch als Katschbergschieferzone beschrieben worden ist“. 2. Die tiefere Radstädter Decke. „Die tiefere Radstädter Decke verfolgen wir in Scherben vom Katschberg her. Ein Teil der Katschbergschiefer von F. Becke dürfte hierher gehören.“ 3. Die Quarzitserie. „Die Graphitschiefer vom Katschberg dürften letzte Reste dieser Zone sein“.

R. Staub, der eine in vielen Punkten von L. Kober abweichende tektonische Großgliederung der Radstädter Tauern gibt, — so bedeuten nach ihm die Speiereckschuppen hochpenninische Schubsplitter —, hält es für wahrscheinlich, daß ein Teil der unterostalpinen Einheiten, die „Weißenecktrias in dem unübersichtlichen Gelände zwischen Mauterndorf und dem Katschberg noch weiter zu verfolgen“ sind.

R. Schwinner bezieht das Gebiet um die Torscharte und von hier nach Süden in Untersuchungen über den „Bau des Gebirges östlich von der Lieser (Kärnten)“ ein.

Er wählt für die Katschbergschiefer die Bezeichnung Gmünder Phyllite. „Die Gleichheit der Gesteinsfazies spricht dafür, daß die Gmünder Phyllite an die obere Schieferhülle anzuschließen sind. Dagegen nehmen sie eine selbständige Stellung in der Detailtektonik und besonders in der Verbreitung ein. Bei Gmünd, wo die Kalkphyllite fehlen, sind sie mächtig entwickelt, sehr schwach dagegen an der Torscharte, wo die Kalkphyllite und Grünschiefer gut vertreten sind. An der Torscharte hingegen ist bis zur Unkenntlichkeit verschmiertes Gestein über 200 m mächtig aufgeschlossen“.

Die der Arbeit R. Schwinner beigegebene „geologische Skizze der Umgebung von Gmünd (Maßstab zirka 1:120.000)“ enthält einige Unrichtigkeiten: Die Kalkphyllitgruppe endet demnach am Ballenberg und setzt erst wieder S vom Radlgraben ein. Tatsächlich streicht sie jedoch ohne Unterbrechung durch, abgesehen vom Alluvium des Malfatales, und ist auf den Dornbacher Wiesen in ihrer ganzen Mächtigkeit aufgeschlossen. Die Gmünder Phyllite schwellen nach R. Schwinner bei Gmünd an; doch sind sie auf Kosten der altkristallinen Glimmerschiefer eingezeichnet. Die mesozoischen Schollen, so auch die Dolomitscholle von Dornbach, sollen nach R. Schwinner zwischen die Gmünder Phyllite und den Radentheimer Glimmerschiefer (altkristalliner Glimmerschiefer) zu stellen sein. Tatsächlich liegt aber die mesozoische Scholle von Dornbach der Hochalmschieferhülle direkt auf und wird von Quarzphyllit überlagert.

Auf Grund unzureichender Beobachtungen leitet R. Schwinner ab, daß das Vorkommen der mesozoischen Schollen mehr einem nur randlich überfalteten Saum, als einer selbständig durchlaufenden Decke gleiche.

Die verkehrt liegende Quarzit-, Dolomit- und Kalkserie unter der unterostalpinen Quarzphyllitmasse, welche ich im Jahre 1936 nördlich der Mur vom Großeck bis St. Michael verfolgte, hat S. Prey anlässlich von Begehungen im Auftrage der Geologischen Bundesanstalt Wien bzw. der Zweigstelle Wien der Reichsstelle für Bodenforschung unabhängig von mir ebenfalls vom Großeck (1937) und von Litzdorf bei St. Michael (1938) beschrieben. S. Prey ist zu derselben Deutung einer verkehrt liegenden Schichtfolge gelangt.

Was den von S. Prey genannten „feingeschiefertem Augengneis“ in nahezu 1200 m Seehöhe zwischen den Gräben von Litzdorf und St. Martin betrifft, so dürfte es sich um das von mir im I. Teil, Seite 308, erwähnte diaphthoritische Gneisvorkommen am Hohlweg unter dem Peterbauern handeln. Der Vermutung, daß es sich um die Fortsetzung des Mauterndorfer Gneises handelt, ist beizustimmen, wenn auch bisher keine weiteren Anhaltspunkte aufzufinden waren.

Anders steht es mit dem Vergleich S. Preys der Bänderkalke oberhalb Stranach (diese Vorkommen werden von mir der unterostalpinen Lisabichschollenzone zugeteilt) mit den Kalkmarmoren bei Lessach. Das von mir im Jahre 1935 an den Aufschlüssen des Bodenmoosgrabens bei Lessach aufgesammelte Gesteinsmaterial läßt eine Parallelisierung mit der unterostalpinen Lisabichschollenzone des Katschberges nicht zu. Vergleichsbegehungen kreuz und quer durch die Schladminger Berge haben mich 1936 zu der Ueberzeugung gebracht, daß für die von V. Uhlig angedeutete und nun abermals von S. Prey aufgegriffene Möglichkeit einer zonaren Scheidung: Schladminger Massiv und Granatglimmerschieferdecke, im Raume der westlichsten Niederen Tauern wenig Anhaltspunkte vorliegen und daß zumindest in der näheren und weiteren Umgebung des Katschbergge-

bietet keinerlei gesicherte Beobachtungstatsachen für eine solche Gliederung des altkristallinen ostalpinen Gebirges vorhanden sind.

Den beiden Aufnahmsberichten ließ S. Prey in neuester Zeit eine Veröffentlichung „Ueber die Katschbergschiefer“ folgen.

Zunächst werden Beobachtungen entlang des vom Bodenmoosgraben bei Lessach mit Unterbrechungen bis St. Gertraud bei Mauterndorf verlaufenden „Brettsteinzuges“ mitgeteilt. Bei St. Gertraud nähert sich der „Brettsteinzug“ diskordant der bekannten mesozoischen Gesteinszone (Äquivalent der oberen Radstädter Decke) im Hangenden des Mauterndorfer Granitgneises. S. Prey zeigt, daß sich dieser „Brettsteinzug“ auf Grund gesteinskundlicher Merkmale als ein Bewegungshorizont von ziemlicher Bedeutung darstellt. Bis hierher kann die Sache als geklärt angesehen werden.

Nun sucht aber S. Prey die Fortsetzung dieses „Brettsteinzuges“ Lessach—St. Gertraud in der von mir als Lisabichlschollenzone bezeichneten Anreihung von Kalken und Dolomiten innerhalb der Quarzphyllite des Katschberggebietes auf. Auf Grund gesteinskundlicher Beschreibungen und Darlegungen wurde von mir im I. Teil dieser Arbeit klargestellt, daß die Gesteine der Lisabichlschollenzone aus den normalen Kalken und Dolomiten des Mesozoikums der Radstädter Tauern hervorgegangen sind und somit der tektonisch stark beanspruchten südlichen Fortsetzung einer der unterostalpinen Einheiten der Radstädter Tauern angehören. Bedauerlicherweise geht S. Prey über meine diesbezüglichen gesteinskundlichen Beobachtungen und Beweisführungen ohne Erwähnung hinweg und kommt so zu einer gegenteiligen Schlußfolgerung: „Die Schiefer des Katschbergpasses selbst mit Einschluß der groben Bändermarmore gehören zu der altkristallinen Granatglimmerschieferserie und sind die Fortsetzung der Zone von Lessach im Lungau“.

Eine Parallelisierung bzw. Gleichsetzung des Gesteinsverbandes der Lisabichlschollenzone und der diese einhüllenden Quarzphyllite mit dem Gesteinsverband! aus dem Bodenmoosgraben bei Lessach, erscheint mir, wie schon oben erwähnt, auf Grund meiner Gesteinsaufsammlungen und Beobachtungen an beiden Lokalitäten nicht zulässig. „Die rostige Färbung mancher Schieferpartien unserer Schieferzone... von Lessach bis zum Katschberg“ und deren eventuelle genetische Verknüpfung mit Serpentin und Amphiboliten, von denen aber am Katschberg keinerlei Spuren hinterlassen sind, will ich nicht als „gutes Leitmerkmal“ bezeichnen. Die „wenig straffe Faltung“ der unterostalpinen Quarzphyllite und der altkristallinen Glimmerschiefer ist hinreichend bekannt und für eine spezielle Verbindung Lisabichlschollenzone—Lessach ohne Belang.

Leider kann ich meinem Kameraden und Fachkollegen Dr. S. Prey den Vorwurf nicht ersparen, daß er sich mit meiner Veröffentlichung (1939) nur sehr flüchtig vertraut gemacht hat. Dies führte in Anbetracht der Unmöglichkeit einer persönlichen Aussprache infolge des Krieges

zu Mißverständnissen, die mich dazu zwingen, folgende Richtigstellungen dem Wortlaut der Veröffentlichung S. Prey's „Ueber die Katschbergschiefer“ hinzuzufügen:

Im I. Teil meiner Arbeit „Das Ostende der Hohen Tauern zwischen Mur- und Maltatal, 1939“ wurden Gesteine und Schichtfolge der Katschbergzone behandelt. Es wurde vermieden, auf regionaltektonische Probleme einzugehen, geleitet von dem Wunsche, auf Grund eines an Ort und Stelle gesammelten Beobachtungsmateriales in den folgenden Teilen dieser Arbeit zu gesicherterer Erkenntnis des Gebirgsbaues dieses Abschnittes zu gelangen. Es erscheint daher nicht angebracht, auf Grund dieser den Gesteinen und ihrer Schichtfolge innerhalb des durch den Titel der Arbeit begrenzten Abschnittes gewidmeten Darstellung eine Stellungnahme gegenüber gewissen, außerhalb dieses Abschnittes gelegenen regionaltektonischen Schemata ableiten zu wollen.

Bloß auf Grund der von mir ausgesprochenen gesteinskundlich engen Verknüpfung (postkristalline Deformation) zwischen Glimmerschiefer—Oneis Gebiet der Steirisch-Kärntnerischen Nocke und unterostalpinem Quarzphyllit der Katschbergzone, die eine tektonische Linie I. Ordnung zwischen beiden Einheiten nicht zuläßt, schreibt S. Prey im eigenen Gedankengang tektonischer Schematisierungen: „wenn nach Exner das Twenger Kristallin eine Abspaltung der Granatglimmerschiefer wäre, müßte erst bewiesen werden...“ Dies zeigt, daß man gesteinskundlich beschreibende und zusammenfassende Ausdrücke wie altkristalliner Glimmerschiefer oder Granatglimmerschiefer usw. nicht sofort mit irgendwelchen schematisierten tektonischen Begriffen verwechseln soll.

S. Prey spricht von „den — Katschbergschiefern — Becke's und Exner's“. Der Ausdruck Katschbergschiefer wurde von mir niemals gebraucht, weder zur Gesteinsbezeichnung, noch zur Kennzeichnung eines tektonischen Horizontes. Ich legte besonderen Wert darauf, zu zeigen, daß der von F. Becke nur als vorläufiger Begriff gewählte Ausdruck „Katschbergschiefer“ sich dem höheren Begriff „unterostalpinen Quarzphyllit“ ohne weiteres unterordnet. Dies wurde von mir in der Erläuterung zur geschichtlichen Entwicklung des Begriffes Katschbergschiefer näher dargelegt.

S. Prey meint nun weiter: „Die aufsteigend metamorphen Schiefer wären also zuerst aus den — Katschbergschiefern — Becke's und Exner's auszuscheiden...“ Meine Ausführungen über Buntphyllit und unterostalpinen Quarzphyllit (I. Teil, Seite 299 und Seite 308) sowie die Tabelle im II. Teil, Seite 293 zeigen zur Genüge, daß dies nichts Neues ist. Und gerade weil F. Becke in seine Abteilung II b der Schieferhüllengliederung, welche Abteilung er in unserem Gebiete mit dem Begriff „Katschbergschiefer“ gleichsetzte, heterogene Elemente aufsteigender und absteigender Metamorphose zusammenfaßte (Buntphyllite der Hochalmschieferhülle und unterostalpinen Quarzphyllit), wurde der Ausdruck „Katschbergschiefer“ von mir nicht verwandt.

Ferner schreibt S. Prey: „Chr. Exner scheint sämtliche grüne Schiefer der Radstädter Tauern als Diaphthorite zu betrachten“. Wenn eine Uebersicht der Gesteine und Schichtfolge im Raume zwischen Mur- und Maltatal gegeben wird, so hat diese Uebersicht nicht Gesteine zu beinhalten, die außerhalb dieses Raumes auftreten. Es gehörte zur grundlegenden Aufgabe, bei der Beschreibung der Gesteine der Unterostalpinen Decken zwischen Mur- und Maltatal die Be-

ziehungen dieser Gesteine zu denen der Radstädter Tauern zu vertiefen. Da nun das unterostalpine Mesozoikum der Katschbergzone weitgehendst reduziert ist, wurden aber nur jene Gesteine angeführt, die wirklich vorhanden sind und dementsprechend wurden auch die Vergleichshinweise auf die Radstädter Tauern gehandhabt.

Hochalmdecke.

Das Zentralgneisgewölbe der Hochalmdecke.

Die wechselvolle Serie aplitischer und basiseher Gneise mit reichlichen Einlagerungen migmatitischer Schlieren (I. Teil, Seite 297 und 298) bieten in den hangenden Partien der Hochalmdecke das Bild eines regelmäßig gegen NO, O und SO untertauchenden Gewölbes dar. Die Gneise besitzen sämtlich eine stark ausgeprägte Lagentextur (entsprechend den „Lagengneisen“ B. Sander's am Tauernwestende), die schon in der morphologischen Gliederung der Gebirgskämme und Steilwände das allgemeine östliche Untertauchen der hangenden Gesteinsserien der Hohen Tauern an deren Ostende weithin erkennen läßt.

Die Einfallswinkel der Gneisbänke und auch der darüber folgenden Hochalmschieferhülle betragen im allgemeinen zwischen 25 und 35° und gehen nur selten unter oder über 20 bzw. 40° hinaus. Faltenstrukturen, abgesehen von internen magmatischen Fältelungen, wurden im Gneis nicht beobachtet. Lediglich spitzwinkeliges Auskeilen, dachziegelartiges Uebereinandergreifen einzelner Gesteinsbänke tritt örtlich in Erscheinung.

Eine SW—NO verlaufende Linie, die von der Seemannswand am Faschauneramm zum Steinwandeck am Pöllakamm zu ziehen ist, bedeutet den First des tonnenartig östlich eintauchenden Gewölbes. NW der bezeichneten Linie fallen die Gneisbänke mit N-Abweichung und SO der Linie mit S-Abweichung gegen O ein. Es sieht so aus, als ob der junge Einbruch des Lungauer Senkungsfeldes der Fortsetzung dieser Großantiklinale des Zentralgneises entsprechen würde.

Das regelmäßige östliche Untertauchen des Hochalmzentralgneises beherrscht auch die darüberliegende Hochalmschieferhülle und somit die gesamte Erscheinungsform der Liegendserien der Katschbergzone durchaus. Von dem bewegten Faltenbau der tieferen tektonischen Einheiten, nämlich der Silbereckmulde und ihrer abweichenden Streichrichtung (die NNW—SSO streichende östlichste Silbereckmulde kommt im Perschitztal auf eine Entfernung von 3 km an die Katschbergzone heran!) ist längs der gesamten Ausdehnung der Katschbergzone nichts zu bemerken. Bretteben sinken die Gesteinspakete gegen O ein und verhüllen, worauf im II. Teil, Seite 289, hingewiesen wurde, in erzwungenem Gleitbrettbau den freieren Faltenbau der Tiefe.

Die Schieferhülle der Hochalmdecke.

Die Schieferhülle der Hochalmdecke liegt dem Zentralgneis durchwegs konkordant auf. Albitinjizierte Glimmerschiefer und Quarzite (Glimmerschiefer-Quarzitgruppe) bilden einen längs der gesamten Katschbergzone anhaltenden basalen Leithorizont. Und nur diese Gesteine finden sich als wenig mächtige Linsen und Schollen auch noch innerhalb der Lagengneise, also abgetrennt vom geschlossenen Verband der Schieferhülle. Sie geben dadurch eine Vorstellung von der stark migmatitischen Zusammensetzung der hangenden Gneise der Hochalmdecke und zeigen auch, daß eine wirksame stoffliche Beeinflussung vom zentralgranitischen Magma her bloß die basale Glimmerschiefer-Quarzitgruppe der Hochalmschieferhülle ergriffen hat (II. Teil, Seite 295).

Untergeordnet treten die albitinjizierten Glimmerschiefer und Quarzite auch in höheren Gesteinspaketen der Schieferhüllenserie auf. Dort sind sie als tektonische Einschaltungen, somit als Wiederholung des basalen Leithorizontes zu betrachten. Die Ausbildung großer Albitporphyroblasten in den albitinjizierten Glimmerschiefern steht in den betreffenden Vorkommen in auffallendem Gegensatz zu dem feinkörnig kristallinen Zustand der sie umgebenden metamorphen Schiefer der Phyllit-Grünschiefergruppe (Kalkphyllite, Glanzschiefer usw.). Diese in der Hochalmschieferhülle höher gelagerten Vorkommen der basalen Glimmerschiefer-Quarzitgruppe können nicht als Bildungen an Ort und Stelle, sondern nur als tektonische Einschuppungen eines tieferen, vom zentralgranitischen Magma merklich beeinflussten Horizontes erklärt werden. Diese Tatsache findet ihre feldgeologische Bestätigung im Gebiete der Wandspitze. Dort befindet sich die Wurzel einer höheren tektonischen Schuppe der Glimmerschiefer-Quarzitgruppe, deren Fortsetzung sich an Hand wenig mächtiger Glimmerschiefer-Quarzitbänder innerhalb der Phyllit-Grünschiefergruppe bis zum Murtal andeutet. Diese höhere tektonische Serie bezeichne ich demnach als *Wandspitzschuppe*.

In der tieferen Hochalmschieferhülle, vor allem aber unter der Wandspitzschuppe, gewissermaßen im Schutz dieser nach N gerichteten Abspaltung eines höheren Schubspanes, befindet sich eine von tektonischen Wiederholungen wenig berührte Gesteinsserie, aus der am besten Anhaltspunkte für die stratigraphische Gliederung der Hochalmschieferhülle gewonnen werden können (I. und II. Teil). Einzig und allein hier treten, wenn auch bloß vereinzelt, Faltenstrukturen in Erscheinung (N-gerichtete Faltenschlüsse im Sternspitz-NW-Kar), die

der alles gleichplättenden Gleitbrett- und Belastungstektonik entgangen sind.

Demgegenüber zeigen besonders die hangenden Lagen der Hochalmschieferhülle häufig eine sehr große Anzahl von Schichtwiederholungen, wobei vor allem der ununterbrochene Wechsel von Kalkphyllit und Grünschiefer besonders ins Auge fällt. Daß diese Wechselagerungen keinen primär-stratigraphischen (bzw. bei Annahme intrusiver Natur der Grünschiefer: primär-intrusiven) Zustand, sondern tektonischen Verschuppungen entsprechen, scheint daraus hervorzugehen, daß die Mächtigkeit der einzelnen Gesteinsglieder in den höheren Lagen, dort wo wir die vielen Schichtwiederholungen beobachten, ganz beträchtlich gegenüber der Ausbildung des betreffenden Gesteinskomplexes in den liegenden Teilen der Hochalmschieferhülle zurücksteht. Es ist naheliegend, diese Verhältnisse als tektonische Verschuppungen und Verfaltungen größten Stiles zu deuten.

Gebirgsabschnitt NW der Katschbergzone.

In breiter Front streicht die Hochalmschieferhülle vom Großarlal über den Kamm N des Murtörls in das Einzugsgebiet des Murtales. Sie baut den Gebirgskamm zwischen Mur- und Zederhaustal auf, dessen steile Rasenhänge das morphologische Charakterbild der Schieferhülle wiedergeben; bloß die tieferen Teile der Südflanke, jene senkrecht über dem Murwinkel ansetzenden Felswände, gehören noch dem Zentralgneis der Hochalmdecke an.

Im Profil des Schrovinkogels zeigt die durch die nahe heranrückenden unterostalpinen Radstädter Decken verengte Schieferhülle bereits die maßgebenden Baueinheiten der nicht mehr weit entfernten Katschbergzone. Aus diesem Grunde und um eine Fehlkonstruktion R. Staubs klarzulegen, sei das Profil des Schrovinkogels kurz angeführt:

Ueber den Steilwänden des Zentralgneises bewirkt ein 300 m mächtiger Schichtstoß dunkler albitinjizierter Glimmerschiefer die markante, schon von F. Becke beschriebene Gehängestufe. Diesem Gesteinszug gehört weiter westlich der Gipfel der Kendlspitze an. Die hellen, ebenfalls Albitporphyroblasten führenden Glimmerschiefer im Hangenden bewirken die Steilwand unter dem Grobeck.

Ueber ihnen folgt am Schrovin-S-Kamm eine 40 m mächtige Dolomit-Kalkserie, die am Gipfel von Serizitquarzit, Gneisquarzit und Serizitphyllit (zusammen 30 m mächtig), also von einer tektonisch höheren Schuppe der Glimmerschiefer-Quarzitgruppe überlagert wird. Granitgneise fehlen!

Darüber folgt eine höhere Dolomit-Kalkserie (50 m mächtig), an der W des Schrovinkogels gelegenen Kuppe günstig aufgeschlossen, die auch die weit-

hin sichtbaren Kalkplatten am Nordhang aufbaut. Dolomite sind mit Kalken verflößt. Weiter unten, an dem zum Zederhaustal abdachenden Berghange, folgen Kalkphyllite und Grünschiefer, welche am gegenüberliegenden Hang, wo sie den Sockel der unteren Radstädter Decke des Speierecks, Weißecks und der Hochfeindgruppe bilden, beträchtliche Mächtigkeit bei andauernd vertikalem Schichtwechsel von Kalkphyllit und Grünschiefer erreichen. So sind z. B. im Graben, der von der St. Egidii-Kapelle bei St. Michael gegen das Speiereck ansteigt, achtfache Schichtwiederholungen von Kalkphyllit und Grünschiefer zu beobachten.

Die von R. Staub konstruierte „Schrovindecke“, die korrespondierend der Modereckdecke des Rauriser Sonnblickgebietes durch eine lamellierte Granitgneislage im Hangenden des Mesozoikums gekennzeichnet sein soll, besteht somit nicht zu Recht.

Das Umschwenken der Streichrichtung der Hochalmschieferhülle aus der WNW—OSO-Richtung des Tauernnordrandes in die NNO—SSW-Richtung der Katschbergzone vollzieht sich am Westende des Lungauer Einbruchbeckens und dürfte für dessen unvermittelten Westabschluß durch die Ausbildung eines kuppelförmigen Widerlagers nicht ohne Einfluß geblieben sein. Die Gesteine der basalen Glimmerschiefer-Quarzitgruppe am Zickenberg und westlich Unterweißburg zeigen noch die WNW—OSO-Orientierung mit nördlichem Einfallen, während im Hangenden davon die Gesteine der Phyllit-Grünschiefergruppe nordöstlich Unterweißburg bereits das NNO—SSW-Streichen mit südlichem Einfallen der Katschbergzone anzeigen (II. Teil, Tafel IX).

Gebirgsabschnitt zwischen Mur- und Liesertal.

Die Auflagerungsgrenze der Schieferhülle über dem Zentralgneis wurde schon von F. Becke genau beschrieben. Am Südhang des Murtales zieht die basale Glimmerschiefer-Quarzitgruppe der Hochalmschieferhülle von P. 2234 m des Kareck-O-Kammes über die Reinfrankalm in das Tal. Der darüber folgende recht mächtige Kalkphyllitzug quert das Gelände der Hanselbauer-Alm und erreicht das Tal zwischen Lattendorf und Klausgrabenmündung. Die günstigen Aufschlüsse des Kaltenbachgrabens erschließen eine 20 m mächtige tektonische Einlagerung albitinjizierter Glimmerschiefer und Quarzite innerhalb dieses mächtigen liegenden Kalkphyllituges. Spuren der Dolomit-Kalkgruppe sind ebenfalls vorhanden. Mit dem ersten Grünschieferzug setzt die abwechslungsreiche Kalkphyllit-Grünschieferfolge ein, die der Tschaneck-W-Flanke und dem Höferbergrücken entlangstreicht und im Klausgraben mit fünffachen Schichtwiederholungen erschlossen ist.

Fig. 1 gibt ein Gesamtprofil der Hochalmschieferhülle längs des breiten, von Matten bedeckten Kareck-O-Kammes wieder. Die groben Umrißzüge dieses Profiles wurden bereits von F. Becke gezeichnet und beschrieben. (Siehe Tafel 5.)

Oestlich der markanten Scharte unter dem Kareckgipfel setzen sich die hangendsten Lagengneise aus Aplit- und Migmatitgneis mit basischen Abarten (prasinitische Gesteine und Abkömmlinge issitischer Amphibolite) zusammen. Vereinzelt finden sich Schiefereinlagerungen und Quarzite mit Chloritidioblasten.

Westlich von P. 2234 m folgt die basale Glimmerschiefer-Quarzitgruppe der Hochalmschieferhülle mit reichlicher Wechsellagerung heller und dunkler albitinizierter Glimmerschiefer (stellenweise Turmalin führend), Quarzite und Chlorit-Serizitquarzite.

Der mächtige Phyllitzug im Hangenden dieser Serie ist ausgezeichnet durch eine 3 m mächtige Glimmerkalkteinlagerung mit Dolomitlinsen (Dolomit-Kalkgruppe) und höher oben durch einen 15 m mächtigen reichgegliederten Komplex heller und dunkler albitinizierter Glimmerschiefer und Quarzite, die mit dem Kalkphylliten durch mehrfache Wiederholungen innigst verfaltet sind. Es handelt sich also wiederum um die bezeichnende tektonische Wiederholung der Glimmerschiefer-Quarzitgruppe innerhalb des liegenden Kalkphyllituzuges (Wandspitzschuppe, siehe oben!). Mit dem liegendsten Grünschieferzug beginnen die Schichtwiederholungen von Kalkphyllit und Grünschiefer, die die Fortsetzung des Kammes bis zur unterostalpinen Triasauflagerung des Tschanecks aufbauen.

Ueber der basalen Glimmerschiefer-Quarzitserie erreicht der mächtige liegende Kalkphyllitzug am Ausgange der Fallbachschlucht das Liesertal. Ihm sind abermals, und zwar in derselben tektonischen Position (Wandspitzschuppe) Gesteine der Glimmerschiefer-Quarzitgruppe eingeschaltet: Die Wechsellagerung albitinizierter Glimmerschiefer und Quarzite einerseits mit Kalkphylliten andererseits ist in der östlichen Rinne des Fallbachgrabens 100 m über der Talsohle (8 m mächtig) günstig aufgeschlossen. Ihre Fortsetzung läßt sich im bewaldeten Gelände noch ein gutes Stück gegen WNW hinauf verfolgen. Auch ist dem Kalkphyllitzug im Fallbachtal eine 100 m lange Serpentinlinse in Begleitung von Serpentinast und Breunerit führendem Talkschiefer eingelagert.

Der liegendste Grünschieferzug des Kareck-O-Profiles erreicht das Liesertal O der Fallbachmündung. Darüber folgt die reichgeschuppte Serie mit neunfachem Wechsel der Kalkphyllit- und Grünschieferlagen. W der Gehöfte Saraberg fallen diese Gesteine, abweichend vom sonst so regelmäßigen SO-Einfallen der Hochalmschieferhülle der Katschbergzone, nordöstlich ein. Hier besteht wahrscheinlich ein Zusammenhang mit jungen Verwerfungserscheinungen, die auch zur genetischen Erklärung der breiten Talanlage von Rennweg heranzuziehen sind.

Gebirgsabschnitt südlich des Liesertales.

Der nun folgende Gebirgsabschnitt zwischen Lieser- und Maltatal schließt im Bereiche der Stern- und Wandspitze die Hochalmschieferhülle in modellartiger Klarheit auf.

Von der Liesertalsolehle östlich des Bergbaues Oberdorf zieht die basale Glimmerschiefer-Quarzitgruppe über den steil zum Liesertal und Laßörnkark abbrechenden Zentralgneiswänden regelmäßig zum Gipfel der Wandspitze aufwärts. Ueber einer Kalkphyllitzwischenschuppe wird die Dolomit-Kalkgruppe bei „Pronn“ am Bergfuß über dem Liesertal in einem Steinbruch angeschnitten:

Die Basis des Aufschlusses bilden phyllitischer dunkler Kalk mit Kalkadern und stark gefalteter Serizitquarzit. Ueber grobküftigem, feinkristallinischem Dolomit (12 m mächtig) lagern Breunerit führende Talkschiefer (5 m mächtig), denen ein gegen O auskeilender Serpentinzug eingeschaltet ist. Talkschiefer und kalkfreie Phyllite bilden den Uebergang zum überlagernden Kalkphyllit.

Dieser Serpentin und in seinem Liegenden der immer mächtiger werdende Dolomitzug streichen den Hang aufwärts. Hier ist W des Peitlerhofes der im I. Teil, Seite 300, erwähnte Serpentinsteinschub angelegt, in dessen Nähe sich die Kontaktaufschlüsse pyritführenden grobkörnigen Dolomitmarmors zwischen Serpentin und Dolomit finden. 200 m W des Steinbruches keilt der Serpentinzug aus. Die Dolomit-Kalkserie ist im Gelände der Goslit-Alt mehrfach günstig aufgeschlossen.

An den Felswänden des Sternspitz-NW-Kares ist das Profil der Fig. 2 aufgenommen:

Ueber der basalen Glimmerschiefer-Quarzitserie folgt die Dolomit-Kalkgruppe mit Rauhwacke, Dolomit und Kalk, selbst wieder tektonisch kompliziert, wie der hangende Abschluß einer 4 m mächtigen Glanzschiefer- und Kalkphyllitlage und die darüber einsetzende Quarzit-Rauhwackeschuppe beweisen. Auch sind an den Karrippen in der wohlgeschichteten Serie Kniefalten und nach N gerichtete Faltschlüsse zu beobachten, ähnlich den Schieferhüllelfalten der Schareck-NO-Flanke (Sonnblickgebiet, M. Stark, 1912).

Die Dolomite und Kalke bauen den unbenannten Gipfel am Kamm zwischen Stern- und Wandspitze auf. Dieses mächtige Vorkommen von Dolomit- und Kalkgesteinen trägt wesentlich zum Verständnis der Schieferhüllegliederung des Ostendes der Hohen Tauern bei (II. Teil, Seite 293).

Im Hangenden der Dolomit-Kalkgruppe folgen Kalkphyllite, denen bereits nach 20 m auch hier wiederum in derselben tektonischen Position (Wandspitzschuppe) albitinjizierte Glimmerschiefer, 5 m mächtig, eingeschuppt sind.

Das Glimmerschiefer-Quarzitband findet sich bereits N von P. 1533 m dem liegenden Kalkphyllitzug eingelagert. In derselben tektonischen Position ist es am obersten Bachlauf auf den Almwiesen südlich (überhalb) der Goslit-Alt 6 m mächtig aufgeschlossen und führt hier: Dunkle und helle albitinjizierte Glimmerschiefer, Quarzit und Quarzitgneis. In Fortsetzung des Profiles der

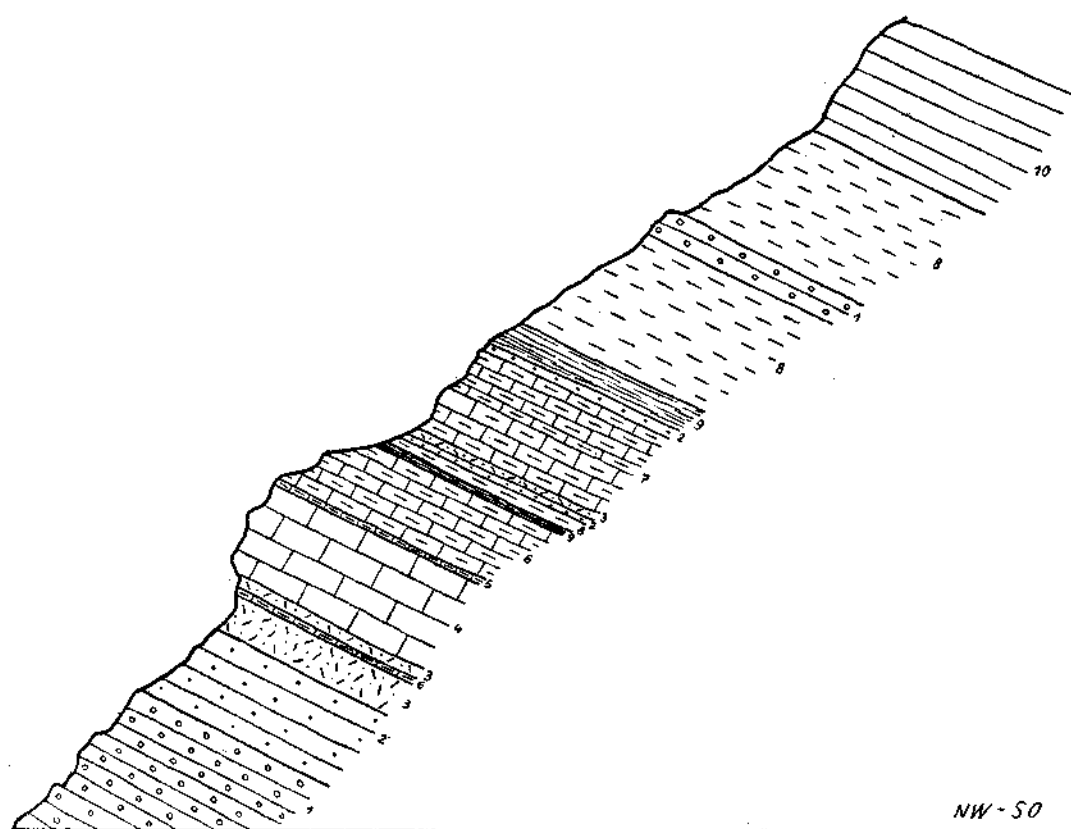


Fig. 2.

Profil durch die basale Schieferhülle der Hochalmdecke im Nordwestkar der Sternspitze.

Glimmerschiefer-Quarzit-Gruppe:

- 1 Albitinjizierter Glimmerschiefer,
- 2 Serizitquarzit.

Dolomit-Kalk-Gruppe:

- 3 Rauhwacke,
- 4 hellgelber dickbankiger Dolomit,
- 5 grauer sandiger Kalk,
- 6 heller Kalk, mitunter rauhwackig,
- 7 hellgrauer Kalk, abwechselnd fein und grob gebankt.

Phyllit-Grünschiefer-Gruppe:

- 8 Kalkphyllit,
- 9 Glanzschiefer,
- 10 Grünschiefer.

Fig. 2 erreicht das Glimmerschiefer-Quarzitband, 8 m mächtig, den Sattel zwischen Sternspitze und dem unbenannten Gipfel am Kamm zwischen Stern- und Wandspitze.

Nach weiteren 15 m Kalkphyllit folgt der liegende Grünschieferzug, der hier die bedeutende Mächtigkeit von 100 m erreicht. Ihn überlagert Kalkphyllit (20 m mächtig), der die Gipfelkappe der Sternspitze und die ausgedehnten, isoklinal SO einfallenden Hänge zum Wolfstal aufbaut. Darüber bestehen die Hangendschichten der Hochalmschieferhülle wiederum aus wechselseitigen Wiederholungen von Grünschiefer und Kalkphyllit (Wandspitz-SSO-Kamm, Gelände um P. 2413 m und Felsrippen am Abfall zur Lasinitz).

Das südliche Auskeilen der im Profil der Fig. 2 dargestellten tieferen Serien der Hochalmschieferhülle (Dolomit-Kalkgruppe und liegender Teil der Kalkphyllite) zwischen basaler Glimmerschiefer-Quarzitgruppe und der bis in das Murtal verfolgten höheren Glimmerschiefer-Quarzitserie (Wandspitzschuppe) wurde bereits eingangs erwähnt und läßt sich im Gelände der Wandspitze klar verfolgen. Das allmähliche Ausspitzen der noch 200 m nördlich der betreffenden Stelle recht mächtigen Dolomite und Kalke innerhalb der Glimmerschiefer-Quarzitserie des Wandspitz-O-Kammes ist deutlich aufgeschlossen.

Am Wandspitz-SSO-Kamm fehlt die Dolomit-Kalkgruppe bereits gänzlich. Grünschiefer lagert der mannigfaltig entwickelten Glimmerschiefer-Quarzitgruppe direkt auf. Eine Einlagerung albitinjizierter Glimmerschiefer und Quarzite im folgenden Kalkphyllit zeigt hier abermals tektonische Komplikationen an. Darüber stellen sich fünffache Schichtwiederholungen von Kalkphyllit und Grünschiefer ein, denen die unterostalpinen Kalkschollen der Torscharte aufgelagert sind.

Unterostalpine Einheiten.

Der Gebirgsabschnitt zwischen Mauterndorf und St. Michael im Lungau.

Bevor wir uns den unterostalpinen Einheiten der Katschbergzone zuwenden, soll kurz über die Begehungen am Südende der Radstädter Tauern zwischen Mauterndorf und St. Michael berichtet werden, da von hier aus der Anschluß an die Schollenzonen des Katschberges aufzusuchen ist.

Ueber der Hochalmschieferhülle des Zederhaustales, deren hangende Teile durch reiche Buntphyllitusbildung gekennzeichnet sind, baut sich ohne merkliche Zwischenschaltung einer „penninisch-ostalpinen Mischungszone“ die tiefere Schuppe der unteren Radstädter Decke auf (tiefste unterostalpine Einheit der Radstädter Tauern). Sie bildet den Gipfel des Speierecks, der nach L. Kober in einem kaum entwirrbaren Schuppenbau sämtliche Gesteine des Radstädter Mesozoikums vereint.

Dieses am Taurach-W-Hang steil gegen NO absinkende Speiereckmesozoikum wird von Quarzphyllit überlagert. Darüber sind im Profil durch die Ortschaft Mauterndorf die höheren tektonischen Einheiten der Radstädter Tauern aufgeschlossen (Weißeneckmesozoikum, Twenger Kristallin: Mauterndorfer Granitmylonit, obere Radstädter Decke mit dem ihr auflagernden Quarzphyllit); sie fallen nordöstlich unter das Schludminger Kristallin ein.

Das breite Alluvialfeld der Taurach S von Mauterndorf läßt uns über die S-Fortsetzung dieser höheren Einheiten im Ungewissen. V. Uhlig vermutete ihr Eintauchen bei anhaltendem NW—SO-Streichen unter die Granatglimmerschiefer des Lungauer Mitterberges. Da aber in eindrucksvoller Weise zu beobachten ist, daß die unteren Radstädter Deckeneinheiten (Speiereckmesozoikum und überlagernder Quarzphyllit) bei Mauterndorf unvermittelt, beinahe in rechtem Winkel in die Richtung SW und SSW abbiegen, entsprechend dem Gewölbbau der östlichen Hohen Tauern, an deren einem Eckpunkt sich gewissermaßen Mauterndorf befindet, so erscheint diese Deutung V. Uhligs für die höheren Radstädter Deckeneinheiten unwahrscheinlich.

L. Kober hat demnach auch in seiner „tektonischen Uebersichtskarte des östlichen Tauernfensters“ (1920) das Umschwenken des Twenger Kristallins und der oberen Radstädter Decke in die SW-bzw. SSW-Richtung und die Verlängerung beider Zonen bis S von St. Michael eingetragen. Doch ist diese Darstellung nur als Vermutung aufrecht zu erhalten, da weder der Mauterndorfer Granitmylonit mit Sicherheit im SW wiederzufinden ist, noch auch die beweisenden Grundlagen für die Angabe L. Kober's erbracht werden können, wonach die obere Radstädter Decke am Sattel zwischen Mauterndorf und St. Michael in Form von Kalkschollen wieder auftritt.

Die erwähnte Quarzphyllitlage im Hangenden des Speiereckmesozoikums und im Liegenden der höheren unterostalpinen Einheiten zieht von Mauterndorf auf den Kamm des Großecks. W unter dem Großeckgipfel ist an ihrer Liegendgrenze Quarzit und darunter Dolomit und Bänderkalk aufgeschlossen. Unschwer erkennen wir in dieser Anordnung den verkehrten Liegendschenkel der Quarzphyllitschubmasse. Erst darunter folgen am Kamme die Speiereckschuppen mit Quarzit, Glimmerkalk, Dolomit, Rohwacke usw.

Die Liegendserie des Quarzphyllits streicht schräg über das Hochtal der Trog-Alm zur flachen, „Trogfrey“ benannten Kuppe am Speiereck-SO-Kamm hinüber. Hier sind inmitten des Quarzphyllits Quarzite und dunkle graphitische Phyllite mit Harnischflächen, wie sie für den unterostalpinen Quarzphyllit der Katschbergzone so überaus bezeichnend sind, aufgeschlossen. Auch Gneisabkömmlinge finden sich. Der Quarzit im Liegenden des Quarzphyllits baut den flach gegen NW zum Speiereckgipfel ansteigenden Kamm auf.

Besonders deutlich ist der Liegendschenkel der Quarzphyllitschubmasse im Gelände über der Peterbauer-Alm entwickelt: Die verkehrt liegende Serie

reicht bis zum Jurakalk, der 100 m über der Almhütte am O-Hang des Grabens einen langgestreckten, 15 m hohen Wandzug aufbaut. Darüber erhebt sich ein Triasdolomitschrofen (7 m), der von Quarzit überlagert wird. 50 m östlich bezeichnet ein niedriger Wandzug im Wald die Auflagerung des Quarzphyllites.

Der breite Abhang des Troger Freiwaldes ist bis zum Sattel, von dem der Kamm abermals gegen SO zum Hollersberg ansteigt, in Quarzphyllit gelegen. Die ersten Granatglimmerschiefer werden 100 m östlich des Sattels angetroffen.

L. Kober beschreibt „am Sattel des Weges, der (rot markiert) von Mauterndorf nach St. Michael führt, Kalkschollen der oberen Radstädter Decke“. Auf Grund eingehender Untersuchungen der in Betracht kommenden Strecke ist hierzu folgendes festzustellen:

Anstehende Kalke sind nicht vorhanden. Am Hohlweg NO vom Sattel liegen einige lose Blöcke von Brecciendolomit, weißem Marmor und grauem Kalk. SO vom Sattel steht Quarzphyllit an. Hier befinden sich ebenfalls lose Blöcke von Glimmerkalk und grauem Kalk, die bis 2 m Durchmesser erreichen und sich ihrer Gesteinsausbildung nach eventuell mit Gesteinen der Lisabichlschollenzzone des Katschberggebietes vergleichen ließen. Doch ist es nicht möglich, aus dem Auftreten der losen Kalkblöcke, schon in Anbetracht der dichten Blocküberstreuung durch glazial hierher verfrachtetes Material, weitere Schlußfolgerungen zu ziehen.

Der bewaldete Speiereck-S-Hang schließt über SO einfallender Hochalmschieferhülle das hier bereits stark reduzierte Speiereckmesozoikum der unteren Radstädter Decke auf.

An der Talsohle überlagert die SO einfallenden Grünschiefer- und Kalkphyllitbänke des frisch angelegten Steinbruches NW vom Orte St. Michael nach einem 2 m aufschlußlosen Stück der hellgelbe unterostalpine Triasdolomit.

Gewisse Unregelmäßigkeiten der Grenzföhrung dürften auf junge O—W verlaufende Bruchlinien zurückzuführen sein, die wahrscheinlich mit dem Einbruch des breiten Murtales (Lungauer S-Becken) in Beziehung stehen. So befindet sich der mächtige Dolomitklotz oberhalb des Friedhofes in weit gegen W vorgeschobener Lage, während die Felswände unter dem östlicher gelegenen Lerchner Gut von Kalkphyllit und Grünschiefer der Hochalmschieferhülle aufgebaut werden. Das vertikale Profil wird hierdurch nicht gestört.

Im Kronabeter Wald wurde ein Dolomitzug des Speiereckmesozoikums als Härtlingsrücken von 1700 m Seehöhe bis zur Talsohle bei Litzdorf verfolgt. Hier ist der Steinbruch der Fig. 3 angelegt. Das Mesozoikum der unteren Radstädter Decke erscheint hier zu Blättern ausgewalzt, in die Quarzphyllite eingreifen. Besonders auffallend sind die Linsen hellgelben Triasdolomites, die von Bänderkalcken plastisch umflossen werden. V. Uhlig und L. Kober erwähnen diesen Steinbruch mit dem Hinweis, daß derart intensive Gesteinsverknüchtungen den eigentlichen Radstädter Tauern fehlen. (Siehe Tafel 3, Abb. 3.)

Somit beobachten wir, daß im Gebirgsabschnitt zwischen Mautern-dorf und St. Michael eine beträchtliche Mächtigkeitsabnahme des unterostalpinen Mesozoikums einhergeht mit dem Uebergang zur Schollentektonik der Katschbergzone. Ueber der Hochalmschieferhülle verfolgen wir das Mesozoikum der tiefsten unterostalpinen Einheit (untere Radstädter Decke: Speiereckmesozoikum) und der darüberliegenden

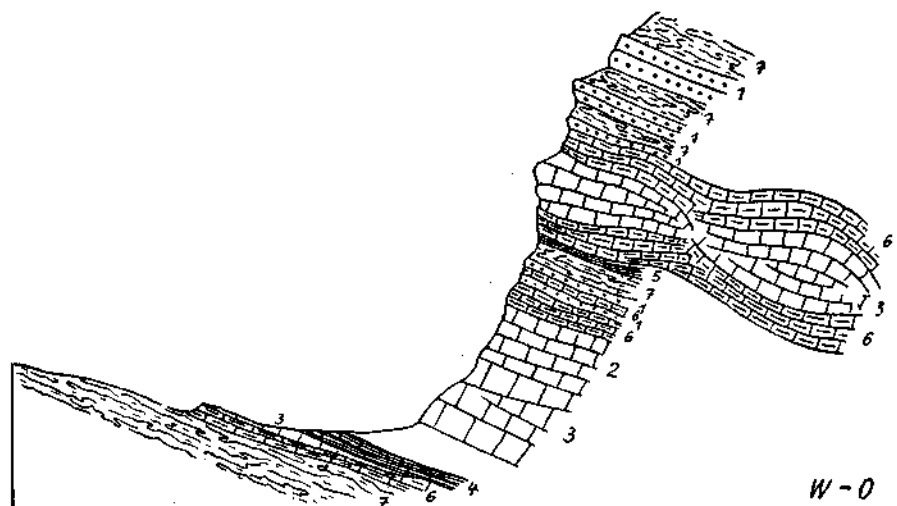


Fig. 3.

Profil des Steinbruches „Litzldorf“ bei St. Michael im Lungau.

Südlichster Aufschluß des Gebirgszuges der Radstädter Tauern. Unterostalpinen „Radstädter“ Mesozoikum ist zu Bändern und Linsen ausgewalzt.

- 1 Serizitquarzit,
- 2 grau und weiß gebänderter Dolomit,
- 3 rein weißer Dolomit mit Quarzadern,
- 4 dunkler Kalk mit tonigen Substanzen,
- 5 dunkler, von Kalkspat durchädert Kalk,
- 6 Bänderkalk,
- 7 Quarzphyllit.

Quarzphyllitschubmasse. Beide Einheiten sind S der Mur wiederum aufgeschlossen und durch die gesamte Katschbergzone hindurch zu verfolgen.

Am Wege zum Peterbauernhof ist die Liegendserie des Quarzphyllites mehrfach angeschnitten. Die beiden Gräben O unter dem Peterbauern schließen den Quarzphyllit in seiner bezeichnenden Ausbildung auf. Am Hohlweg (30 m unter dem Bauernhof) findet sich inmitten von steil W-fallendem Quarzphyllit eine 4 m mächtige Scholle von Quarzit, Glimmerkalk und Brecciendolomit, deren Lagerung und Gesteinsausbildung an ähnliche Verhältnisse in der Lisabichschollenzzone (siehe unten) erinnern. Die Grenze von Quarzphyllit zum

darüberfolgenden Granatglimmerschiefer (beim Dörfibauern steht er bereits in frischem Zustand an) läßt sich im Graben über St. Martin mit einer Genauigkeit von 30 m festlegen.

Der Gebirgsabschnitt zwischen Mur- und Liesertal.

Nach diesem Ueberblick über das Verhalten der unterostalpinen Deckeneinheiten am S-Ende der Radstädter Tauern wenden wir uns der Beschreibung der unterostalpinen Einheiten der Katschbergzone zu.

Den größten Raum des unterostalpinen Teiles der Katschbergzone nimmt der Quarzphyllit ein. Sein kleintektonisches Verhalten steht, wie schon aus der gesteinskundlichen Charakteristik (I. Teil, Seite 308) hervorgeht, in völligem Gegensatz zum regelmäßigen, wie mit einem Lineal gezeichneten, östlichen Eintauchen sämtlicher Gesteine der Hochalmschieferhülle, von der F. Becke sehr richtig sagt, daß sie im kleinsten Aufschlusse, ja sogar im Handstück noch dasselbe charakteristische ebenflächige Gepräge zeigt, wie in dem Aufbau ganzer Gebirgskämme.

Wenn wir aus der Hochalmschieferhülle kommend das unterostalpine Quarzphyllitgebiet betreten, sehen wir uns einer ganz anderen Art der Gesteinsausbildung und Tektonik gegenüber, entsprechend der postkristallinen Deformation des unterostalpinen Quarzphyllites.

Einheitliche Schieferung tritt gegenüber der phyllitischen Kleinfältelung hier gänzlich zurück. Fallen auch die Achsen der Kleinfalten in der Hauptsache gegen O ein, so beobachten wir doch überall, wo nahe der Hangendgrenze der Hochalmschieferhülle Quarzphyllit aufgeschlossen ist, spitzwinkeliges, örtlich (siehe unten) sehr beträchtliches Abweichen des Einfallswinkels der Quarzphyllit-Faltenachsen von dem der Hochalmschieferhülle. Widersinnig nach W geneigtes Gefälle der kleintektonischen Faltenachsen des Quarzphyllites sind nicht selten zu beobachten. Im allgemeinen zeigt aber auch der Quarzphyllit als weit aus überwiegende Einfallsrichtung die gegen O an.

Alle mesozoischen Quarzit-, Kalk- und Dolomitschollen, soweit sie vom Katschberg und seiner Umgebung, von der Pirkeraim, der Torscharte und von Dornbach im Maltatal bekannt waren, wurden von den früheren Autoren als Einheit betrachtet und ihrer tektonischen Stellung nach als teils im Hangenden des Quarzphyllites, teils in diesen eingewickelt, teils im Liegenden des Quarzphyllites beschrieben.

Demgegenüber ergibt sich auf Grund der geologischen Neuaufnahme eine Zweiteilung der unterostalpinen mesozoischen Schollen der Katschbergzone.

Ihrer tektonischen Stellung nach und auf Grund ihres abweichenden Gesteinsverbandes (I. Teil, Seite 302) werden die mesozoischen Schollenkomplexe, Gesteinslinsen und Schuppen in zwei Gruppen geschieden. Ihnen entsprechen zwei, auch räumlich streng gegliederte, der gesamten Katschbergzone entlang ziehende Schollenzonen.

Diese zunächst an den Aufschlüssen W der Katschberghöhe festgestellte Tatsache hat sich im Laufe der Arbeit auf Schritt und Tritt bewährt. Ihr gelten somit auch im folgenden die stark in das Detail gehenden Beschreibungen der Lagerungsverhältnisse geringmächtiger Kalk- und Dolomitschollen. Jedoch erscheint mir die Erkenntnis der Zweiteilung der unterostalpinen mesozoischen Schollen der Katschbergzone für künftige Weiterarbeit und als Baustein zum regional-geologischen Verständnis des Ostrahmens der Hohen Tauern so wichtig; daß ich es für meine Pflicht halte, alles diesbezügliche in dem aufschlußarmen Gebiet der Katschbergzone gesammelte Material eingehend wiederzugeben, wobei auf Kürze und Uebersichtlichkeit der Darstellung geachtet wird.

Nach ihrer reichsten Ausbildung am Kamme westlich der Katschberghöhe nenne ich die tektonisch tiefer gelegene Schollenzone Tschaneckschollenzone (Unt. Tschaneck, 2014 m) und die tektonisch höher gelegene Lisabichlschollenzone (Der Lisabichl, 1724 m, ist die bewaldete Kuppe im Kammgebiet 600 m SSW der Katschberghöhe).

In der Tabelle Seite 000 sind die wichtigsten Merkmale beider Schollenzonen kurz zusammengestellt.

Die Tschaneckschollenzone.

Die tektonische Position der Tschaneckschollenzone ist klar umrissen. Längs der gesamten Katschbergzone finden wir die mesozoischen Schollen der Tschaneckschollenzone im Hangenden der Hochalmschieferhülle und im Liegenden der unterostalpinen Quarzphyllitmasse. Somit stellt sich die Tschaneckschollenzone als die Fortsetzung der tiefsten unterostalpinen Einheit („Speiereckmesozoikum“) des soeben betrachteten Gebirgsabschnittes zwischen Mauterndorf und St. Michael dar.

Am Bergrand S der Mur, halbwegs zwischen „Glasfabrik“ und Stranach, ist 15 m über der Talsohle ein Steinbruch im hangendsten Grünschieferzug der Hochalmschieferhülle¹⁾ angelegt. 10 m östlich da-

¹⁾ Hier ist eine Angabe F. Beckes zu berichtigen. O der Klausgrabenmündung stehen Kalkphyllite und nicht „Katschbergsschiefer“ an. Das von F. Becke beschriebene Quarzitvorkommen im Wassergraben liegt im Verbands der Hochalmschieferhülle und ist dieser zuzurechnen.

von steht am Bach der typische unterostalpine Triasdolomit mit Spuren von Serizitquarzit an. Den bewaldeten, östlich anschließenden Hang finden wir bereits mit Quarzphyllitblöcken überstreut. Ein kleines zweites Dolomitvorkommen wird 100 m S vom ersten angetroffen. Dann decken Moränen die Grenzfläche zu.

80 m S der Straße erhebt sich durch einen deutlichen Gehängeknick und Quellenhorizont markiert, die bis 50 m mächtige Dolomitscholle des Lerchkogels. Näheres über die Art ihrer Auflagerung ist im dichtbewaldeten Gebiet nicht festzustellen.

In die allgemeine NNO—SSW-Streichrichtung eingestellt zeigt das Kartenbild der Lerchkogelscholle die charakteristische Linsenform mit den beiden spitz zulaufenden Enden. Der Triasdolomit ist in fünf Steinbrüchen aufgeschlossen und läßt den Uebergang vom normalen grauen Dolomit der Radstädter Tauern zum hellen brecciösen Dolomit erkennen (I. Teil, Seite 302). Besonders bemerkenswert sind die spiegelglatten Harnischflächen im östlichsten Steinbruche. Sie verlaufen einem Kluftsystem parallel, das unter Beibehaltung der NNO—SSW-Streichrichtung auf den östlich einfallenden Dolomitbänken senkrecht steht.

Schon vom kleinen Schotterbruch am SW-Ende der Lerchkogelscholle aus ist die Fortsetzung der Triasdolomite am Tschaneck klar zu erkennen. Man sieht die Gesteinsbänke des Bruches direkt zu jenem Höhenrücken hinüberstreichen. Dazwischen erstreckt sich das von Moränen bedeckte Einzugsgebiet des oberen Klausgrabens.

Die geologischen Aufschlüsse am breiten, fast durchwegs mit Almmatten bedeckten, N—S gestreckten Tschaneckrücken, der sich kaum über 2000 m Seehöhe erhebt, verdienen besondere Aufmerksamkeit (Fig. 4). Läßt sich doch gerade hier die Auflagerung des unterostalpinen Systems auf der Hochalmschieferhülle weithin verfolgen und ebenso an Hand zahlreicher Aufschlüsse ermitteln, in welcher Lagebeziehung die hellen, schon von ferne auffallenden Triasdolomite des Tschanecks zu den einförmigen östlich anschließenden Quarzphylliten stehen. (Siehe Tafel 2 und 3, Abb. 1 und 2.)

Die Beschreibung der Liegendgrenze des unterostalpinen Tschaneck-mesozoikums beginnen wir mit dem in der Fortsetzung des Profiles Fig. 1 durch die Hochalmschieferhülle am Kamme Kareck—Unter-Tschaneck gelegenen Profil A der Fig. 4.

Von der breiten Einsattelung am wasserscheidenden Kamme gegen W ansteigend werden die höchsten Kalkphyllit- und Grünschieferlagen der Hochalmschieferhülle gequert. Wie schon F. Becke hervorhebt, hält der hangendste Grünschieferzug auf weiter Strecke im Streichen an

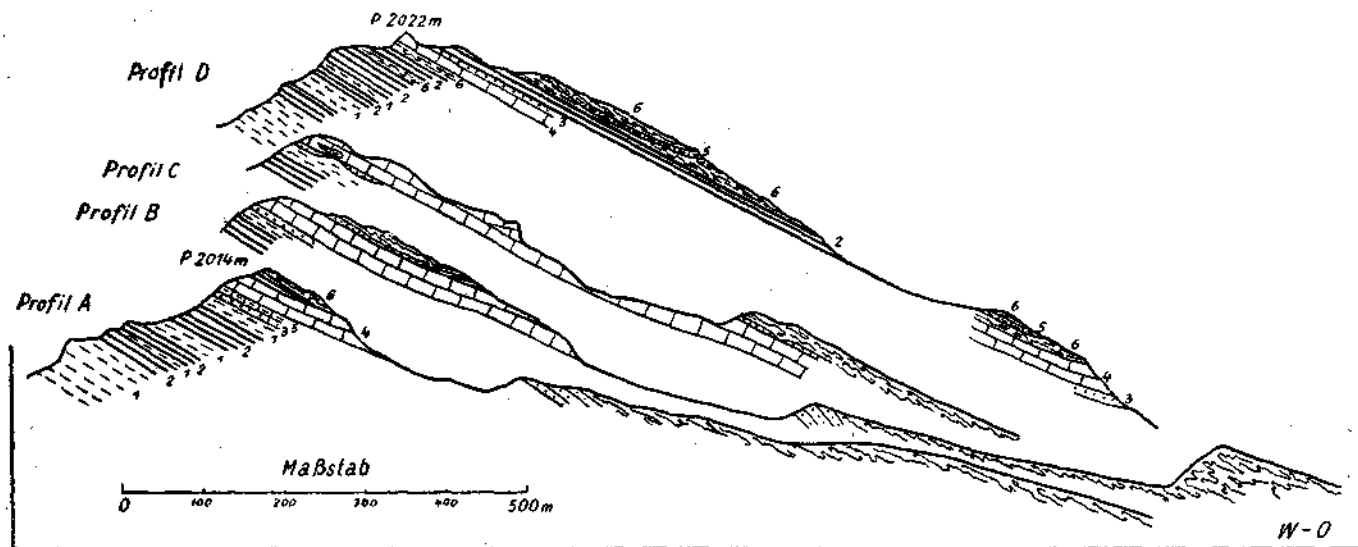


Fig. 4.

Parallelprofile durch den Tschaneck-Rücken.

Profil A stellt die Fortsetzung des Profiles Fig. 1 dar und ist durch den S-Gipfel („Unter Tschaneck“, 2014 m), Profil D durch den N-Gipfel („Tschaneck Höhe“, 2022 m) hindurchgelegt. Das unterostalpine Mesozoikum lagert der Schieferhülle der Hochalmdecke unmittelbar auf. In Form einer stratigraphisch verkehrtliegenden Serie (Dolomit-Serizitquarzit-Quarzphyllit) überdeckt der im Osten (Katschbergsattel) mächtige unterostalpine Quarzphyllit das unterostalpine Mesozoikum des Tschanecks.

Phyllit-Grünschiefer-Gruppe der Hochalmschieferhülle:

- 1 Kalkphyllit,
- 2 Grünschiefer.

Unterostalpinen Mesozoikum:

- 3 Serizitquarzit,
- 4 Dolomit,
- 5 Bänderkalk und Glimmerkalk.

Unterostalpiner Quarzphyllit:

- 6 Quarzphyllit.

und bildet so einen gewissen Leithorizont. In unserem Profile überlagert Kalkphyllit diesen Grünschieferzug. Darüber folgt Quarzit (5 m). Eine Bänderkalklinse dürfte dem Muschelkalkniveau angehören. Darüber folgt gutgebankter SO einfallender Triasdolomit (15 m mächtig).

Wie seine Unterlage, die Hochalmschieferhülle, fällt auch das unterostalpine Mesozoikum gleichmäßig gegen SSO unter 20 bis 30° ein. Dementsprechend streicht der Dolomitzug, flach ansteigend, zur Einsenkung des Kammes zwischen N- und S-Tschaneckgipfel aufwärts (Fig. 4, Profil B), wobei an der Basis stellenweise Quarzit zu erkennen ist. Untergeordnet sind Schuppen von Quarzit und Bänderkalk dem Triasdolomit eingelagert.

Eine Störung der regelmäßigen Auflagerung des Tschaneckmesozoikums über der Hochalmschieferhülle auf 30 m langer Strecke befindet sich am Tschaneck-N-Gipfel (Fig. 4, Profil D). Von hier dürfte die Auffassung F. Becke's und V. Uhlig's ihren Ausgang genommen haben, wonach ganz allgemein zwischen beiden Einheiten (Tauernschieferhülle und Radstädter Mesozoikum) am Tschaneck ein Streifen Quarzphyllit zwischenlagern sollte. Doch schon die Tatsache, daß die hangendsten Grünschieferplatten im Gegensatz zur sonstigen Regelmäßigkeit, mit welcher die Gesteine der Hochalmschieferhülle NNO—SSW streichen, gerade hier in der Umgebung des Tschaneck-N-Gipfels von dieser Streichrichtung merklich abweichen, legt die Erklärung der abweichenden Verhältnisse im geologischen Bau des Tschaneck-N-Gipfels als Erscheinungen lokaler Verschuppung und Verfaltung, wie wir sie im S, im Gebiet der Torscharte in weit bedeutenderem Ausmaße antreffen, nahe.

Folgendes ist zu beobachten (Fig. 4, Profil D): Ueber der W-Bergflanke, die in kleinen Wänden NNO—SSW streichende Kalkphyllite und Grünschiefer in dreifacher Wiederholung aufschließt, lenken die querstreichenden Grünschieferplatten unter dem Tschaneck-N-Gipfel unsere Aufmerksamkeit auf sich (N 15 bis 25° W-Streichen! und 20° N Fallen). Darüber folgen in derselben abweichenden Orientierung Quarzphyllit und Quarzit, 2 m mächtig. Erst darüber baut sich der 3 m hohe Triasdolomit-Gipfelfels auf, scheinbar infolge des lokalen Faltungsvorganges, der die Unregelmäßigkeiten im Streichen und Fallen der Gesteine hier heroben bedingt, von der zusammenhängenden Dolomitscholle des Tschanecks abgerissen, so daß ausnahmsweise zwei wenig mächtige Quarzphyllitlagen (unterostalpinen Quarzphyllit) unter den Triasdolomit zu liegen kommen.

10 m N unter dem Tschaneck-N-Gipfel lagert Triasdolomit wieder in normaler Art und Weise dem NNO—SSW streichenden Kalkphyllit der Hochalmschieferhülle auf. Von hier zieht die Liegendgrenze des ostalpinen Systems an der W-Seite des breiten Tschaneck-NO-Rückens zum Bärenkopf hinab. 50 m über dem höheren der beiden horizontal angelegten Wege überragt ein 4 m hoher Dolomittfels die Almmatten. In seinem Liegenden streicht der höchstgelegene Grünschieferzug der Hochalmschieferhülle durch. Der genannte Weg schließt die Grenze selbst auf: Kalkphyllite mit eingeschalteten Glimmerkalklagen stellen sich über dem Grünschiefer ein. Darüber stehen dunkle, von weißen Kalkspatadern durchzogene Kalke (wahrscheinlich Muschelkalkniveau) an; sie werden von Triasdolomit überlagert.

Weiter unten fehlen geeignete Aufschlüsse. Die Rauhacken am Hohlweg SO vom Bärenkopf dürften der Grenzzone angehören. Am Bärenkopf selbst überlagert eine 5×10 m im Viereck messende Triasdolomitscholle den hangendsten Grünschieferzug.

So haben wir auf weiter Strecke die Auflagerung des Tschaneck-mesozoikums, d. i. des Triasdolomites, mit den basalen Lagen von Quarzit und Muschelkalk über der Hochalmschieferhülle verfolgt und wenden uns nun der Beschreibung des Tschaneckmesozoikums selbst, sowie seiner Stellung gegenüber dem Quarzphyllitgebiet des Ostens zu.

Ein ungemein klares Bild tritt uns am Tschaneck-O-Hang entgegen. Blickt man vom wasserscheidenden Kamm gegen N, so sieht man den annähernd parallel zum Hang gegen O einfallenden Triasdolomit weiter unten in kleinen senkrechten Felswänden abbrechen. Unter dem aufschlußlosen, von Dolomitschutt bedeckten Hangstück ragen weiße, steil O-einfallende Quarzitplatten auf, die zweifellos das Hangende des Dolomites darstellen. Darüber zieht mit deutlicher Wandstufe der Quarzphyllit, die charakteristische blocküberstreute Oberfläche bildend, schräg den Hang zum N-Gipfel aufwärts. (Abb. 1 und 2.)

Unwillkürlich drängt sich bei diesem Anblick der Vergleich mit dem dahintergelegenen Speiereck auf. So wie dort unterlagern Quarzit und Dolomit den O-einfallenden Quarzphyllit. Das in den Speiereckschuppen 200 m mächtige Mesozoikum der unteren Radstädter Decke erscheint hier aber schon gänzlich reduziert, so daß über der Hochalmschieferhülle, die am Tschaneck-O-Hang nicht mehr die Oberfläche erreicht, beinahe nur mehr der Liegendschenkel der Quarzphyllitmasse als einziger Rest des unterostalpinen Mesozoikums der unteren Radstädter Decke erhalten geblieben ist. (Abb. 2.)

Steigen wir von W auf den Tschaneck-S-Gipfel (Fig. 4, Profil A), so treffen wir im Hangenden des Triasdolomites auf 2 m Grünschiefer,

der dem der Hochalmschieferhülle durchaus gleicht. Darüber folgt bis zum Gipfel selbst 1,5 m Quarzphyllit. Die regellose Kleinfaltung und das unfrische Aussehen verleihen dem Quarzphyllit gegenüber seiner Unterlage ein fremdartiges Aussehen. Schollen von Brecciendolomit und Glimmerkalk sind ihm eingelagert.

Der Quarzphyllit des Tschaneck-S-Gipfels gehört einer regelrechten nach O geneigten Deckscholle an, die von dem ringförmig um den Berg zu verfolgenden Triasdolomit unterlagert wird. Dazwischen finden sich eingepreßte Schollen: Eine solche stellt der erwähnte Grünschieferzug dar, der S unter dem Gipfel 4 m Mächtigkeit erreicht und tiefer unten am O-Hang in derselben Position über dem Triasdolomit wieder anzutreffen ist. Auch Rauhwacke und in weit bedeutenderer Regelmäßigkeit Quarzite begleiten die Liegendgrenze der Quarzphyllit-deckscholle.

Am Tschaneck-O-Hang bricht der Triasdolomit in senkrechten Felswänden ab. Ostwärts schließen steil gegen O einfallende Quarzitplatten an, die offensichtlich den Dolomit überwölben und somit die Fortsetzung jenes Quarzitbandes im Liegenden der Quarzphyllitdeckscholle des Gipfels darstellen.²⁾ (Abb. 1 und 2.)

Darüber erst bauen die östlichen Quarzphyllite das weite Gebiet bis zur Katschberghöhe auf. In den wannenartigen Einsenkungen am wasserscheidenden Kamme läßt sich die für den unterostalpinen Quarzphyllit so bezeichnende Serie der Quarzite, Graphitquarzite, Graphitphyllite mit reichlicher Ausbildung von Harnischflächen aufsammeln.

Am Tschaneck-O-Hang steigt der Quarzphyllit schräg zum N-Gipfel an. Der durch die abweichende Gesteinsbeschaffenheit, die unruhige Lagerung und die Kleinfältelung des Quarzphyllites gegenüber der Hochalmschieferhülle bedingte Gegensatz wird durch das NW—SO-Streichen des Quarzphyllites am gesamten Tschaneck-O- und NO-Hang noch wesentlich verstärkt: In den Quarzphylliten des Tschaneck-O-

²⁾ Eine Beobachtung, die scheinbar im Widerspruch zu den obigen Ausführungen steht, ist folgende:

Die senkrechten Dolomitwände des Tschaneck-O-Hanges weisen eine horizontale und vertikale Klüftung auf, die den Eindruck erweckt, als ob der Dolomit gegen O horizontal über den Quarzphyllit hinwegstreiche. F. Becke hat auch wirklich die Lagerungsverhältnisse dementsprechend gedeutet.

Was auch immer die Ursache der Klüftung der Triasdolomitwände sein mag, Gehängeverrutschung, junge Verwerfung oder sekundäre Aufbiegung — so sind die Beobachtungstatsachen, die das östliche Einfallen des Triasdolomites unter den Quarzphyllit erweisen, durchaus hinreichend. Abgesehen davon, daß an der Ueberlagerungsgrenze selbst das Einfallen des Dolomites unter den Quarzit und den Quarzphyllit aufgeschlossen ist, werden über den erwähnten Felswänden am Wiesenhang Dolomitplatten angeschnitten, an denen das Streichen und Fallen des Dolomites in eindeutiger Weise gemessen werden kann, und zwar: Streichen: N 15 bis 20° O, Fallen: 25° S.

Hanges wurde N 15 bis 55° W Streichen und 20 bis 40° N Fallen gemessen und im Glimmerkalkzug, der dem Quarzphyllit am NO-Kamm eingeschaltet ist: N 25° W, 30° N. Hingegen ist der hangendste Grünschieferzug der Hochalmschieferhülle am Tschaneck-NO-Kamm N 30° O, 23° S orientiert.

Glimmerkalke sind dem Quarzphyllit an zahlreichen Stellen eingeschaltet. Diese Einlagerungen sind als Verfaltungen des Tschaneckmesozoikums mit dem Quarzphyllit zu deuten. Beweisend hierfür ist die Tatsache, daß innerhalb der Quarzphyllite sich die Glimmerkalk-einlagerungen auf die nächste Nähe des Tschaneckmesozoikums, also auf die basalen Teile der Quarzphyllitschubmasse beschränken.³⁾

Im Profil des Tschaneck-N-Gipfels befindet sich abermals zwischen Triasdolomit und Quarzphyllit eine Grünschieferscholle, die am O-Hang 100 m hinab zu verfolgen ist.

Quarzphyllit baut den First des Tschaneck-NO-Kammes auf. Ihm ist ein Glimmerkalkzug eingelagert, der auf einige 100 m im Streichen anhält. Am erwähnten oberen Fahrweg biegt der Triasdolomit der W-Flanke halbkreisförmig nach O ein. Die Ueberlagerung des Triasdolomites durch Quarzphyllit und Glimmerkalk ist klar aufgeschlossen. Gegen NO verlieren sich die Dolomitaufschlüsse im Waldgebiet unterhalb des tieferen Fahrweges.

Ich habe die geologischen Aufschlüsse des Tschanecks besonders ausführlich beschrieben, da es galt, die Stellung der Tschaneckschollenzone gegenüber der Hochalmschieferhülle einerseits und dem Quarzphyllitgebiet andererseits eindeutig festzulegen.

Betrachten wir nun die Liegendgrenze des unterostalpinen Systems an der zum Liesertal abdachenden Bergseite.

S vom Tschaneck fehlt auffallenderweise das Mesozoikum örtlich. Am Kamm, der die oberen Gantalwiesen gegen O abschließt, liegt Quarzphyllit den höchsten Kalkphyllit- und Grünschieferlagen der Hochalmdcke auf. Infolge mangelhafter Aufschlüsse entzieht es sich der Kenntnis, ob das plötzliche Abreißen des Tschaneckmesozoikums durch Vorgänge bei der Deckenüberschiebung oder durch junge Verwerfungen, die der schon vorgebildeten Ueberschiebungslinie folgten, verursacht wurde.⁴⁾

³⁾ Weitere Kalk-einlagerungen im Quarzphyllit finden sich erst in beträchtlich höherem tektonischen Niveau, d. i. im Verlande der Lisabichlschollenzone (siehe unten).

⁴⁾ Eine bei der Quelle, 50 m S vom Tschaneck-S-Gipfel aufgeschlossene Verwerfung (Sprunghöhe 8 m), an deren O-Flügel der Grünschiefer abgesunken ist, so daß er nunmehr mit senkrechter Kluft an den Kalkphyllit seines normalen Liegenden angrenzt, würde für letzteres sprechen.

Erst bei P. 1878 m ist eine schon von weitem sichtbare Breccien-dolomitscholle (1 m mächtig) in Begleitung von Quarzit, 20 m über der Hangendgrenze der Hochalmschieferhülle, dem Quarzphyllit eingelagert. In direkter Ueberlagerung des höchsten Grünschieferzuges der Hochalmschieferhülle stellen sich auf der W-Seite des Kammes Breccien-dolomite und Glimmerkalke ein, die nach oben zu mit dem Quarzphyllit verfaltet sind.

Den entscheidenden Beweis, daß die Tschaneckschollenzone auch auf der S-Abdachung des wasserscheidenden Kammes die ihr nach den bisher mitgeteilten Beobachtungen zuzusprechende tektonische Lage genau an der Grenze zwischen Hochalmschieferhülle und unterostalpinem Quarzphyllit einnimmt, liefert die kleine 15 m mächtige Dolomitscholle oberhalb der Holzhütten, wo der von Saraberg kommende Fahrweg bachwärts abbiegt. Ueber der Hochalmschieferhülle folgt am Weg Quarzit, darüber der typische hellgelbe, mit Quarzadern reich durchsetzte Triasdolomit. Eine Steilwand markiert die Ueberlagerung der Quarzphyllitmasse. Südlich stellen sich am erwähnten Hohlweg noch lose Blöcke von Quarzit, Dolomit und Glimmerkalk ein.

Weiter gegen S lassen sich keine Anhaltspunkte für das Vorhandensein der Tschaneckschollenzone auffinden. Quarzphyllit liegt dem hangendsten Kalkphyllit- und Glimmerkalkzug der Hochalmschieferhülle auf. Das morphologische Zurückweichen des Berghanges entspricht dem Verlauf der geologischen Grenze, die durch den Wald zu den Gehöften von Saraberg hinabzieht.

Die Lisabichlschollenzone.

Bleibt die Tschaneckschollenzone auf das Liegende der unterostalpinen Quarzphyllitmasse beschränkt, so sind die Kalk- und Dolomitschollen dieser Zone inmitten des Quarzphyllites und von diesem rings umschlossen anzutreffen. Dabei hält die Lisabichlschollenzone ein bestimmtes Niveau innerhalb der Quarzphyllite ein, und zwar derart, daß sich ungefähr zwei Drittel der Quarzphyllitmasse im Liegenden und ein Drittel der Quarzphyllite im Hangenden der Lisabichlschollenzone befinden.

Den mesozoischen Schollen der Lisabichlzone wurde bisher wenig Beachtung geschenkt. F. Becke und V. Uhlig meinten, in den Kalken und Dolomiten des Lisabichls die Fortsetzung des Tschaneckmesozoikums erkennen zu können. Das kleine Bänderkalkvorkommen an der Straße S Stranach wurde von F. Becke als wahrscheinlicher Ausläufer des Tschaneckmesozoikums beschrieben, während er von den Kalkzügen an der Straße S unter der Katschberghöhe erwähnt, daß

sie „nicht unmittelbar mit der Kalkplatte des Untertschanecks zusammenhängen“.

Erst die geologische Neuaufnahme klärte die Sonderstellung der Lisabichlschollenzzone, wie sie im Kartenbild deutlich in Erscheinung tritt.

Trotz wiederholter Bemühungen können nur unvollkommene Beobachtungen mitgeteilt werden, die die Existenz der Lisabichlschollenzzone auch N der Mur wahrscheinlich machen. Ein sicherer Anschluß an eine der unterostalpinen Einheiten, wie sie noch bei Mauterndorf anzutreffen sind, kann somit nicht erbracht werden. Nur zwei Vorkommen N der Mur scheinen zu einem Vergleich mit der Lisabichlschollenzzone geeignet. Das sind die schon erwähnten losen Kalkblöcke SW vom Sattel Mauterndorf—St. Michael und die 4 m mächtige schollenartige Einlagerung von Quarzit, Bänderkalk und Dolomit im Quarzphyllit am Hohlweg unter dem Peterbauern.

Die bezeichnenden Aufschlüsse der Lisabichlschollenzzone befinden sich also erst S der Mur.

An der Straße S Stranach, 30 m O vom „Mauthaus“, stehen rings von Quarzphyllit umgeben grauweiße Bänderkalke an. Die Fortsetzung der Kalke an dem nach S ansteigenden Hohlweg wurde von F. Becke beschrieben. Auch am linken Ufer des vom Gaisriegel herabkommenden Baches sind Bänderkalke aufgeschlossen. Ein verfallener Steinbruch weiter S am Hohlweg schließt grauweiß gebänderte Kalke (4 m mächtig) auf.

Von hier zieht ein 8 m hoher und 300 m langer, aus Bänderkalken aufgebauter Härtlingsrücken, im dichten Jungwald ohne Unterbrechung verfolgbar, in SW-Richtung zum großen Holzschlag hinauf. Zwei derzeit noch vom Tale aus sichtbare braune Schrofen am Holzschlag bezeichnen die Fortsetzung des Kalkzuges. Erstmals treffen wir hier Eisendolomit mit allen erdenklichen Uebergängen zu Brecciendolomit an. Ebenso beteiligen sich Bänderkalke, Glimmerkalke und Flaserkalke am Aufbau der beiden bis 10 m hohen Schrofen. 200 m Quarzphyllit trennen den Kalkzug der Lisabichlschollenzzone von dem darunterliegenden Lerchkogeldolomit der Tschaneckschollenzzone. Im SW anschließenden Waldgebiet deutet nur ein Glimmerkalkvorkommen unter dem „Lakenkogel“ auf die Anwesenheit der Zone.

Erst am wasserscheidenden Kamm zwischen Mur- und Liesertal kann die Lisabichlschollenzzone an Hand günstiger Aufschlüsse studiert werden.

Glimmerkalk, Bänderkalk, Graphitkalk und Eisendolomit sind in einer nicht über 30 m mächtigen, dem Quarzphyllit aufliegenden, ost-

wärts aber unter den Quarzphyllit einsinkenden Scholle vereint. Entsprechend der allgemeinen Streich- und Fallrichtung senkt sich die Platte parallel zum Hang gegen O. So kommt es, daß die wenig mächtige mesozoische Schölle in O—W-Richtung, also senkrecht zum Streichen, auf 400 m langer Strecke aufgeschlossen ist.

Vom Tschaneck-S-Gipfel absteigend, werden die ersten Glimmerkalke unterhalb der Baumgrenze inmitten des Quarzphyllites erreicht. Zuerst steil gegen W aufgepreßt, nehmen die Kalkplatten bald östlich einfallende Lagerung an. Am Sattel unterhalb des Almzaunes tritt Quarzphyllit der Unterlage örtlich an die Oberfläche und bedingt einen Quellaustritt. Darüber streichen die Glimmerkalke unter steilerem Einfallswinkel (N 20 bis 60° O, 35 bis 60° S) zur nächsten Einfurchung des Kammes hinab; sie passen sich den unruhigen Wellenformen der Quarzphyllitunterlage an. Weiter S baut Eisendolomit die östlich vorspringende Kuppe und einige Schrofen auf. O der erwähnten Einfurchung steigt der Kamm zur bewaldeten Rückfallkuppe des Lisabichls an, wobei Glimmerkalke angeschnitten werden, und fällt dann steil zum flachen, von glazialen Längsrücken durchzogenen Gebiet der

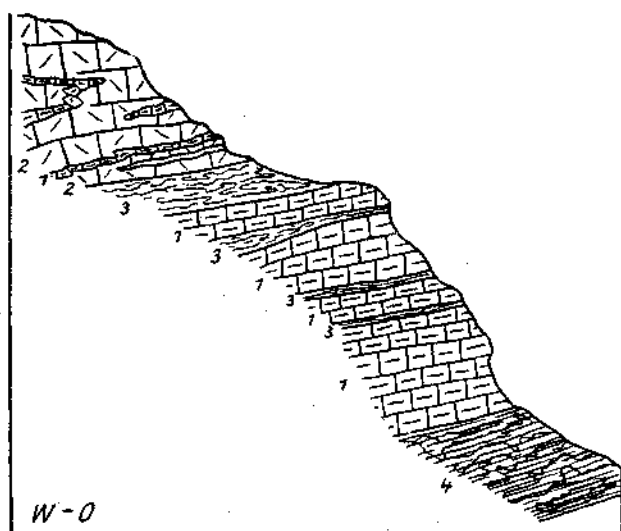


Fig. 5.

Profil durch den nördlichen Steinbruch am Lisabichl.
Unterostalpinen Mesozoikum der Lisabichlschollenzone.

- 1 Bänderkalk und Glimmerkalk,
- 2 Eisendolomit,
- 3 Quarzphyllit,
- 4 Graphitphyllit.

Katschberghöhe ab. Ein dichtbesetzter Quellenhorizont begleitet den Fuß des Steilabfalles, in dem zwei Steinbrüche angelegt sind.

Fig. 5 zeigt das Profil, das sich im nördlichen der beiden Steinbrüche aufnehmen läßt: Ueber Graphitphylliten des unterostalpinen Quarzphyllites sind in der 10 m hohen Wand grauweiße Bänderkalke, abwechselnd mit gröber kristallinen braun anwitternden Glimmerkalken und Phyllitzwischenlagen aufgeschlossen. Darüber folgt Quarzphyllit (2 m); darüber Eisendolomit (0,5 m), Eisendolomit mit Kalk verfaltet (1 m) und im Hängenden 6 m Eisendolomit, dem noch untergeordnet einige Bänderkalk- und Glimmerkalklinsen zwischengeschaltet sind. Dieser Eisendolomit läßt sich auf 200 m langer Strecke nach S verfolgen, wobei er an einer Stelle fast völliger Verquarzung unterliegt (siehe Teil I, Seite 306).

Der südliche Bruch ist im Liegenden des Eisendolomitzuges angelegt und zeigt sehr klar das Eintauchen und flexurartige Abbiegen der Kalke unter den Quarzphyllit der Katschberghöhe. Auf einer Breite von 15 m sind im Steinbruch Verfaltungen von Bänderkalk und Quarzphyllit aufgeschlossen. Graphitkalke finden sich als zusammengepreßte, eckig begrenzte Linsen in wirrgefaltetem Bänderkalk. (Siehe Tafel 3, Abb. 4.)

Im Einzugsbereiche des gegen S geöffneten Katschgrabens sind mesozoische Schollen aufgeschlossen, die sich als Fortsetzung der Lisabichlscholle zu erkennen geben.

500 m S vom Lisabichl befindet sich eine Kalkscholle inmitten von Quarzphyllit. Am Weg, der tiefer unten die W der Straße verlaufende Hochspannungsleitung begleitet, stellen sich Blöcke von Quarzit, Eisendolomit, grauem und gelben Glimmerkalk ein, die auch anstehend zu beobachten sind. In ihrer Fortsetzung befindet sich der zurzeit im Aufnahmsgebiet einzig in Betrieb stehende Steinbruch. Neben der Straße gelegen, werden die grauweißen Bänderkalke und die grobkristallinen weißen Kalkmarmore zu Straßenschotter verarbeitet. Die 8 m mächtigen Kalke fallen steil gegen O ein und weisen prächtige Bilder plastischer Verformung und Verfaltung mit Quarzphyllit auf.

Nachdem Bach und Straße auf 200 m langer Strecke die S-Fortsetzung der Aufschlüsse unterbrechen, setzt der Kalkzug am linken Hang über dem Bildstock an der Straße wieder an. Glimmerkalk, Bänderkalke und graphitische Kalke (zusammen 4 m mächtig) sind mit Quarzphyllit verfaltet und fallen östlich ein. Auf 150 m langer Strecke ist der Kalkzug von hier im Wald nach S zu verfolgen. Das letzte Glimmerkalkvorkommen ist in der streichenden Fortsetzung, W Adenberg, anzutreffen.

Der Gebirgsabschnitt zwischen Lieser- und Maltatal.

Schon D. Stur brachte in dem Profil durch den SW—NO verlaufenden Wolfgraben, der bei St. Peter das Liesertal erreicht, die morphologisch durch den Gehängeknick am rechten Hang des Grabens deutlich erkennbare Grenze der Tauernschieferhülle gegen das altkristalline Glimmerschiefergebirge zum Ausdruck. D. Stur und G. Geyer faßten die Grenzlinie als Verwerfungslinie auf.

Als sich F. Becke anschließend an seine Untersuchungen im Katschberggebiet auch diesem Gebirgsabschnitt zuwandte, wurde nach dem Vorgange P. Termiers die Grenze als Ueberschiebungslinie angesprochen. Auch fand F. Becke die ihm vom Katschberg her bekannten Phyllite und Kalke („Katschbergschiefer und mesozoische Kalke“) längs jener Grenzlinie auf.

Im Profil der Pirkeralp verzeichnet F. Becke „Katschbergschiefer“, dem Kalkphyllit der Hochalmschieferhülle auflagernd. Darüber folgt Quarzit mit eingekneteten Schollen dichten Kalkes, die, den Ergebnissen V. Uhligs im Katschberggebiet entsprechend, der „Tauerndecke“ zugezählt werden. Erst darüber baut sich, mit diaphthoritischen Glimmerschiefern beginnend, das altkristalline Gebirge auf.

An der Torscharte, dem 2100 m hohen Uebergang vom Lieser- zum Maltatal, beobachtete F. Becke „jämmerlich gefaltete und gequälte, bald mehr quarzitisches, bald mehr dunkelgrüne chloritische Schiefer“. Ihnen sind „ohne erkennbare Regel einzelne größere und kleinere Schollen von dünngeschiefertem, in klingende Platten zerfallendem, gelblich-grauem, dichtem Kalk, ferner Schollen von Quarzit eingelagert. Auch einige kleine Felsköpfe von Serpentin wurden beobachtet“.

Endlich fand er am rechten Hang des Maltatales, oberhalb von Dornbach, „eine ziemlich beträchtliche Scholle von gelblich-weißem, dichtem dolomitischen Kalk“ auf, die „von ziemlich ausgedehnten Quarzitausbissen im Liegenden und einem den Katschbergschiefern gleichenden phyllitischen Schiefer im Hangenden“ begleitet wird.

Seither wurden, abgesehen von der Arbeit R. Schwingers (siehe oben), in diesem Gebirgsabschnitt keine neuen Beobachtungen angestellt.

Durch das Auffinden mehrerer geeigneter Aufschlüsse im Laufe der geologischen Neuaufnahme wurde die Fortsetzung der beiden unterostalpinen mesozoischen Schollenzonen vom Liesertal her teils bis in das Maltatal (Tschaneckschollenzone), teils bis zu einem Punkte 100 m S der Torscharte (Lisabichlschollenzone) nachgewiesen.

Beginnen wir mit der geologischen Detailbeschreibung der unterostalpinen Zone S vom Liesertal, so finden wir den Berghang, der über der Alluvialterrasse zwischen St. Peter und Rennweg gegen SW ansteigt, weithin von Moräne bedeckt. Am rechten, dicht bewaldeten

Hang der Wolfsschlucht führt ein mäßig ansteigender Weg von St. Peter zur Pirker-Alm.

Ueber dem hangendsten Kalkphyllit der Hochalmschieferhülle mit reichlich eingeschaltetem Glimmermarmor steht nach einem längeren aufschlußlosen Wegstück Quarzphyllit an, der von hier auf der ganzen Wegstrecke bis zur Pirker-Alm immer wieder angeschnitten wird. An einer Stelle ist dem Quarzphyllit ein 5 m mächtiges Serizitquarzitband (15 m lang) am Hohlweg eingeschaltet. Schon F. Becke beschreibt die losen Blöcke von Quarzit und dolomitischem Kalk am Hohlweg, „doch sind die Aufschlüsse in dem dicht bewaldeten Gebiet unzulänglich“. Aufgesammelt wurden hier: Quarzit, Rauhwacke, Dolomit, grauer Kalk und Glimmerkalk.

Ungefähr auf halber Höhe und in halber Weglänge von St. Peter zur Pirker-Alm quert der Weg — in der topographischen Karte 1:25.000 ist die betreffende Stelle 150 m zu tief eingezeichnet — einen im dicht bewaldeten Gehänge des Wolfstaies eingeschnittenen Wildbachgraben. Der Bach schließt eine 300 m mächtige Gesteinsserie beinahe ohne Unterbrechung auf. Da die neu aufgefundenen Aufschlüsse des Wildbachgrabens den einzigen vollständigen Querschnitt durch die unterostalpine Zone zwischen Mur- und Maltatal liefern, sei das hier aufgenommene Profil (Fig. 6, siehe Tafel 5) eingehend erläutert:

Vom Talgrund des Wolfgrabens ansteigend, wird zuerst eine 120 m mächtige Kalkphyllitserie, die das hangendste Glied der Hochalmschieferhülle darstellt, gequert. Streichen und Fallen der Kalkphyllitbänke schwankt zwischen den Werten: N 25 bis 40° O, 25 bis 45° S. Quarzkauern durchsetzen das phyllitische Gestein; sekundäre Quarzgänge (bis zu 0.5 m mächtig) sind dem Kalkphyllit konkordant eingeschaltet.

Ober der Einmündung des Wildbaches in den Wolfsbach ist eine 7 m mächtige Grünschieferlage (N 35° O, 34° S) dem Kalkphyllit eingelagert; 3 m darüber befindet sich eine kleinere Grünschieferlage (0.5 m). Höher oben stürzt der Bach über eine markante 4 m hohe Glimmerkalkwand in einem Wasserfall herab. Im Liegenden dieser Kalkwand steht lockere, poröse, braune Rauchwacke (3.5 m) an. Sie führt die charakteristischen Serizitbrocken und ist im Streichen auf 50 m nachweisbar. Endlich wird die Kalkphyllitserie oben von einer 2 m mächtigen Gesteinsbank aus Glimmerkalk und rauhwackigem Kalk abgeschlossen.

Nun folgt dichter grauer Kalk (6 m) mit muscheligen Bruch, ein Gestein, das der Hochalmschieferhülle fremd ist. Wir befinden uns hier bereits in der mesozoischen Serie der unterostalpinen Zone. Den grauen Kalk überlagern dünngeschichtete, stark kalkhaltige Rauhwacken (8 m, einige Meter sind hier unsicher, da das Bachbett von dem darüberfolgenden Erdrutsch auf kurzer Strecke verhüllt ist). Es folgen 3 m Brecciendolomit und eine 4 m mächtige Glimmerkalkbank (N 50° O, 17° S).

Unvermittelt lagert der unterostalpine Quarzphyllit auf. Schon der erste Aufschluß zeigt die abweichende Orientierung der Streich- und Fallrichtung: N 15 bis 30° O, 20° W. Während die bisher durchschrittene Gesteinsserie unter recht gleichmäßigen Winkeln stets gegen SO einfiel, ist hier scheinbar ohne Uebergang, ganz unvermittelt, der Quarzphyllit in Kleinfalten gelegt mit widersinnigem NW-Einfallen. Darin drückt sich der von der Tauernschieferhülle durchaus verschiedene Bewegungstypus aus.

Wäre es nun überaus interessant, Näheres über die Natur der Grenzfläche zu erfahren, an der die Quarzphyllite ihrer Unterlage aufruhen, so stellen sich gerade hier Anzeichen junger Bruchtektonik ein.

Ein 0.30 m mächtiger Quarzgang überlagert am rechten Ufer den Glimmerkalk, am linken Ufer fehlt er. Die Tatsache, daß gerade die folgende 2 m lange Strecke bis zum normal ausgebildeten Quarzphyllit aufschlußlos ist, weist auf weiches zerriebenes Material einer mylonitischen Reibungszone hin.

Der Quarzphyllit erreicht bis zur Querung des Almweges (St. Peter-Pirker Alm) 100 m Mächtigkeit. Er zeigt das gewohnte Bild, ist reichlich von Harnischen durchsetzt und bewirkt ein recht beträchtliches Erdrutschgebiet.

8 m über der Liegendgrenze des Quarzphyllites folgt Gangquarz (1 m); 5 m darüber ein 0.5 m breites Rauhwackenband mit undeutlichen Dolomitbrocken. Höher oben stürzt der Bach über eine Gesteinsbank in einem kleinen Fall herab, die für unser Profil von größtem Interesse ist. Beinahe in unveränderter Ausbildung erkennen wir die Gesteine des Tschanecks wieder:

Der typische hellgelbe Triasdolomit (0.20 m) bildet die Basis. Darüber folgt ein sekundärer Karbonatgang (0.10 m); darüber dunkler, von weißen Kalkspatadern durchzogener phyllitischer Kalk (0.45 m, wahrscheinlich Muschelkalkniveau). Den Abschluß bildet weißer Radstädter Quarzit (1.20 m). Somit liegt hier, wenn auch in sehr verkleinertem Maßstabe, eine stratigraphisch verkehrt liegende unterostalpine Triasserie vor.

Zusammenfassend läßt sich für die Liegendgrenze des unterostalpinen Quarzphyllites im Profil somit feststellen, daß ebenso wie am Tschaneck und im gesamten Gebiete N der Lieser auch hier die Liegendgrenze von einer unterostalpinen mesozoischen Serie begleitet wird. Allerdings scheint die tektonische Auswalzung und Reduktion der Gesteinsmächtigkeiten schon viel weiter vorgeschritten zu sein, als am Tschaneck. Doch lassen sich die hier auftretenden Linsen von Quarzit, Muschelkalk, grauem dichten Kalk, Dolomit, Bänderkalk und Glimmerkalk ohneweiters der Tschaneckschollenzone zurechnen.

Viel überzeugender aber wirkt die Gesetzmäßigkeit im Aufbau der unterostalpinen Zone S der Lieser, wenn wir durch einige im Bachbett umherliegende Kalkblöcke aufmerksam gemacht, 30 m ober dem zur Pirker-Alm führenden Wege dunkle fahlgraue Felsen am linken Ufer antreffen und den Bach über glattgeschliffene Bänderkalkplatten herabströmen sehen. Erinnert doch dieses Bild sofort an die Aufschlüsse des Lisabichls W vom Katschbergpaß!

Die Untersuchung des Aufschlusses ergibt folgendes: Aus dem Quarzphyllit des Liegenden und Hangenden ragt ein 15 m mächtiger Kalkzug heraus. Basal liegen stark gefaltete Graphitkalke und plattige Graphitquarzitkalke. Gegen oben sind sie mit Bänderkalken verzahnt und können überhaupt nicht scharf von den Bänderkalken geschieden werden. Erst im Hangenden der einige Meter mächtigen Bänderkalke folgt eine gemischte Serie von Brecciendolomit, Glimmerkalk und Bänderkalk. (Fig. 6.)

Nun wird der Hang steiler. Der Bach teilt sich in einige tief eingeschnittene Quellrinnale, in denen Quarzphyllit zutage tritt. 50 m höher befinden wir uns in der Almregion; der Hang weicht zurück. Blöcke von Granatglimmerschiefer bedecken den Waldboden. Die Grenze von Quarzphyllit zu Granatglimmerschiefer läßt sich hier nicht genau angeben.

Zu beiden Seiten des Wildbachgrabens finden wir Quarzphyllit allenthalben im Wald aufgeschlossen. Eine Fortsetzung der Tschaneckschollenzzone läßt sich am steilen, dicht bewaldeten Hang der Wolfsschlucht nicht feststellen. Anders verhält es sich mit der Lisabichlschollenzzone: Zwar fehlen auch hier im N Aufschlüsse; gegen S aber läßt sich ein 500 m langer, bis zu 15 m mächtiger Wandzug als Härtlingsrücken von dem erwähnten Bachaufschluß aus verfolgen. Das gleichmäßige Anhalten im Streichen und die konstante Mächtigkeit des Kalkzuges erinnern an ähnliche Verhältnisse der Lisabichlschollenzzone am Berghang südlich St. Michael im Lungau. Die Graphitkalke halten das Niveau im Liegenden ein. In die stark gefalteten Bänderkalke sind dunkle Schollen von Graphitkalk eingepreßt. Erst S des quer verlaufenden Hohlweges finden die Aufschlüsse ihr Ende.

Der von F. Becke beobachtete Aufschluß der Pirker-Alm gibt die Fortsetzung der unterostalpinen Einheiten an. Ueber Kalkphyllit der Hochalmschieferhülle folgt Serpentin; 10 m darüber der unterostalpine Quarzphyllit. Ihm sind Schollen von Quarzit, Brecciendolomit und Kalk eingefaltet. Das unter der Almhütte anstehende Gestein wurde von F. Becke bereits dem Altkristallin der Bundschuhmasse zugerechnet, kann aber nach unserer Fassung des Begriffes auch dem unterostalpinen Quarzphyllit zugeteilt werden; dafür sprechen die dunklen, fettig glänzenden Harnischflächen, die das Gestein in großer Menge durchkreuzen. Die Phyllite führen hier Pyrit.

Nun verbirgt zunächst das Hochtal des Wolfsbaches auf 2 km langer Strecke den Großteil der unterostalpinen Zone, sowie deren Auflagerungsgrenze über der parallel den weiten Hängen der Stern- und Wandspitze SO einfallenden Hochalmschieferhülle.

Hat man die moränenüberdeckte Talstufe SO über dem Alluvialfeld der Wansing-Alm erstiegen, so eröffnet sich ein freier Blick nach S; über den fast durchwegs mit Almmatten bedeckten Grenz-

kamm führt die breite Einsattelung der Torscharte⁵⁾ hinüber in das Maltatal. (Siehe Tafel 2, Abb. 5.)

Klare Gesetzmäßigkeit beherrscht das Bild. Ueber SO einfallender Hochalmschieferhülle ragen, ihrer hellen Farbe wegen schon von weitem erkennbare Triasdolomittfelsen ruinenartig auf. Sie werden ihrerseits von Quarzphyllit überdeckt, dem der charakteristische, von dunklen Blockwerk überstreute wellige Hang im Umkreis der Torscharte angehört. Bei näherer Untersuchung gibt sich längs der gesamten Liegendgrenze des Quarzphyllites eine Gesteinsgemeinschaft zu erkennen, die dem Tschaneckmesozoikum zu vergleichen ist. Allerdings weicht, wie wir das im einzelnen hier überall feststellen können, das Bild intensiver mechanischer Deformation dieser Zone beträchtlich von dem verhältnismäßig ruhigeren Bau des Tschanecks ab. In der bis zu 30 m mächtigen Schuppungsregion sind zwischen dem hangenden Kalkphyllitzug der Hochalmschieferhülle und dem unterostalpinen Quarzphyllit sämtliche Bausteine durcheinandergemischt, wild verfaltet und zu tektonischen Breccien umgearbeitet.

Die 250 bis 300 m mächtigen Quarzphyllite bauen im Hangenden der unterostalpinen Schollenzone (Tschaneckschollenzone) noch einen beträchtlichen Teil des N der Torscharte gelegenen Hanges auf; ferner gehört ihnen das flachwellige Gebiet der Torscharte und mehr als zwei Drittel des von der Torscharte zum Stubeckgipfel aufsteigenden Bergkammes an. Dort, wo über den deutlich O einfallenden Quarzphyllitfelswänden abermals eine Verflachung dieses wasserscheidenden Grenzkammes eintritt, sind schon aus der Ferne rotbraune Schrofen wahrzunehmen, die vom Kamm hinunter in die Karmulde streichen. Sie wurden bisher nicht beachtet. Es handelt sich um einen durchschnittlich 10 m mächtigen Gesteinszug, bestehend aus Glimmerkalk und Eisendolomit, der mit einigen Unterbrechungen auf 2 km langer Strecke im nördlich anschließenden Gelände erschlossen ist. In ihm erkennen wir die Fortsetzung der Lisabichlschollenzone wieder. Darüber folgen am Kamme Quarzphyllite und dort, wo der Hang nun endgültig steiler werdend zum Stubeckgipfel ansteigt, die Granatglimmerschiefer, ohne daß sich eine scharfe Grenze angeben ließe.

Betrachten wir die wichtigsten Einzelaufschlüsse der unterostalpinen Einheiten in der Umgebung der Torscharte, so ist zunächst die Grenzzone zu untersuchen, an der die unterostalpinen Einheiten der Hochalmschieferhülle auflagern; wie erwähnt handelt es sich auch

⁵⁾ Der Name ist irreführend, da es sich nur um eine morphologisch ausgeglichene Einmuldung des wasserscheidenden Grenzkammes handelt.

hier wieder um eine deutlich und ihrer tektonischen Lage nach gesetzmäßig (im Hangenden der Hochalmschieferhülle und im Liegenden der unterostalpinen Quarzphyllite) ausgebildete Schollenzone, die die bezeichnenden Quarzite, Kalke und Dolomite der Tschaneckschollenzone führt, welcher sie auch ihrer tektonischen Stellung nach entspricht.

Von P. 2413 m des Kammes Torscharte—Wandspitze zieht in östlicher Richtung eine Einmuldung hinab in das Wolfstal; parallel dem Hang SO einfallende Kalkphyllite bedingen in ihr einen breiten „Bratschen“-Abbruch. Am Querkamme, der die Einmuldung südlich begrenzt, streicht im Hangenden der Hochalmschieferhülle die ebenfalls dem Hang parallel geneigte unterostalpine Schollenzone gegen N frei in die Luft aus.

Hier gibt Fig. 7 durch die unterostalpine Schollenzone einen Querschnitt. Das Profil ist durch die Unterlage des höheren der beiden auffälligen Triasdolomitschrofen des genannten Querkammes hindurchgelegt und schließt diesen mit ein. Rechts unten streicht jener mächtige Kalkphyllitzug durch, der den erwähnten „Bratschen“-Abbruch der Einmuldung bedingt; links oben baut unterostalpinen Quarzphyllit die Oberfläche des zur Torscharte hinziehenden Hanges auf. Zwischen diesen beiden Einheiten finden wir eine 30 m mächtige Zone komplizierter Verschuppungen und Schichtwiederholungen mitsamt dem unterostalpinen Mesozoikum der Tschaneckschollenzone.

Ueber dem schon genannten Kalkphyllitzug (rechts unten im Profil der Fig. 7) folgt eine geschuppte Serie von Kalkphyllit, Grünschiefer und Quarzphyllit. Darüber erhebt sich eine kleine Felswand, die in ihrem unteren Teile ein prächtiges Bild intensiver Gesteinsverknüpfung darbietet. Flachgepreßte Dolomit- und Kalklagen mit Quarzit schwimmen als langgestreckte Linsen in einer wechselfollen phyllitischen Masse, in der Quarzphyllite, Grünschiefer und Kalkphyllite ein beinahe unauflösbares Ganzes bilden. Den Mittelteil dieser Felsstufe baut darüber zunächst Serizitquarzit (0.70 m) auf, Graphitquarzit (1.50 m), der in der Katschbergzone so rein nur an dieser Stelle gefunden wurde, dann Serizitquarzit (0.20 m) und abermals ein wildverknütteter Mischungshorizont (0.20 m), dem Quarzphyllit mit eingefalteten Kalklinsen folgt. Eine zweifache Wechsellagerung von Kalkphyllit und Grünschiefer schaltet sich unter die nächsten schollenartigen Vorkommen von Quarzit, grauem Kalk, Bänderkalk und Triasdolomit (2.50 m) ein. Das Auskeilen der Dolomitlinse ist 15 m höher oben am Hang festzustellen. Die geschlossene Quarzphyllitzone schließt die gesamte Serie nach oben zu ab.

In Richtung auf P. 2413 m zieht die unterostalpine Serie den Hang steil aufwärts, streicht aber noch kurz bevor sie die Kammhöhe selbst erreicht westlich in die Luft aus. Serizitquarzit, mehrfach in Verbindung mit von Quarz- und Karbonatadern durchtränktem Triasdolomit und mit Glimmerkalken lagert dem hangendsten Grünschieferzug der Hochalmschieferhülle hier auf. Stellen-

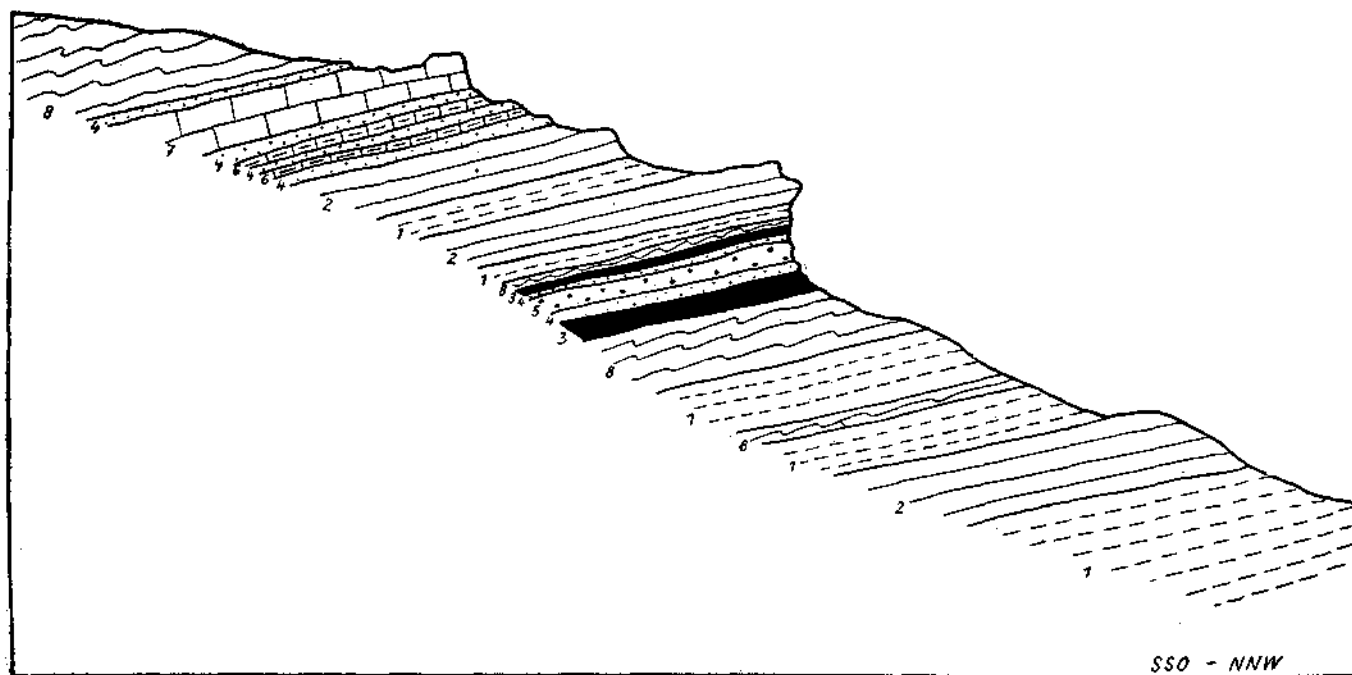


Fig. 7.

Profil durch die Basis der unterostalpinen Einheiten in der Umgebung der Torscharte.

(Die betreffende Stelle liegt 800 m NNO der Torscharte.)

- 1 Kalkphyllit,
- 2 Grünschiefer,
- 3 Wildgefalteter Mischungshorizont aus Dolomit, Kalk und Quarzit, die mit einer wechsellagenigen phyllitischen Masse verknüpfet sind, in der sich Quarzphyllite, Kalkphyllite und Grünschiefer vorfinden,
- 4 Serizitquarzit,
- 5 Graphitquarzit,
- 6 Glimmerkalk,
- 7 heller Dolomit,
- 8 Quarzphyllit.

weise tritt in den höheren Hangteilen die Schollenzone unter dem Quarzphyllit zutage. Auch ein größeres Fenster des hangendsten Grünschieferzuges der Hochalmschieferhülle ist zu beobachten.

Dort, wo die basale unterostalpine Schollenzone die Kammhöhe zwischen dem Wolfstal und dem tiefeingeschnittenen Lasinitztal quert (Aufschluß bei P. 2201 m), zeigt sich das Bild wilder Verfaltung des unterostalpinen Quarzphyllites mit den Einheiten der basalen unterostalpinen Schollenzone und auch in weitestem Maße mit den hangendsten Gliedern der Hochalmschieferhülle, wobei auch Serpentin (schon von F. Becke erkannt) in den Verfaltungsvorgang miteinbezogen ist. Außer den deutlich ausgebildeten Triasdolomitschollen und der knieförmigen Glimmerkalkfalte im höheren Teil dieses Aufschlusses lenkt vor allem der Breccienhorizont unter der vorspringenden markanten Grünschiefer-Serpentinwand unsere Aufmerksamkeit auf sich. Innerhalb eines 4 m mächtigen Komplexes sind hier Dolomit und Quarzit, teils eckig begrenzt, teils zusammen mit Kalken bandartig ausgezogen und schwimmen in einer kalkhaltigen phyllitischen Zwischenmasse.

Die Profile der steil zur Lasinitz abfallenden Felsrippen zeigen über dem hangendsten, auf weiterer Strecke zu verfolgenden Kalkphyllit- und Grünschieferzug der Hochalmschieferhülle zahlreiche Schichtwiederholungen von Grünschiefer, Kalkphyllit und Quarzphyllit, über denen sich dann in der Regel erst an der Basis der geschlossenen Quarzphyllitmasse die unterostalpinen Quarzit-, Kalk- und Dolomitschollen einstellen.

Es seien noch einige Beobachtungen aus dem Raume des unterostalpinen Quarzphyllites N und NO des engeren Torschartenbereiches erwähnt: So wie am Tschaneck tritt auch hier der scharfe Gegensatz zwischen dem unruhig gefältelten Quarzphyllit und der einfach und klar gebauten Hochalmschieferhülle in Erscheinung. So zeigt der Quarzphyllit meist schon in nächster Nähe der basalen unterostalpinen Schollenzone (Tschaneckschollenzone) eine von der gleichmäßig SO einfallenden Hochalmschieferhülle durchaus abweichende Orientierung; häufig messen wir in ihm N 60 bis 70° W Streichen und 30 bis 40° S Fallen. Auffallend ist der Chloritreichtum des Quarzphyllites. Intensiv gefaltete Bänder- und Glimmerkalk sind häufig eingeschaltet. Der Grad der Durchbewegung ist den Verhältnissen am Tschaneck gegenüber hier ein viel größerer. Während doch dort z. B. ein dem Quarzphyllit eingelagerter Glimmerkalkzug ohne Abweichungen auf weiter Strecke in gleicher Richtung verfolgt werden konnte (Tschaneck-NO-Kamm), so finden wir hier bloß einzelne abgerissene, linsenartig ausgedünnte oder zu breiten Schollen zusammengeknäulte Kalkschollen vor. Dabei sind tektonische Breccien im großen wie im kleinen sehr zahlreich: Ein großer Kalkblock z. B., von 3×15 m Kantenlänge und eckiger Begrenzung wird rings von Quarzphyllit eingeschlossen. Dasselbe Bild wiederholt sich im kleinen an den zahlreichen, linsenartige Kalkschollen enthaltenden Quarzphyllitblöcken der Umgebung der Tor-

scharte. Häufig ist auch zu beobachten, daß die „S“-Flächen des Quarzphyllites an den Schichtplatten des eingeschlossenen Kalkes unmittelbar mit spitzem Winkel absetzen.

Dieselben Quarzphyllite stehen auch SO über der Torscharte an. F. Becke teilte die Gesteine des Stubeck-NW-Kammes den diaphthoritischen altkristallinen Glimmerschiefern zu und meinte, daß die den „Katschbergschiefern“ zu vergleichenden Gesteine auf eine nur 50 m breite Zone am Riegel unmittelbar NW der Torscharte beschränkt seien. Der Reichtum an Graphitphyllit, sowie das völlige Fehlen von Granat läßt aber auch die Zuteilung der Gesteine des Stubeck-NW-Kammes zum unterostalpinen Quarzphyllit gerechtfertigt erscheinen. Streichen und Fallen sind wechsellagernd, die Faltenachsen tauchen durchwegs östlich ein.

Nun setzt dort, wo der Kamm flacher wird, jener bereits oben genannte Kalkzug (Lisabichlschollenzzone) mit braun anwitternden Glimmerkalkfelsen (8 m) ein. Außer reichlichen Graphitkalklagen sind Bänderkalke eingeschaltet.

30 m O über der Stelle, wo der vom Wolfsbachtal heraufführende Fahrweg auf den Almwiesen unter der Torscharte endet, erhebt sich ein markanter brauner, 5 m hoher Fels über dem N 55° O, 20 bis 40° S orientierten Quarzphyllit; Eisendolomit und Glimmerkalk bauen ihn auf. Spätiger Magnesit hat den Eisendolomit teilweise verdrängt.

Die weitere Fortsetzung dieses Schollenzuges bezeichnen Glimmerkalkplatten am Riegel N vom Bach, der das Stubeckkar verläßt. Dann fehlen Aufschlüsse auf längerer Strecke. Dort aber, wo der Berghang oberhalb der Wansing-Alm gegen O zurückweicht, sind Quarzphyllite in reicher Ausbildung mit Graphitphylliten, Graphitquarziten und auch zwei mit 40 m Vertikalabstand voneinander getrennte Kalklager aufgeschlossen. Die untere, am Waldrand gelegene Scholle führt östlich einfallenden Bänder- und Glimmerkalk (6 m). Die höhere ist 8 m mächtig und zeigt Verfaltungen mit Quarzphyllit. Sie führt auch Graphitkalke, die in ihrer Ausbildung durchaus den Graphitkalcken des Wildbachgrabens (Fig. 6) gleichen, und Brecciendolomite. Die Klüfte der stark gepreßten und gequälten Kalke sind mit sekundär gebildeten Kalkspatrhomboidern dicht besetzt.

Es stellt somit der gesamte Schollenzug zweifellos die Fortsetzung des im Wald NO der Pirker-Alm verlassenen, dort auf 500 m Länge erschlossenen Kalkzuges der Lisabichlschollenzzone dar.

Diese Ausläufer der Lisabichlschollenzzone überlagern am wasserscheidenden Hauptkamme zunächst Quarzphyllite und darüber ohne scharfe Grenze Granatglimmerschiefer. Hier eine tektonische Linie

erster Ordnung zwischen beide Gesteinsgruppen hindurchzulegen, erscheint in Anbetracht der Aufschlüsse in der Natur unmöglich.

Die weiten Rasenhänge S der Torscharte sind beinahe gänzlich aufschlußlos. 100 m S vom wasserscheidenden Kamme befindet sich als letzter Ausläufer der Lisabichlschollenzone ein 2 m hoher brauner Glimmerkalkschrofen. (Siehe Tafel 3, Abb. 6.)

Erst an der tiefer gelegenen Bergkante, die zum Steilabfall in das Faschauntal vermittelt, stellen sich wieder Anzeichen der basalen unterostalpinen mesozoischen Schollenzone (Tschaneckschollenzone) ein.

SW der Torscharte sind Kalkschollen an der schräg in das Lasinitztal hinabziehenden Rinne zu beobachten. Weiter S bilden Grünschiefer und Kalkphyllite die Schichtköpfe der Kante. Ueber dem Quellenhorizont folgen Quarzphyllit und Graphitphyllit mit Harnischflächen; Quarzite sind häufig anzutreffen.

Dort, wo die breite Einmündung W von P. 2135 m weiter in den linken Berghang der Lasinitz zurückgreift, findet sich am Eckpunkt N der Einmündung und direkt über dem Steilabfall in das Lasinitztal eine kleine Scholle von Quarzit und Triasdolomit aufgeschlossen.

Im Süden lassen weder die moorbedeckten Flächen der Maltaberger Alpen noch das tiefer gelegene, infolge seiner geschützten, nach S gerichteten Lage bis hoch hinauf bebaute Gelände des Maltaberges weitere Beobachtungen über den Verlauf der unterostalpinen Zone zu.

Erst bei Dornbach, S vom Maltafluß, tritt noch einmal die unterostalpine Schollenstruktur kräftig in Erscheinung. W unter dem Gehöft Reiter schließt der bei Dornbach mündende Bach in einer Schlucht die 30 bis 40 m mächtige, hauptsächlich aus Triasdolomit aufgebaute Scholle trefflich auf.

Fig. 8 stellt einen Detailausschnitt aus den Aufschlüssen in der Schlucht dar und möge als Ergänzung zu dem im I. Teil, Seite 307 Gesagten dienen. Im Hinblick auf diesen Aufschluß wurde dort gezeigt, daß der reinste und grobkörnigste Kalkmarmor der unterostalpinen Schollenzonen des Aufnahmegebietes hier ein Niveau einhält, das nach allen Regeln der auf Analogieschlüssen aufgebauten zentralalpinen Stratigraphie als triadisch, und zwar Muschelkalkniveau, anzusehen ist.

Zur Kennzeichnung der tektonischen Lage der mesozoischen Scholle von Dornbach seien die Beobachtungen an ihrer Liegend- und Hangendgrenze angeführt.

Die Liegendgrenze finden wir 150 m westlich und außerhalb der Schlucht aufgeschlossen, da sich die Scholle hier als Härtlingsrücken durch den Wald verfolgen läßt. Der in NW-Richtung ansteigende Fahrweg schneidet SO einfallende Kalkphyllitplatten an. Darüber folgt Serizitquarzit (0,5 m) und nach einem 15 m langen, von Moräne be-

deckten Waldstück der unterostalpine Triasdolomit. Die Dolomitscholle von Dornbach lagert also der Hochalmschieferhülle direkt auf.

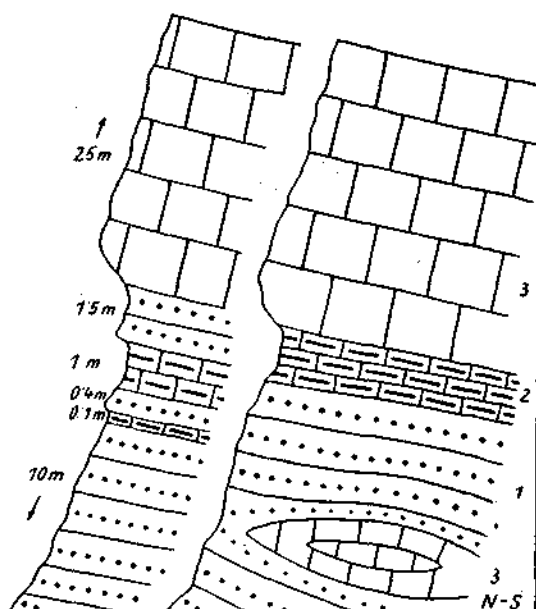


Fig. 8.

Detailprofil aus dem unterostalpinen Mesozoikum (Tschaneschkollenzone) in der Schlucht bei Dornbach, südlich des Maltaflusses.

- 1 Serizitquarzit,
- 2 Glimmerkalk, darunter grobkörniger weißer Kalkmarmor,
- 3 weißer, stellenweise gelblicher Dolomit.

Was nun die Hangendgrenze betrifft, so finden wir, wie das schon F. Becke beschrieb, über dem Triasdolomit am rechten Hang der Schlucht Serizitquarzite und darüber Quarzphyllite, die den „Katschbergsschiefern“ gleichen, aufgeschlossen.

Die Dolomitscholle von Dornbach befindet sich also genau in der tektonischen Position der unterostalpinen Tschaneschkollenzone. Von dem letzten Vorkommen der Tschaneschkollenzone S der Torscharte ist sie auf 6 km Horizontalabstand entfernt.

Ueber eine südliche Fortsetzung der unterostalpinen Einheiten ist bisher nichts bekannt.

Altkristallines Glimmerschiefergebirge.

Der hier in Betracht zu ziehende nordwestliche Vorposten des Steirisch-Kärntnerischen Nockgebietes zeichnet sich durch besondere Armut an Aufschlüssen in anstehendem Fels aus. Dazu kommt, daß die

den Westsaum dieses Gebietes allgemein beherrschende postkristalline Deformation ältere Strukturen undeutlich macht oder ganz verwischt.

Die Glimmerschiefer und Granatglimmerschiefer des Aineck-Teuerlockkammes und des Gebietes um Koröck und Stubeck zeigen die charakteristische Kleinfältelung, die noch besonders durch die zahlreichen, das Gestein durchsetzenden geschlungenen Quarzadern betont wird. Die Aufschlüsse des Aineck-Teuerlock-W-Hanges lassen erkennen, daß die Achsen dieser Glimmerschieferfalten gegen O eintauchen. Wo sich massige Paragneislagen einstellen, tritt das östliche Einfallen des gesamten Schichtpaketes gut in Erscheinung. Im Laußnitzgraben zeigen die Paragneisaufschlüsse, wenn man vom Liesertal im Graben aufwärts steigt, zunächst NW-Einfallen, dann saigere Lagerung und schließlich SO-Einfallen. Die Faltenachsen der Glimmerschiefer am Koröck und Stubeck fallen südöstlich ein.

Ueberschau.

Aufgabestellung.

Die Katschbergzone ist seit der Mitte des vorigen Jahrhunderts als eine der wichtigsten Querstörungen im Aufbaue der zentralen Ostalpen bekannt.

Pierre Termier entwickelte im Jahre 1903 die Idee des Tauernfensters: Nach der sich aus ihr entsponnenen Theorie stellt die Katschbergzone den Ostrand der penninischen Decken dar, die vom Ligurischen Meer mit einigen Unterbrechungen bis zu der als Katschberghöhe bezeichneten, 1640 m hohen, unbedeutenden, meist bewaldeten Senke zwischen den Gauen Steiermark und Kärnten zu verfolgen sind.

Die klassische Deckenlehre der Ostalpen (E. Sueß, V. Uhlig, L. Kober, R. Staub) mußte, um ihr schematisches Gesamtbild übereinandergetürmter, flachliegender Ueberfaltungsdecken zu wahren, in die nur wenige Kilometer breite, aufschlußarme Katschbergzone ein überaus kompliziertes Gebilde lamellierter Deckenserien hineinprojizieren. Es galt, in der Richtung von Westen nach Osten durch eine schmale „Rahmen“-Zone (Katschbergzone) schreitend, aus den tiefpenninischen Einheiten des Ankogels und der Hochalm bis zum oberostalpinen bzw. sogar als dinarisch gedeuteten Karbon der Stangalpe sämtliche dazwischenliegenden Deckeneinheiten zu durchqueren. So wurden in der Katschbergzone sowohl hochpenninische, als auch unterostalpine und mittelostalpine Deckeneinheiten gesucht und auf raschen Exkursionen und tektonischen Uebersichtsbegehungen scheinbar auch gefunden, wobei selbstverständlich zahlreiche Differenzen in den Auffassungen der Decken-Theoretiker unvermeidlich waren. Systematische geologische Feldbegehungen wurden, abgesehen von den Aufnahmearbeiten (1907, 1908) des großen Wiener Petrographen F. Becke,

der vorwiegend geologisch-petrographisch orientiert, den minutiösen regional-geologischen und theoretisch-tektonischen Fragen begreiflicherweise weniger Interesse entgegenbrachte, seit der Jahrhundertwende nicht mehr durchgeführt.

Die Neubearbeitung der Katschbergzone war somit längst zur Notwendigkeit geworden.

Als erste und dringendste Aufgabe der Neubearbeitung erschien mir eine auf stratigraphische und petrographische Kenntnis der Nachbargebiete begründete geologische Detailuntersuchung und Feingliederung der Katschbergzone. Ihr allein widmet sich die vorliegende Arbeit.

Zusammenfassung der Ergebnisse der geologischen Neuaufnahme.

Ueber dem durch das stauende Ankogelmassiv bedingten Faltenbau der Silbereckmulde (siehe Exner, 1940) breiten sich die Zentralgneislagen der Hochalmdecke in Form eines regelmäßig nach Osten einfallenden tonnenartigen Gewölbes aus.

Dem Zentralgneis lagert die Schieferhülle der Hochalmdecke konkordant auf.

Das tiefste tektonische Element der Hochalm-Schieferhülle stellt die an der Basis der Katschbergzone regelmäßig hindurchstreichende Liegendserie der Hochalmschieferhülle dar; sie wird von unten nach oben durch die normale stratigraphische Serie: 1. Glimmerschiefer-Quarzitgruppe, 2. Dolomit-Kalkgruppe, 3. Phyllit-Grünschiefergruppe aufgebaut.

Darüber folgt mit Unterbrechungen ein wenig mächtiges Gesteinsband albitinjizierter Glimmerschiefer und Quarzite, welches eine höhere tektonische Einheit der Hochalmschieferhülle, die Wandspitz-Schuppe, einleitet. Die im Gebiete zwischen Stern- und Wandspitze mächtig ausgebildete Dolomit-Kalkgruppe der Liegendserie keilt im Nordgehänge der Wandspitze aus; dort vereinigen sich Liegendserie und Wandspitz-Schuppe, welche letztere also nur aus einer unbedeutenden Deckfalte der Hochalmschieferhülle hervorging.

In den hangenden Partien der Hochalmschieferhülle sind angesichts der zahlreich zu beobachtenden, die Phyllit-Grünschiefergruppe betreffenden vertikalen Schichtwiederholungen noch mancherlei Falten und Schuppen zu vermuten, jedoch infolge des aufgezwungenen, durch tektonische Konkordanzen beherrschten Gleitbrettbaues nicht nachzuweisen.

Die Schrovin-Decke R. Staub's besteht nicht zu Recht. Die betreffenden Gesteinslagen am Schrovinkogel gehören nicht dem Zentral-

gneis, sondern den Glimmerschiefern und Quarziten der Wandspitzschuppe an. Da die Konstruktion der Silbereckdecke R. Staub's auf einem Irrtum beruht (eine Trennung des über dem Faltenbau der Silbereckmulde gelegenen Zentralgneises vom Zentralgneis der Hochalmdecke existiert nicht; Exner, 1940), ist an der von L. Kober gegebenen Zweiteilung (Ankogelmassiv und Hochalmdecke) in den östlichsten Hohen Tauern festzuhalten. Hält man in hergebrachter Weise Ankogelmassiv und Hochalmdecke für tiefpenninische Elemente, so fehlen in den östlichsten Hohen Tauern die hochpenninischen Äquivalente der Sonnblick- und Modereckdecke (R. Staub's Sonnblick-Silbereck- und Modereck-Schrovindecke). Der von R. Staub geforderte symmetrische Bau des östlichen Tauernfensters ist jedenfalls in dieser Form in der Natur nicht begründet.

In planparallelen Gesteinsplatten, welche die wie mit einem Lineal gezogenen, dem Schichteinfallen parallelen Gebirgskämme aufbauen, taucht die Hochalm-Schieferhülle nach Osten unter.

Die darüberfolgenden mesozoischen Kalk-, Dolomit- und Quarzitschollen, sowie die postkristallin deformierten (wahrscheinlich paläozoischen) Quarzphyllite stellen die südliche Fortsetzung der Radstädter Tauern dar und sind als unterostalpine Einheiten anzusprechen.

Die Quarzphyllite müssen auf Grund ihrer postkristallinen Deformation und ihrer vom planparallelen Schichtbau durchaus abweichenden Tektonik von der Schieferhülle der Hochalmdecke losgelöst werden.

Die Abtrennung der Quarzphyllite von der Hochalmschieferhülle erhält aber noch dadurch ihre Bestätigung, daß sich regelmäßig zwischen Hochalm-Schieferhülle und Quarzphyllit mesozoische Schollen einschalten, Tschaneckschollenzone; sie sind vom Speiereck bis nach Dornbach im Maltatal zu verfolgen und stehen im nördlichen Abschnitt der Katschbergzone noch in primär-stratigraphischem Zusammenhang mit dem darüberliegenden Quarzphyllit (Liegendschenkel der Quarzphyllit-Schubmasse, welcher sich von den Ost- und Südhängen des Speierecks bis auf das Tschaneck verfolgen läßt!).

Eine zweite, reihenförmig angeordnete Schollenzone mesozoischer Gesteine, Lisabichlschollenzone, verläuft innerhalb der Quarzphyllitmasse und ist von St. Michael im Lungau bis zur Torscharte zu verfolgen.

Die gesetzmäßige Aufteilung der bisher ungegliederten unterostalpinen mesozoischen Kalk-, Dolomit- und Quarzitschollen der Katsch-

bergzone ist das wesentlichste Ergebnis der Neuaufnahme. In der Tabelle (siehe Tafel 1) werden die geologischen Verhältnisse beider Schollenzonen übersichtlich erläutert.

Die Tschaneckschollenzone stellt einwandfrei die Fortsetzung des Liegendteiles der unteren Radstädter Decke (Speiereck-Schuppe) dar.

Die Verbindung der Lisabichlschollenzone mit dem Strukturbild nördlich der Mur ist infolge mangelhafter Aufschlüsse fraglich. Es scheint mir jedoch die Ausscheidung der Lisabichlschollenzone und ihre Hindurchverfolgung bis zur Torscharte für die Auffassung L. Kober's zu sprechen, wonach die obere Radstädter Decke bei Mauterndorf süd-östlich umbiegt und in das Gebiet des Katschbergpasses einschwenkt. Jedenfalls glaube ich, auf Grund gesteinskundlicher Untersuchungen und Vergleiche (Exner 1939) genügend erwiesen zu haben, daß auch die Gesteine der Lisabichlschollenzone aus dem Mesozoikum der Radstädter Tauern hervorgegangen sind. Diese Ableitungen mögen zunächst auf Widerspruch stoßen; befinden sich doch in dem Gesteinsverband der Lisabichlschollenzone auch kristalline Kalkmarmore und Eisendolomite, in denen sogar an der Torscharte Magnesitnester gefunden wurden! — Ich bin der Ueberzeugung, daß gerade diese Untersuchungen zu neuen Erkenntnissen führen können (Umwandlungserscheinungen mesozoischer Gesteine unter tektonischer Beanspruchung, „Eisendolomit“-Frage usw.).

Ueber den unterostalpinen Quarzphylliten folgen die Glimmerschiefer und Granatglimmerschiefer des Altkristallins (Steirisch-Kärntnerisches Nockgebiet). Eine scharfe Grenze ist in der Natur, wohl auch infolge der mangelhaften Aufschlüsse, nicht zu beobachten, so daß die Möglichkeit eines normalen stratigraphischen Zusammenhanges gegeben ist, wie wir ihn zwischen Phyllit- und Glimmerschiefergebieten häufig in den zentralen Ostalpen beobachten.

Ausblick.

Es ist klar, daß sich die Erforschung der Katschbergzone, die uns als Schlüsselstellung zum regionaltektonischen Verständnis weiter Gebiete dienen kann, nicht nur mit der in dieser Arbeit gegebenen Beschreibung der geologischen Aufschlüsse und der feldgeologischen Schlußfolgerung auf engerem Raume zufrieden geben wird. Die nächste Aufgabe muß es sein, den hier auftretenden Fragen und Problemen weiter zu folgen unter Zuhilfenahme aller modernen Erfahrungen und Methoden der Alpengeologie.

Bloß in Form kurzer Hinweise mögen hier einige Untersuchungen aufgezählt und erläutert sein, die geplant oder bereits begonnen wur-

den und infolge des jähren Kriegausbruches 1939 bisher nicht weitergeführt und zum Abschluß gebracht werden konnten.⁶⁾

Einmessungen der tektonischen B-Achsen an Ort und Stelle mit dem Geologenkompaß, vor allem in den Phyllitgebieten der Katschbergzone nach den von B. Sander am Tauernwestende erprobten und erfolgreichen Methoden: Schon heute läßt sich aussprechen, daß die tektonischen B-Achsen in der Katschbergzone vorwiegend ost—westlich orientiert sind, woraus sich die meridionale Hauptschubrichtung im Bewegungsbild der Katschbergzone ergibt. Auf diese Art dürfte durch exakte Messungen die Vorstellung einer ost—westlich gerichteten Hauptbewegungsphase („Tauernnische“, „Tauernsofa“ usw.) endgültig zu widerlegen sein.

Vergleich der Katschbergzone mit der Matreier Zone im Süden der Hohen Tauern: Eigene Erfahrung stellt das Hauptrüstzeug des Alpengeologen dar; ich empfinde es als einen großen Mangel, daß ich selbst bisher noch keine näheren Studien der Matreier Zone durchführen konnte. Die Verhältnisse der südlichen Katschbergzone (Schuppenbildungen und Gesteinsverknüchtungen auf engstem Raume in der Tschaneckschollenzzone der Torscharte) scheinen, wie aus dem Schrifttum zu ersehen ist, denen der Matreier Zone sehr ähnlich zu sein. F. Angel und C. Clar ziehen Vergleiche zwischen der Katschbergzone bzw. Speiereck und der Matreier Zone. Auch R. Staub betont die Ähnlichkeit der Matreier Zone mit den Verhältnissen am Katschberg und am Speiereck, welches letzteres er noch als hochpenninischen Schubsplitter deutet. Für eine Stellungnahme zu dieser Frage sind weitausgreifende regionalgeologische Erfahrungen nötig.

Der „Eisendolomit“ als Deformationstypus eines normalen Dolomitgesteines und nicht als stratigraphischer Begriff:

Einen wichtigen Bestandteil der Lisabichlschollenzzone stellen die sogenannten Eisendolomite dar. Die Beschreibung dieses Gesteines, sowie der Nachweis dessen Herkunft aus normal ausgebildetem „Radstädter“ Triasdolomit unter Einfluß tektonischer Auswalzung, Linsbildung und inniger Verschuppung mit Quarzphyllit, wobei vor allem sekundäre Stoffaustauscherscheinungen die bezeichnenden Merkmale des Eisendolomites hervorriefen, wurde im gesteinskundlichen Teil dieser Arbeit (Exner, 1939) geliefert. Das Karbonatgestein saugt die

⁶⁾ Aus technischen Gründen ist es derzeit nicht möglich, das auf die nachfolgenden Ausführungen bezügliche alpine geologische Schrifttum anzuführen.

in der Phyllitmasse mannigfaltig zirkulierenden Lösungen schwammartig auf und erfährt so die Umwandlung zum sogenannten Eisendolomit. Die Umwandlung kann so weit vorschreiten, daß sich sogar Nester spätigen Magnesits im Eisendolomit festsetzen, wie auch an einer Stelle in der Lisabichschollenzone (Stubeck-N-Kar) zu beobachten ist.

Auf Grund seiner eigentümlichen Erscheinungsform, der häufig in ihm auftretenden Vererzung und Magnesitbildung, vor allem aber auf Grund der Tatsache, daß sich Eisendolomite sehr häufig innerhalb paläozoischer Phyllitmassen und in nächster Nähe fossilführenden Karbons vorfinden, betrachten F. E. Sueß, F. Frech, L. Kober, R. Schwinner den Eisendolomit als ein typisch paläozoisches, wahrscheinlich karbones Sediment.

Ich bin zur Auffassung gelangt, daß der in den Phyllitgebieten der zentralen Ostalpen häufig anzuwendende, erstmals von F. E. Sueß, 1894, gebrauchte Gesteinsbegriff: „Eisendolomit“ nicht Gesteine eines konstanten, von vielen Geologen bisher als paläozoisch, meist als karbonisch beschriebenen stratigraphischen Horizontes umfaßt, sondern einen charakteristischen, unter bestimmten, vor allem an den Rändern der Phyllitgebiete in den Zentralalpen immer wiederkehrenden Verhältnissen entstandenen Deformationstypus karbonatischer Gesteine darstellt, die den verschiedensten stratigraphischen Horizonten ursprünglich angehörten. Durch tektonische Verschuppungs- und Verfaltungsvorgänge, durch Zerreibungen und Linsenbildungen geringer Mächtigkeiten wurden besonders die Dolomite verschiedenster stratigraphischer Horizonte mit phyllitischem Material verfaltet, verschuppt und in dieses gänzlich eingewickelt, so daß unter Einwirkung mechanischer Zerreibungsvorgänge und Umkristallisationen, vor allem aber unter dem Einfluß der in der umgebenden Phyllitmasse zirkulierenden Lösungen der Typus Eisendolomit entstand.

Zur Begründung dieser Auffassung hatte ich in erster Linie gesteinskundliche Untersuchungen an Hand eines aus den verschiedenen Eisendolomitvorkommen der zentralen Ostalpen zusammengetragenen Materiales geplant, deren Ausführung durch den Krieg unterbrochen wurde.

Da die Erkenntnis, daß der „Eisendolomit“, ebenso wie es F. Heritsch neuerdings wieder für die Bänderkalke ausspricht, einen Deformationstypus und keinen stratigraphischen Begriff darstellt, von regionalgeologischer Wichtigkeit ist, sei hier noch einiges aus eigenen Beobachtungen sowie aus diesbezüglichen Hinweisen im ostalpinen Schrifttum angeführt:

In erster Linie ist die Feststellung wichtig, daß wir in den Gebieten normaler, mächtig ausgebildeter paläozoischer Karbonatsedimente (Karnische Alpen, Grazer Paläozoikum, Kitzbühler Zone) den Eisendolomit als normales Formationsglied, d. h. in primärstratigraphischer Fazies einer paläozoischen Formation nicht kennen. R. Schwinner (1925) schreibt, daß Eisendolomite vom Nöblacher Joch „sehr ähnlich manchen aus dem Grazer Unterdevon“ werden. Etwas Derartiges konnte ich selbst nicht beobachten; es wäre interessant, in dieser Hinsicht nähere Einzelheiten zu erfahren. Finden sich Eisendolomite auch in diesen Gebieten, so handelt es sich wiederum um den beschriebenen Deformationstypus wenig mächtiger, von der Gesamtmasse der paläozoischen Kalke und Dolomite abgelöst und in den umgebenden Phyllit eingepreßter Schollen.

Im Mesozoikum der Radstädter Tauern wurden von V. Uhlig Eisendolomite innerhalb der Pyritschiefergruppe beschrieben. In der Umgebung der Felseralm sind die Uebergänge vom normalen Radstädter Triasdolomit über Brecciadolomit zu den typischen Eisendolomiten in Form wenig mächtiger, mit den Phylliten der Pyritschiefergruppe wiederholt wechsellagernder Gesteinsbänke sehr gut aufgeschlossen und ergänzen meine diesbezüglichen Beobachtungen in der Katschbergzone. Im Wildseekar ist die Gesteinsumwandlung nicht bis zur Ausbildung des Eisendolomitstadiums vorgeschritten, doch läßt sich hier an den prächtigen Felsaufschlüssen unter dem Karboden besonders deutlich beobachten, wie dort, wo die ersten Phyllitlagen im Hangenden des Triasdolomites schuppenartig in diesen eingreifen, der Triasdolomit äußerlich braun wird und seinem inneren Aufbau nach den Charakter des Brecciadolomites annimmt. Hierbei handelt es sich um tektonische Verschuppungen und Verfaltungen des normalen Radstädter Triasdolomites mit der Pyritschiefergruppe, wie das ja auch die Nordwand der Zehnerkar Spitze deutlich zeigt. Andererseits gibt es in den normalen wohlgebankten „Radstädter“ Triasdolomiten, z. B. des Pleislingkeiles, konkordant eingeschaltete, außen braun anwitternde Dolomitbänke, die mit Umbildungsvorgängen zu Eisendolomit nichts zu tun haben. Es darf keinesfalls jeder äußerlich braun anwitternde Dolomit als Vorstufe zur Eisendolomitbildung angesprochen werden.

Für den von L. Kober für paläozoisch gehaltenen Eisendolomitzug im Westgehänge des Gurpitschecks läßt sich dieses Alter nicht erweisen. Wahrscheinlich handelt es sich um einen vom darunterliegenden zusammenhängenden Mesozoikum der oberen Radstädter Decke losgelösten und dem Quarzphyllit eingefalteten mesozoischen Schollenzug; er ist aus dem Gurpitscheck-W-Kar nordwärts zum wasserscheidenden Hauptkamm zwischen Weißbriach- und Tauerntal und weiterhin in Richtung zur Tauernhöhe zu verfolgen. Quarzphyllite, Graphitphyllite, von Harnischflächen reichlich durchzogen, umgeben diesen Schollenzug und gleichen den betreffenden Gesteinen der Katschbergzone.

Dort, wo am Nordrand der Radstädter Decken Verschuppungen des Radstädter Mesozoikums mit Quarzphyllit auftreten, beschreibt F. Trauth Eisendolomite in der gleichen Deformationslage, wie wir sie aus anderen Gebieten bereits kennen. Auch hier stehen wir demselben Problem wie am Nöblacher Joch gegenüber (siehe unten): Während man doch unvoreingenommenerweise annehmen würde, daß sich in der Gesellschaft der zahlreich vorhandenen Jurakalke auch Triasdolomite innerhalb dieser Verschuppungen im Quarzphyllit

vorfinden, fehlen die normalen Triasdolomite hier. Statt ihrer sind es wieder die Eisendolomite in bekannter Ausbildung; sie vertreten auch hier die dolomitischen Triasgesteine und sind aus diesen hervorgegangen.

Die Eisendolomitzüge und Schollen innerhalb der Gurktaler Phyllite (z. B. aus der Umgebung des Turracher Sees, vom Rinsennock, von der Kotalm usw.) lassen sich nur selten in annähernd geschlossene Gesteinszüge eingliedern, sondern treten zumeist inmitten der Gurktaler Phyllite als isolierte Schollen auf, die mir das Ergebnis intensiver tektonischer Verschuppungs- und Verfaltungsvorgänge zu sein scheinen. K. Holdhaus vermutete 1921, daß es sich um „in das Karbon emporgepreßte Schubsplitter von Triasgesteinen“ handle. Eine stratigraphische Verbindung der Eisendolomite mit dem pflanzenführenden Karbon ist nicht gewährleistet.

Ganz bezeichnend ist die Verbreitung der Eisendolomite in der Kitzbühler Grauwackenzone und südlich des Inntales bis zum Silltal. Die Eisendolomite sind in diesen Gebieten auf den südlichen Teil der Quarzphyllitzzone beschränkt (R. v. Klebelsberg), was allenfalls durch Verschuppungs- und Verfaltungsvorgänge an der Südgrenze der Grauwackenzone zu erklären wäre. Der Schwazer Dolomit zeigt keine Anklänge an Eisendolomit.

Das klassische Gebiet der Eisendolomite befindet sich in den Tarntaler Bergen und deren tektonischer Fortsetzung gegen Osten. In Hinblick auf „Mitteltypen zwischen Eisendolomit und Triasbrecciendolomit“ spricht B. Sander schon 1911 von einer „entstehenden Eisendolomitfrage“. E. Hartmann schreibt 1913 von den Tarntaler Bergen: „Lokal geht der Eisendolomit in einen rostfreien, grau anwitternden, grauen Dolomit über, der vom Triasdolomit nicht zu unterscheiden ist“. Ebenso wie am Tauernostende finden sich auch hier Eisendolomite in wenig mächtigen, mit Quarzphyllit innig verfalteten unterostalpinen mesozoischen Schollenzonen vor.

Es ist bekannt (F. Kerner v. Marilaun), daß das Tribulaunmesozoikum am Steinacher Joch von der Quarzphyllitschubmasse der Steinacher Decke überschoben wird. Ueberwältigt vom Quarzphyllit, wurden die hangenden Jurakalke des Tribulaunmesozoikums von ihrer Unterlage abgerissen und liegen heute in Form eines wirren Schuppenbaues in der Gipfelregion des Steinacher Joches als metamorphe Glimmerkalke vor. Der unbefangene Beobachter fragt sich mit Recht, warum gerade nur die Jurakalke in diesen Schuppenbau miteinbezogen wurden. Wo bleiben die mächtigen triadischen Dolomite des Tribulaunmesozoikums? Ich vermute, daß die Triasfetzen heute in Form der am Steinacher Joch in großer Menge vorhandenen Eisendolomite gegeben sind.

In den Eisendolomiten des Nöflacher Joches ist deren sekundäre Entstehung unter Einwirkung der im Quarzphyllit zirkulierenden Lösungen nämlich besonders deutlich. Die Verquarzung schreitet stellenweise so weit vor, daß große Grobquarzblöcke zu beobachten sind, in denen nur noch kleine Eisendolomitbrocken schwimmen. Wertvolle Beschreibungen der Gesteinsausbildung des Eisendolomites und der posttektonischen Kristallisation des Magnesits, der auf Klüften und Lassen in den Dolomit einwandert, verdanken wir R. Schwinner. Aber die metasomatische Bildung des Magnesits im Eisendolomit ist kein Beweisgrund für das paläozoische Alter der Eisendolomite. Zu unterstreichen ist O. Meiers Bemerkung: „Da der Eisendolomit nirgends in unmittelbare Beziehung zu den pflanzenführenden Schiefern tritt, muß auch seine Zuteilung zum Karbon offen bleiben“.

In derselben Deformationslage, eingewickelt in Phyllitmassen, wurden die Eisendolomite der Ortlerregion und der Nordrandzone des Unterengadiner Fensters von W. Hammer beschrieben.

Vergleichend-stratigraphische Untersuchungen der mesozoischen Serien innerhalb der verschiedenen tektonischen Niveaus der Katschbergzone und ihrer Umgebung: Die fazielle Ausbildung der Trias in der Innerkrems unterscheidet sich bereits merklich von der unterostalpinen Trias der Radstädter Tauern und könnte als mittel- bzw. oberostalpin bezeichnet werden.¹⁾ In Anbetracht wenig metamorpher Dolomite und Kalke, die durch Quarzit, Quarzphyllit und phyllitische Konglomerathorizonte (Verrukano) geschieden werden, an denen die Metamorphose augenscheinlicher hervortritt, wird man an die Trias der Kalkkögel bei Innsbruck erinnert. Es bewahrheitet sich hier, daß sich die gleiche Intensität der deformierenden Faktoren in Karbonatgesteinen anders auswirkt, als in Abkömmlingen von Quarzsanden, Tonschiefern und Quarzkonglomeraten. Deshalb muß man nicht an dem triadischen Alter der betreffenden Gesteine zweifeln (A. Thurner). Von besonderem Interesse in diesem Zusammenhange ist das von H. Beck und K. Holdhaus beschriebene Profil im Graben: Einfahr—Sauerecknock (Innerkrems). Der Ansicht beider Autoren, daß es sich hier um ein geschlossenes Triasprofil vom skythischen Quarzit bis zum Hauptdolomit handelt, ist zuzustimmen; daraus ergeben sich aber weitere Folgerungen, die bereits zur nächsten Untersuchung (Tektonik des Nockgebietes, siehe unten) überleiten: An der Basis des Triasprofiles, unter dem skythischen Quarzit steht altkristalliner Glimmerschiefer an, der mit dem des Ainecks in Verbindung steht. Das Innerkremsmesozoikum lagert also dem altkristallinen Glimmerschiefer an dieser Stelle unmittelbar auf. Eine Bundschuhgneisdecke existiert nicht. Abgesehen von dem Eisenerzlager des Profiles (4 m mächtig) erscheinen im basalen Teil des Triasprofiles Eisendolomite und dunkle Phyllite mit Dolomitlinsen, deren triadisches Alter wiederum für die „Eisendolomitfrage“ von Interesse ist.

Untersuchungen über die Tektonik des Steirisch-Kärntnerischen Nockgebietes: Eine tektonische Zweigliederung innerhalb der altkristallinen Serien (Bundschuhgneis- und Granatglimmerschieferdecke L. Kober's) kann nicht vorgenommen werden. Die Konstruktion einer oberostalpinen Bundschuhdecke über einer mittelostalpinen Granatglimmerschieferdecke scheint auf eine

¹⁾ Eine derartige Eingliederung wurde ja auch bereits von L. Kober und anderen Autoren vorgenommen.

Detailbeobachtung G. Geyer's aus dem Jahre 1892 (siehe Erforschungsgeschichte!) zurückzugehen, die für eine solche Gliederung jedoch unzureichend ist. Es handelt sich bloß um eine Wechsellagerung von Gneis und Glimmerschiefer innerhalb des altkristallinen Verbandes. Am Kramerbühel und Schereck sind Uebergänge zwischen Granatglimmerschiefer und biotitführendem Paragneis zu beobachten. Auch hier fallen die Gesteine in Abhängigkeit von der Katschbergzone unter 25 bis 35° Neigung gegen SO ein.

Die alpidische Ueberschiebungsnatur der gesamten Gurktaler Phyllitmasse ist heute nicht mehr zu leugnen und zeigt an, daß wir uns auch im Osten der Katschbergzone durchaus nicht auf einem variszischen Horste befinden. Anlässlich eines Silurfundes bei Tiffen, zwischen Ossiacher-See und Feldkirchen, stellt F. Heritsch neuerdings an der Basis der Gurktaler Schubmasse eine Unter- und Obersilur führende Verfaltungs- und Verschuppungszone fest und vermutet „in den wildgefalteten und mit Quarzphylliten der Gurktaler Schubdecke verfalteten Marmoren von Tiffen... Trias“. Einer ähnlichen Verfaltungs- und Verschuppungszone scheint auch die Bänderkalkserie der Innerkrems anzugehören.

Schließlich finden wir in der Anordnung der Lagerstättenstockwerke (O. Friedrich) und der morphologischen Einheiten großartige Gesetzmäßigkeiten der jüngeren Geschichte unseres Gebirgsabschnittes, deren Untersuchung von großem Interesse ist:

Pierre Termier schildert den Eindruck, welchen er auf der Alpenexkursion der Geologischen Vereinigung im Jahre 1912 von der großartigen Morphologie der Katschbergzone empfand, mit folgenden Worten: „Vom Gipfel des Tschaneck hatten wir eines der schönsten Bilder vor Augen, das sich ein Tektoniker nur wünschen kann. Die Gneis- und Granitkette der Hohen Tauern fiel scharf abgeschnitten gegen uns ab, bis zur halben Höhe wie umwickelt von ihrer schiefrigen Hülle und verschwand unter der Mischungszone, auf der wir standen. Wenn wir uns umwandten, sahen wir nach rückwärts diese Mischungszone selbst in gleicher Bewegung unter einem ausgedehnten gesenkten und welligen Gelände verschwinden, das einen düsteren Anblick bot... Ich konnte diesen majestätischen Abfall der Hohen Tauern unter den Schild der alten Gneise und Glimmerschiefer, dieses Verschwinden des großartigen Gebirges in den flachen Linien eines einförmigen Landes, nur dem Untergang eines stolzen Schiffes vergleichen, das im eintönigen Wellenmeer versinkt.“

Eine befriedigende Lösung der Frage, wie es im Laufe der jüngeren morphologischen Entwicklung der Alpen zu einem so scharfen morphologischen Kontrast kommen konnte, steht noch aus. Aus dem Vorkommen tertiärer Braunkohlen im Lausnitzgraben in 1700 m Seehöhe kann man mit Recht schließen (R. Schwinner), daß die weiten Verebnungsflächen des Steirisch-Kärntnerischen Nockgebietes dem altmiozänen Relief der Ostalpen entsprechen.⁸⁾ Die Kohlenfunde R. Schwinners im Margarethengraben und das neuerdings von S. Prey beschriebene Tertiärvorkommen an den tieferen Nordhängen des Schwarzenberges vermitteln zu den bekannten Jungtertiärablagerungen im breit eingesunkenen Tamsweger Becken.

Ungelöst aber ist die Frage, wo sich die Aequivalente dieser Einbnungsflächen in den anschließenden Hohen Tauern befinden.

Gerade solche Stellen, wie das Ost- und Westende der Tauern, sind als Ausgangspunkt für Untersuchungen geeignet, die sich mit der morphologischen Entwicklung des Hochgebirges der zentralen Ostalpen befassen.

⁸⁾ Inwieferne diese Auffassung im Sinne der neueren, von A. Winkler-Hermaden angebahnten jüngeren (höchstens oberstmiozänen) Einstufung der ältesten ostalpinen Altflächenreste zu modifizieren ist, wird noch zu untersuchen sein.

Schrifttum.

- Becke F.: Bericht über die Aufnahmen am Nord- und Ostrand des Hochalm-massivs. Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss. Wien, math.-nat. Kl. Bd. 117, Abt. I, 1908.
- Bericht über geologische und petrographische Untersuchungen am Ostrande des Hochalmkernes. Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., Bd. 118, Abt. I, 1909.
- Ostrand des „Lepontinischen Tauernfensters“ und Zentralgneis. Führer zur geologischen Exkursion in Graubünden und in den Tauern. Geolog. Rundschau, Bd. III, 1912.
- und V. Uhlig: Erster Bericht über petrographische und geotektonische Untersuchungen im Hochalmmassiv und in den Radstädter Tauern. Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., Bd. 115, Abt. I, 1906.
- Clar E.: Ueber Schichtfolge und Bau der südlichen Radstädter Tauern. Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., Abt. I, 146, 1937.
- Exner Ch.: Das Ostende der Hohen Tauern zwischen Mur- und Maltatal. I. Teil: Gesteine und Schichtfolge. Jahrbuch der Zweigstelle Wien der Reichsstelle für Bodenforschung, 89. Bd., 1939, Heft 3 und 4.
- Das Ostende der Hohen Tauern zwischen Mur- und Maltatal. II. Teil: Bewegungsbild der Silbereckmulde. Mitteilungen der Reichsstelle für Bodenforschung, Bd. 1, Heft 4, Wien 1940.
- Geyer G.: Reisebericht über die geologischen Aufnahmen im Lungau. Verh. d. Geol. Reichsanst. Wien, 1892.
- Vorlage des Blattes „St. Michael“. Verh. d. Geol. Reichsanst. Wien, 1893.
- Heritsch F.: Geologischer Führer durch die Zentralalpen östlich vom Katschberg. Sammlung geologischer Führer, Bd. 32, 1926.
- Obersilur bei Tiffen zwischen Ossiacher See und Feldkirchen. Anzeiger d. Akademie d. Wiss. in Wien, Sitzung d. math.-nat. Klasse vom 19. Dezember 1940.
- Kober L.: Regionaltektonische Gliederung des mittleren Teiles der ostalpinen Zentralzone. Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., Abt. I, Bd. 130, 1921.
- Das östliche Tauernfenster. Denkschr. d. Akad. d. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., Bd. 98, 1922.
- Meier O.: Studien zur Tektonik des Tauernfensterrahmens am Brenner. Mitteil. Geol. Ges. Wien, Bd. 18, 1925.
- Prey S.: Aufnahmsbericht über das Blatt St. Michael (5151). Verh. Geol. Bundesanst. Wien, 1938.
- Aufnahmsbericht für 1938 über geologische Aufnahmen für eine Entwässerung des oberen Murtales im Lungau auf Blatt 5151. Verh. Zweigst. Wien d. Reichsst. f. Bodenforschung, 1939.
- Ueber die Katschbergschiefer. Bericht d. Reichsstelle f. Bodenforschung, Jahrg. 1941, Seite 115—119, Wien 1941.
- Schwinner R.: Der Bau des Gebirges östlich von der Lieser. Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss. Wien, math.-nat. Kl. Bd. 136, Abt. I, 1927.
- Stiny J.: Zur technisch-geologischen Kenntnis der Radstädter Tauern. „Geologie und Bauwesen“, Jahrg. 12, 1940.
- Stur D.: Die geologische Beschaffenheit der Centralalpen zwischen dem Hochgolling und dem Venediger. Jahrb. d. Geol. Reichsanst. Wien, 1854.
- Termier P.: Les nappes des Alpes orientales et la synthèse des Alpes. Bull. Soc. Géol. Fr., 4. sér., t. 3, 1903.
- Uhlig V.: Zweiter Bericht über geotektonische Untersuchungen in den Radstädter Tauern. Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., Bd. 117, Abt. I, 1908.

Erklärung zu den Tafeln.

Abb. 1.

Der Tschaneck-Rücken. Im Süden (links!) das „Unter-Tschaneck“, P. 2014 (Tschaneck-Südgipfel). Im Norden (rechts!) die „Tschaneck-Höhe“ (Tschaneck-Nordgipfel). Ansicht von P. 1870, aus dem Osten.

Der Beschauer steht auf dem welligen, von unterostalpinem Quarzphyllit (QP im Vordergrund!) aufgebauten bewaldeten Gelände westlich der Katschberghöhe und blickt auf die im Liegenden des Quarzphyllites auftauchende mesozoische unterostalpine Schollenzone (Tschaneck-Schollenzone) des Tschaneck-Rückens. Erst hinter dem Bergrücken trifft man im Liegenden der unterostalpinen Schollenzone auf die streng ebenflächig und regelmäßig gegen Osten eintauchende Gesteinsserie der Hochalmschieferhülle, von der im Bilde nur einige, in höhere tektonische Niveaus emporgeschuppte Grünschieferlagen (G) zu sehen sind.

Unter der zusammenhängenden Quarzphyllitmasse der Katschberghöhe (QP im Vordergrund), der am Tschaneck-Nordgipfel ein größerer Glimmerkalkzug (Gl-K) eingeschaltet ist, erscheint Quarzit (Qu) und darunter Triasdolomit (Do). Der Triasdolomit läßt sich ringförmig um den Berg herum verfolgen; er baut die markanten hellen Wandstufen auf. Ueber diesem Triasdolomit-„Ring“ baut Quarzphyllit mit basalen Quarzitlagen die Gipfelregion des Unter-Tschanecks (Tschaneck-Südgipfel) auf und stellt somit eine, durch Erosion vom zusammenhängenden Quarzphyllit der Katschberghöhe losgelöste, über dem Tschaneck-Mesozoikum liegende Deckscholle dar.

Abb. 2.

Die Tschaneck-Ostflanke und das dahintergelegene Speiereck (südlichster Berg der Radstädter Tauern). Ansicht vom Tschaneck-Ostkamm, halbwegs zwischen P. 2014 und P. 1870.

Die auf Abbildung 1 dargestellte Tschaneck-Ostflanke ist hier im Querprofil zu sehen (Osten = rechts!, Westen = links!). Die Quarzite (Qu) (links auf Abb. 1) überragen den Triasdolomit (Do) des Tschanecks. Im Hangenden folgt die Quarzphyllitmasse (QP) der Katschberghöhe.

Das Mesozoikum des Tschanecks stellt sich als stratigraphisch verkehrt liegende Serie (Liegendschenkel) der unterostalpinen Quarzphyllitmasse der Katschberghöhe dar. Dieser Liegendschenkel der Quarzphyllitmasse läßt sich von Mauterndorf über die Ost- und Südosthänge des Speierecks (Hintergrund rechts!) auf das Tschaneck verfolgen.

Abb. 3.

Intensive Gesteinsverknüpfung in nördlicher Fortsetzung der unterostalpinen Tschaneckschollenzone. Steinbruch Litzdorf bei St. Michael in Lungau.

Eine infolge starker tektonischer Durchbewegung walzenförmig umgeformte Triasdolomitlinse schwimmt im Bänderkalk. Das Lichtbild zeigt die Steinbruchwand, durch welche das Profil der Fig. 3 hindurchgelegt ist. Im oberen Teil der Steinbruchwand ist der unterostalpine Quarzphyllit zu sehen.

Abb. 4.

Intensive Gesteinsverknüpfung in der unterostalpinen Lisabicht-Schollenzone. Südlicher Steinbruch am Lisabicht (westlich der Katschberghöhe).

Zusammengepreßte Graphitkalkscholle (Hammerkopf!) inmitten plastisch deformierter Bänderkalke.

Abb. 5.

Die Torscharte. Links (Südosten) der Stubeckgipfel, P. 2365. Rechts (Nordwesten) P. 2413. Ansicht aus Nordosten, aus dem Hochtal des Wolfsbaches.

Ueber der Phyllit-Grünschieferserie der Hochalmschieferhülle (HoS) (rechts!) folgt das unterostalpine Mesozoikum der Tschaneck-Schollenzone (TS); die klippenartig aufragenden Triasdolomitschollen sind als weiße Flecke zu sehen. Darüber bildet der unterostalpine Quarzphyllit (QP) das wellige Gelände rings um die breite Senke der Torscharte. Ein inmitten der Quarzphyllite am Stubeck-Nordwesthang hindurchstreichender Kalkzug entspricht der Lisabichl-Schollenzone (LiS). Den Stubeckgipfel (links!) bauen altkristalline Glimmerschiefer (Gls) auf.

Abb. 6.

Blick auf die Torscharte von Süden. Westen = links, Osten = rechts.

Der Zentralgneis der Hochalmdecke (HoGn) baut (links!) den Kamm Faschaunereck—Wandspitze auf. Darüber folgt die in Form ausgedehnter ebenflächiger Gebirgshänge südöstlich einfallende Hochalmschieferhülle (HoS). Die hellen Kalkschollen westlich über der Torscharte stellen die im Hangenden der Hochalmschieferhülle durchstreichende unterostalpine Tschaneck-Schollenzone (TS) dar. Im Hangenden der Tschaneck-Schollenzone folgt das Quarzphyllitgelände (QP) der Torscharte. Innerhalb der Quarzphyllite ist im Vordergrund (rechts!) die südlichste Kalkscholle der Lisabichl-Schollenzone (LiS) zu sehen.

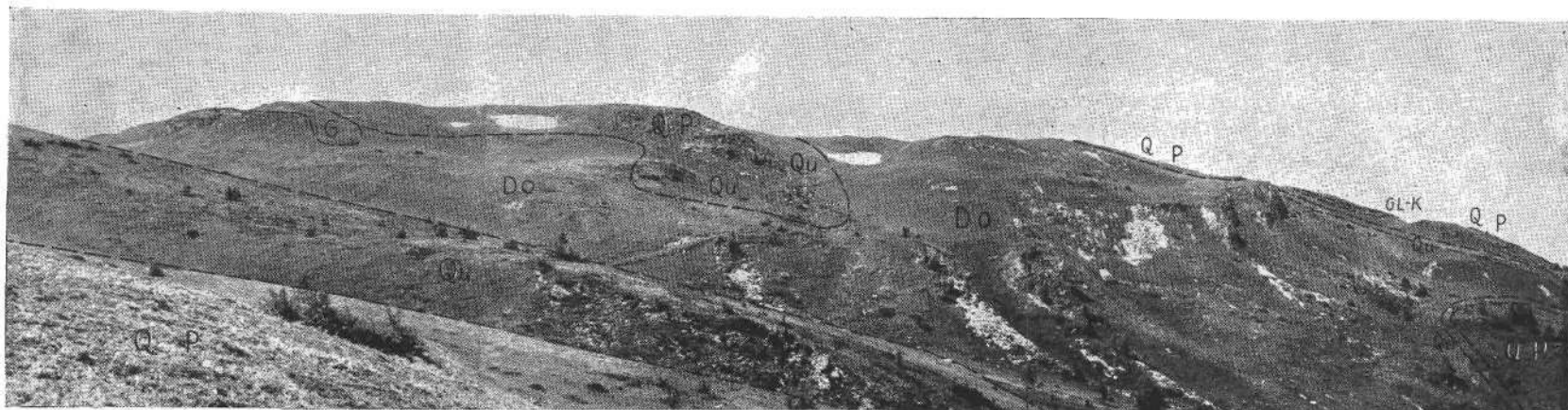


Abb. 1.

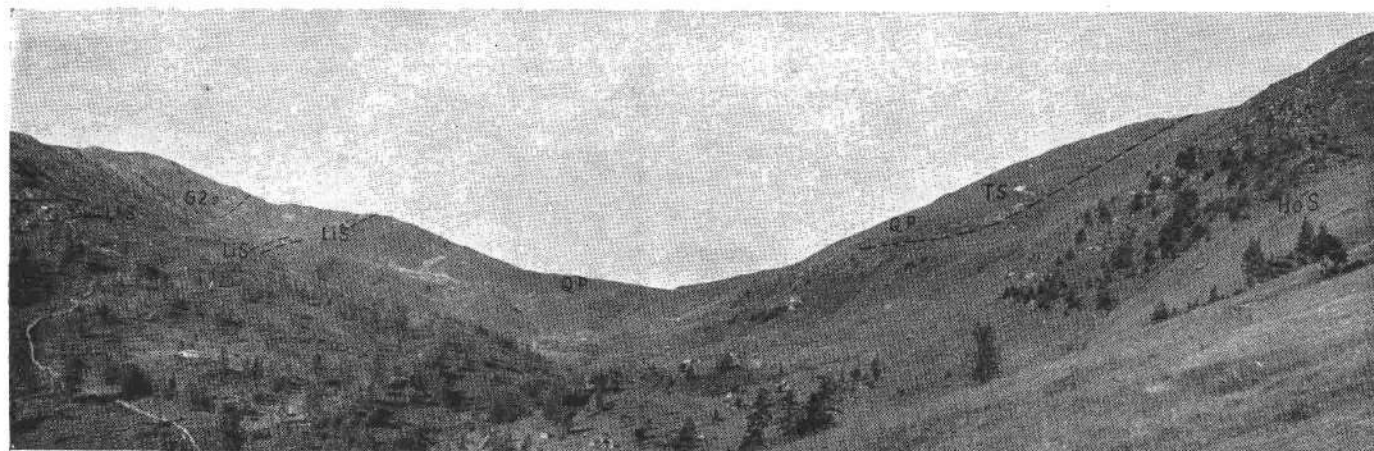


Abb. 5.



bb. 2.

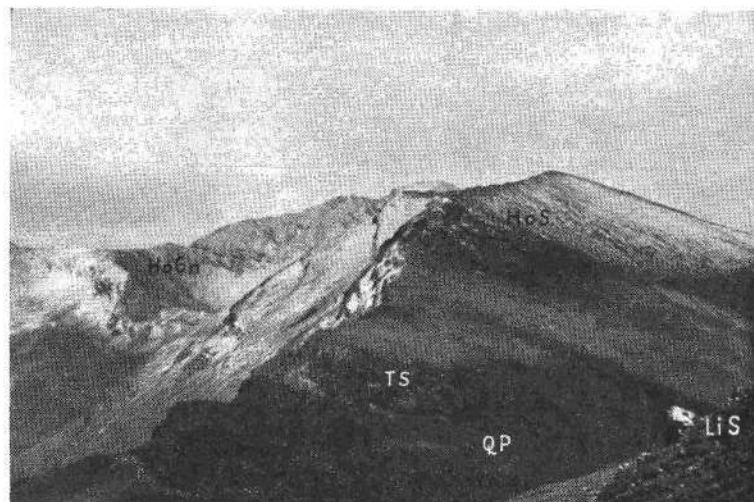


Abb.

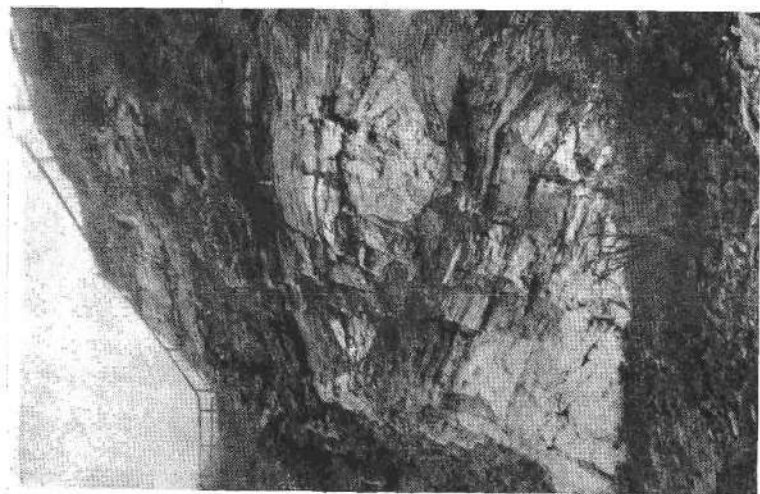


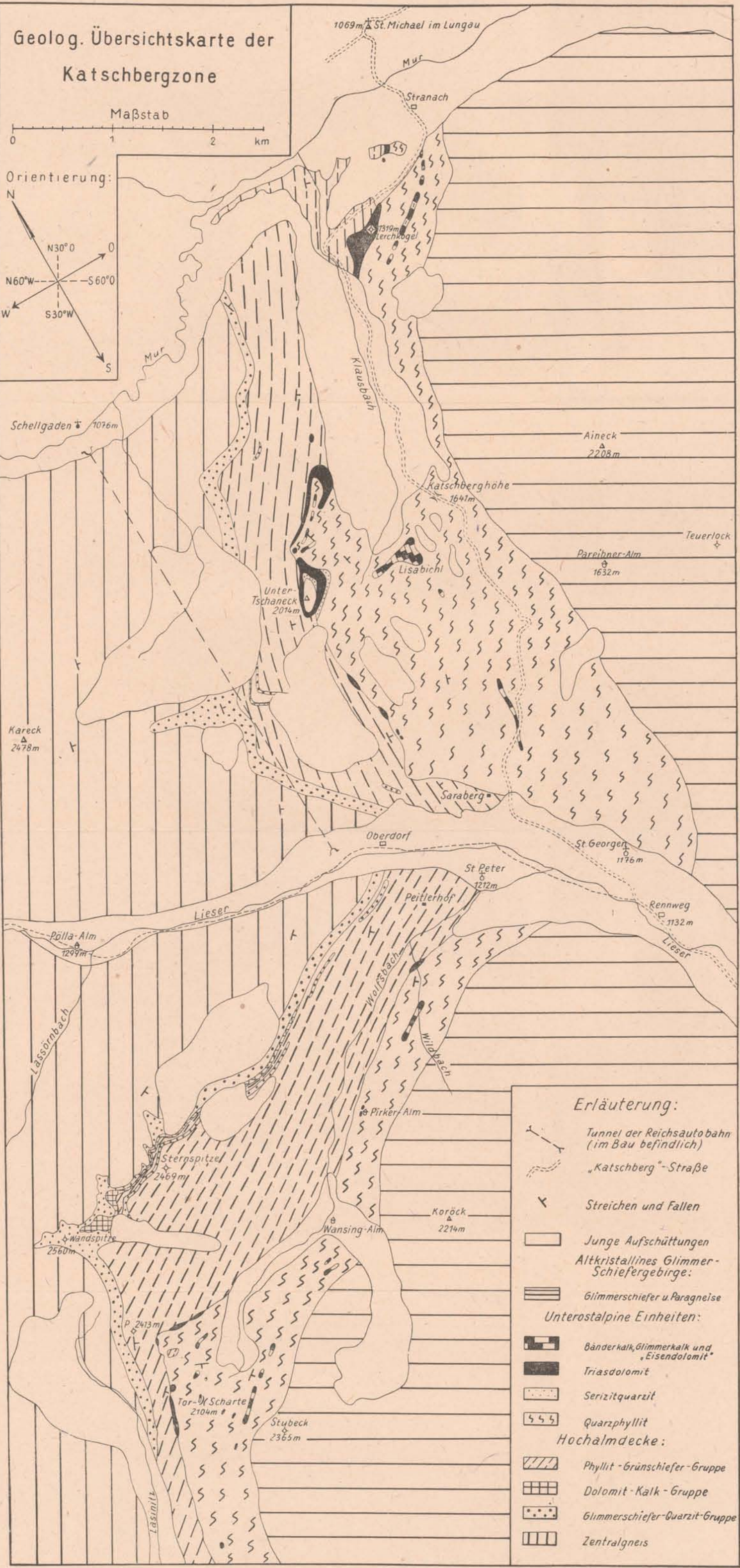
Abb. 3.



Abb. 4.

Tabellarische Uebersicht
über die geologischen Verhältnisse der beiden unterostalpinen mesozoischen Schollenzonen der Katschbergzone.

Kennzeichnende Merkmale:	Tschaneckschollenzone:	Lisabichlschollenzone:
Gesteinsbestand (Siehe Teil I, 1939.)	Serizitquarzit, Graphitquarzit, Dolomit (Typ 1, 2 und 3), Kalk und Kalkmarmor (Typ 1, 2, 3, 4, 5 und 6)	Serizitquarzit, Dolomit (Typ 3 und 4), Kalk und Kalkmarmor (Typ 3, 4, 5 und 6), Graphitkalk und Graphitquarzit
Stoffaustausch mit dem unterostalpinen Quarzphyllit; nachgewiesen an Hand verschiedener Dolomitausbildungen, welche Veränderungen des normalen „Radstädter“ Triasdolomites darstellen. (Siehe Teil I, 1939.)	Nur an einigen, wenig mächtigen, vom Hauptkörper losgetrennten und nunmehr in Quarzphyllit isoliert schwimmenden Schollen erkennbar	Durch die gesamte Schollenzone hindurch verfolgbar (Umwandlung des Triasdolomites zu „Eisendolomit“!)
Maximale Mächtigkeit	Zirka 50 m (Lerchkogel)	Zirka 30 m (Lisabichl)
Topographische Lage	Westliche Schollenzone. Mit Unterbrechungen verfolgbar vom Bergfuß südlich St. Michael im Lungau bis nach Dornbach im Maltatal; Erstreckung: 20 km Luftlinie	Oestliche Schollenzone. Mit Unterbrechungen verfolgbar vom Bergfuß südlich St. Michael im Lungau bis zu einem 600 m S der Torscharte gelegenen Punkte; Erstreckung: 13.5 km Luftlinie
Stratigraphische Beziehung zum unterostalpinen Quarzphyllit	Stratigraphischer Verband in Form einer klar ausgebildeten, verkehrt liegenden Schichtfolge (von unten nach oben: Triasdolomit—Quarzit—Quarzphyllit) am Tschaneck. Diese Serie stellt den Liegendschenkel der unterostalpinen Quarzphyllitmasse dar und findet sich in eben derselben Ausbildung am Süd- und Ostgehänge des Speierecks, somit in den südlichsten Radstädter Tauern	Infolge intensiver Einwickelungs- und Verschuppungsvorgänge ist ein stratigraphischer Verband der mesozoischen Schollen mit Quarzphyllit nicht erkennbar
Tektonische Beziehung zum unterostalpinen Quarzphyllit	Die Schollen sind in der Regel an die Liegendgrenze der unterostalpinen Quarzphyllitmasse gebunden und lagern der Schieferhülle der Hochalmdecke unmittelbar auf. Nur dort, wo Verschuppungs- und Zerreißungsvorgänge stark überhandnehmen (vor allem im Süden des Gebietes), liegen Schollen bereits in den untersten Lagen der Quarzphyllitmasse	Die Schollen befinden sich inmitten der Quarzphyllitmasse und sind mit Quarzphyllit innigst verfaltet und verknetet. Sie halten jedoch in ihrer Gesamtheit ein gewisses tektonisches Niveau innerhalb der Quarzphyllitmasse ein, so daß zirka zwei Drittel der Quarzphyllite in ihrem Liegenden und zirka ein Drittel in ihrem Hangenden anzunehmen sind
Anschluß an die tektonischen Einheiten der südlichen Radstädter Tauern	Untere Radstädter Decke (Speiereckschuppe)	Fraglich. Ein Anschluß an die obere Radstädter Decke wäre denkbar. Die schlechten Aufschlüsse zwischen Mauterndorf und St. Michael im Lungau lassen jedoch keine sichere Beweisführung für diese Anschauung zu



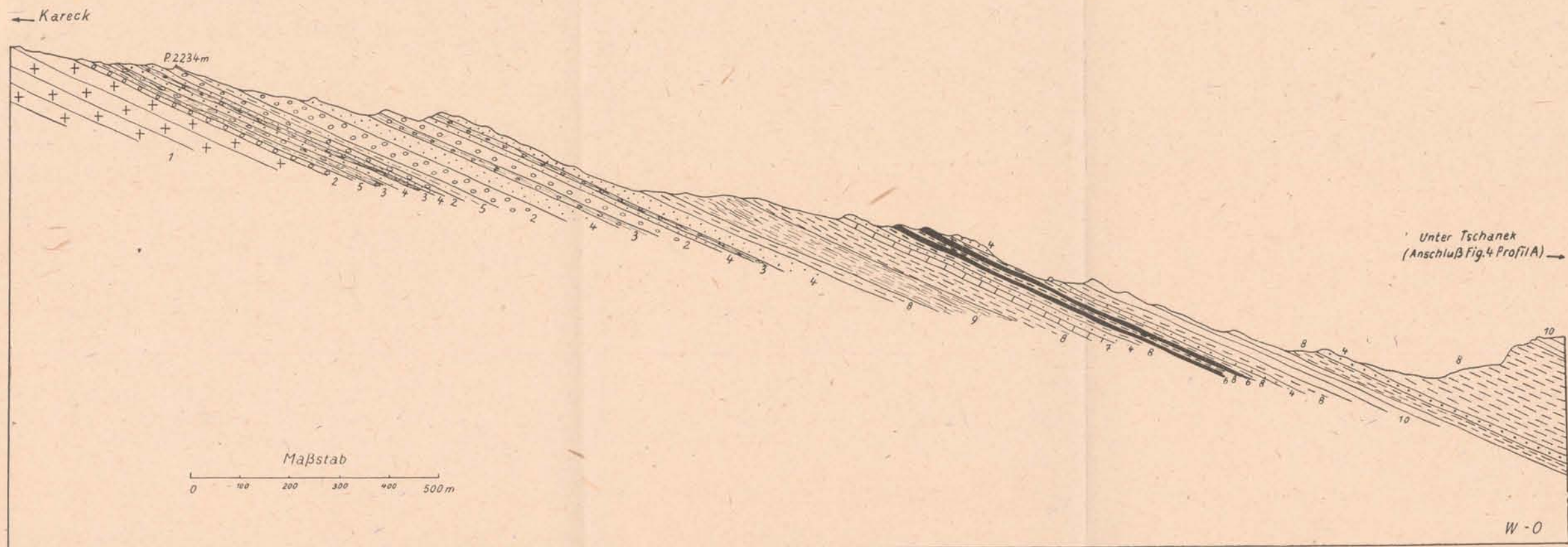


Fig. 1.

Profil durch die Schieferhülle der Hochalmdecke am wasserscheidenden Hauptkamme zwischen Mur- und Liesertal.
(Der unmittelbar östliche Anschluß ist auf Fig. 4, Profil A, dargestellt.)

Zentralgneis:

- 1 Aplit- und Migmatitgneis mit zwischengeschalteten Lagen von Prasinit, Glimmerschiefer und Chlorit-Serizitquarzit.

Glimmerschiefer-Quarzit-Gruppe:

- 2 heller Albitinjizierter Glimmerschiefer,
- 3 dunkler Albitinjizierter Glimmerschiefer,
- 4 Serizitquarzit,
- 5 Chlorit-Serizitquarzit,
- 6 isolierte Vorkommen der Gesteine 2-5 in höherer tektonischer Lage.

Dolomit-Kalk-Gruppe:

- 7 Glimmerkalk und Dolomit.

Phyllit-Grünschiefer-Gruppe:

- 8 Kalkphyllit,
- 9 Glanzschiefer,
- 10 Grünschiefer.

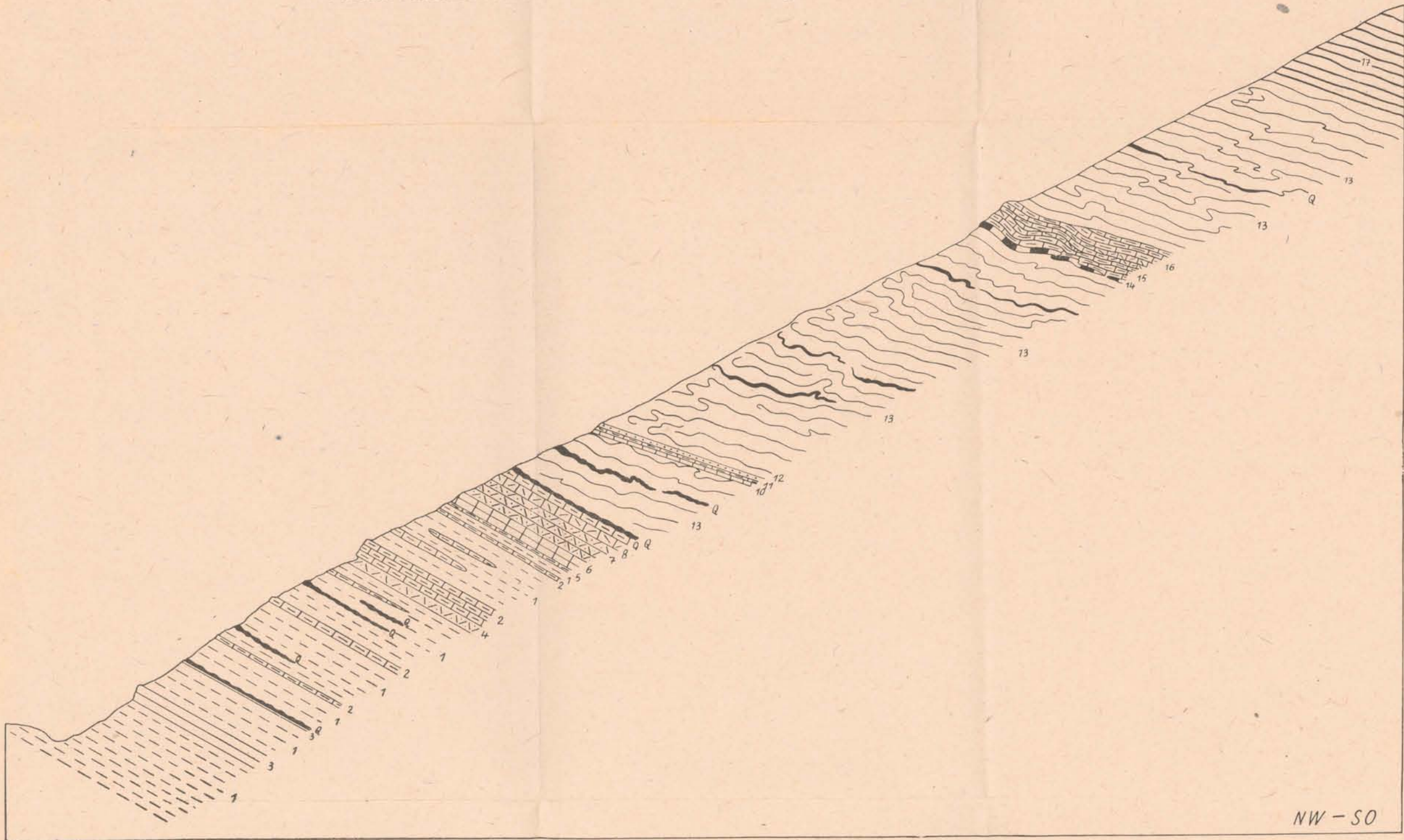


Fig. 6.

Gesamtprofil durch die unterostalpinen Deckeneinheiten zwischen Lieser- und Maltatal, mit den Hangendlagen der Hochalmschieferhülle und der Basis des altkristallinen Glimmerschiefers.
Wildbachgraben im rechten Gehänge des Wolfstales, halbwegs zwischen St. Peter und Pirkeralm.

Schieferhülle der Hochalmdecke:

- 1 Kalkphyllit,
- 2 Glimmermarmor,
- 3 Grünschiefer,
- 4 Rauhwacke,
- 5 Glimmerkalk und rauhwackiger Kalk.

Unterostalpine Tschanekschollenzone:

- 6 dichter, gleichmäßig gebankter grauer Kalk,
- 7 dünn geschichtete kalkhaltige Rauhwacke,
- 8 Brecciendolomit,
- 9 Glimmerkalk,
- 10 hellgelber Dolomit,
- 11 phyllitischer dunkler Kalk, von Kalkspatadern durchsetzt,
- 12 Serizitquarzit.

Unterostalpine Quarzphyllit:

- 13 Quarzphyllit.

Unterostalpine Lisabichlschollenzone:

- 14 Graphitkalk und Graphitquarzitkalk,
- 15 Bänderkalk und Glimmerkalk,
- 16 Brecciendolomit.

Altkristalliner Glimmerschiefer:

- 17 diaphthoritischer Granatglimmerschiefer.

Q = Quarzgang.