

Zum Zentralgneis-Problem der östlichen Hohen Tauern

Von Ch. Exner, Wien

(Besprechung der stratigraphischen und tektonischen Grundzüge im Bau der östlichen Hohen Tauern. Der variszische Granit mit seinen Migmatiten und Ganggeföge wurde im Zuge der alpidischen Orogenese regeneriert. Beobachtungen über die verschiedenen Teilerscheinungen der Regeneration werden mitgeteilt: Blastomylonite, Alkalimobilisation, Reaktivierung des Ichors, junge Feldspatgeneration im Gegensatz zu den alten Granitfeldspaten, Probleme der Deformation und Regeneration alter Migmatitzonen, Zentralgneisproblem.)

(Discussion of the stratigraphic and tectonic characteristics of the structure of the Eastern Tauern Range. The hercynian granite with its migmatites and dyke swarms (Ganggeföge) was regenerated in the course of the alpidic orogenesis. Observations regarding the various phases of the regeneration: Blastomylonites, alkali mobilisation, reactivation of the ichor, more recent feldspar generation in contrast to the old granite feldspars, problems of the deformation and regeneration of old migmatite zones the central gneiss problems.)

(Discussion des caractéristiques stratigraphiques et tectoniques de la structure de montagnes des Tauern orientales; Le granit hercynien avec ses migmatites et ses gangues est régénéré au cours de l'orogénèse alpine. Des observations sur les phases et phénomènes différents de la régénération sont indiquées. Blastomylonites alcalimobilisation, réactivation de l'ichor, la génération plus récente de feldspath en contraste avec les vieux feldspaths graniteux; problèmes de la déformation et de la régénération de vieilles zones de migmatites. le problème du gneiss central.)

Die grundlegenden Untersuchungen über das Verhältnis zwischen differentieller Gesteinsdurchbewegung und Kristallisation sind bekanntlich vom Tauern-Westende (B. Sander) ausgegangen. Eine Reihe neuerer Arbeiten von B. Sander und seinen Schülern befassen sich im westlichen Teil des Tauernfensters mit Deformations- und Kristallisationserscheinungen, wobei der Stand der Kenntnisse bereits weit vorgeschritten und als Vorbild für ähnliche Untersuchungen in anderen Gebieten stets mit Erfolg heranzuziehen ist.

Ähnlich wie in den westlichen Tauern, so herrscht auch in den östlichen Hohen Tauern, auf die wir uns im folgenden beschränken wollen, tiefentektonische Walz- und Gleitdeformation während der alpidischen Orogenese mit Regionalmetamorphose (Tauernkristallisation) in der Epidotamphibolit- bis Grünschieferfazies.

Durch geologische Aufnahmen und petrographische Untersuchungen war es möglich, auf die genetische Abfolge der Gesteinsprägungen des Gebirgskörpers der östlichen Hohen Tauern einiges Licht zu werfen. Räumlich läßt sich ein tieferes Stockwerk (innere Regionen des Hochalm-Ankogel-Massivs und Sonnblick-Kernes) mit alpidischer Einengungstektonik und Starkwirkungsbereich der alpidischen Regionalmetamorphose unterscheiden von einem höheren Stockwerk mit alpidischer Tangentialtransport-Tektonik und Schwachwirkungsbereich der alpidischen Regionalmetamorphose.

Zeitlich tritt recht deutlich der Unterschied zwischen der alpidischen Hauptorogenese und den späten, bloß lokal ansetzenden Bewegungsphasen und Störungszonen in Erscheinung. Die Vorgänge der alpidischen Hauptorogenese in den östlichen Hohen Tauern entsprechen jener Zeit, als der Gebirgskörper noch tief in der Erdkruste versenkt war. Für diesen Zeitabschnitt sind stetige Deformationen und Kristallisationen, welche die differentielle Gesteinsdurchbewegung zeitlich überdauerten, charakteristisch. Mit der Hebung des Gebirgskörpers und der Reduktion der auflastenden Gesteinsdecken

nimmt die Regenerationsfähigkeit des Gebirgskörpers ab. Differentielle Gesteinsdurchbewegung wird nun nicht mehr durchwegs von Rekristallisation der Gesteinsgemengteile überholt. Es kommt zur Ausbildung postkristallin gequälter Gneise. Es bilden sich zahlreiche lokale Phyllonitisationszonen, wobei die Regenerationsfähigkeit der alten Granitfeldspate abnimmt und hauptsächlich nur mehr Albit, Quarz, Muskowit, Chlorit und Karbonate rekristallisieren. Endlich wird der ganze Gebirgskörper so spröde, daß die Entstehung von Hohlräumen möglich wird. Nun klaffen Reißklüfte und Fugen auf, in denen die Kluftminerale und diskordante Goldquarzgänge zum Absatz gelangen. Noch später stellen sich Zerrüttungszonen und Verwerfungen mit Sprunghöhen in der Größenordnung von Meterzehnern ein.

Diese zeitliche Skizze gilt in ihrer Gesamtheit für das tiefere Stockwerk und die südlichen Gebiete. Die höchsten Lagen des oberen Stockwerks und die nördlichen Gebiete gelangten bei der alpidischen Hauptorogenese gar nicht in den Starkwirkungsbereich der Tauernkristallisation.

Von stratigraphischen und tektonischen Überlegungen ausgehend, wird im folgenden der Versuch unternommen, an konkreten Beispielen die alpidische Regeneration des variszischen Grundgebirges der östlichen Hohen Tauern zu illustrieren. Bezüglich der Blastomylonite und Alkalimobilisationen herrscht heute wohl Einigkeit unter den Forschern, die sich mit den östlichen Hohen Tauern befassen oder befaßt haben. Die zeitliche Stellung der Gneisgranite, worunter ich annähernd regellos körnige (Biotit zeigt jedoch meist flächiges Parallelgefüge) Vertreter des granitischen Gesteinsstammes aplitischer bis tonalitischer Zusammensetzung verstehe, mit ihren Migmatitzonen und basischen Gängen ist noch Gegenstand der Diskussion. Ich betrachte sie in Analogie zu den Zentralgraniten des Aarmassivs als variszische Granite, die jedoch in den tektonisch tieferen Zonen der Tauern alpidisch remobilisiert und reaktiviert wurden. Diese Auffassung habe ich während meiner Studien-

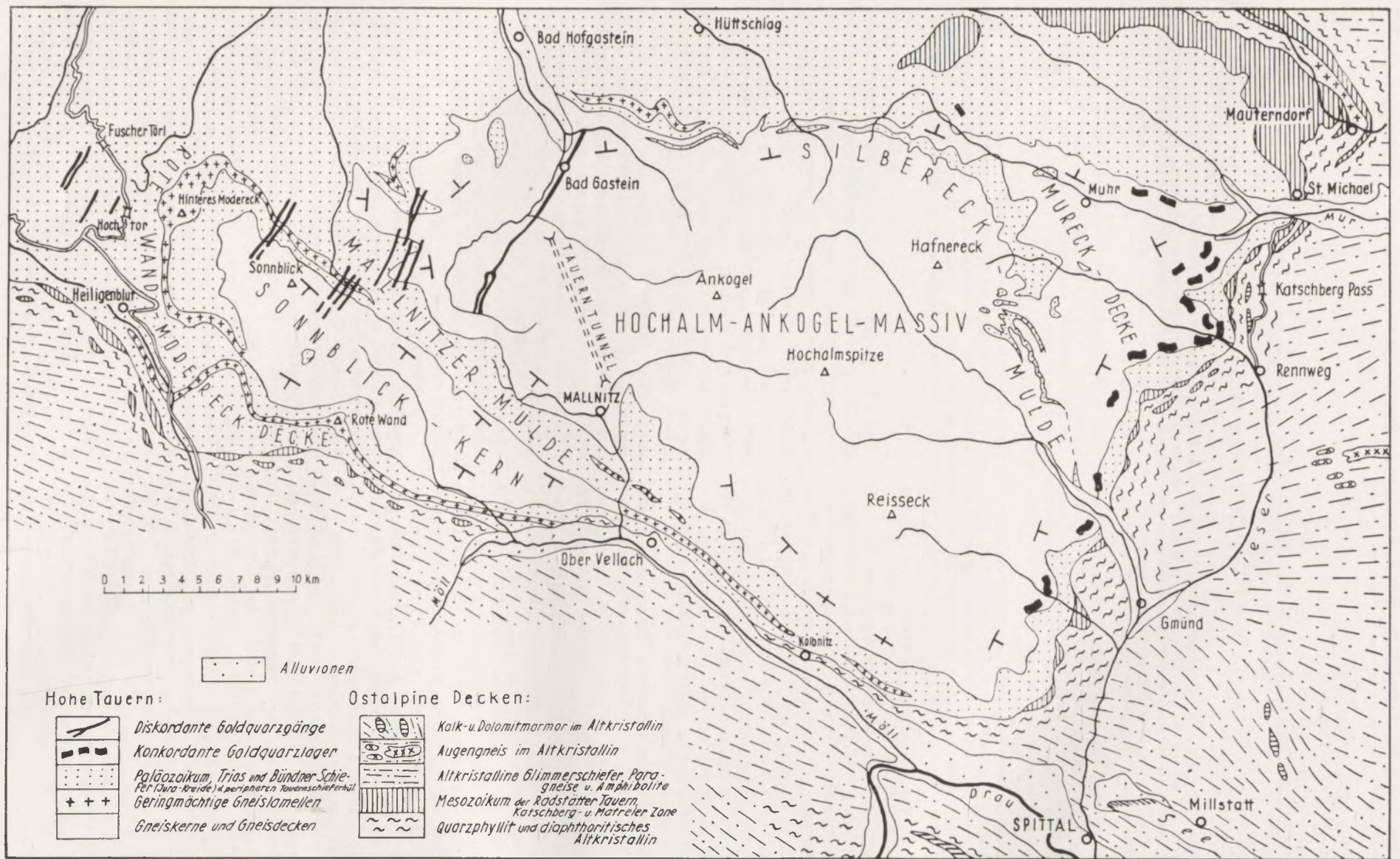


Abb. 1: Tektonische Übersichtskarte des östlichen Tauernfensters

jahre vor 1939 gewonnen und seit 1946 systematisch in Detailstudien verfolgt. Der Problemkreis kann noch lange nicht als abgeschlossen und in allen Einzelheiten geklärt betrachtet werden. Viele mineralogisch-petrographische Detailfragen sollten noch gründlich untersucht werden, was jedoch die Arbeitskraft eines einzelnen mit feldgeologischen und tektonischen Untersuchungen beschäftigten Geologen überschreitet. Wertvolle neue Beobachtungen liefert derzeit vor allem G. Frasl (Wien).

Die folgenden Ausführungen stützen sich auf geologische und petrographische Arbeiten in den östlichen Hohen Tauern von F. Becke, M. Stark, L. Kober, A. Winkler-Hermaden, H. P. Cornelius und E. Clar, F. Angel und R. Staber, O. M. Friedrich, A. Kieslinger, S. Prey, E. Braumüller, G. Frasl und Verfasser. Da diese Gelegenheitsschrift bloß den Zweck hat, einige Beispiele für Regeneration im Tauerngneis vorzuführen, das Problem der Gneisgranite kurz zu skizzieren und allenfalls den Exkursionisten im Anschluß an die Leobener Mineralogentagung 1953 als Behelf zu dienen, muß auf tief-schürfende Betrachtungen, historische Darstellung des Zentralgneisproblems (24), Abwägung und Zitieren der verschiedenen derzeitigen Meinungen, sowie Darstellung des für die gesamte Fragestellung sehr wichtigen allgemeinen geologischen Entwicklungsbildes der Tauern im Rahmen der Alpen verzichtet werden. Dazu sei auf die großen Monographien mit den zugehörigen geologischen Karten (53) (6) (16) und auf kurze neuere zusammenfassende Arbeiten (14) (17) (18) (19) (33) verwiesen.

Gneismassive, periphere Schieferhülle und Gneisdecken

Um auch den der Alpengeologie fernerstehenden Mineralogen das Eindringen in den geologisch-tektonischen und geologisch-stratigraphischen Fragenkreis, ohne den die Behandlung der Regenerationserscheinungen ja gar nicht möglich wäre, zu erleichtern, wurde die schematische Kartenskizze Abb. 1 angefertigt. Auf dieser sind die komplizierten Innenstrukturen des Hochalm-Ankogel-Massivs und Sonnblick-Kernes weggelassen, damit zunächst der wichtige Kontrast zwischen Gneismassiven und peripherer Schieferhülle erfaßt werden kann. Nimmt man dazu die prachtvolle, eben erschienene geologische Karte des Ankogel-Hochalm-Gebietes von F. Angel — R. Staber (6) in die Hand und überblickt den ungemein komplexen Aufbau dieses Massivs aus kompliziert gewundenen Schiefer-, Migmatit- und Granitdecken, überlegt man sich dann, wie diese ichoretisch durchdrungenen Internstrukturen des Massivs in den Alpenbau einzuordnen sind, dann steht man unmittelbar vor dem Zentralgneisproblem der Tauern, mit dem sich schon so viele Forscher abgegeben haben, angefangen von E. Weinschenk und F. Becke bis zu meinen Lehrern L. Kober und F. Angel. Und jetzt geht es wieder in unserer Generation weiter. Erfreulich daran sind die unleugbaren Fortschritte in der Kenntnis dieses interessanten polymetamorphen Gebirges.

Aus der Abb. 1 ersieht man den Aufbau der östlichen Hohen Tauern aus dem breiten Hochalm-Ankogel-Massiv, ferner aus dem Sonnblick-Gneiskern, der mit NE-Vergenz gegen das Hochalm-Ankogel-Massiv gepreßt ist (Abb. 2), und der peripheren Schieferhülle, die mantelförmig den Gneismassiven aufliegt. Die periphere Schieferhülle ist im Norden der Gneismassive (nördliche Tauernschieferhülle) und im Westen (Großglocknergruppe) tektonisch angeschopt; im Süden und Osten ist sie geringmächtig und tektonisch reduziert. Zwischen Hochalm-Ankogel-Massiv und Sonnblick-Kern bildet die periphere Schieferhülle eine nach SE einfallende Synklinale (Mallnitzer Mulde), auf die der Sonnblick-Gneiskern mit seiner radförmigen, über 1000 m hohen Stirnwalze aufgeschoben ist (Abb. 2).

Die periphere Schieferhülle enthält Schichtglieder, die als Trias und Bündnerschiefer (Jura bis Kreide), stellenweise mit paläozoischen Schichten (Casannaschiefer, Permo-Karbon und Älteres) gedeutet werden (P. Termier, V. Uhlig, L. Kober, H. P. Cornelius, E. Clar u. a.). Bisher ist bloß ein einziges bestimmtes Fossil in der peripheren Tauernschieferhülle gefunden worden (*Perisphinctes spec* im Hochstegenkalk bei Mayrhofen im Zillertal, R. v. Klebelsberg, 1940 [51]). Die Schieferzonen in den Gneismassiven erwiesen sich als fossilfrei. So ist die Stratigraphie in den Hohen Tauern bezüglich detaillierter Gliederungsversuche mehr oder weniger unsicher. In großen Zügen jedoch besteht heute unter den Geologen eine weitgehende Übereinstimmung der Meinungen: Als Trias gelten geringmächtige (Größenordnung von Meterzehnern) Serien, die unten mit Quarzit beginnen; darüber folgt der wichtige Leithorizont des gelblichen bis farblosen Dolomits oder Dolomitmarmors mit Rauhwaacke, Gips und darüber Schwarzphyllit und Kalkmarmor. Als Bündnerschiefer werden mehrere 100 m mächtige Schwarzphyllite, Dolomitbreccien-führende Phyllite und Quarzite, Kalkphyllite, Kalkglimmerschiefer, Kalkmarmore und eingeschaltete Grünschiefer und Serpentine betrachtet. Mehr oder weniger fraglich ist es, wie man die mächtigen kalkarmen Phyllite, Glimmerschiefer, Graphitphyllite, Graphitquarzite, Paragneise mit dünnen Kalkbänken (z. B. Siglitztal), Paragneise mit konglomeratischen Lagen, sowie mit diesen Serien verknüpfte Grünschiefer stratigraphisch einordnen soll. Im allgemeinen teilt man sie dem Paläozoikum zu. Diese vermutlich paläozoische Serie ist auch in den Massiven sehr verbreitet, wo ich sie als zentrale Schieferhülle bezeichne, im Gegensatz zur peripheren Schieferhülle, in deren Gesteinsverband das Mesozoikum steckt. Die Grundfrage des Zentralgneisproblems und die Hauptursache, derentwegen eine exakte Lösung der Altersfragen immer wieder aufgeschoben werden muß, liegt in der Natur der zentralen Schieferhülle. Diese im Massiv eingequetschten und migmatisierten Schiefer usw. sind metamorph und metasomatisch einigermaßen verändert. Fossilien sind keine vorhanden und es ist dem Geschmack des Beobachters überlassen, ob er in diesen Schiefen usw. metamorphes Paläozoikum oder metasomatisch verändertes (entkalktes, — der Kalk-

spat kann ja bei der Orogenese in Lösung gegangen und fortgeführt worden sein —) Mesozoikum (Bündnerschiefer) sehen will. Geologisch-stratigraphisch gesehen ist das Zentralgneisproblem also hauptsächlich das Problem der Alterseinstufung der zentralen Schieferhülle. Aus dem Gebirgskörper der Hohen Tauern heraus kann man das wohl schwer lösen. Betrachtet man das Problem im Rahmen der gesamten Alpen, so scheint die Einstufung der zentralen Schieferhülle als Paläozoikum einen gewissen Grad an Wahrscheinlichkeit zu besitzen.

Betrachtet man die von Trias ummantelte Nordflanke des Hochalm-Ankogel-Massivs westlich Badgastein (Abb. 2 — siehe: Erzwies — Türchlwand —), so erhält man den Eindruck, daß die Trias hier transgressiv einem alten granitischen Grundgebirgsgneis aufliegt, wobei die Transgressionsfläche alpidisch sekundär verschuppt, verknestet und umkristallisiert ist. Trotz Schuppen, Falten und disharmonischen Bewegungen im Kleinbereich findet man längs 10 km Erstreckung auf dem stark tektonisierten granitischen Gneis eine regelmäßige Anordnung folgender Schichten von unten nach oben: Quarzit, Dolomit mit Rauhwaacke, Kalkmarmor (Angertalmarmor), Schwarzphyllit, Kalkglimmerschiefer mit Kalkmarmorbändern und Grünschiefern. Offensichtlich liegt hier Trias mit darüberfolgenden Bündnerschiefern transgressiv auf prätriadischem Gneis des Hochalm-Ankogel-Massivs auf. Geologische Kartierungsarbeiten, die ich in den letzten Jahren dort durchführte, werden publiziert werden und diese Auffassung detailliert illustrieren. Alpidische Durchbewegung und Metamorphose hat Gneis und periphere Schieferhülle gemeinsam erfaßt und teilweise im kleinen geschuppt und gefaltet, ohne jedoch den ursprünglichen sedimentären Schichtverband gänzlich zu zerstören. Andere Meinungen erscheinen mir zur Erklärung dieser Sachlage weniger geeignet, obgleich sie theoretisch denkbar sind und als Hypothesen auch in die Diskussion des Zentralgneisproblems Eingang gefunden haben (tangentialer Ferntransport mit Überschiebungsfläche justament zwischen Gneis und Trias; oder „Intrusion“ des Zentralgranits ausgerechnet regelmäßig immer wieder unter der bloß wenige Meter mächtigen Trias, einer physikalisch doch sicherlich gegenüber mehrere 1000 m mächtigen Lavaströmen bedeutungslosen Haut; oder aufsteigende metasomatische Granitisationsfront, die das Kunststück vollführt, stets genau an der Triasbasis zu stoppen).

Sonst sind die Flanken der Gneismassive in den östlichen Hohen Tauern meist steiler geneigt und die Grenzverhältnisse zwischen Massiv und peripherer Schieferhülle durch Scherflächen, Schuppen und Falten so kompliziert, daß sich die ursprüngliche transgressive Schichtfolge nur mehr ahnen läßt. Da kommt es dann häufig zur Ausbildung tektonischer Gneislamellen und Gneisdecken, die vom Massiv mechanisch abgetrennt und in die periphere Schieferhülle tektonisch verfrachtet wurden. Grandiose Beispiele liefern die Gneislamellen der Rote Wand-Modereck-Decke (Abb. 1 und 2), die aus dem Rücken des Sonnblick-Kernes abgeschert, in die periphere Schieferhülle vorgetrieben sind und sogar

noch stirnförmig von oben (A. Winkler-Hermaden) in die Mallnitzer Mulde eintauchen (Abb. 2). Es handelt sich um wenige Meterzehner mächtige aplitische und granitische Gneise (Blastomylonite, siehe unten!), welche auf 25 km Erstreckung „wurmformig“ über Berg und Tal streichen. Abb. 3 zeigt ein anderes Beispiel für solch eine tektonisch verfrachtete blastomylonitische Gneisdecke. Sie schwebt über Phylliten der peripheren Schieferhülle (Bündnerschiefer) und ist von Süden über diese geschoben worden. Es handelt sich um die Mureckdecke („Hochalmdecke“ L. Kobers). Auf Abb. 1 sind noch eine Reihe anderer kleinerer Gneislamellen in der peripheren Schieferhülle rund um das Hochalm-Ankogel-Massiv eingetragen. Besonders bemerkenswert ist, daß sich der Sonnblick-Gneiskern in Form einer schmalen Gneislamelle längs des Mölltales innerhalb der peripheren Schieferhülle in südöstlicher Richtung fortsetzt und der SW-Flanke des Hochalm-Ankogel-Massivs parallel streicht. Diese Sonnblick-Lamelle und die kleine Lonza-Gneislamelle in der Mallnitzer Mulde werden auf der betreffenden Exkursion (Mallnitz) als Beispiele tektonisch ausgewalzter granitischer Gneise (die Lonza-Lamelle repräsentiert den „M-Gneis“-Typus des Verfassers) studiert werden können.

Rekristallisation der Gneismylonite

In den Gneismyloniten der Hohen Tauern findet sich Regeneration und Neuspaltung von Kalinatronfeldspat. Der neugebildete Kalinatronfeldspat erweist sich als perthit- und zwillingsfreier Mikroklin. Die Regeneration alter Granit- und Gneiskalinatronfeldspate erfolgt mit Veränderungen der Optik (Orthoklas → Mikroklin) und Umlagerung der perthitischen Substanz (Entmischungspertit → Sekundärperthit). Das Korn der regenerierten alten Kalinatronfeldspate zeichnet sich durch häufig spiegelklares Auslösen unter gekreuzten Nicols aus. Die mechanischen Rupturen und Beanspruchungen des Kristalls sind in vielen Fällen völlig ausgeheilt, also rekristallisiert oder regeneriert. Natürlich findet man in den Zonen postkristalliner Deformation während der späten Bewegungsakte der alpidischen Orogenese auch nicht regenerierte, stark undulöse und scharf gegitterte Mikrokline. Doch das ist ein sekundäres Beiwerk, hysteronogen bezüglich der alpidischen Hauptorogenese und Tauernkristallisation.

Gegensätzlich zu den Hohen Tauern zeigen die alpidisch deformierten Mylonitzonen in den altkristallinen ostalpinen Schubmassen um den Tauernoststrand keine Regeneration und keine Neubildung von Kalinatronfeldspat.

Den NE-Rand des Tauernfensters bilden die Dolomit- und Kalkberge (unterostalpinen Mesozoikum) der Radstädter Tauern (Abb. 1 und 7). Den Ostrand des Tauernfensters baut die unterostalpine Schollenzone des Katschberges auf. Den Südrand bildet die Matreier Schollenzone. Stets liegen die unterostalpinen Dolomite, Kalke, Quarzite und Phyllite über der peripheren Tauernschieferhülle (L. Kobers). Über den unterostalpinen meso- und paläozoischen Gesteinen liegen die mächtigen Schubmassen des ostalpinen Kristallins (Schladminger Masse, Nockgebiet,

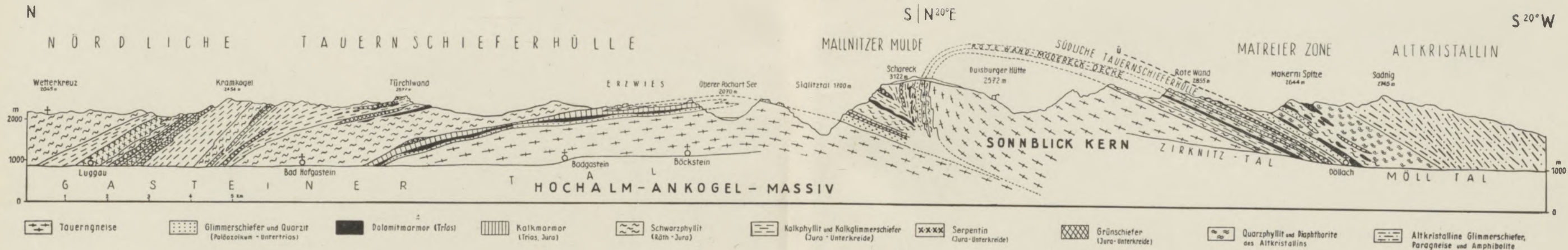


Abb. 2: Querschnitt durch die Hohen Tauern zwischen Gastein und oberem Mölltal

Kreuzeck- und Schobergruppe). Die ostalpinen Kristallin-Schubmassen scheinen sich bei der alpidischen Orogenese als starre Blöcke mit lokalen Quetsch- und Überschiebungszonen verhalten zu haben; allerdings sind diesbezügliche Beobachtungen rings um das Tauern-Ostende noch spärlich und werden gegenwärtig vom Verfasser betrieben. Eine einheitliche alpidische Regionalmetamorphose von der Art der Tauernkristallisation fehlt jedenfalls diesem Kristallin-Komplex, der sich hauptsächlich aus Paragneisen, Glimmerschiefern, Amphiboliten, vereinzelt Orthogneiszügen, Kalkmarmoren und Phylliten aufbaut. Alpidische Umkristallisation beschränkt sich auf lokale Bewegungsbahnen. Im großen und ganzen ist die vormesozoische Prägung erhalten geblieben. Deshalb der Name: „Altkristallin“. Die Basis der altkristallinen Schubmassen über dem Tauernfenster wird durch eine Diaphthoritzone markiert, die sich gürtelförmig um das Tauern-Ostende herumlegt und aus postkristallin deformiertem Altkristallin und Phylliten besteht (Abb. 1). Hierher gehören das Gurpitscheck-Kristallin und das klassische Diaphthoritgebiet (F. Becke) des Twenger Kristallins in den Radstädter Tauern; ferner die Katschberg-Diaphthorite der Zone Aineck—Rennweg—Gmünd—Altersberg im Osten des Tauernfensters; endlich südlich der Matreier Zone die Diaphthorite der Sadniggruppe und des Nordrandes der Schobergruppe (S. Prey, H. P. Cornelius und E. Clar).

Der Mauterndorfer Gneismylonit (in den Radstädter Tauern bei Mauterndorf im Lungau) ist ein solcher altkristalliner granitischer Augengneis mit zertrümmerten Kalinatronfeldspaten, die keine Rekristallisation aufweisen. Es handelt sich um scharf gegitterten Mikroklin mit Fleckenperthit. Der Achsen-

winkel $2V_z$ schwankt zwischen 74 und 90° . Der Kalinatronfeldspat ist mitunter in schmale Späne zertrümmert, die noch dazu verbogen sind.

Hingegen zeigen also, wie eingangs erwähnt, die Kalinatronfeldspate der granitischen Augengneise im Innern des Tauernfensters gewöhnlich eine deutliche Rekristallisation des Kornes (Blastomylonite mit verheilten alten Kalinatronfeldspaten).

So sind z. B. die granitischen Augengneise der Rote Wand-Decke (60) (25) Blastomylonite bezüglich Albit, Muskowit und Quarz. Ihre Kalifeldspate erweisen sich als zertrümmerte alte Körner (eckige Umrisse, einzelne zerrissene Späne), die jedoch im Gegensatz zum Mauterndorfer Gneismylonit bereits eine gewisse Rekristallisation mitgemacht haben. Eine randliche Regeneration (S. Prey) ist daran kenntlich, daß Risse verheilt und daß die während der Deformation in das Kalifeldspatkorn auf Rissen und Klüftchen eingetrifteten Fremdkörper vom ausheilenden Kalifeldspat umschlossen wurden. Auf eine innere Veränderung des regenerierten Kalifeldspatkornes weist die Tatsache hin (25), daß perthitische Substanz und sonstige Albiteinschlüsse absolut fehlen. Der Achsenwinkel $2V_z$ schwankt zwischen 64 und 101° . Häufig finden sich Körner mit Achsenwinkeln $2V_z > 90^\circ$ (optisch positiver Mikroklin). Das stimmt mit Erfahrungen von A. Köhler (56) überein, welcher schreibt: „Je stärker der Kalinatronfeldspat in kristallinen Schiefen umgewandelt wird und je kräftiger Kristallisatoren mitwirken, desto mehr verliert er den isomorph eingebauten Albit, der sich letzten Endes überhaupt selbständig macht. Gerade solche Na-arme Mikrokline zeigen die höchsten Werte von $2V_z$ “.



Abb. 3

Aplitischer und granitischer Gneis der Mureck-Decke über den Bündnerschiefern der Silbereckmulde. Nordflanke des Liesertales. Blick aus dem Süden. Die Kammregion (Oblitzen, 2652 m) über dem hellen Gneisband der Mureck-Decke wird aus Amphiboliten der B-Gneis-Serie aufgebaut. Photo: Exner 1938

Im Gegensatz zu den nicht rekristallisierten, postkristallin deformierten, gequälten Gneisphylloniten an der Basis des ostalpinen Altkristallins (z. B. Katschberg) zeigen gewisse Gneisphyllonite im Tauerngneis vollkommen rekristallisiertes Korn. So finden sich häufig in granitischen Augengneisen der Tauern einige Meter mächtige Muskowitschieferlagen, die sogenannten „Weißschiefer“ (R. Schwinner); hervorgegangen sind sie an besonders intensiven Durchbewegungslagen aus granitischem Gneis durch Verglimmerung der Feldspate, teilweise Abwanderung von Alkalien, wobei sich ein Tonerdeüberschuß ein-

Übergang. Dort kommen als Analoga zu den Muskowitschiefern auch Muskowit-Biotitschiefer und Chloritschiefer (z. B. in granosyenitischem Gneis) als Gneisphyllonite vor. Und in der Gasteiner Gegend fand ich in derartigen Muskowit-Biotitschiefern neu gesproßten Kalinatronfeldspat mit internem Reliktgefüge (30). Es handelt sich um rundlichen oder in s gelängten Mikrokline ohne Perthit- und Zwillingsbildung; sein Achsenwinkel $2V_x$ beträgt 70 bis 76°. Das ist der typische, bei der alpidischen Orogenese neu kristallisierte, also in dem betreffenden Phyllonit neu gesproßte Kalinatronfeldspat.



Abb. 4

Absonderungsflächen in granitischem Gneis mit einer Muskowitschieferlage (Hammer!). Daber. Kees-Westflanke. Granatspitzgruppe. Photo: Exner 1939

stellt, der sich in Disthen-Porphyrblasten anzeigt (7). Diese Weißschiefer wurden besonders von H. P. Cornelius und E. Clar im Granatspitzkern studiert. Die Abb. 4, 5 und 6 zeigen Weißschiefer, auf die mich Hans Peter Cornelius einst aufmerksam machte, als ich ihn mehrere Tage im Granatspitz-Kern bei seinen geologischen Aufnahmearbeiten begleiten durfte. Abb. 4 zeigt die platten- bis keilförmige Absonderung in granitischem Augengneis, die nach A. Kieslinger im Zentralgneis auf Quetsch- und Scherflächen zurückzuführen ist. Lagerweise wird der granitische Augengneis zu Muskowitschiefer phyllonitisiert. Die intensive Fältelung des Gneises (Abb. 6) innerhalb solcher Muskowitschieferlagen war für H. P. Cornelius eine Bestätigung der Ansicht, daß es sich um Zonen besonders intensiver Verformung handelt. Auf den Abb. 4 und 5 ist die Grenze zwischen granitischem Augengneis und Muskowitschiefer scharf und unvermittelt. In der Gasteiner Gegend beobachtete ich häufig makro- und mikroskopisch einen allmählichen

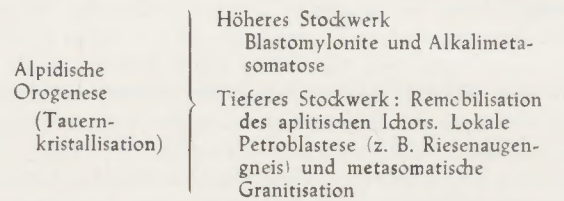
Remobilisation des aplitischen Ichors

Zur Zeit der intensiven geologisch-petrographischen Feldbeobachtungen F. Beckes vor 50 Jahren hielt die Mehrzahl der ostalpinen Geologen noch an den alten Vorstellungen eines paläozoischen (nicht mesozoischen) Alters der peripheren Tauernschieferhülle fest. Becke sah ein breites Feld der Übergangsbeziehungen zwischen magmatischen Intrusionserscheinungen und metamorphen Umprägungen in den östlichen Hohen Tauern. Etwas später berichtet er dann von den bedeutenden metasomatischen Stoffwanderungen. Alle diese Erscheinungen deutete Becke naturgemäß als Teilvorgänge eines einzigen einheitlichen zeitlichen Ablaufes „vermutlich im Anschluß an die Intrusion“ des Granits. Durch die neue Stratigraphie (metamorphes Mesozoikum: Trias und Bündnerschiefer in der peripheren Tauernschieferhülle. P. Termier, E. Sueß, V. Uhlig, L. Kober u. a.) und im Zuge der Vergleichsmöglichkeiten mit den weniger metamorphen Massiven der

Westalpen (helvetische Zone und hochpenninische Decken) mußte eine Umdeutung dieser zwar einfachen und sehr plausiblen monogenetischen Interpretation Beckes zu einem komplizierten polymetamorphen geologischen Entwicklungsbild erfolgen. Vorgänge, welche von mineralogisch-petrographischer Seite bisher als zusammengehörig betrachtet wurden, mußten auseinandergerissen und auf verschiedene Orogenesen (vorvariszische, variszische und alpidische) aufgeteilt werden. Jahrmillionen sollten nun zwischen jenen Erscheinungen liegen, deren natürliches Übergangsbild eines der wesentlichen Tauern-Merkmale ausmacht. Im Gegensatz zu den Geologen, welche bloß die Notwendigkeit dieser Auseinanderreißung erkannten, sich aber um das mineralogisch-petrographische Detail weniger bekümmerten, hat B. Sander die interessante petrologische Problemstellung, welche sich hier bietet, erfaßt und mit der Typisierung der verschiedenen Albit-Ausbildungen im Jahre 1912 auch schon den Weg aufgezeigt, wie man die Trennung mineralogisch-petrographisch durchführen kann (62). Im selben Jahre findet sich auch schon in dem kleinen Exkursionsführer (63) der Grundzug jener Sander'schen Deutung (64): Wiederaufwärmung eines alten Grundgebirges im Zuge orogener Tiefenversenkung mit Granitisation, welcher heute nach 40 Jahren eigentlich erst in seiner ganzen Bedeutung erfaßt wird, nachdem schon F. Angel, H. Leitmeier und der Verfasser in den letzten 15 Jahren mehrfach solche Ideen der Remobilisation und Reaktivierung ausgesprochen haben. Gegner dieser Auffassungen zitieren gerne F. Becke. Sie irren jedoch, wenn sie meinen, daß Becke solchen Ideen ganz abhold war (siehe unten das Becke-Zitat, Seite 426). Becke

war vorsichtig in seinen genetischen Schlußfolgerungen.

Um verständlich zu sein, will ich ein Schema aufzeichnen, wie wir uns den zeitlichen Ablauf der geologischen Ereignisse vorstellen:



Ablagerung der mächtigen Bündnerschiefer (Jura bis Kreide) mit Ophiolitintrusionen und -extrusionen

Transgression der Trias (Permo-Trias); stellenweise unmittelbar über dem variszischen Granit

Ablagerung jungpaläozoischer Schichten

Variszische Orogenese mit mesozonaler Metamorphose und mächtigen Granitintrusionen, Pegmatiten, Apliten und Kersantiten

Altpaläozoische und präkambrische Gesteine (heute als Paläosom der B-Gneise und zentralen Schieferhülle erhalten)

Die Remobilisation des aplitischen Ichors dort, wo man vom höheren Stockwerk ins tiefere eintritt, ist feldgeologisch am Tauern-Ostende in der Silbereckmulde nachgewiesen (22) (25). Bevor ich auf das Tatsachenmaterial näher eingehe, sei kurz erläutert, daß die Bezeichnung: Ichor (Sederholm), welche mein Lehrer F. Angel in den östlichen Hohen Tauern zur Anwendung brachte, hier in rein beschreibendem Sinne für aplitischen Lösungsumsatz, ohne Vorwegnahme einer genetischen Deutung gebraucht



Abb. 5

Muskowitschieferlage in granitischem Gneis. Aus der Nähe betrachtet (Pickel!). Daber Kees-Westflanke. Granatspitzgruppe. Photo: Exner 1939

sei. Es ist eine müßige Streitfrage und ein Kampf um des Kaisers Bart, ob man diesen Ichor als Anfangslösung der alpidischen Wiederaufwärmung des tatsächlich in den östlichen Hohen Tauern sichtbaren vormesozoischen Granitkörpers, oder ob man ihn als metasomatische Front (nach oben diffundierte Restlösung) eines in orogenen Tiefen steckenden hypothetischen alpidischen Zentral-„Magma“-Topfes deutet. Theoretisch sind wir uns wohl ziemlich klar darüber, daß die einstmals im Jungpaläozoikum erstarrten Restlösungen des variszischen Granits dann im Zuge der alpidischen Orogenese als erste, somit als Anfangs-Lösungen wieder mobil werden. Meiner feldgeologischen Erfahrung in den östlichen Hohen

wurden, anwesend war, optimale Bedingung für metasomatische Gesteinsumprägung. Man muß also nicht alles aus dem Magma-Topf in der Tiefe beziehen, von dem man dann wohl mit Recht die alpidisch spätrogenen Intrusionen der periadriatischen Granite und Tonalite ableitet (Bergell, Rieserferner usw.). Ich überlasse es der Meinung des Lesers, ob er mehr für die venitische oder mehr für die areritische Genese des Ichors eintritt. Ich selbst glaube, daß die venitischen Anteile (Lateralsekretion, Ausschwitzung des Gesteines im Zuge der Wiederaufwärmung) hier sehr beträchtlich sind. Jedenfalls haben wir ein Erdkrustenstück vor uns, das noch viel zu hoch liegt und viel zu kalte Mineralfazies zeigt, um



Abb. 6

Gequälte und gefaltete Gneisslamellen in einer Muskowitschieferlage. Der Pickel markiert die Liegendgrenze dieser Muskowitschieferlage im granitischen Augengneis. Daber Kees-Westflanke. Granatspitzgruppe. Photo: Exner 1939

Tauern entspringt die Meinung, welche ich bisher stets vertreten habe, daß es Magma-Ströme während der alpidischen Orogenese im heute von der Erosion und den künstlichen Tunnels aufgeschlossenen Gebirgskörper überhaupt nicht gegeben hat. Betrachten wir doch die niedrige Mineralfazies sämtlicher Gesteine! Unter solchen Bedingungen kommt es höchstens zu Mobilisationen leichtlöslicher und leichtflüchtiger Bestandteile. Die Hauptmasse des Gesteines bleibt fest. Bloß der Ichor zirkuliert, die Feldspat sprossen, das Gestein ist wie in ein Bad getaucht, alle Poren sind durchtränkt mit dem gelösten Ichor. Es herrscht unter dem hohen allseitigen Druck (Gesteinsauflast über 10 km Mächtigkeit schätzen H. P. Cornelius und E. Clar) und der Anwesenheit von Wasser, das wohl reichlich in den marinen mesozoischen Sedimenten, die hier in die Tiefe versenkt

Herdgebiet palingener Magmatogenese zu sein. Areritischer Ferntransport aus unbekanntem orogenen Tiefen wird natürlich eine gewisse Rolle spielen und sich mit dem lateralsekretionären Ichor vermischen.

Die Silbereckmulde ist ein Teil der peripheren Tauernschieferhülle am NE-Rande des Hochalm-Ankogel-Massivs. Sie dürfte den Mitgliedern der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft, die im Sommer 1938 unter Führung von Prof. F. Angel (1) Gesteine und tektonische Lage der Silbereckscholle (= Silbereckmulde) kennenlernten, noch in schöner Erinnerung sein. Über dem Gneisgranit des Massivs bauen mehrfach wechsellagernde und gefaltete Quarzite, Kalkmarmore, Glimmerschiefer, Kalkglimmerschiefer und Schwarzphyllite (Glanzschiefer) die Silbereckmulde auf (Profil 4, Seite XIII in: (1). Am

Silbereck selbst (Abb. 7) stellen sich noch dazu Dolomitmarmore (Trias), Kalkglimmerschiefer mit Dolomitgeröllen (Lias) und Grünschiefer ein. Die ganze Serie zeigt eine recht bedeutende Metamorphose, die von F. Angel eingehend beschrieben wurde (Tauernkristallisation). Auf Grund des Gesteinsbestandes kann kein Zweifel bestehen, daß es sich um diejenigen Schichtglieder handelt, welche in den Tauern als Trias und Bündnerschiefer bezeichnet werden. Auch die tektonische Lage spricht eindeutig dafür, denn es handelt sich im großen betrachtet auch um die Fortsetzung jenes Triasbandes, das wir schon westlich Badgastein (Abb. 2) über dem Gneissmassiv kennengelernt haben. Abb. 7 zeigt links die tektonische Verteilung zwischen dem granitischen Gneis im Liegenden der Silbereckmulde und dem basalen Kalkmarmorband der Silbereckmulde. In dem Kalkmarmorband befinden sich metasomatische Kieslagerstätten, die O. M. Friedrich eingehend untersucht und als Lagerstättentypus: Rotgülden beschrieben hat (38) (41). Über dem Schichtpaket der Silbereckmulde lagert isoklinal die Mureck-Gneisdecke. Darüber folgt die Hauptserie der Bündnerschiefer, auf welchen die unterostalpinen Dolomit- und Kalkberge der Radstädter Tauern auflagern; in der Ferne sieht man den oberostalpinen Dachstein (Abb. 7).

Verfolgen wir die Silbereckmulde nach Süden (Abb. 1), so löst sie sich südlich des Liesertales in 6 liegende Falten auf, deren Synklinalenschlüsse teilweise prächtig im Melnikkar aufgeschlossen sind (22) mit geologischer Karte und Profilen). Es stellen sich also innige Verfaltungen zwischen aplitischem Gneis und den mesozoischen Gesteinen der Silbereckmulde ein. Dabei sind die Kalkmarmore der Silbereckmulde mit aplitischem Gneis intensiv verknütet und werden von aplitischer Substanz durchdrungen. In großem Reichtum finden sich Falten- und Schollenmigmatite aus Kalkmarmor und aplitischem Gneis (Exner 1939 (21): Abb. 3 und 4; 1940 (22): Abb. 7 und 8; 1949 (25): Abb. 1, 2 und 3). An

einer Lokalität im Melnikkar fanden F. Becke und später F. Angel und R. Staber Aplitapophysen, die quer durch den Kalkmarmor gangförmig durchsetzen (F. Angel — R. Staber † 1952 (6): Abb. 3 auf Tafel 3).

Das geologische Verformungsbild im Melnikkar (siehe Abbildungen in: (21, 22) zeigt eindeutig, daß das Gesteinsmaterial wesentlich als „fester Körper“ verformt wurde. Die Teilbeweglichkeit bei der Verformung war jedenfalls viel größer als im nördlichen Abschnitt der Silbereckmulde (nördlich vom Liesertal). Die Liegendfalten im Melnikkar erinnern an die Liegendfalten im Simplongebiet. Die Teilbeweglichkeit dürfte in beiden Gebieten ähnlich gewesen sein. W. Schmidt (68) hat bekanntlich das Verformungsbild der Siplondecken experimentell mit Sand und Öl nachgeahmt. Dieses breiförmige tektonische Fließen, das in dem zähen Material dann zum Aufeinanderstapeln liegender Falten führt, setzt bereits einen wesentlich mobilen Zustand voraus.

Aus dem geologischen Zusammenhang geht hervor, daß die Kalkmarmore der Silbereckmulde im Melnikkar dem Mesozoikum angehören, so wie der Angertalmarmor und der Hochstegenkalk (siehe oben!). Die Verfaltung dieser Kalkmarmore mit dem Gneis des Hochalm-Ankogel-Massivs erfolgte also während der alpidischen Orogenese. Dasselbe gilt dementsprechend auch für die aus Kalkmarmor und aplitischem Gneis bestehenden Schollenmigmatite und für die Aplitapophysen im Kalkmarmor. Im prätriadischen Gneis, der mit dem mesozoischen Kalkmarmor innigst verknütet und verfaltet ist, fand also im Zuge der alpidischen Orogenese eine Remobilisation des Ichors statt. Nördlich des Liesertales fehlen diese Erscheinungen. Wenn man in der Silbereckmulde vom Liesertal nach Süden geht, kommt man in Gebiete höherer Teilbeweglichkeit, höherer Metamorphose



Abb. 7

Das Silbereck mit dem Silbereck-NE-Kamm. Blick vom Gipfel der Oblitzen. An = Granitischer Gneis des Ankogelmassivs. Ma = Kalkmarmor der Silbereckmulde. Ph = Bündnerschiefer der Silbereckmulde. Ho Gn = Aplitischer bis granitischer Gneis der Mureckdecke. Ho S = Bündnerschiefer über der Mureckdecke. Unt O = Unterostalpinen Triasdolomit der Hochfeindgruppe in den Radstädter Tauern. Ob O = Oberostalpine Trias der nördlichen Kalkalpen, Dachsteingruppe, im Hintergrund. Photo: Exner 1938

(die Bündnerschiefer werden zu grobkörnigen Glimmerschiefern) und Mobilität des Ichors.

Angesichts dieser Sachlage hatte schon F. Becke 1925 [9] auf die Möglichkeit einer alpidischen Remobilisation hingewiesen, indem er schrieb: „Wer nicht annehmen will, daß die Metamorphose des von Uhlig und Kober als mesozoisch angesehenen Angertalmarmors und Hochstegenkalkes im Zusammenhang mit der Intrusion des Zentralgneismagmas vor sich gegangen sei, ist dann genötigt, anzunehmen, daß in einer Periode lange nach der Intrusion des Zen-

einander verträglich sind, ohne spezifische Kontaktreaktionen miteinander zu ergeben. Neben Mikroklin-führenden Apliten (F. Angel) finden sich als Apophysen im Melnikkar auch Albitaplite; dazu gehört z. B. Beckes Handstück aus der Aplitapophyse im Melnikkar, das im Mineralogisch-Petrographischen Institut der Universität Wien aufbewahrt ist und das ich mit freundlicher Erlaubnis des Herrn Institutsvorstandes H. Leitmeier untersuchen konnte. Die Korngröße dieses Aplites bleibt unter 2,2 mm. Hauptgemengteile sind: Albit (63,2 Vol%), Muskowit (24,6 Vol%) und Quarz (11,9



Abb. 8

Polierter Anschliff, annähernd senkrecht zur Faltenachse. Aus Faltenmigmatit mit gegenseitiger stofflicher Durchdringung von aplitischem Gneis (farblos) und mesozoischem Kalkmarmor (grau). Rechts ist eine Gneiswalze im Kalkmarmor angeschnitten. Links. Diffuse Mischungszonen von Aplit und Kalkmarmor. Kollektion: Exner 1938. $\frac{3}{4}$ der natürlichen Größe

tralgneises Verhältnisse eingetreten sind, die die Gesteine abermals in einen reaktionsfähigen Zustand brachten“¹⁾)

Um einen Einblick in die stoffliche Zusammensetzung und Mineralausbildung der aplitischen Mobilisate im Melnikkar zu geben, seien noch einige bisher unveröffentlichte Details zusammengestellt:

Schon F. Angel (2) wies darauf hin, daß aplitisches Mobilisat und Kalzit im Melnikkar neben-

Vol%) dazu: Apatit (0,3 Vol%), etwas Biotit, Chlorit mit Sagenit und Klinozoisit. Der Albit ist xenomorph und meist nicht verzwillingt. Treten Zwillinge auf, so handelt es sich um Einfachzwillinge nach Albitgesetz oder um polysynth. Zwillinge mit wenigen (höchstens 6) Lamellen. Der Muskowit zeigt schwachen Pleochroismus (farblos bis hellgrünlich) und ist mitunter etwas verbogen, im allgemeinen aber mechanisch unversehrt. Quarz ist schwach undulös.

Abb. 8 zeigt im polierten Anschliff (annähernd senkrecht zur Faltenachse) einen Kalkmarmor-Aplitgneis-Migmatit aus dem Melnikkar.

¹⁾ Im Original nicht ausgezeichnet.

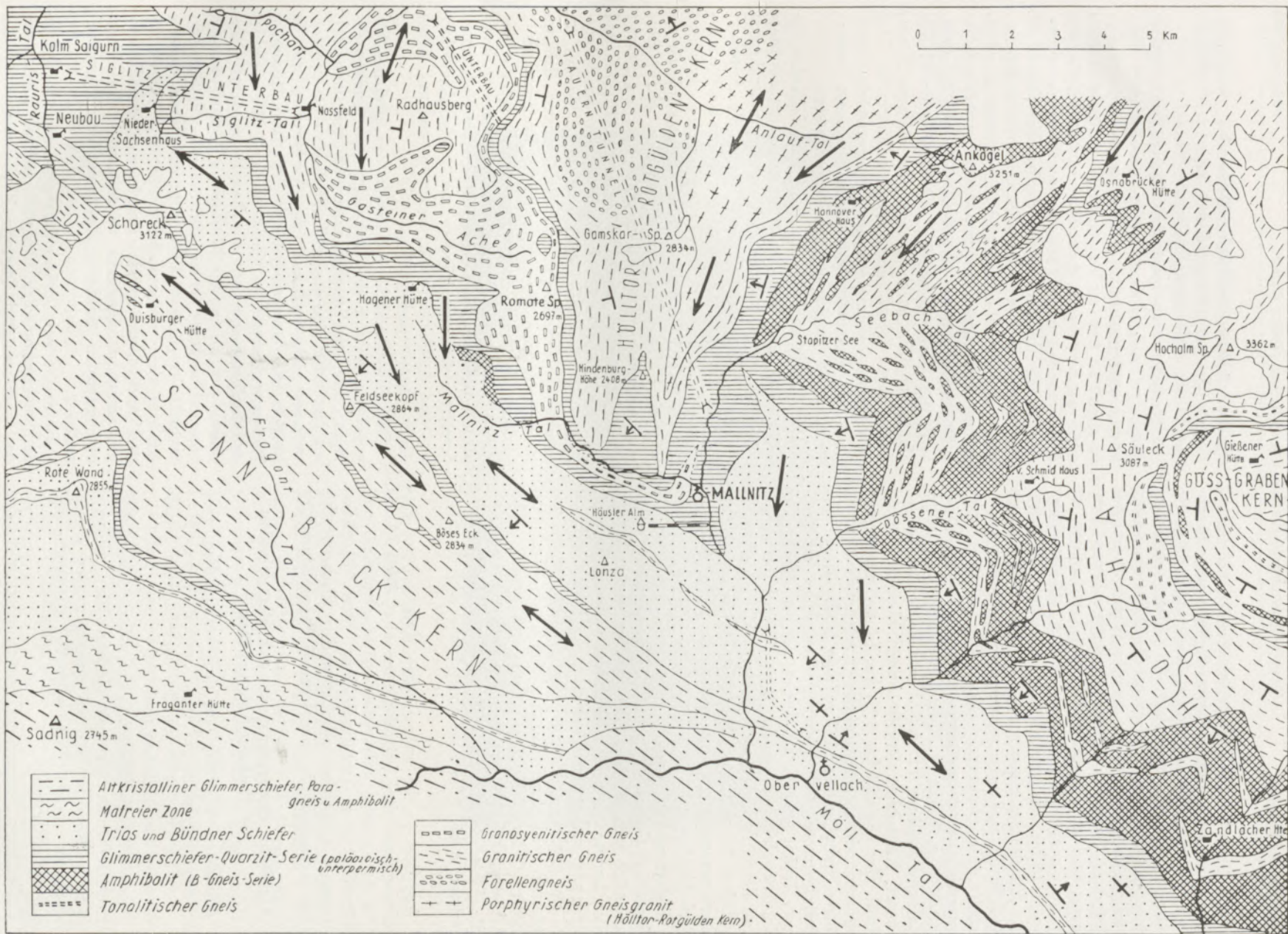


Abb. 9
 Beziehungen zwischen Innengefüge der Gneismasse und sicher alpidisch durchgewerter peripherer Schieferhülle (Trias und Bündner Schiefer) im Raume um Mallnitz. Die dicken, großen Pfeile zeigen die Orientierung des linearen Parallelfüßiges an (Walzen-, Stengel-, Faltenachsen und Strömung)

Die Untersuchung einer 1 cm breiten Mischungszone zwischen grobkörnigem Kalkmarmor (Korngröße: 5 mm) und aplitischem Gneis ergab eindeutig jüngeres Kristallisationsalter des Albits gegenüber dem Kalkspat. Und zwar grenzt der Albit an einigen Stellen idiomorph gegen Kalzit; ferner findet sich Kalzit in Form von Grundgewebseinschlüssen (verlegtes und unverlegtes reliktisches Interngefüge) in Albit. Daneben tritt aber auch Kalzit auf, der jünger ist als Albit und entweder in sekundären Klüftchen des Albitkornes eingedrungen ist, oder in Form von Kalkfitter im Randsaum des Albits angereichert erscheint. Der Aplitgneis (Korngröße: 5 mm) zeigt folgende Zusammensetzung: Albit (71 Vol⁰/o), Quarz (20 Vol⁰/o), Kalzit (3 Vol⁰/o), Muskowit (3 Vol⁰/o), Kalinatronfeldspat (2 Vol⁰/o) und Epidot (1 Vol⁰/o). Ferner: Klinochlor, Titanit, Apatit, Graphit, Zirkon Rutil. Der Albit (2 bis 9 % An) ist xenomorph und mitunter schwach inverszonar; er zeigt nicht verzwilligte Individuen und Zwillinge nach Albit- und Periklingesetz. Mikrolithenschwärme von Hellglimmer, Epidot und Kalzit finden sich im Albit. Der Kalinatronfeldspat besitzt flauwe Mikroklingitterung und Perthitflecken; sein Achsenwinkel 2V_z schwankt zwischen 71 und 85°. Die Kristallisation sämtlicher Gesteinsgemengteile überdauerte die Deformationen. Bloß Muskowit ist mitunter schwach gequält.

Ergänzend sei darauf verwiesen, daß auch im Gasteiner Gebiet (27) (30) Feldspatitisation wahrscheinlich mesozoischen Kalkmarmors vorhanden ist. Hier konnte auch eine Neubildung des Mikroklin eindeutig nachgewiesen werden. Es finden sich bis 3 cm große perthitfreie Mikroklinindividuen mit internen reliktischen Einschlüssen von Muskowit, Biotit, Chlorit, Kalzit, Titanit und Apatit. Der Achsenwinkel 2V_z beträgt zwischen 52 und 78°. Die Albite in diesem feldspatisierten Kalkmarmor besitzen 6 bis 8 % An-Gehalt (siehe Abb. 3 und 4 in: (30)).

Aus dem in die mesozoischen Kalkmarmore eingedrungenen Ichor kristallisierten also Albit (2 bis 9 % An; wenige polysynth. Zwillingslamellen) und Mikroklin (ohne Zwillingsbildung; flauwe Mikroklingitterung; perthitfrei oder schwacher Fleckenperthit (also metasomatisch umgelagerter Sekundärperthit)).

Alpidische Bewegungszonen und Migmatitisation im Hochalm-Ankogel-Massiv

Betrachten wir nun auf der vorzüglichen geologisch-petrographischen Karte von F. Angel — R. Staber † 1952 (6) die komplizierten Innenstrukturen des Gneismassivs!

Amphibolitische Zonen (B-Gneis-Serie) und Glimmerschieferbänder (zentrale Schieferhülle) schlingen sich zwiebelschalenförmig um einzelne größere Gneisgranitkerne (einschließlich: aplitische, syenitische und tonalitische Gesteine).

Stellenweise liegen die Glimmerschiefer unter den Gneisgranitmassen, so daß regelrechte Gneisgranitdecken entwickelt sind, die auf viele Kilometer langen Strecken über den Glimmerschieferlagen schweben: Z. B. der Lappen des Hochalmkernes über den Schiefen des Gößgrabens und Maltatales. Oder

die aus Abb. 9 ersichtliche Decke des granosyenitischen Gneises (Romatedecke) über den Schiefen des Woiskentales und Radhausberges.

Untersucht man nun das flächige und lineare Parallelgefüge der Gesteine und geologischen Teilkörper, so bemerkt man eine allgemeine Konformität zwischen den Strukturen in und außerhalb des Massivs. Im Gebiete Mallnitz—Badgastein (26) hat der Verfasser derartige Untersuchungen bereits durchgeführt (Abb. 9). Der größte Teil des Massivs, vor allem die östlichen Gebiete, sind bezüglich der linearen Parallelgefüge (Faltenachsen) noch kaum untersucht.

Die Strukturen der peripheren Schieferhülle außerhalb des Massivs wurden sicherlich während der alpidischen Orogenese geprägt. Der einfache Beweis dafür liegt überall dort, wo fossilführende Trias (Radstädter Tauern) auf den Bündnerschiefern aufliegt und zusammen mit diesen konform bewegt wurde (z. B. Gebiet um den Tappenkarsee).

Die Kapitalfrage lautet nun: Was bedeutet die Konformität zwischen den Internstrukturen des Massivs und den sicher alpidisch geprägten Strukturen der peripheren Schieferhülle? Darauf die Antwort: Diese Tatsache des konformen Bewegungsbildes macht es sehr wahrscheinlich, daß ein gemeinsamer alpidischer Bewegungsakt das gemeinsame Bewegungsbild erzeugt hat. Tatsächlich haben M. Stark 1912 (72) und L. Kober 1922 (53) damit begonnen, den Falten- und Deckenbau des Hochalm-Ankogel-Massivs zu entziffern. L. Kober 1922 hat gezeigt, daß im Hochalm-Ankogel-Massiv alpidische Deckentektonik vorliegt. Durch die Aufnahmen von F. Angel — R. Staber wurde ein ungemein interessantes, kompliziert verschlungenes Detailbild der alpidisch transportierten Gneisgranitdecken mit trennenden Schiefer- und Amphibolitbändern genauer und mit vielen neuen Einzelheiten erfaßt.

Das Bewegungsbild im Innern des Hochalm-Ankogel-Massivs mit den deckenförmigen Gneisgranitlappen, die von Schiefen unterteuft und ummantelt werden, zeigt eine starke Teilbeweglichkeit des Gesteinsmaterials während der Verformung an. Es handelt sich anscheinend im Falle der liegenden Deckenstrukturen des Göß-, Malta-, Woiskentales und Radhausberges um den Bewegungstyp, der uns vorhin bereits in der Silbereckmulde südlich vom Liesertal begegnet ist und den wir mit der Simplontektonik verglichen haben. Die genannten Gebiete gehören dem tieferen Stockwerk der Tauern an und sind durch Starkwirkungsbereich der Tauernkristallisation, alpidische Mobilisation des Ichors und intensive alpidische Teilbeweglichkeit gekennzeichnet.

Durch die von B. Sander gegebenen Methoden der makroskopischen feldgeologischen Einmessung der flächigen und linearen Parallelstrukturen der Gesteine (66) ist uns das Mittel in die Hand gegeben, auch dort, wo wir wegen zu hoher metamorpher Umkristallisation (z. B. zentrale Schieferhülle) nicht mit stratigraphischen Methoden weiterkommen, trotzdem exakte Daten der Bewegungsbilder und auch der

zeitlichen Zusammengehörigkeit von Bewegungsbildern zu erhalten (Abb. 9).

Um es kurz herauszusagen, obwohl die diesbezüglichen geologischen Aufnahmsarbeiten erst im Gange sind und daher gegenwärtig mehr programmatische Erklärungen als tatsächlich erarbeitetes Beweismaterial gebracht werden können, so will ich doch die auf Grund meiner mehrjährigen geologischen Felderfahrungen und mikroskopischen Gesteinsuntersuchungen gewonnenen Vermutungen als Arbeitshypothese mitteilen. Auf die einzelnen Daten, die mich zu dieser Auffassung hinlenkten, hier näher einzugehen, ist aus Platzgründen nicht möglich und auch nicht notwendig, da die exakten Beobachtungsergebnisse sowieso schrittweise publiziert werden.

Im Falle der Schieferzone (Woiskenmulde) unter der Decke des granosyenitischen Gneises (Romatedecke) konnte die alpidische Ichormobilisation, Feldspatprossung und Migmatisation der Glimmerschiefer untersucht werden (28) (31). Zwischen dem variszischen Gneisgranitkörper (Abb. 9) im Liegenden (Hölltor-Rotgülden-Kern) und dem variszischen Gneisgranosyenitkörper im Hangenden (Romatedecke) bilden die zwischenliegenden, maximal 250 m mächtigen Glimmerschiefer (Woiskenmulde) einen intensiven alpidischen Durchbewegungshorizont. Durch einen aplitischen Saum, den schon A. Winkel-Hermaden beobachtet hat, sind die Glimmerschiefer mit dem hangenden granosyenitischen Gneis verschweißt. Aus dem mehrere Kilometer mäch-



Abb. 16

Gneisgranitwände der Hochalm Spitze mit dem Winkel Kees.
(Nach einem käuflichen Lichtbild)

Ich glaube, daß in den Gneisgranitkernen und Gneisgranitdecken variszische Strukturen erhalten sind (alte Feldspate, alte Migmatite, Aplite, Pegmatite und basische Gänge der variszischen magmatischen Intrusion und Graniterstarrung). Hingegen betrachte ich die Deckenscheider, also die Amphibolit- und Glimmerschieferzonen, sowie große Teile der granitischen Gneiskörper (z. B. Mallnitzer Rollwalze) für wesentlich alpidisch durchgeknetet. Das Bild des Gebirgskörpers entspricht also einem durchgekneteten Teig, in dem starre Mandelkerne liegen. Der Inhalt der Gneisgranitkerne („Mandelkerne“) ist zumindest teilweise der differentiellen alpidischen Durchbewegung entgangen. Eine exakte makroskopische gefügekundliche Aufnahme eines solchen Gneisgranitkernes mit seinen Gängen und sonstigen Gefügemerkmalen, sowie der Vergleich mit dem Parallelgefüge der anliegenden verformten Schieferzonen könnte einen Beweis für diese genetische Interpretation bringen. Bis dahin handelt es sich natürlich nur um eine Arbeitshypothese.

tigen granitischen Gneiskernen (Hölltor-Rotgülden-Kern) diffundierten im Zuge der alpidischen Orogenese alkalireiche Lösungen nach oben und schufen eine prächtige alpidische Granitisationszone in den Glimmerschiefern (Riesenaugengneise). Diese Sachlage scheint mir trotz der dankenswerten Kritik Haberlandts (43), auf welche ich andernorts erwidern werde, in der Hauptsache geklärt zu sein (31).

Andere Glimmerschiefer- und Migmatitzonen sind diesbezüglich noch nicht so genau untersucht. Dank der vortrefflichen Farbbilder, welche Professor O. M. Friedrich aufgenommen und uns zur Illustrierung der aplitischen Aufschwemmung und metasomatischen Verdrängung alter Schieferstrukturen zur Verfügung gestellt hat, können wir zumindest referieren, welche Deutung die betreffenden Strukturen bisher erfahren haben. Ich möchte aber ausdrücklich betonen, daß ich mich in den letzten Jahren mit dieser Zone des Hochalm-Ankogel-Massivs nicht befaßt habe. Es handelt sich um die Glimmerschiefer (Abb. 10 bis 14 auf Tafel 1), welche die Gneis-

granite (bzw. Tonalite) der Hochalm- und Ankogeldecke (nach L. Kober und F. Angel) im Gebiete des Hafnerecks trennen. (Das Hafnereck befindet sich zwischen Rotgülden- und Maltatal. Siehe dazu: Geologische Karte des Ankogel-Hochalm-Gebietes und Beschreibung von F. Angel — R. Staber †: Seite 73 und 80.):

Diese Glimmerschieferzone (53) zieht nach F. Angel — R. Staber mit oft dicken Schieferbänken im Gneis vom Malteiner Sonnblick in die Hafnereck-SW-Flanke; dort wird sie im Wastelkar (s. Abb. 10 bis 14 auf Tafel 1) migmatisch breit aufgeschwemmt und erreicht so das Maltatal im Abschnitt Wastelbauern-Alm—Kölnbreinbach, wo sie zuerst L. Kober (54) beobachtet hat. Die Zone besteht in unserem Abschnitt (oberes Wastelkar) neben Amphiboliten hauptsächlich aus Granatglimmerschiefern (teilweise diaphthoritisch), Phyllonitphylliten, Woischen- und Serizitschiefern. Besonders sehenswerte Faltenmigmatite befinden sich bei der Wastelkarscharte. In der Karwanne sind die Altbestände am besten kenntlich (Tafel 1). Es gibt aber Striche, wo sie infolge feiner Aufarbeitung im Migmatit unkenntlich sind (F. Angel — R. Staber).

Diese Schieferzone wurde von L. Kober als Deckengrenze zwischen Ankogel- und Hochalmdecke angesprochen (53) (54). Demnach wäre anzunehmen, daß das flächige Parallelgefüge dieser Glimmerschiefer alpidisch eingeregelt ist. Die Glimmerschiefer hält L. Kober für „Altes Dach“ des variszischen Granits, also für Schiefer, deren Sedimentation vor

der Intrusion des variszischen Granits erfolgte. Welches Alter hat die Migmatisierung? Aus den Bildern ist leicht abzulesen, daß die aplitische Aufschwemmung jünger ist als die Prägung der flächigen Paralleltexur der Glimmerschiefer. Folgerichtig zieht F. Angel die Schlußfolgerung, daß die aplitische Aufschwemmung (aplitische Migmatisation, Homogenisierung der Schiefer, Feldspatsprossung in den Schiefen, diskordante Aplitgänge; siehe Abb. 10 bis 14 auf Tafel 1) der alpidischen Orogenese angehört. Es ist aber auch der Gedanke nicht auszuschließen und bei einer Neubearbeitung dieser geologischen Zone zu berücksichtigen, daß eine variszische Migmatizone alpidisch regeneriert wurde.

Das Zentralgneisproblem

Über den alpidisch deformierten und durch alpidischen Ichor regenerierten Migmatit- und Schieferzonen thront der Gneisgranit der Hochalmspitze (Abb. 16). Die Meinungen prallen schroff gegeneinander: Variszischer oder alpidischer Granit?

Wir wollen die Problemstellung an einem Handstück (Abb. 17) erläutern, das im granitischen Augengneis in der Mallnitzer (Dössener) Scharte geschlagen wurde. Es handelt sich um einen typischen Zentralgneis mit gut ausgeprägtem, flächigem Parallelgefüge des Biotits. Eingesprengt sind teilweise eckig begrenzte, teilweise augige, mehrere Zentimeter lange Kalinatronfeldspate mit Karlsbader Zwillingen. Ein diskordanter pegmatitischer (pegmatoider) Gang zeich-

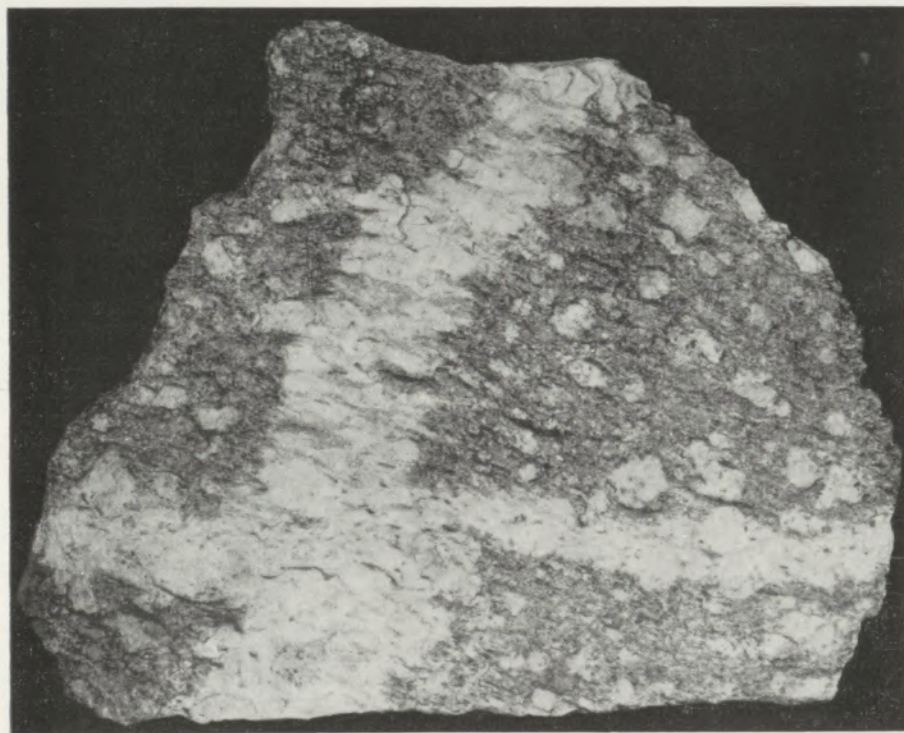


Abb. 17

Granitischer Augengneis (typischer „Zentralgneis“) mit diskordanten und konkordanten pegmatitischen (pegmatoiden) Gängen. Zu beachten ist die vorzügliche Schieferung auch im diskordanten pegmatitischen Gang mit glaren Quarzlagen und runden Kalinatronfeldspatäugen. Aus dem Gneisgranitkörper der Hochalmdecke; südsüdwestlich der Hochalmspitze: Mallnitzer (Dössener) Scharte zwischen Dössener Tal und Gößgraben. Kollektion: Exner 1947, $\frac{3}{4}$ der natürlichen Größe

net sich durch unscharfe Grenzführung aus und man kann vorzüglich sehen, daß die Quarzlagen und Feldspate im diskordanten pegmatitischen Gang dasselbe flächige Parallelgefüge aufweisen wie der Zentralgneis, nämlich das Nebengestein des diskordanten Ganges. Sehr bemerkenswert ist, daß auch die großen Kalinatronfeldspate im diskordanten Pegmatit teils eckig begrenzt sind, teils die typische Augenstruktur aufweisen. Die konform zum flächigen Parallelgefüge des Gesteines verlaufenden pegmatitischen Adern sind unscharf gegen das Nebengestein begrenzt. Dieses Gestein repräsentiert einen sehr häufigen Typus, der zum Hochalmgneisgranit dazugehört, und befindet sich in streichender südlicher Fortsetzung von Abb. 16. Siehe dazu auch Geologische Karte des Ankogel-Hochalm-Gebietes von F. Angel—R. Staber.

Folgende genetische Interpretationen der auf Abb. 17 sichtbaren Strukturen scheinen besonders hervorzustechen:

1. Der Pegmatit ist älter als die Prägung des flächigen Parallelgefüges. Der Pegmatit wurde variszisch intrudiert. Die Schieferung erfolgte im Zuge der alpidischen Orogenese. Oder:

2. Die Schieferung des Gesteines ist älter als der Pegmatit. Der Pegmatit ist mitsamt den Feldspatäugen und mitsamt den konkordanten Pegmatitgängen links und rechts metasomatisch im Zuge von Alkalimobilisation während der alpidischen Orogenese in einem schon schiefriigen Ausgangsmaterial (Muttergestein) entstanden als „replacement dyke“. Oder:

3. Denkbar ist aber auch der goldene Mittelweg. Man kann annehmen, daß hier wohl ein variszischer Pegmatit vorliegt, daß dieser aber blastomylonitisch alpidisch umgeprägt wurde unter Bedingungen, bei denen der Ichor mobil war. Die einst scharfen Grenzen des Ganges sind heute verschwommen. Trotz kräftiger Ausprägung eines alpidischen flächigen Parallelgefüges blieben die Relativverschiebungen gering. Ähnliches beobachteten wir auch an basischen Gängen (z. B. Zirmseekar). In unserem Falle hier ist der alte variszische Pegmatitgang nur schwach geknickt. Die alpidische Alkalimobilisation hat das Bild rejuveniert. Es sieht so frisch aus und ist trotzdem der Rest einer alten Struktur, eingetaucht in das Ichorbad der alpidischen Orogenese. Diese Interpretation kommt mir am wahrscheinlichsten vor.

Wie dem auch sei. Das Zentralgneisproblem ist noch immer ungelöst. Die ungemein lebendig und anregend vorgetragenen und beide in der Natur verankerten und daher durchaus gerechtfertigten Meinungen von L. Kober (variszischer Intrusionsgranit) und F. Angel (alpidischer Migmagranit) werden sich meines Erachtens vereinen lassen, wenn man durch weitere Studien eine genauere Gliederung der geologischen Vorgänge erreichen wird. In erster Linie versprechen Sanders Methoden, dahinzukommen. Ein letzter Rest von Unsicherheit wird stets verbleiben; das liegt in der Natur der Sache, nämlich in der Natur der alpidischen Remobilisation des Ichors alter Granite und Gneise. Sander selbst schrieb (64): „Die Trennung des älteren kristallinen

Substrates von den jüngeren Tauerngneisen ist nach der gemeinsam erlebten Tauernkristallisation und Deformation eine vielleicht unlösbare Aufgabe.“

Zusammenfassung

Im Zuge der alpidischen Orogenese wurde das vortriadische Grundgebirge der Hohen Tauern regeneriert. In den Kalinatronfeldspaten der variszischen Granite und Gneise vollzog sich alpidische Rekrystallisation mit Umlagerung der perthitischen Albit-Einlagerungen. Neugebildet wurden Albit und zwillingfreier perthitarmer Mikroclin. Im tieferen Stockwerk der Tauern fand während der alpidischen Orogenese zugleich mit intensiven tektonischen Bewegungsvorgängen eine Remobilisation des Ichors statt. Stellenweise ist es schwierig, das Erscheinungsbild des variszischen Magmatismus (Injektionsgranite mit Migmatiten und Gangfolge) von den Bildungen der alpidischen Ichor-Mobilisation und Alkalimetasomatose (metasomatische Granitisation) zu unterscheiden.

Summary

In the course of the alpidic orogenesis the pre-triassic basis of the „Hohe Tauern“ was regenerated. In the K-Na feldspars of the hercynian granites and gneisses alpidic recrystallisation together with the transformation of the perthitic albite inclusions took place. Albite and untwinned perthite-poor microcline were formed in the course of the regeneration process. In the lower region of the „Tauern“ a remobilisation of the ichor took place during the alpidic orogenesis simultaneously with intensive tectonic movements. In some locations it is difficult to distinguish the phenomenon of the hercynian magmatism (injection granites with migmatites and dyke swarms) from the products of the alpidic ichor mobilisation and alkali-metasomatism (metasomatic granitization).

Résumé

Au cours de l'orogénese alpine les bases prétriasiques des montagnes des Tauern furent régénérées. Dans les K-Na-feldspaths des granits et gneiss hercyniens eut lieu une récrystallisation alpidique avec une transformation des inclusions d'albites perthitiques. De l'albite et du microcline sans congémination et pauvre en perthites avaient été formés. Dans les régions inférieures des Hautes Tauern eut lieu, pendant l'orogénese alpidique, une remobilisation de l'ichor en même temps avec des mouvements intenses tectoniques. Dans quelques endroits il est assez difficile de distinguer le phénomène du magmatisme hercynien (du granit d'injection avec migmatites et des gangues) des produits de la mobilisation d'ichor alpidique et de l'alkalimetasomatose (granitisation metasomatique).

Literaturverzeichnis

- (1) Angel, F., Begehungen im Gebiete der Silbereckscholle 21. August 1938. Fortschr. Min. 23 (1939).
- (2) Angel, F., Mineralfazien und Mineralzonen in den Ostalpen. Jahrb. Universität Graz (1940).
- (3) Angel, F., u. F. Heritsch, Das Alter der Zentralgneise in den Hohen Tauern. Centralbl. Min. Abt. B, 1931.
- (4) Angel, F., u. R. Staber, Migmatite der Hochalm-Ankogel-Gruppe (Hohe Tauern). Min. u. Petr. Mitt. 49 (1937).

- (5) Angel, F., u. R. Staber, Gesteine und Gebirgsbau im Umkreis der Osnabrücker Hütte. Festschrift 50-Jahr-Feier, Zweigver. Osnabrück D. Alpenvereins, 1938.
- (6) Angel, F., u. R. Staber†, Gesteinswelt und Bau der Hochalm-Ankogel-Gruppe (mit: Geologischer Karte des Ankogel-Hochalm-Gebietes im Maßstabe 1:50.000). Wissenschaftl. Alpenvereinshefte 13 (Innsbruck 1952).
- (7) Bearth, P., Über das Verhältnis von Metamorphose und Tektonik in der penninischen Zone der Alpen. Schweiz. Min. u. Petr. Mitt. 32 (1952).
- (8) Becke, F., Aufnahmsberichte im Hochalmmassiv. Sitzber. Akad. Wiss. Wien, Math.-nat. Kl. Abt. I, 115, 117, 118 (1906—1909).
- (9) Becke, F., Stoffwanderung bei der Metamorphose. Tschem. Min. u. Petr. Mitt. 36 (1925).
- (10) Bianchi, A., u. Dal Piaz Giamb., La monografia geologico-petrografica sull' Alto Adige Orientale e Regioni limitrofe. Relazione dei risultati e aggiornamento critico dei problemi. Period. Min. 17 (1939).
- (11) Braumüller, E., u. S. Prey, Zur Tektonik der mittleren Hohen Tauern. Ber. R. A. Bodenf. (Geol. Bu. Anst. Wien) 1943.
- (12) Christa, E., Das Gebiet des Oberen Zemmgrundes in den Zillertaler Alpen. Jahrb. Geol. Bu. Anst. Wien 81 (1931).
- (13) Clar, E., Ostalpine Vererzung und Metamorphose. Verh. Geol. Bu. Anst. Wien 1945 (1947).
- (14) Clar, E., Zur Einfügung der Hohen Tauern in den Ostalpenbau. Verh. Geol. Bu. Anst. Wien 1953.
- (15) Clar, E., u. O. Friedrich, Über einige Zusammenhänge zwischen Vererzung und Metamorphose in den Ostalpen. Zeitschr. prakt. Geol. 41 (1933).
- (16) Cornelius, H. P., u. Clar E., Geologie des Großglocknergebietes. I. Teil (mit: Geologische Karte des Großglocknergebietes im Maßstabe 1:25.000). Abhandl. Zweigst. Wien Reichsst. Bodenf. (Geol. Bu. Anst. Wien) 25 (1939).
- (17) Cornelius, H. P., Zur Auffassung der Ostalpen im Sinne der Deckenlehre. Zeitschr. D. Geol. Ges. 92 (1940).
- (18) Cornelius, H. P., Neuere Erfahrungen über die Gesteinsmetamorphose in den Hohen Tauern. Min. u. Petr. Mitt. 54 (1942).
- (19) Cornelius, H. P., Die Herkunft der Magmen nach Stille vom Standpunkt der Alpengeologie. Sitzber. Öst. Akad. Wiss. Wien, Math.-nat. Kl., Abt. I, 158 (1949).
- (20) Eskola, P. E., The problem of mantled gneiss domes. Quarterly Journal Geol. Soc. London 1948 (1949).
- (21) Exner, Ch., Das Ostende der Hohen Tauern zwischen Mur und Maltatal. I. Teil., Jahrb. Zweigst. Wien Reichsst. Bodenf. (Geol. Bu. Anst. Wien) 89 (1939).
- (22) Exner, Ch., Das Ostende der Hohen Tauern zwischen Mur und Maltatal. II. Teil. Bewegungsbild der Silbermulde. Mitt. Reichsst. Bodenf. Zweigst. Wien (Geol. Bu. Anst. Wien) 1 (1940).
- (23) Geologische Beobachtungen in der Katschbergzone. Mitt. Alpenl. Geol. Ver. (Mitt. Geol. Ges. Wien) 35, (1942).
- (24) Exner, Ch., Das Gneisproblem in den östlichen Hohen Tauern (Vortragsbericht). Tschem. Min. u. Petr. Mitt. (3. Folge) 1 (1948).
- (25) Exner, Ch., Tektonik, Feldspatausbildungen und deren gegenseitige Beziehungen in den östlichen Hohen Tauern. Tschem. Min. u. Petr. Mitt. (3. Folge) 1 (1949).
- (26) Exner, Ch., Mallnitzer Rollfalte und Stirnfront des Sonnblick-Gneiskernes. Jahrb. Geol. Bu. Anst. Wien 93 (1949).
- (27) Exner, Ch., Das geologisch-petrographische Profil des Siglitz-Unterbaustollens zwischen Gasten- und Rauristal. Sitzber. Öst. Akad. Wiss. Wien, Math.-nat. Kl., Abt. I, 158 (1949).
- (28) Exner, Ch., Die geologische Position des Radhausberg-Unterbaustollens bei Badgastein. Berg- u. Hüttenm. Mh. 95 (1950).
- (29) Exner, Ch., Die Feldspatausbildung in den Gesteinen der östlichen Hohen Tauern und ihre petrogenetische Deutung (Vortragsbericht). Tschem. Min. u. Petr. Mitt. (3. Folge) 2 (1950).
- (30) Exner, Ch., Mikroklinporphyroblasten mit helizitischen Einschlüßzügen bei Badgastein. Tschem. Min. u. Petr. Mitt. (3. Folge) 2 (1951).
- (31) Exner, Ch., Zur Geologie und Petrographie des Radhausberg-Unterbaustollens bei Badgastein (Vortragsbericht). Tschem. Min. u. Petr. Mitt. (3. Folge) 3 (1952).
- (32) Exner, Ch., Erscheinungen der Granitisation in den Hohen Tauern, besonders im Raume Badgastein (Vortragsbericht). Tschem. Min. u. Petr. Mitt. (3. Folge) 3 (1952).
- (33) Exner, Ch., Geologische Probleme der Hohen Tauern. Verh. Geol. Bu. Anst. Wien. Sonderheft C. 1952.
- (34) Exner, Ch., u. E. Pohl, Granosyenitischer Gneis und Gesteins-Radioaktivität bei Badgastein. Jahrb. Geol. Bu. Anst. 94 (1951).
- (35) Frasl, G., Aufnahmsberichte auf Blatt Rauris. Verh. Geol. Bu. Anst. Wien 1952 u. 1953.
- (36) Frasl, G., Ein Porphyroidgneis mit Orthoklaseisprenglingen aus dem Habachtal (Hohe Tauern). Anz. Öst. Akad. Wiss. Wien, Mat.-nat. Kl. 1953.
- (37) Frasl, G., Die beiden Sulzbachungen (Oberpinzgau, Salzburg). Jahrb. Geol. Bu. Anst. Wien 1953.
- (38) Friedrich, O. M., Über den Vererzungstyp Rotgülden. Sitzber. Akad. Wiss. Wien, Mat.-nat. Kl., Abt. II, 143 (1934).
- (39) Friedrich, O. M., Zur Geologie der Goldagerstättengruppe Schellgaden. Berg- u. Hüttenm. Jahrb. 83 (1935).
- (40) Friedrich, O. M., Überblick über die ostalpine Metallprovinz. Besprochen an der Vererzung des Tauern-Ostrandes. Zeitschr. Berg-, Hütten- u. Salinenwesen im Deutschen Reich 85 (1937).
- (41) Friedrich, O. M., Befahrung der Arsenlagerstätte Rotgülden. Fortschr. Min. 23 (1939).
- (42) Friedrich, O. M., u. K. B. Matz, Der Stüblbau zu Schellgaden. Berg- u. Hüttenm. Mh. 87 (1939).
- (43) Haberlandt, H., u. A. Schiener, Die Mineral- und Elementvergesellschaftung des Zentralgneisgebietes von Badgastein (Hohe Tauern). Tschem. Min. u. Petr. Mitt. (3. Folge) 2 (1951).
- (44) Hießleitner, G., Alter Goldbergbau am Grieswies-Schwarzkogel (Ritterkar) im Sonnblick-Hochalpmassiv, Hohe Tauern. Berg- u. Hüttenm. Jahrb. 85 (1937).
- (45) Holzer, H., Über geologische Untersuchungen am Westrand der Granatspitzgruppe (Hohe Tauern). Sitzber. Öst. Akad. Wiss. Wien, Mat.-nat. Kl., Abt. I, 161 (1952).
- (46) Huttenlocher, H., Exkursionsbericht: Brig — Belalp — Unterbach (Aarmassiv). Schweiz. Min. u. Petr. Mitt. 31 (1951).
- (47) Karl, F., Analytisch-tektonische Studien an Gesteinen des Gerlostales (Fortsetzung der Tuxer Grauwackenzone, Ostalpen). Neues Jb. Geol. Mh. 1952.
- (48) Kieslinger, A., Ganggesteine im Zentralgneis am Zirmsee, Kärnten. Jahrb. Geol. Bu. Anst. 86 (1936).
- (49) Kieslinger, A., Aufnahmsberichte auf Blatt Hofgastein. Verh. Geol. Bu. Anst. Wien 1936 bis 1938.
- (50) Kieslinger, A., Die geologischen Grundlagen des Goldbergbaues in den Hohen Tauern (Vortrag). Leobner Bergmannstag. Wien 1937.
- (51) Klebe'sberg, R. v., Ein Ammonit aus dem Hochstegenkalk des Zillertales (Tirol). Zeitschr. D. Geol. Ges. 92 (1940).
- (52) Kober, L., Bericht über geologische Untersuchungen in der Sonnblickgruppe. Sitzber. Akad. Wiss. Wien, Mat.-nat. Kl. 121 (1912).
- (53) Kober, L., Das östliche Tauernfenster. Denkschr. Akad. Wiss. Wien, Mat.-nat. Kl. 98 (1922), 1923.
- (54) Kober, L., Neuere Beiträge zur Geologie der östlichen Tauern und des Salzkammergutes. Anz. Akad. Wien, Mat.-nat. Kl. 63 (1926).
- (55) Kober, L., Der geologische Aufbau Österreichs. Wien 1938.
- (56) Köhler, A., Erscheinungen an Feldspäten in ihrer Bedeutung für die Klärung der Gesteinsgenese (Ein Versuch und eine Anregung). Tschem. Min. u. Petr. Mitt. (3. Folge) 1 (1948).
- (57) Kölbl, L., Das Tauernproblem in den Ostalpen (Vortragsbericht). Geol. Rundschau 26 (1935).

- (58) Leitmeier, H., Einige neuere Mineralvorkommen im Gebiete des Habachtales, ein Beitrag zur Kenntnis der Entstehung der Zentralgranitgneise der Hohen Tauern. *Min. u. Petr. Mitt.* 53 (1942).
- (59) Leitmeier, H., Einführung in die Gesteinskunde. Wien 1950.
- (59a) Meixner, H., Über einige typomorphe Minerale aus den Ostalpen. *Zeitschr. Geologie* 1 (1952).
- (59b) Metz, K., Zur Frage voralpidischer Bauelemente in den Alpen. *Geol. Rundschau* 40 (1952).
- (59c) Petrascheck, W. E., Zu H. Schneiderhöhns neuer Auffassung der alpinen Metallogenese. *Berg- u. Hüttenm. Mh.* 97 (1952).
- (60) Prey, S., Die Metamorphose des Zentralgneises der Hohen Tauern. *Mitt. Geol. Ges. Wien* 29 (1937).
- (61) Ramberg, H., The facies classification of rocks: a clue to the origin of quartzo-feldspathic massifs and veins. *The Journal of Geology* 57 (1949).
- (62) Sander, B., Über einige Gesteinsgruppen des Tauernwestendes. *Jahrb. Geol. Bu. Anst.* 62 (1912).
- (63) Sander, B., Westende der Tauern. Führer zu geologischen Exkursionen in Graubünden und in den Tauern. *Geolog. Rundschau* 3 (1912).
- (64) Sander, B., Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern. II. Bericht. *Jahrb. Geol. Bu. Anst. Wien* 70 (1921).
- (65) Sander, B., Erläuterungen zur geologischen Karte Meran—Brixen. *Schlern Schriften* 16 (1929).
- (66) Sander, B., Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper. Wien 1948.
- (67) Scheumann, K. H., Prävariskische Glieder der Sächsisch-Fichtelgebirgischen kristallinen Schiefer. *Abh. Sächs. Akad. Wiss. Mat.-phys. Kl.* 39 (1924).
- (68) Schmidt, W., Tektonik und Verformungslehre. Berlin 1932.
- (69) Schneiderhöhn, H., Genetische Lagerstättengliederung auf geotektonischer Grundlage. *Neues Jahrb. Min. Mh.* 1952.
- (70) Schüller, A., Die Diorite von Dessau. Ein Beispiel für Ichor-Metamorphose. *Heidelb. Beitr. Min. u. Petr.* 3 (1952).
- (71) Schwinner, R., Die Zentralzone der Ostalpen. In: F. X. Schaffer's Geologie von Österreich, 2. Auflage, Wien 1951.
- (72) Stark, M., Vorläufiger Bericht über geologische Aufnahmen im östlichen Sonnblickgebiet und über die Beziehungen der Schieferhüllen des Zentralgneises. *Sitzber. Akad. Wiss. Wien. Mat.-nat. Kl., Abt. I.* 121 (1912).
- (73) Wegmann, C. E., Zur Deutung der Migmatite. *Geol. Rundschau* 26 (1935).
- (74) Wegmann, C. E., Note sur quelques problèmes de la tectonique superposée. *Bull. Comm. géol. Finlande*, 1947.
- (75) Wegmann, C. E., Transformations métasomatiques et analyse tectonique. *Int. Geol. Cong. Rep.* 18 Sess. 1948.
- (76) Wegmann, C. E., Méthodes d'analyse tectonique des socles cristallins. *Archives des Sciences, Genève* 4 (1951).
- (77) Weber, A., Die Feldspate in den Gesteinen der Hochalm-Ankogel-Gruppe. *Min. u. Petr. Mitt.* 53 (1942).
- (78) Weinschenk, E., Die kontaktmetamorphische Schieferhülle und ihre Bedeutung für die Lehre vom allgemeinen Metamorphismus. *Abh. Bayr. Akad. Wiss., II. Kl.*, 22 (1903).
- (79) Wenk, E., Ostalpinen und penninisches Kristallin. Schweiz. *Min. u. Petr. Mitt.* 28 (1948).
- (80) Wenk, E., Exkursionsbericht: Verzascatal. Schweiz. *Min. u. Petr. Mitt.* 31 (1951).
- (81) Winkler-Hermaden, A., Bemerkungen zur Geologie der östlichen Tauern. *Verh. Geol. Bu. Anst. Wien* 1923.
- (82) Winkler-Hermaden, A., Geologische Probleme in den östlichen Tauern. 1. Teil. *Jahrb. Geol. Bu. Anst.* 76 (1926).