

Die geologische Position der Magmatite des periadriatischen Lineamentes

Von CHRISTOF EXNER ¹⁾

Mit 13 Abbildungen

Osterreichische Karte

1 : 50.000

Blätter 177—181, 195—201, 212—213

Schlüsselwörter
Tiefenstörung
variszischer Magmatismus
alpidischer Magmatismus
Granat, Zonenbau
Kontaktmetamorphose

Inhalt

Zusammenfassung	4
Résumé	5
Einleitung	6
Der Pluton des Bachergebirges (Pohorje)	8
Das Gangfolge des Bacher-Plutons und die miozänen Dazite	10
Gänge von Tonalitporphyr im Mesozoikum der Karawanken-Nordkette	11
Die Dazit-Gänge im Karawanken-Vorland bei Prävali	16
Der Andesit des Smrekovec und seine Tuffe	16
Der Karawanken-Granit	17
Das Westende des Karawanken-Granits im Profil des Schaida-Sattels	20
Das Profil der Abbildung 4	20
Beschreibung der Gesteine und Aufschlüsse (Abb. 6)	23
Grobkorngranit, Diorit, Korund-Hornblende-Fels und Olivinfels	23
Cordieritknotenschiefer	25
Kleinkörniger Cordierit-Biotit-Schiefer	27
Kontaktmetamorpher Tuffit	27
Kleinkörniger Hornblende-Plagioklas-Fels	28
Zur Erforschungsgeschichte des Gebietes um den Schaida-Sattel	28
Der Tonalitgneis der Karawanken	30
Die Tonalitgneis-Linse von Weitenstein (Vitanje)	33
Die Tonalitgneis-Lamelle von Finkenstein	35
Der Granitzug von Nötsch	39
Gänge im austroalpinen Kristallin (Kreuzeck- und Schobergruppe, Iseltal)	41
Lamprophyrgang mit Hornfelskontakt, diskordant in Unterkreide-Schiefer der Lienzer Dolomiten	42
Die Lesachtal-Masse	44
Die Granodiorit-Linse von Hollbruck bei Kartitsch	46
Die Tonalit-Linsen im Pustertal	46
Die Plutone vom Rieserferner bis zur Rensenspitze	47
Das Gangfolge des Rensenspitze-Plutons und seiner Nachbarn	48

¹⁾ Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. CH. EXNER, Geologisches Institut der Universität Wien, Universitätsstraße 7, A-1010 Wien.

Der Tonalitgneis am Nordrande des Brixner Granodiorit-Massivs	50
Der Brixner Granodiorit-Pluton	50
Iffinger-Masse	52
Kreuzberg-Masse	53
Töllit-Gänge	54
Die Tonalitgneis-Linsen zwischen Ultental und Adamello-Masse	54
Adamello-Masse	55
Die Granodiorit-Masse des Monte Sabion und die mylonitischen kleinen Granodioritvorkommen bei Madonna die Campiglio	55
Die Gänge im Ortler-Gebiet	56
Eventuelles Gängefolge des Magmas des Adamellomassivs in der Orobischen Kette	56
Der Tonalitgneis von Sondrio	56
Bergeller Massiv	57
Die Tonalit-Lamelle von Melirolo	57
Der Andesit der Canavese-Zone nordwestlich Biella	58
Diskordante Lamprophyrgänge in der Sesiazone und in den Bündnerschiefern	58
Der Tonalit von Miagliano	59
Der Quarzsyenit-Pluton im Cervotal bei Biella	59
Der Diorit-Pluton von Traversella	60
Literatur	60

Zusammenfassung

In Slowenien (Slovenija, Jugoslawien) bildet der Tonalitgneis von Weitenstein (Vitanje) die tektonische Fortsetzung des Karawanken-Tonalitgneises. Seine s-Flächen fallen nach S und er wird von der südalpinen Trias überschoben. Der Granat im post-mitteltriadischen Tonalitporphyrat des Ursulaberges (Plešivec) weist eine zonare Anordnung der in ihm eingeschlossenen Minerale auf, welche der zeitlichen Kristallisationsfolge der gesteinsbildenden Minerale dieses Ganggesteines entspricht. Daraus wird gefolgert, daß der Granat während der Kristallisation des Magma gewachsen ist.

In Kärnten blieb der nördliche Teil des Intrusionsdaches des Karawanken-Granites im Gebiet des Schaidasattels erhalten. Diorit und korundführender Hornblendefels gehören hier der basischen Randfazies des Granits an. Der Cordieritknotenschiefer (kontaktmetamorphe paläozoische Grünschieferserie) konserviert im Gebiet des Schaidasattels eine paläozoische Querstruktur, welche NW streicht. Die alpidische Hauptstörung ist im Wogar-Tal, südwestlich des Schaidasattels, mit Ultramylonit und 10 m mächtigem, knetbarem, hellgrauem bis grünlichem Letten (fragliches eingeklemmtes Tertiär) aufgeschlossen. Bei Finkenstein fällt die Schieferung des Tonalitgneises der Karawanken nach Süden. Granit und Amphibolit von Nötsch sind durch eine alpidische Störungszone mit lokal eingefaltetem rotem Permo-Skyth-Sandstein von der Hauptmasse des Gailtaler Kristallins getrennt.

In Osttirol finden sich im Kontakt-Hornfels des post-mittelkretazischen Lamprophyrs der Lienzer Dolomiten Mineralaggregate, welche wahrscheinlich Pseudomorphosen nach Cordierit darstellen. Allgemein gilt, daß der Mineralbestand der Gänge im Drauzug und in den Karawanken (Lienzer Dolomiten und Ursulaberg) gut erhalten blieb. Hingegen erlitten Mineralbestand und Struktur der Gänge im austroalpinen Kristallin (St. Johann im Iseltal, Schobergruppe, Kreuzeckgruppe usw.) und im Tauernfenster (Bündnerschiefer nördlich Vals) postmagmatische Veränderungen. Diese werden genetisch durch hydrothermalen Lösungsumsatz im Nebengestein (Glimmerschiefer und Gneis), welcher sekundär auch das Ganggestein befällt, erklärt. Wo ein Pluton in den Bereich der penninischen Regionalmetamorphose gelangt, wird er kristalloblastisch umgeprägt (Tonalitgneis im südlichen Teil des Bergeller Massivs).

Der Granitzug der Karawanken zeigt in bezug auf basische Randfazies (Gabbro, Diorit), Intrusionsmigmatite und Hornfelse große Ähnlichkeit mit dem Granodioritmassiv von Brixen (Bressanone) — Kreuzberg (Monte Croce). Eine ähnliche Zusammensetzung und geologische Position nehmen auch die Granit- und Granodioritlamellen von Nötsch und vom Monte Sabion ein.

Die Tonalit-Lamelle von Melirola steht mit dem post-Bündnerschiefer-Intrusivkontakt der südöstlichen Bergeller Masse in feldgeologischem Zusammenhang.

Die mit Unterbrechungen 365 km lange und maximal 2,5 km breite Tonalitgneis-Lamelle zwischen Dimaro (NE-Ecke des poly-plutonischen Adamello-Massivs) und Weitenstein (Vitanje) dürfte strukturellgeologisch eine räumliche und zeitliche geologische Einheit darstellen und vor der Deformation einem gewaltigen Pluton angehört haben. Das Alter seiner Intrusion ist noch ein offenes Problem. Strukturellgeologische Detailbeobachtungen sprechen zwar dafür, daß der Tonalit älter ist als der radiometrisch spätvariszisch datierte Granit und Granodiorit der Karawanken und von Brixen (Bressanone). Trotzdem möchte der Verfasser die Möglichkeit eines mesozoisch-tertiären Intrusionsalters des Tonalitplutons nicht ganz verneinen, weil regionale Verbindungen (Vardarzone-Banat-Adamello-Bergell-Biella-Traversella) und alpengeotektonische Hypothesen (Sial-Einschmelzung in der Tiefe und spätkinematischer Tonalit-Aufstieg) heute noch ein recht plausibles Gedankengebäude darstellen. Es wird notwendig sein, radiometrische Altersbestimmungen auch an den Zirkonen der betreffenden Gesteine vorzunehmen.

Résumé

Les travaux géologiques en Slovénie et Carinthie et la comparaison des résultats avec des observations faites jusqu'au domaine de Biella et Traversella permettent une vue d'ensemble sur la position géologique des magmatites du linéament périadriatique.

En Slovénie (Jugoslavie), le gneiss tonalitique de Weitenstein (Vitanje) trouve sa continuation tectonique dans le gneiss tonalitique des Karawanken. Il est chevauché par le Trias Sudalpin, et le pendage de la schistosité régionale observé dans le gneiss montre vers le Sud. Les grenats des tonalite-porphyrites (d'âge post-Triasique-Moyen) du Mont d'Ursule (Plešivec) renferment des inclusions en structure zonaire, correspondant à la succession de cristallisation magmatique des minéraux de ces roches filoniennes. En conséquence les grenats doivent être contemporains de la cristallisation du dit magma.

En Carinthie, la partie Nord d'un toit de l'intrusion granitique des Karawanken (domaine du Col de Schaida) a été conservée. Le faciès marginal basique du granite comprend des diorites et des hornblendites avec corindon. La série Paléozoïque de schistes verts avec métamorphisme de contact (schistes à nodules de cordierite) conserve dans le domaine du Col de Schaida une structure Paléozoïque transversale de direction NO-SE. La faille alpine principale, visible dans la vallée de Wogar au SO du Col de Schaida, comprend des ultramylonites et des argiles plastiques gris-vertes d'une épaisseur de 10 m (probablement d'âge Tertiaire). Près de Finkenstein la schistosité du gneiss tonalitique des Karawanken s'incline vers le Sud. Le granite et les amphibolites de Nötsch sont séparés de la zone cristalline principale de Gail par une intercalation tectonique du grès rouge Permo-Werfénien.

En Tyrolie Orientale (Dolomites de Lienz), on observe au contact de filons lamprophyriques (d'âge post-Crétacé-Moyen) des cornéennes renfermant des agrégats qui pourraient être interprétés comme des pseudomorphoses de cordierite. En générale c'est une règle que les minéraux et les structures primaires des filons sont bien conservées dans les roches carbonatiques du Drauzug et des Karawanken. Tout au contraire, la composition minéralogique des filons du domaine cristallin Austro-Alpin (St. Johann/Iseltal, complexe de Schober et Kreuzeck) et de la fenêtre des Hohe Tauern (schistes lustrés au N de Vals) montrent des transformations postmagmatiques. En sens génétique on interprète ces altérations comme produits des mobilisations hydrothermales dans les roches encaissantes (micaschistes et gneiss), qui attaquent secondairement aussi la roche des filons.

Dans un cas où un complexe tonalitique a été atteint par le métamorphisme régional Pennique, une cristalloblastèse avec recristallisation est reconnaissable (gneiss tonalitique de la partie méridionale du Massif de Bergell).

On peut constater une forte ressemblance entre le granite des Karawanken et les granodiorites de Brixen (Bressanone) — Kreuzberg (Monte Croce) en ce qui concerne le faciès marginal basique, les migmatites d'intrusion et les cornéennes. La composition et la position géologique des lames granitiques et granodioritiques de la région de Nötsch et du Monte Sabion sont comparables.

La lame tonalitique de Melirola a des relations géologiques avec le contact intrusif (d'âge post-schistes lustrés) de la partie SE du Bergell.

La lame des gneiss tonalitiques entre Dimaro (coin NE du Adamello) et Weitenstein (Vitanje) peut être suivie (avec des interruptions) sur une longueur de 365 km avec une largeur maximale de 2,5 km. En raison de la structure géologique, on peut admettre qu'elle constitue une unité géologique qui, avant la déformation, faisait partie d'un vaste complexe magmatique dont l'âge d'intrusion est encore à discuter. Les observations structurales détaillées indiquent pour le tonalite un âge plus ancien que le granite et les granodiorites des Karawanken et de Brixen (Bressanone), les deux d'âge tardi-hercynien. Mais l'auteur ne voudrait pas tout à fait exclure la possibilité d'un âge Mésozoïque ou Tertiaire pour l'intrusion du tonalite. La liaison régionale (zone de Vardar—Banat—Adamello—Bergell—Biella—Traversella) et certaines hypothèses sur la tectonique alpine (l'anatexis dans le domaine du sial et la montée tardi-cinématique des tonalites) pourraient fournir des arguments pour cette interprétation. Une détermination radiométrique sur les zircons des roches concernées pourrait donner des arguments valables.

Einleitung

Das periadriatische Lineament ist 700 km lang und scheidet den Nordstamm der Alpen vom Südstamm. Es setzt sich zusammen aus dem SE-Abschnitt der Lavantaler Störung, aus der Weitensteiner Linie, dem Karawanken-Lineament (Remschenig-Störung), der Gailtallinie, der Pustertallinie, der quer verlaufenden Judikarienlinie zwischen Mauls und Dimaro (Querstruktur des „Südalpenkopfes“) sowie der Tonale- oder Insubrischen Linie (von Dimaro über den Tonalepaß nach Locarno und nach SW zur Poebene zwischen Ivrea und Lanzo bei Turin). Von diesem periadriatischen Hauptlineament zweigen im spitzen Winkel zahlreiche Nebenlineamente ab wie der NW-Teil der Lavantaler Störung, die Schönsteiner Linie, die Mölltallinie (zwischen Villach und Obervellach), die Linie im Drautal zwischen Sillian und Zwischenbergen bei Lienz und viele andere.

Das periadriatische Lineament ist eine der bedeutendsten Störungszonen im Bau Europas und scheidet das alpidisch nicht regionalmetamorphosierte, alpidisch starr gebliebene Grundgebirge der Südalpen vom alpidisch regionalmetamorphen, teilweise intensiv mobilisierten (Penninikum), teils zu Schuppen und Decken deformierten (Austroalpin) Grundgebirge des Nordalpenstammes.

Bekanntlich wird das periadriatische Lineament von Magmatiten begleitet, deren Intrusion vom Paläozoikum bis ins Jungtertiär reicht. Teils sind sie unmittelbar längs des Hauptlineamentes angereiht (z. B. die Tonalitlinsen zwischen Weitenstein in Slowenien und Dimaro an der NNE-Ecke des Adamello-Massivs), oder sie befinden sich etwas abseits, an Nebenstörungen weiter nördlich (z. B. Bachertonalit, Karawankengranit, Rieserfernertonalit, Bergeller Pluton), oder weiter südlich (Brixner Granodiorit, Adamellopluton). Die Magmatite setzen sich aus Plutonen und einem Schwarm von Gängen mit deutlicher räumlicher Beziehung zu diesen Plutonen und damit auch zum periadriatischen Lineament und seinen Nebenstörungen zusammen. Wo das periadriatische Lineament in den tertiären Einbruchsbecken Pannoniens und der Poebene verschwindet, stellen sich miozäne und oligozäne Effusiva ein, welche stellenweise Beziehungen zum periadriatischen Störungssystem und seinen Plutonen und Gängen erkennen lassen (Effusivdazite des Bachergebirges, Andesit des Smrekovec und Andesit nordwestlich von Biella).

Wurden früher gerne unitaristische Prinzipien zur genetischen Interpretation der „periadriatischen Magmatite“ in Anwendung gebracht (z. B. vorwiegend alpidische Magmenintrusionen und -extrusionen aus einem unter der Narbe zwischen Nord- und Südost der Alpen gedachten Magmentopf oder die entgegengesetzte Vorstellung vorwiegend paläozoisch erstarrter Plutone als Teile des voralpidischen Grundgebirges), so sind wir heute vor allem auf Grund der radiometrischen Altersbestimmungen (paläozoische bis jungtertiäre Alter der Magmatite) viel vorsichtiger. Es gilt vielmehr heute, in Ergänzung und parallel zu den radiometrischen Datierungen auch neuerlich wiederum feldgeologische Daten zu sammeln. Es wurde zwar schon viel über diesen Problembereich gearbeitet (z. B. E. SUSS, W. SALOMON, H. P. CORNELIUS, A. WINKLER-HERMADEN und in neuerer Zeit: A. GANSSER 1968, P. BAGGIO & C. FRIZ 1969, H. BÖGEL 1975, um nur einige der zusammenfassenden Autoren zu nennen, denen eine große Zahl weiterer Autoren anzuschließen wäre), doch kann man nach meinen im Osten (Kärnten und Slowenien) angestellten Erfahrungen noch immer eine Fülle interessanter geologischer Strukturdaten und feldpetrographischer Daten in der Natur an diesen Magmatiten des periadriatischen Lineamentes gewinnen. Es gibt ja auch zahlreiche neue Aufschlüsse.

Mit dem vorliegenden Aufsatz möchte ich vor allem auf die Fruchtbarkeit diesbezüglicher feldgeologischer Bestrebungen zur Erforschung des interessanten Problembereiches der geologischen Position der Magmatite im näheren Bereich des periadriatischen Lineamentes hinweisen und Anregungen zu weiteren Detailbearbeitungen liefern. In diesem Sinne handelt es sich im folgenden um eine Übersicht neuerer Kenntnisse und um die Mitteilung einiger bescheidener Detailbeobachtungen des Verfassers. Sie gründen sich auf Exkursionen und kleinere Spezialkartierungen, die der Verfasser in den Jahren 1969 bis 1975 durchführte und die den Zweck hatten, die monographische Bearbeitung der Karawankenplutone östlich Eisenkappel (EXNER 1972) in einen vernünftigen geologischen Rahmen einzupassen.

Besonderer Dank gilt Herrn Kollegen E. FANINGER (Museum Laibach) für gemeinsame Exkursionen in Slowenien in den Jahren 1969, 1971, 1972 und 1975 sowie Frau A. HINTERLECHNER-RAVNIK und Herrn P. MIOČ (Geologische Anstalt Laibach). Bezüglich des österreichischen Teiles der Karawanken erhielt ich auf gemeinsamen Exkursionen wertvolle Anregungen durch die Herren N. ANDERLE und G. RIEHL-HERWIRSCH. Im Gailtal führten mich die Herren H. P. SCHÖNLAUB, F. P. SASSI und A. ZANFERRARI. In Südtirol zeigten mir die Herren GIAMB. DAL PIAZ, P. BAGGIO und GP. DE VECCHI die Aplitgänge in den Bündnerschiefern des Valsertales.

Zahlreiche Anregungen erhielt ich durch die Professoren GIAMB. DAL PIAZ, den verewigten A. BIANCHI und den verewigten F. KARL. Ihnen gilt mein ganz besonderer Dank, da sie sich intensiv mit den vorliegenden Problemen beschäftigten, mit mir fleißig diskutierten und mich ihre prächtigen Gesteinssammlungen in Padua und in Kiel besichtigen ließen.

Im Strona-Tal und im Gebiet von Biella führte mich dankenswerter Weise H. AHRENDT. Es gelang dann im September 1974, dank der gemeinsamen Bestre-

bungen der Kollegen H. BÖGEL und H. AHRENDT, eine 14tägige Exkursion zu Vergleichs- und Übersichtszwecken längs des periadriatischen Lineamentes von Slowenien bis Ivrea unter der vorzüglichen und liebenswürdigen Leitung von H. BÖGEL (München) durchzuführen. Dabei nahmen neben anderen auch viele der vorhin genannten Kollegen teil. Zusätzlich seien im Rahmen der genannten Übersichtsexkursion besonders die interessanten Führungen von H. BÖGEL bei Sillian und in Südtirol und von M. FUMASOLI im Gebiet um den Comersee hervorgehoben.

Der Österreichischen Akademie der Wissenschaften dankt der Verfasser für Reise- und Sachbeihilfen im Rahmen des geodynamischen Forschungsprojektes.

Der Pluton des Bacher-Gebirges (Pohorje)

Im Untergrund des Grazer Beckens scheint Tonalit vorzukommen. Der Tuffit von Kapfenstein zeigt neben Basaltlapilli, Olivinbomben und Xenolithen des Sedimentmaterials des Untergrundes auch Xenolithen eines leicht pyrometamorph beeinflussten Tonalits (H. HERITSCH, 1972, p. 281).

Neben der älteren Literatur über das Bacher-Gebirge, vor allem der klassischen Zusammenfassung von A. KIESLINGER (1935) berücksichtigen wir die neuen Ergebnisse von E. FANINGER (1970, 1973), A. HINTERLECHNER-RAVNIK (1971) und unveröffentlichte Studien von P. MIOČ.

Der Bacher-Pluton streicht WNW. Er ist 27 km lang und bis 10 km breit. Im Kartenbild erscheint er als Linse. Der Pluton zeigt flächiges Parallelgefüge. Dieses verläuft mehr oder weniger parallel zum umschließenden austroalpinen Kristallin. Auf Grund des flächigen Parallelgefüges handelt es sich um einen mittelsteil nach SSW gneigten Pluton. Im Norden fallen die alkristallinen Hüllschiefer unter den Pluton ein. Am S-Rand überlagern sie den Pluton. Hier haben sich auch isolierte Erosionskappen der Hüllschiefer auf dem Pluton erhalten. Nur der östlichste Teil (östlich des Radlbaches = Radoljna) weist nach neuesten, noch unveröffentlichten Untersuchungen von P. Mioč kuppelförmigen Bau auf.

Das Gestein des Bacher-Plutons ist Tonalit im weiteren Sinne. Petrographisch handelt es sich um Quarzdiorit mit Partien von Granodiorit. Plag ist gegenüber Knaf in der Regel stark in Vormacht. Der Plagioklas erweist sich als verhältnismäßig basisch (55% An) und zeigt häufig oszillierenden Zonenbau (Kern 52% An, Rand 26% An). Knaf ist vorwiegend Orthoklas mit geringer örtlicher Triklinisierung. Hornblende kommt besonders in den inneren Partien des Plutons vor, bleibt aber klein. Häufig fehlt sie überhaupt. Biotit ist der vorherrschende dunkle Gemengteil. In den von mir gesammelten Proben (Ceslak, Mišlitztal [Mislinja], Reifniger Hütte [Ribniska k.]) hat der Biotit rehbraune und grüne, jedoch keine rotbraune Farbe und der Quarz zeigt örtlich sehr intensive Verzahnung und Kornzerfall, was auf beträchtliche postkristalline Deformation des Quarzes und postkristalline Gleitbewegungen im Gestein schließen läßt. Hellglimmer fehlt als Hauptgemengteil. Das Gestein zeigt keine Regional-, sondern nur Dynamometamorphose.

Auf Grund des reichlichen Biotitgehaltes ist das meist mittelkörnige Gestein schwarz-weiß gesprenkelt. Es erinnert im Handstück und Aufschluß mit seinem

stets vorhandenen deutlichen flächigen Parallelgefüge, mit den zahlreichen biotit-reichen basischen Fischen und mit den quer durchschlagenden granatreichen Apliten und Pegmatiten an den penninischen Tonalitgneis (im weiteren Sinne) der Hochalmgruppe im östlichen Tauernfenster. Von diesem unterscheidet es sich hauptsächlich durch die Erhaltung der basischen Plagioklase mit oszillierendem Zonenbau, durch die Erhaltung des Orthoklases, durch die lokale Hornblendeführung und die mangelhafte, gegenüber dem Tauern-Tonalitgneis sehr zurückbleibende Plagioklasfülle.

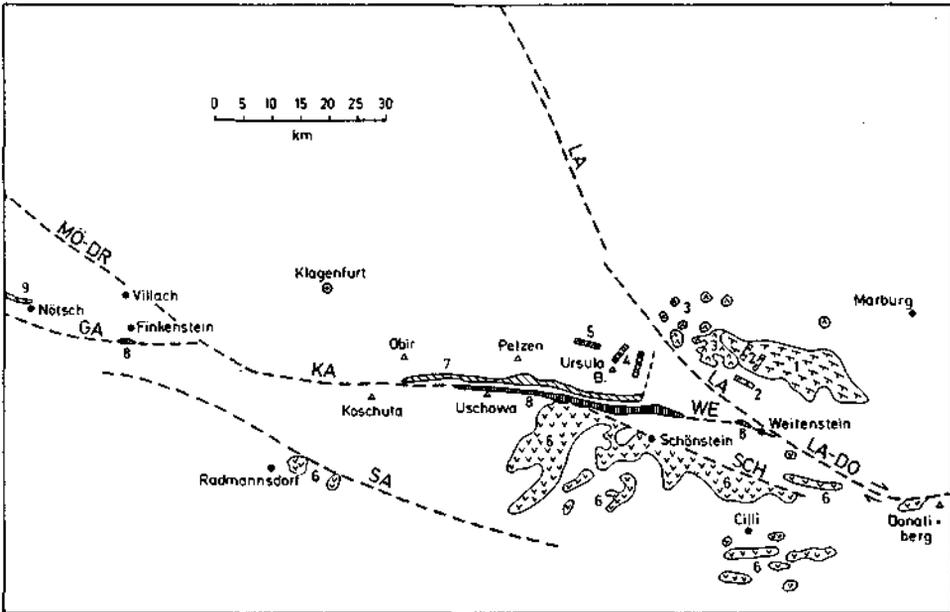


Abb. 1: Schematische Kartenskizze der Magmatite längs des periadriatischen Lineamentes in Slowenien und im österreichischen Teil der Karawanken. 1 — Tonalit-Pluton des Bachergebirges. 2 — Gang-Dazit des Bacher-Plutons. 3 — Effusiv-Dazit im Umkreis des Bachergebirges. 4 — Granatführende Tonalitporphyrit-Gänge im Mesozoikum der Karawanken-Nordkette (Ursula Berg). 5 — Granatführender Dazit-Gang im Phyllit des Karawankenvorlandes bei Prävali. 6 — Andesit und Andesittuff vom Typus Smrekovec. 7 — Karawanken-Granit. 8 — Tonalitgneis der Karawanken. 9 — Granitzug von Nötsch.

Störungslinien: Eigentliches periadriatisches Lineament mit den Teilabschnitten: LA-DO — Südlicher Teil der Lavant-Störung (Donati-Linie). WE — Weitensteiner Linie. KA — Karawanken-Lineament (Remschenig-Störung). GA — Gailtallinie. Andere Störungslinien: LA — Lavantlinie (nördlicher Teil). MO-DR — Mölltallinie (mit der Fortsetzung im Drautal bei Villach). SCH — Schönsteiner Linie. SA — Save-Linie.

Die Rechtsseitenverschiebung längs des südlichen Teiles der Lavant-Störung (Donati-Linie) wird aus der Rechtsverschiebung der südalpinen Trias des Wotsch gegen die südalpine Trias von Gonobitz abgeleitet (A. WINKLER-HERMADEN 1930). Die horizontale Versetzung beträgt etwa 10 km. Die alpine Querstörung (nördlicher Teil der Lavantlinie) schwenkt bei Weitenstein annähernd in die Richtung des periadriatischen Lineamentes um und wird zur Längsstörung (südlicher Teil der Lavantlinie = Donati-Linie).

Neben helleren granodioritischen Partien sind im Bacher-Pluton auch ältere basische Differentiate wie der Pyroxen-Hornblende-Diorit (Cizlakit) von Cezlak bei Oplotnitz (Oplotnica) westlich Windisch Feistritz (Sl. Bistrica) vorhanden.

Der Bacher-Pluton bildet Parallelkontakte mit den altkristallinen Hüllschiefern. Almandin-Phyllit des Hüllschiefers wird am Kontakt zu Andalusit-Biotit-Schiefer umgewandelt. Aus dem Pluton dringen Aplite in die Hüllschiefer.

Im Planinkagraben des Mießlingtales beobachtete ich, daß die Lineation (Elongation des Biotits) des Plutons (Quarzdiorit) parallel zur Lineation des Nebengesteines (Paragneis) verläuft. Die Lineation streicht dort E-W und neigt sich gegen E.

Das Alter der Intrusion des Bacher-Plutons ist jünger als die Regionalmetamorphose der Hüllschiefer und älter als die miozänen Eibiswalder Schichten der Umgebung von Marburg (Maribor), in denen Gerölle des Plutons vorkommen. Eine radiometrische Altersbestimmung von G. DELEON (1969) ergab für den Tonalit des Bachern 19 ± 5 Mio. Jahre.

Das Gangfolge des Bacher-Plutons und die miozänen Dazite

Aplite und Pegmatite des Bacher-Plutons sind häufig granatreich. Frische Lamprophyrgänge mit Mächtigkeiten von 4 m durchschlagen als Malchite die Hüllgesteine. Diese Malchite sind klein- bis mittelkörnig, holokristallin und bestehen hauptsächlich aus brauner Hornblende und basischem Plagioklas (Labradorit bis Andesin).

Charakteristisch für das Bachergebirge und seine Umgebung und besonders im westlichen Teil des Bachergebirges sehr verbreitet sind die Dazite. Zu unterscheiden sind die Gang-Dazite (früher auch „Tonalitporphyrite“ genannt) und die Effusiv-Dazite. Beide zeigen denselben dazitischen Chemiesmus.

Die Gang-Dazite durchschlagen diskordant den Pluton und umschließen auch Schollen des Plutons (alter Steinbruch bei der Reifniger Hütte). Oder sie durchschlagen steil diskordant Paragneis und Amphibolit der Hüllserie (Mißlitztal). Die Einsprenglinge bestehen aus Plagioklas (Andesin), Biotit und stellenweise grüner Hornblende. Die Grundmasse ist mikrokristallin und enthält den Quarz. Der Plagioklas zeigt teils Hoch-, teils Tieftemperaturoptik. Das Gestein hat dieselbe graue Farbe wie der Effusiv-Dazit.

Die Effusiv-Dazite bilden Schlote, Stöcke und Quellkuppen. Ihre Einsprenglinge bestehen aus Quarz (mit Korrosion), Plagioklas (Andesin), Biotit (häufig chloritisiert) und stellenweise Hornblende. Der Plagioklas zeigt hauptsächlich Hochtemperaturoptik. Die Grundmasse ist unter dem Mikroskop schwer auflösbar (kryptokristallin bis mikrokristallin).

Das westliche Gipfelgebiet des Bachern wird von zahlreichen Dazitschloten durchbohrt. Der Mineralbestand hängt von den örtlichen *pt*-Bedingungen der Abkühlung ab. Die Gang-Dazite zeigen langsame *in-situ*-Kristallisation (Quarz als Restausscheidung in der Grundmasse), die Effusiv-Dazite rasche oberflächennahe Abkühlung der in der Tiefe bereits teilweise kristallisierten Schmelze (große Einsprenglingsquarze mit sekundärer Korrosion).

Paläozoische Phyllite und Kalke des westlichen Bachergebirges wurden durch die Intrusion der Dazitstöcke kontaktmetamorph zu Hornfelsen und Skarnen (alter Bergbau auf Magnetit südsüdwestlich St. Anton). In der Intrusionszone beim „Knappenhaus Robnik“ ist der Dazit an der Grenze zum Skarn aplitisch ausgebildet. Diese Erscheinung erinnert an die ebenfalls feinkörnige bis aplitische Entwicklung des Karawanken-Granits in der Intrusionszone gegen die Hornfelse.

Altersstellung der Dazite: Die Eibiswalder Schichten (helvetische Stufe des Miozän) im Norden des Bachern enthalten einesteils Dazituffe (— auch Anzeichen dazitischer Kontaktmetamorphosen werden in der Literatur erwähnt —) und andernteils Gerölle von Dazit (z. B. im Sandstein des Steinbruches westlich St. Lorenzen = Lovrenc). Der Dazit-Vulkanismus erfolgte also im Miozän. Es ist nicht auszuschließen, daß es auch ältere Dazite im Bachern gibt.

Chemisch sind die granodioritische Varietät des Bachern-Tonalits und der Dazit des Bachern dasselbe. Geologisches Auftreten und petrographische Ausbildung sprechen dafür, daß der Bacher-Pluton, seine Gang-Dazite und die Bacher-Effusiv-Dazite einem gemeinsamen magmatischen Tiefenherd entstammen. Der Tonalit ist auf Grund seines Parallelgefüges etwas älter, der Dazit jünger. Dieser durchbricht ja auch den Tonalit und schließt Schollen von ihm ein. Markante Teufenunterschiede sind weder im Tonalit noch im Dazit zu erkennen. Der Tonalit zeigt unten und oben flächiges Parallelgefüge. Der Dazit ist in der Vertikalen 900 m hoch aufgeschlossen.

Gänge von Tonalitporphyrit im Mesozoikum der Karawanken-Nordkette

Bis 8 m mächtige und einige 100 m lange Lagergänge durchsetzen den Wettersteindolomit (Aufschlüsse im Anstehenden). Ein anderer Gang oder Stock dürfte Jura und eventuell Neokom durchschlagen (Lesesteine). Die Tonalitporphyrit-Gänge befinden sich in der NE-Flanke des Ursulaberges (Plešivec). Sie wurden von F. TELLER (1889, 1896/1898) kartiert. Die Petrographie mit chemischer Analyse lieferte dazu H. B. von FOULLON (1889). Auf der im Jahre 1929 erschienenen geologischen Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Unterdrauburg 1 : 75.000, wurden in diesem Abschnitt Sloweniens die Eintragungen TELLER's unverändert übernommen. S. GRAFENAUER (1968) nennt den Tonalitporphyrit dieser Gänge „Dazitporphyr“. Nach seinen Untersuchungen haben die Granatkristalle dieses Ganggesteines folgende Zusammensetzung: 44,65% Almandin, 21,72% Spessartit, 30,97% Grossular und 2,66% Andradit.

Ich suchte die Gänge in den Jahren 1972 und 1974 auf. Zu den gegenwärtigen Aufschlußverhältnissen und zur Petrographie der von mir gesammelten Tonalitporphyrit-Proben sei folgendes berichtet.

Eine neue, in den Fels gesprengte Forststraße liefert vortreffliche Aufschlüsse der Tonalitporphyrit-Lagergänge im Wettersteindolomit (Abb. 2).

Es handelt sich um das Tal des Dullbaches südlich Köttelech (Kotlje) bei Gutenstein (Ravne n. K.). Die topographischen Angaben sind der österreichischen geologischen Spezialkarte, Blatt Unterdrauburg, entnommen. Eine Fahrstraße führt von Köttelech bis zum Ausgang der Schlucht des Dullbaches bei der alten Mühle,

etwa 1150 m südöstlich des Kurhauses „Römerquelle“ (Hoteljska slatina). Hier am Ausgange der Schlucht trifft man die ersten Lesesteine des Tonalitporphyrits im Bachbett. Nun steigt man längs eines Fußweges im orographisch rechten Hang der tiefen Wettersteindolomit-Schlucht bis zum oberen Ende der Schlucht. Wo das Tal infolge eines periglazialen Blockstromes breit wird, finden sich bei einer bewohnten Keusche große frische Blöcke des Tonalitporphyrits. Einige Meterzehner darüber führt die bequeme neue, sacht gegen NE ansteigende Forststraße in einer langen Kurve durch das Tal. Sie ist im Wettersteindolomit eingesprengt und schließt die mehr oder weniger verwitterten Lagergänge des Tonalitporphyrits im Wettersteindolomit auf.

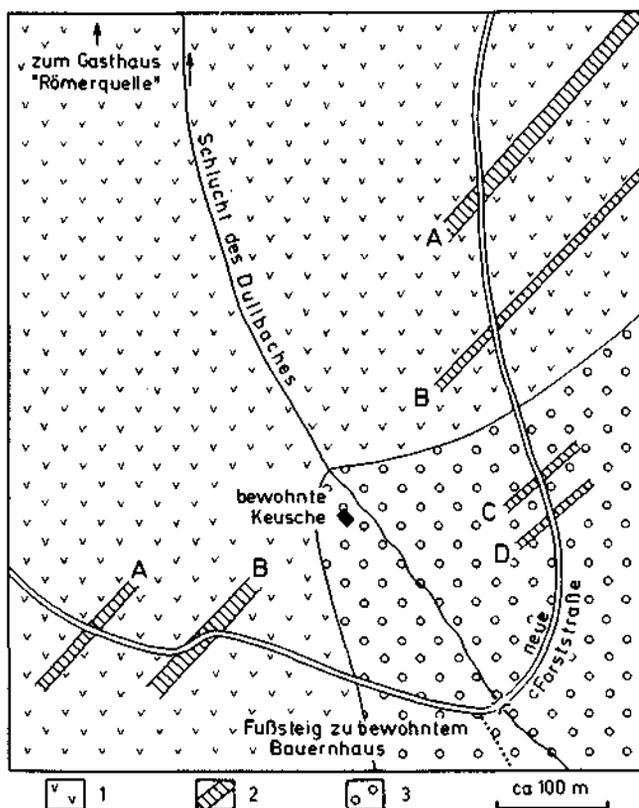


Abb. 2: Kartenskizze der Tonalitporphyritgänge im Wettersteindolomit des Ursulaberges (Nordkette der Karawanken in Slowenien). Neue Forststraße im Tal des Dullbaches, ca. 1,4 km südsüdöstlich Gasthaus (Mineralquelle) „Römerquelle“. Die topographischen Namen folgen der geologischen Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Unterdrauburg 1 : 75.000. 1 — Wettersteindolomit, anstehend und Schutt. 2 — Tonalitporphyrit. 3 — Pleistozäner periglazialer Blockstrom. Die Mächtigkeit der Gänge ist übertrieben eingetragen. Der Maßstab ist ungenau (flüchtige Geländeskizze).

Es handelt sich um steile, den Schichtfugen des Wettersteindolomits konkordant eingeschaltete Lagergänge. Gang A (Abb. 2) streicht N 35 bis 41° E und steht saiger oder fällt 82° SW. Er ist im rechten Talhang 8 m, im linken 5 m mächtig. Dazwischen befindet sich Gehängeschutt. Gang B fällt 85° SW. Er ist am rechten Hang etwas verrutscht und 4,8 m mächtig. Am linken Hang beträgt seine Mächtigkeit 8,0 m. Die Gänge C und D dürften zwar selbständige, jedoch nur sub-anstehende Lagergänge im Wettersteindolomit unter dem periglazialen Schuttstrom darstellen.

Leider ist die primäre Beschaffenheit der Grenzen der Lagergänge des Tonalitporphyrits, der gerade im Grenzbereich stets arg verwittert ist, zum Wettersteindolomit nicht beobachtbar. Der Wettersteindolomit ist gut und frisch erhalten. Er zeigt keinerlei Erscheinung von Kontaktmetamorphose. Eventuell sind also die Tonalitporphyrit-Lagergänge in ziemlich kaltem Zustand in die Fugen des Wettersteindolomits eingepreßt worden.

Das andere Vorkommen wurde von F. TELLER auf Blatt „Prassberg an der Sann“ eingetragen. Es besteht aus Lesesteinen von Tonalitporphyrit in einem Gebiet, dessen Untergrund sich mit Lesesteinen als Jura bis Neokom (Fleckenmergel, Hornsteine, Aptychenschichten) bestimmen läßt.

Die Lokalität befindet sich einige 100 m südwestlich St. Rochus (geologische Spezialkarte, Blätter Unterdrauburg und Prassberg an der Sann), welches durch das hier anstehende Gosauvorkommen des Karawanken-Nordstammes bekannt ist. Kirchlein und Weiler St. Rochus liegen 4,15 km westsüdwestlich Stadtpfarrkirche Windischgraz (Slovenjgradec) und sind auf fahrbarer Landstraße erreichbar.

Die Tonalitporphyrit-Blöcke lagern in erstaunlich großer Menge längs des bewaldeten Kammes und Fußweges, die von der Straße südwestlich St. Rochus etwa 150 Höhenmeter nach S ansteigen und auf einer Bergwiese mit Lesesteinen von Fleckenmergel, roten und grünen Hornsteinen, die auch an der neuen Straße südwestlich St. Rochus anstehen, enden. TELLER verzeichnet auf Blatt „Prassberg an der Sann“ zwei linsenförmige Vorkommen des Ganggesteines im Liasfleckenmergel und erwähnt auch das Vorkommen in Aptychenschichten. Ich habe auf Grund der Begehung den Eindruck, daß der Tonalitporphyrit einen N 15° E streichenden, mehrere 100 m langen und sehr beträchtlich breiten Gang oder Stock aufbaut, dem die bewaldete, morphologische Rippe des Bergkammes und der Fußweg folgen.

Die von mir an der genannten Lokalität gesammelten Tonalitporphyritproben seien kurz im folgenden beschrieben. Sehr erwünscht wäre eine petrographisch-chemische Neubearbeitung und vor allem eine Analyse der Grundmasse. Eine solche wäre auch für die neuerliche Überprüfung der Namensgebung des Gesteines erforderlich. Vorläufig behalten wir den Ausdruck „Tonalitporphyrit“ bei, der auf die markante porphyrische Struktur des Gesteines und auf die Ähnlichkeit seines Mineralgehaltes mit den Karawanken- und Adamellotonaliten hinweist.

Freisichtig am auffallendsten sind die 0,5 cm großen, sehr reichlich vorhandenen Hornblende-Einsprenglinge, ferner die mehrere mm großen Einsprenglinge von Plagioklas, Biotit, Quarz und die als Nebengemengteile auftretenden großen

runden, teilweise idiomorphen roten Granate mit Durchmesser bis zu 1,5 cm. Sie werden meist von einer 0,1 bis 1,0 mm breiten dunklen Rinde umgeben, die sich aus Hornblende, Plagioklas und Biotit zusammensetzt und einen Reaktionsaum des Granats gegen die Grundmasse darstellt. Die graue Grundmasse erweist sich unter dem Mikroskop als krypto- bis mikrokristallin.

Unter dem Mikroskop zeigen die meist idiomorphen Einsprenglinge der Hornblende Pleochroismus von hellgelb bis dunkelgrün und grünbraun. Sie führen Einschlüsse von idiomorphem Apatit, Erz und Plagioklas. Sekundäre randliche Umwandlung zu farbloser Hornblende und zu Chlorit kommen vor.

Die in der Regel idiomorphen Plagioklas-Einsprenglinge (Labradorit; im Kern Bytownit, am Rande Andesin) weisen polysynthetische Verzwilligung, komplexe Zwillingsgruppen, oszillierenden normalen Zonenbau, Korrosion und sekundäre Zerklüftung mit sekundären Trübungen auf. Eine Mikrolithenfülle fehlt. Mikrokristalline Entglasungs-Randsäume der Grundmasse rings um Plagioklas kommen vor.

Die sechsseitig idiomorphen Biotit-Einsprenglinge (hellgelb bis dunkelbraun und rotbraun) enthalten zahlreiche, geregelt eingeschlossene, idiomorphe Plagioklasleisten, ferner Einschlüsse von idiomorphem Granat und idiomorphem Apatit. Korrosionen, Zerrungen und sekundäre Entmischungen treten auf. Stellenweise finden sich mikrokristalline Entglasungssäume der Grundmasse um Biotit. Randliche Umwandlung des Biotits zu Chlorit unter Ausscheidung von Titanit und Opazit.

Die häufig idiomorphen, sechsseitigen Quarz-Einsprenglinge weisen stellenweise Zwillinge nach [0001] und Spaltflächen nach dem einfachen Rhomboeder auf. Es gibt auch einen Einschlus von Quarz in Quarz (beide idiomorph). Korrosionen sind häufig. Der Quarz ist mitunter optisch gestört (zweiachsig). Mikrokristalline Entglasungs-Randsäume der Grundmasse kommen rings um Quarz vor. Kleinere Quarzkörner sind mitunter undulös und zeigen Zerfall in Subindividuen subparallel der c-Achse.

Accessoria: Zirkon (? Xenotim) findet sich als Einschlus in Hornblende und Biotit. Er zeigt jedoch keine pleochroitischen Höfe. Idiomorpher Apatit bildet gedrungene Prismen. Ferner: Titanit und Erz. Sekundäre Bildungen sind Chlorit und rhomboedrisches Karbonat.

Nebengemengteil: Der Granat ist idiomorph oder durch Korrosion abgerundet. Er führt Einschlüsse von Apatit, Erz, grüner Hornblende und Plagioklas. Mitunter erzeugt die Korrosion gezackte Ränder am Außensaum des Granats. Biotit ist mitunter am Rande des Granats angereichert. Häufig ist der schon eingangs genannte dunkle Saum des Granats. Er besteht aus einer Verwachsung (Symplektit) von radialstrahliger grüner Hornblende, radialstrahligen Plagioklasleisten und ziemlich ungerregelt eingeordnetem Biotit. Granat findet sich auch als Einschlus in idiomorphem Biotit.

Die Einschlusminerale im Granat sind in diesem mitunter zonar angeordnet. Siehe Abb. 3! Der Granat begann schon früh im Magma zu kristallisieren und schloß in seinem Kern nur die Frühausscheidungen des Gesteines, nämlich Erz und Apatit ein. Erst gegen Abschluß der Granatkristallisation wurden auch grüne Hornblende und oszillatorisch normalzonarer Plagioklas im Granat miteingeschlossen. Dann folgt eine einschlusfreie Schlußkristallisation des Granats. Später wird der Granat zackig korrodiert. Dabei reagiert er mit der Restschmelze durch die Ausbildung des symplektitischen Randsaumes, bestehend aus radialstrahliger grüner Hornblende, radialstrahligem Plagioklas und ziemlich ungerregeltem Biotit.

Was die Ausbildung und Größe der Hauptgemengteile des Tonalitporphyrites betrifft (grüne Hornblende mit farblosem Randsaum; oszillatorisch normalzonarer Plagioklas; rotbrauner idiomorpher Biotit mit geregelt eingeschlossenen, idiomorphen Plagioklasleisten) besteht eine eklatante Ähnlichkeit zum Tonalitgneis der

Karawanken und zum Tonalit vom Adamello. Die großen Granatkristalle erinnern an den Tonalitporphyrit des Rieserferner (St. Johann im Iseltal in Osttirol) und an die Töllite bei Meran, worauf schon F. TELLER (1889 und 1896/1898) hingewiesen hat.

Das Intrusionsalter der Tonalitporphyrit-Gänge des Karawanken-Nordstammes ist sicher post-mitteltriadisch (Aufschlüsse) und wahrscheinlich post-jurassisch bzw. post-unterneokomisch (Lesesteine).

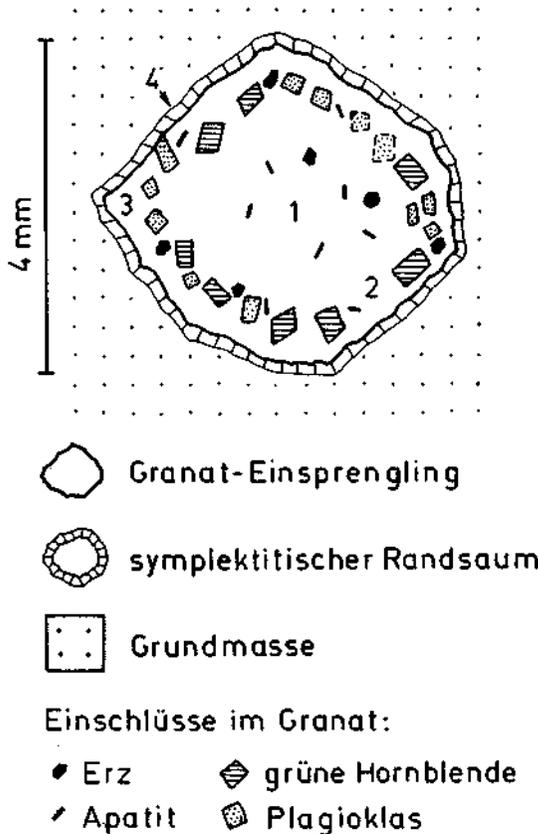


Abb. 3: Großer Granatkristall in Tonalitporphyrit. Aus Gang im Jura des Ursulaberges. Lesestein südwestlich St. Rochus. Von innen nach außen können 4 Zeitabschnitte der Entwicklung des Granatkristalles unterschieden werden: 1 — Kernbereich mit Einschlüssen der Frühkristallite von Apatit und Erz. 2 — Randnahe Zone mit dicht gedrängten Einschlüssen von Apatit, Erz, grüner Hornblende und Plagioklas (oszillierend normalzonal). 3 — Einschlussfreie Randzone. 4 — Korrosion und Ausbildung eines symplektitischen Randsaumes um Granat als Reaktion gegen die umgebende Grundmasse. Der Symplektitsaum ist 0,2 mm breit. Er besteht aus radialstrahliger grüner Hornblende, radial angeordneten Plagioklasleisten und aus kaum geregelten Biotit-schuppen.

Die Dazit-Gänge im Karawanken-Vorland bei Prävali

Sie durchschlagen als Gänge den wahrscheinlich paläozoischen Phyllit im Norden der Karawanken. Sie wurden von F. TELLER (1896/1898) kartiert. Charakteristisch sind in diesen Daziten Granatkristalle, die eine Verwandtschaft zum vorgenannten Gestein vermuten lassen.

Ich besuchte unter freundlicher Führung von Herrn Kollegen E. FANINGER den Dazitgang im Phyllit von Prävali (Prevalje) im alten Steinbruch am rechten Ufer des Liescha (Cserna)-Baches, 750 m ostnordöstlich Kapelle Liescha (Leše), siehe geologische Spezialkarte der Republik Österreich 1 : 75.000, Blatt Unterdrauburg!

Das grobkörnige porphyrische Gestein zeigt 2 cm lange Plagioklasleisten, 1 cm große korrosionsgerundete Quarze und kleinere, meist chloritisierte Einsprenglinge von Hornblende und Biotit in einer grünen, krypto- bis mikrokristallinen Grundmasse. Die sekundären Veränderungen sind hier weiter vorgeschritten (Chlorit, Hellglimmer, rhomboedrisches Karbonat) als in den vorgenannten Gängen im Mesozoikum. Dies mag entweder durch ein höheres Alter der Intrusion, oder durch zirkulierende Stoffumsätze im Phyllit des Nebengesteines bedingt sein. Gesteinsnotizen lieferte H. B. von FOULLON (1889). Eine neue petrographische Bearbeitung mit chemischer Analyse und die Namensgebung als „Dazit“ stammt von E. FANINGER (1970).

Das Gestein gehört zu den Karawanken-Daziten, die sich durch Granatführung von den Bacher-Daziten unterscheiden. Sie dürften der Eruptivprovinz Adamello-Rieserferner-Karawanken angehören. Die Intrusion des Dazits von Prävali ist jünger als die wahrscheinlich variszische Metamorphose des Phyllits von Prävali.

Der Andesit des Smrekovec und seine Tuffe

Eine Neubearbeitung liegt von A. HINTERLECHNER-RAVNIK & M. PLENIČAR (1967) vor. Ich durfte den etwa 1500 m mächtigen, vorwiegend flach lagernden, aus rhythmisch geschichteten Tuffen, Tuffiten, Laven und Sills bestehenden Andesitkörper des Smrekovec unter der Führung von A. HINTERLECHNER-RAVNIK, E. FANINGER und P. MIOČ in den Jahren 1974 und 1975 kennenlernen. Vorzügliche Aufschlüsse bietet die neue Straße von Laufen (Ljubno) durch das Tal des Laufbaches über St. Nicolai zur Smrekovec-Hütte und längs der steilen bewaldeten Nordflanke des Smrekovec-Gebirges ins Wistra (Bistra)-Tal und nach Schwarzenbach (Črna). Siehe geologische Spezialkarte 1 : 75.000, Blatt Prassberg an der Sann.

Der Andesit weist Einsprenglinge von Hochtemperatur-Plagioklas mit normalem oszillatorischem Zonenbau (Anorthit bis Oligoklas), rhombischem und monoklinem Pyroxen, brauner und grüner Hornblende, Biotit und Olivin auf. Dazitische Varietäten führen auch korrodierte Quarzeinsprenglinge. Die Grundmasse ist krypto- bis mikrokristallin. Die Grundmasse-Plagioklase sind allgemein anorthitärmer als die Einsprenglings-Plagioklase. Lagergänge zeigen mitunter holokristallines Intersertalgefüge. Sekundäre Veränderungen bedingen Chlorit-, Hellglimmer- und Albitbildung.

Das Magma war hochexplosiv und förderte große Mengen vulkanischer Tuffe: Breccien, Agglomerate, Bomben, Lapilli und Aschen. In marinen Tuffiten sind Pyroklastika den Mergeln und Sandsteinen zwischengelagert, welche eine Foraminiferenfauna der aquitanischen Stufe des Miozäns liefern (mündliche Mitteilung 1975 der slowenischen Kollegen). Die vulkanischen Breccien führen als Xenolithe Triasblöcke. Ihre Grobkörnigkeit nimmt mit zunehmender Entfernung von der Schönstein (Sostanj)-Störungslinie ab, was für die vulkanische Ausbruchstätigkeit längs dieser tektonischen Linie spricht. Die Tuffe bestehen aus glasigem und lithischem Material und aus Kristalltuffen (vorwiegend Plagioklas, und zwar Labradorit bis Oligoklas).

Die Smrekovec-Andesite und Tuffe finden sich im Süden der Schönsteiner (Soštanj) und der Donati (Donačka) Störungslinie und im Süden der Save-Störungslinie bei Radmannsdorf (Radovljica).

Es bleibt die Frage offen, ob die genannten Andesite genetisch an die periadriatischen Störungen gebunden seien, so z. B. der Smrekovec-Andesit mit östlichen Fortsetzungen an die Schönstein-Störung. Diese nähert sich im Wistra-Tal südwestlich Schwarzenbach dem Karawanken-Tonalitgneis und könnte als abgespalterter Ast der Tonalitlinie (E. SUSS) angesehen werden. In dieser Sicht wäre es eventuell möglich, daß Smrekovec-Andesit und Karawanken-Tonalitgneis einem langlebigen magmatischen Tiefenherd entstammen.

Der Karawanken-Granit

Er bildet die nördliche der beiden Tiefengesteinslamellen in der sogenannten „Eisenkappler Aufbruchzone“ in den östlichen Karawanken. Die südliche Tiefengesteinslamelle besteht aus Tonalit beziehungsweise dessen verschiefertem Produkt, dem Tonalitgneis der Karawanken (siehe unten). Die Granitlamelle ist 46 km lang und maximal bloß 2 km breit! Sie wurde mitunter als Spaltintrusion gedeutet. Unsere Bearbeitung hat ergeben, daß es sich um eine tektonische Lamelle handelt, die N-vergent in den alpinen Bauplan der Karawanken eingeschichtet ist (Ch. EXNER, 1972). Mylonite an ihren Begrenzungen und Mylonite der Internstrukturen zeigen an, daß der Karawankengranit beträchtliche alpidische Einingung erfuhr. Die Lamelle streicht E-W bis WNW und folgt somit dem alpidischen Generalstreichen der Karawanken. Eine Ausnahme davon machen reliktsche N-S-Strukturen, welche lokal in den harten Hornfelszonen des kontaktmetamorphen Intrusionsdaches erhalten blieben (siehe unten).

Die Internstrukturen der Lamelle stehen sehr steil bis vertikal. Am Nordrand ist der Karawankengranit steil bis mittelsteil N-vergent auf die paläozoische Grünschieferserie von Eisenkappel aufgeschoben. Wo diese tektonisch reduziert wurde, grenzt der Granit mit tektonischem Kontakt an die Trias der Petzen (westlich Schwarzenbach), also an den nördlichen Triaszug der Karawanken (Fortsetzung des Drauzuges).

Im Osten versinkt die Granitlamelle unter dem Tertiär der Sotzkaschichten südlich Windischgraz, in 7 km Abstand von der Lavanttaler Störung.

Dieses Ostende der Granitlamelle bei Unter-Rasswald (Spodnji Razbor) stellt sich auf Grund der Untersuchungen der slowenischen Kollegen anders dar als dies auf der geologischen Spezialkarte 1 : 75.000, Blatt Prassberg an der Sann dargestellt ist. Der Granit ist hier anscheinend nach S seitenversetzt. Er findet sich als W-E streichender Zug zusammen mit den Migmatiten, Hornfelsen und Phylloniten seiner südlichen Intrusionszone nördlich Lipansek und Kristan, also in einem Areal, das auf der genannten Karte einheitlich als Tonalit gekennzeichnet ist und in dem sich aber tatsächlich außerdem noch größere Schollen von Dachgesteinen (Eisenkappler Altkristallin) vorfinden. Sonderbarer Weise tritt hier Tonalitgneis auch nördlich der Granitlamelle auf, was sonst in den Karawanken nicht vorkommt. Wahrscheinlich handelt es sich um eine tektonische Verschuppung. Auf einer Begehung im Jahre 1975 unter Führung von E. FANINGER, P. MIOČ und A. HINTERLECHNER-RAVNIK lernte ich diese aberrante Tektonik kennen. Zur Klärung wäre eine geologische Detailkartierung südlich Unter-Rasswald erforderlich.

Das Westende der Granitlamelle wird durch ihr tunnelförmiges westliches Eintauchen unter die paläozoische Grünschieferserie im Gebiet des Schaidasattels verursacht. Die recht interessante Petrographie und Tektonik wurde hier im Detail untersucht (Abb. 4 bis 6) und wird unten erläutert.

Längs des Südrandes sind die Paragneise und Phyllite des Eisenkappler Altkristallins und das Paläozoikum der Südalpen (Gebiet des Schaidasattels) auf die Granitlamelle N-vergent überschoben. An einigen Stellen ist auch noch der Primärkontakt der Granitintrusion im Altkristallin erhalten.

Die Gesteine der Karawanken-Granitlamelle bilden eine Differentiationsreihe. Sie erstreckt sich von grobkörnigem Olivin-Gabbro über die sehr mächtigen, grob- bis mittelkörnigen Diorite zu Granodiorit und zu grobkörnigem Granit, welcher zusammen mit Diorit das Hauptgestein der Lamelle ausmacht. Mittelkörnige Granite wurden im Intrusionsdach angereichert und bilden Migmatite mit den Hornfelsen. Als Seltenheit gibt es granatführenden Mittelkorngranit im Intrusionsdach, welcher mit seinen 1,2 cm großen Granatkristallen Anklänge an granatführenden Tonalitporphyrit des Ursulaberges (siehe oben) aufweist, wenn auch das Alter beider Gesteine verschieden ist. Es folgt schließlich ein reiches Gangfolge. Am auffälligsten sind die 10 m mächtigen und bis 1,1 km langen Gänge aus grobkörnigem Granodioritporphyr, dessen 3 cm große Kalialronfeldspate nach Rapakiwi-Art von Oligoklashüllen ummantelt werden. Solche Typen finden sich nicht nur als Gang-, sondern auch als Mischgesteine. Das übrige Gangfolge besteht aus Aplit, Hornblendepegmatit und Kersantit. Wo die pegmatitischen Mobilisate diffus den Diorit durchdringen, kommt es zur Ausbildung grobkörniger Mischgesteine mit 15 cm langen Hornblenden, 5 mm großen Titaniten, ebenso großen Diopsiden und Quarz- und Feldspat-Orbiculiten dioritischer, monzonitischer, syenitischer und quarzsyenitischer Zusammensetzung.

Die Kontaktgesteine des Eisenkappler Altkristallins mit dem Karawanken-Granit werden in dessen Intrusionsdach aus Intrusionsmigmatiten aufgebaut, um die sich ein aus Hornfelsen bestehender innerer und ein aus Fleckgneis bestehender äußerer Kontakthof gruppieren. Das Edukt (Eisenkappler Altkristallin) sind

Paragneis, Mikroklingneis, Amphibolit, Phyllit und Graphitquarzit. Die Gesteine zeigen im nicht-kontaktmetamorphen Zustand intensive postkristalline Deformation. Diese wird während der Kontaktmetamorphose entregelt. Es erfolgen Rekristallisation des Altbestandes und Sprossen der kontaktmetamorphen Neubildungen. Während post-intrusiver tektonischer Beanspruchung erleiden auch die Kontaktgesteine nochmalige postkristalline Deformation. Doch weicht diese den harten Hornfelspartien stellenweise aus.

Die unmittelbare Intrusionszone des Karawanken-Granits in das Eisenkappler Altkristallin besteht also aus Schollen- und Bändermigmatiten. Das Paläosom setzt sich aus Hornfels, das Neosom aus mittelkörnigem Granit zusammen. Hier kommen auch regellos körnige Hornfelse vor. Der innere Kontakthof wird aus Hornfelsen mit flächigem Parallelgefüge mit den Neubildungen von Cordierit, Andalusit, Biotit und Kalinatrofeldspat aufgebaut. In Amphibolitabkömmlingen treten ferner Korund und Spinell als Neubildungen auf. Der äußere Kontakthof zeichnet sich durch Fleckgneise mit Neubildungen von Biotitaggregaten, Epidot, Cordierit und Andalusit aus. Die strahlig, meist um eine zentrale Ilmenitleiste angeordneten Biotitaggregate kommen in analoger Ausbildung in kontaktmetamorphem Brixner Phyllit am Kontakt zum Brixner Granodiorit vor.

Die feinschichtigen Sedimente (Tonschiefer, Wacken und tuffitische Grünschiefersteine) der paläozoischen Grünschieferserie werden im Kontakthof des Karawanken-Granits zu Cordierit-Knotenschiefer umgewandelt. In ihnen beobachtet man reliktsch das sedimentäre Lagengefüge und als Neubildungen Cordierit- und Biotitblasten mit helizitischen Einschlußzügen. Die Cordieritblasten (häufig Drillinge) werden 3 mm groß. Eine steile Transversalschieferung ist jünger als die kontaktmetamorphe Blastese.

Wie schon eingangs erwähnt, sind an einigen Stellen alte, zum alpidischen Bauplan quer verlaufende N-S-Strukturen im harten Hornfelstdach des Granits erhalten geblieben. Sie lassen erkennen, daß zur Zeit der Granitintrusion das Eisenkappler Altkristallin und die paläozoische Grünschieferserie N-S-streichende s-Flächen und Faltenachsen aufwiesen, in die der Granit eingedrungen ist. Auf österreichischem Gebiet sind besonders die Makesch- und die Schaida-Querstruktur bemerkenswert. Die zuerst genannte ist in einem Segment von 2 km Länge mit N-S-, bis NE- und NW-Streichen, die zweitgenannte auf einige 100 m Erstreckung mit NNW- und NW-Streichen beobachtbar (siehe unten). Dank der Härte der Hornfelse wurden die alten Querstrukturen von der sonst herrschenden alpidischen Gleichschichtung nach E-W und WNW-Faltenachsen verschont.

Überschiebungstektonik, Mylonite, magmatische Differentiation, Mischgesteinsbildung, Ausbildung von Kontakthöfen in zwei verschiedenen Gesteinsserien (paläozoische Grünschieferserie im Norden und Eisenkappler Altkristallin im Süden) und Intrusion in annähernd N-S-streichende, quer zum alpidischen Generalstreichen orientierte Faltenstrukturen sprechen dafür, daß der Karawanken-Granit einen ursprünglich viele Zehner von Kilometern mächtigen Pluton bildete, der erst sekundär zur heute vorliegenden tektonischen Lamelle deformiert wurde. H. HOLZER (in: R. A. CLIFF et al. 1975) weist mit Recht darauf hin, daß der

Granitpluton wahrscheinlich bereits während der Intrusion eine in Richtung des periadriatischen Lineamentes gelängte Form besaß.

Bemerkenswert ist ferner, daß abgesehen von epizonaler Mylonitisation mit lokaler Neubildung von Chlorit, Epidot usw. die Magmatite des Eisenkappler Granits sehr frisch blieben, wenn man die tiefgründige Verwitterung abzieht. Der magmatische Gesteinsbestand des Plutons hat keine Regionalmetamorphose und keine Durchbewegungs-Verschieferung mit Ausnahme der Mylonitisationszonen erlitten.

Stratigraphisch erfolgte die Intrusion des Karawanken-Granits nach Ablagerung der paläozoischen Grünschieferserie und vor Ausbildung deren Transversalschieferung. Jünger als die Granitintrusion sind die großen Einengungsbewegungen um E-W-Achse mit Mylonitisation und die Ablagerung der tertiären Sotzka-schichten, welche Gerölle des Karawanken-Granits beinhalten.

Radiometrische Alter von Biotit, Hornblende und Titanit (Rb/Sr-, K/A- und Pb/U-Methoden) in Diorit, Granodioritporphyr und Hornblendepegmatit ergeben ein scheinbares Intrusionsalter des Karawanken-Granits an der Wende Perm/Trias (S. SCHARBERT, 1975).

Das Westende des Karawanken-Granits im Profil des Schaida-Sattels

Das Profil der Abbildung 4

Einen geologisch interessanten und auch landschaftlich sehr eindrucksvollen Querschnitt durch die periadriatische Störungszone liefert der N-S-verlaufende Kamm des Schaidasattels. Er bildet die Scheide zwischen dem Zeller Hochtal mit Zell Pfarre und dem Ebriachtal mit Ebriach und Eisenkappel. Zwischen nördlicher und südlicher Trias der Karawanken ist die zentrale „Aufbruchzone“ der Karawanken hier zumindest morphologisch recht markant. Die betreffenden Aufschlüsse und Lesesteine wurden von mir in den Jahren 1972 bis 1975 feldgeologisch inventarisiert und petrographisch untersucht. Die im folgenden benützten Ortsnamen und Höhenkoten beziehen sich auf die österreichische Karte 1 : 25.000, Blatt 212/1 Zell Pfarre und Blatt 212/2 Vellach. Wir bringen als Übersicht zunächst die Erläuterung zum Profil der Abbildung 4:

Das periadriatische Lineament (Signatur „L“ in Abb. 4) streicht E-W über den Meleschniksattel. Die Störung ist durch mehrere Meter mächtige Ultramylonite und knetbare Letten gekennzeichnet. Ein sehr guter Aufschluß durch die Störungszone bestand im Jahre 1975 am rechten Ufer des Wogarbaches bei der Talgabel, 100 m nördlich P. 999 (siehe Abb. 5). Der hier an den schwarzen Ultramylonit südlich angrenzende, 10 m mächtige, knetbare Letten hat hellgraue bis grünliche Farbe und könnte entweder ebenfalls als Ultramylonit (Kluftletten, Zerreibungsletten) oder als zerriebener, steil eingezwickter Schiefertone des Jungtertiärs in Analogie zu ähnlichen Vorkommen in den Westkarawanken (siehe Abb. 9, Signatur 6) aufgefaßt werden.

In unserem Profil durch den Schaidasattel trennt das periadriatische Lineament südalpines Paläo- und Mesozoikum im Süden vom Karawanken-Granit mit Diorit

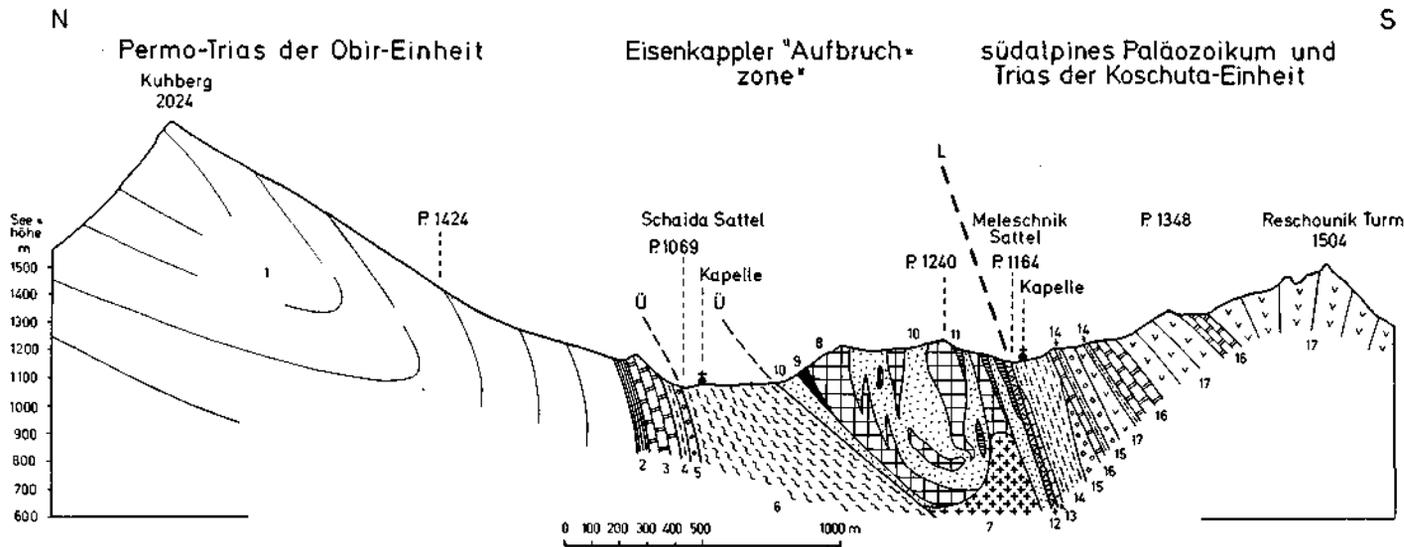


Abb. 4: Profil durch den Schaida Sattel.

Permo-Trias der Obir-Einheit: 1 — Wettersteinkalk. 2 — Dunkle Mergel der Partnachschichten. 3 — Muschelkalk. 4 — Gelbe Mergel und Mergelkalke der Werfener Schichten. 5 — Roter permo-skythischer Sandstein und Tonschiefer. Eisenkappler Aufbruchzone: 6 — Tuffit und Diabas der paläozoischen Grünschieferserie. 7 — Grobkorngranit. 8 — Diorit. 9 — Olivinfels. 10 — Cordieritknotenschiefer (kontakmetamorpher Tuffit der paläozoischen Grünschieferserie). 11 — Kleinkörniger Hornblende-Plagioklas-Fels. 12 — Schwarzer Ultramylonit und hellgrauer bis grünlicher, knetbarer Letten. Südalpines Paläozoikum und Trias der Koschuta-Einheit: 13 — Grauer Kalk (Altpaläozoikum). 14 — Grauer, Hellglimmer-führender Sandstein und Tonschiefer des Karbons (Hochwipfelschichten). 15 — Roter permo-skythischer Sandstein und Tonschiefer. 16 — Muschelkalk. 17 — Schlierndolomit.

und Cordieritknotenschiefer im Norden. Es fehlen hier das Eisenkappler Altkristallin und der Karawanken-Tonalitgneis. Diese sind tektonisch abgequetscht.

Die Cordieritknotenschiefer bestehen aus kontaktmetamorphen Grauwacken, Tuffiten und Tuffen der paläozoischen Grünschieferserie. In diese sind Diorit und Granit des Karawanken-Granitzuges intrudiert und erzeugten die Kontaktmetamorphose. Der Granit selbst taucht als tektonische Walze nach W unter. Er ist im südlichen Quelltal der Ebriach, nämlich im Reschouniktal zum letzten Mal aufgeschlossen und erreicht nicht mehr die Kammhöhe zwischen Schaida- und Meleschniksattel. Diese besteht vielmehr aus tektonischen Lamellen und Schuppen des Granitdaches, also aus Diorit und Cordieritknotenschiefer, welche teilweise quer zum alpinen Generalstreichen gefaltet sind. Die Querstruktur im Granitdach streicht NNW, NW bis WNW. Sie ist durch zahlreiche Messungen des Streichens der s-Flächen der Cordieritknotenschiefer und Dioritzüge nordwestlich und nordöstlich des Meleschniksattels sowie bei P. 1036 und im Reschouniktal (siehe Kartenskizze der Abb. 6) belegt. Ich nenne sie Schaida-Querstruktur. Die Querstruktur hat wahrscheinlich paläozoisches primäres Prägungsalter, war bereits zur Zeit der Intrusion des Karawanken-Granitplutons (Diorit und Granit) vorhanden, wurde in den harten Hornfelsen (Cordieritknotenschiefern) konserviert und blieb so trotz der intensiven alpidischen Tektonik als tektonisches Relikt erhalten.

Was wir im vorliegenden Profil (Abb. 4) beobachten, dürfte nur einen Rest des nördlichen Teiles des Daches des einst viel breiteren und größeren Karawanken-Granitplutons darstellen. Tektonisch ausgequetscht hingegen ist die einstige Südflanke des Granitplutons, welche weiter östlich im Gebiete um Eisenkappel und in Slowenien die prächtigen Intrusionsmigmatite und Thermokontakte gegen das Eisenkappler Altkristallin aufweist. In unserem Profil (Abb. 4) reicht die kontaktmetamorphe paläozoische Grünschieferserie im Süden bis an die Störungszone des periadriatischen Lineamentes heran.

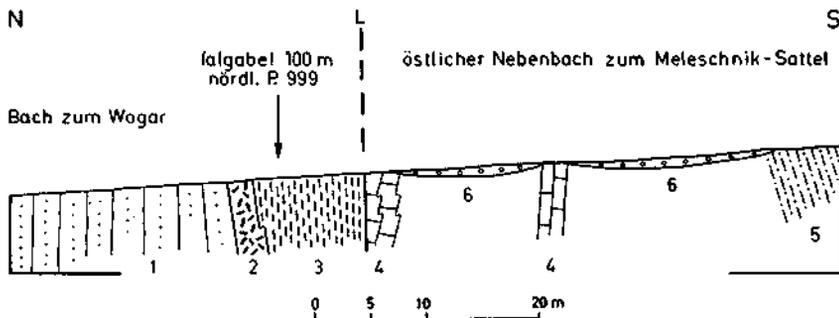


Abb. 5: Detailprofil durch die Störungszone des periadriatischen Lineamentes längs des Wogarbaches (rechter Nebenbach des Freibaches). Westflanke des Schaidasattels. L — Periadriatisches Lineament (Remschenigstörung). Nordgrenze der Südalpen. 1 — Mylonit nach Hornfels mit erhaltener Schieferung, welche N 80° E streicht und saiger steht. 2 — Schwarzer Ultramylonit. 3 — Hellgrauer bis grünlicher, knetbarer Letten. 4 — Bänder- und Flaserkalk (wahrscheinlich altpaläozoisch), gefaltet und teilweise verrutscht. 5 — Sandstein und Tonschiefer des Karbons (Hochwipfelschichten). 6 — Gehängeschutt und Alluvium.

Im Norden hingegen grenzt Granit, Diorit und Cordieritknotenschiefer tektonisch an die nicht kontaktmetamorphe paläozoische Grünschieferserie (Überschiebung südlich des Schaidasattels). Der allmähliche Übergang von dieser zum Cordieritknotenschiefer ist infolge der alpidischen Einengung nicht erhalten geblieben. Der kontaktmetamorphe Hof am Nordrande des Granitzuges wurde durch die Überschiebung zerschnitten.

Knapp nördlich des Schaidasattels überfährt die paläozoische Grünschieferserie die Permo-Trias der Obir-Einheit. Diese ist überkippt (F. K. BAUER, 1970). Der Wettersteinkalk des Kuhberges (SW-Flanke des Hochobirs) zeigt im Blick von Westen (aus dem Zeller Hochtal) eine eindrucksvolle Falte, welche wohl mit dieser Überkipfung und mit der N-vergenten Aufschiebung der paläozoischen Grünschieferserie genetisch verknüpft ist.

Die Südalpen südlich des Meleschniksattels bis zum Reschounikturm weisen zunächst einen komplizierten N-vergenten Schuppenbau paläo- und mesozoischer Schichten auf, dem sich fächerförmig der Trias-Sockel der Koschuta-Einheit im Reschounikturm anschließt. Dieser Südteil des von mir aufgenommenen Profils hat provisorischen Charakter bezüglich der stratigraphischen Einordnung gewisser Schichtglieder, welche von den diesbezüglich befaßten Kollegen sicherlich noch geklärt werden wird.

Beschreibung der Gesteine und Aufschlüsse (Abb. 6)

Grobkorngranit, Diorit, Korund-Hornblende-Fels und Olivinfels

Im Gebiet südöstlich und südlich des Schaidasattels verschmälert sich der Grobkorngranit-Körper keilförmig zu einer 800 m langen und 150 bis 100 m breiten Lamelle, die mit 45° Neigung nach W tunnelförmig eintaucht (Reschouniktal). Hier ist das primäre Dach des Plutons über der westlich eintauchenden Granitlamelle in einer streichenden Länge von 2 km und mit einer maximalen Breite von 850 m aufgeschlossen: Zwischen den Bauernhöfen Teul im Einzugsbereich des Freibaches im Westen und der Reschounik-Keusche im Ebriachtal im Osten. Die Nordgrenze verläuft 250 bis 300 m südlich der Gehöfte Kazmun und Schaidnig, die Südgrenze längs der morphologischen Furche des Meleschniksattels.

Die grobkörnigen massigen Dioritzüge dieses Gebietes sind mit dem Grobkorngranit verzahnt, dessen magmatische Vorgänger (basische Randfazies) sie darstellen. Im Reschouniktal kann der Zusammenhang mit dem Granit eingesehen werden (z. B. nordöstlich P. 833 und östlich P. 983). Vom Granit ausgehend lassen sich 3 breitere massive Grobkorn-Dioritzüge nach W verfolgen, denen mehrere dünne, stärker sekundär verschieferte und feinkörnige, häufig auch biotitreichere Dioritzüge zwischengeschaltet sind. Die Füllmasse zwischen den Dioritzügen wird vom Cordieritknotenschiefer gebildet. Er ist das kontaktmetamorphe Sedimentgestein (Edukt: Tuffit der paläozoischen Grünschieferserie), in welches der Pluton intrudierte und welches er thermo-kontaktmetamorphosierte. Die heutige zieharmonikaförmige Durchdringung von Diorit und Cordieritknotenschiefer mag teils

auf primären dioritischen Intrusionszungen, teils auf späterer Zusammenpressung der Magmatite und ihres Intrusionsdaches beruhen.

Petrographisch handelt es sich bei den grob- bis mittelkörnigen Dioriten um Pyroxen-Hornblende-Plagioklas-Erz-Diorit, Hornblende-Plagioklas-Erz-Diorit und Pyroxen-Hornblende-Biotit-Plagioklas-Erz-Diorit.

Idiomorpher farbloser Klinopyroxen (Magnesiumdiopsid) bildet teils selbständige Individuen, teils reliktsche Kerne, die von Hornblende ummantelt und verdrängt werden. Die Hornblende ist in 4 Generationen entwickelt. Braune Hornblende (1) bildet älteste Kerne, die von den jüngeren Generationen umrandet wird. Farbloser Grammatit (2) baut die Uralit-Pseudomorphosen auf. Dann folgt grüne Hornblende (3) mit $c/Z = 16^\circ$ und Entmischung zu Opazit und Titanit. Als letzte Generation (4) stellt sich blaugrüne Hornblende ein, die häufig den äußersten Randsaum bildet. Der polysynthetisch verzwilligte Plagioklas erweist sich meist als saussuritiert, granuliert und von farblosen Hornblendesäulchen durchwachsen. Reichlich sind große Skelettkristalle „Krähfüße“ von Titanomagnetit und von durchscheinendem Ilmenit vorhanden, wobei sich im Ilmenit Einschlüsse der anderen Mineralien vorfinden. Als Accessorien treten langnadeliger Apatit (mitunter postkristallin geknickt) und Titanit auf; stellenweise auch Rutil, Orthit, Epidot, Leukoxen und Chlorit. Biotit (hellgelb bis rotbraun) stellt nur einen sporadisch auftretenden Nebengemengteil dar. Ein granatführender Pyroxen-Hornblende-Biotit-Plagioklas-Erz-Diorit wurde nur südlich Kazmun als Lesestein gefunden, wobei der mehrere Millimeter große Granat die übrigen Gemengteile einschließt.

Die mittel- bis feinkörnigen Diorite zeigen in Granitnähe denselben Mineralbestand und dasselbe massive Gefüge wie die Grobkorndiorite. Mit zunehmender Entfernung vom Granit nehmen Biotitgehalt, Kataklaste und sekundäre Mineralien wie Epidot, Chlorit, Leukoxen und Karbonat zu. Dabei entwickelt sich stellenweise ein flächiges Parallelgefüge mit Ansiedlung 2 mm großer Biotitblättchen parallel s (z. B. Güterweg östlich P. 1038, Westflanke der Kuppe P. 1240 und Karrenweg südöstlich P. 1064). Mikroskopisch konnten Verdrängungen der Hornblende durch Biotit beobachtet werden.

Grob- bis mittelkörniger Olivinfels mit Talkschiefer und Strahlsteinasbest baut im Grenzbereich zwischen Diorit und Cordieritknotschiefer einen Linsenzug auf. Er ist einige Meter mächtig und 400 m lang. Die Aufschlüsse bestehen aus Felsschrofen am wasserscheidenden Kamm im Steilhang 450 m südlich der Kapelle Schaidasattel in Seehöhe 1140 m sowie am Karrenweg in der Westflanke des genannten wasserscheidenden Kammes in Seehöhe 1120 m. Im Süden schließen Lesesteine von Grobkorndiorit und Cordieritknotschiefer, im Norden Lesesteine von Cordieritknotschiefer an. Es ist unklar, ob dieser Olivinfels genetisch ein Differentiationsprodukt des Granitzuges ähnlich wie die Diorite und Gabbrovorkommen (östlich der Vellach) darstellt, oder ob er zu den Ultrabasiten der paläozoischen Grünschieferserie nördlich des Granitzuges gehört und in den kontaktmetamorphen Hof des Granites einbezogen wurde.

Die Hauptgemengteile des Olivinfelses, 450 m südlich der Kapelle Schaidasattel, sind Olivin, Hornblende, Chlorit und Erz. Talk und feinnadeliger farblos-er Strahlstein-Asbest bilden im geschieferten Olivinfels 5 bis 10 cm dicke Lagen längs Quetschzonen.

Der Olivin (sehr großer Achsenwinkel, optisch negativ) steht dem Forsterit nahe. Er ist postkristallin zerbrochen. Die Bruchstücke sind bis 1,5 mm groß. Sekundäre Umwandlung zu Grammatit und Chlorit. Es finden sich auch sechsseitige, 4 mm große Formrelikte von Grammatit-

Chlorit-Aggregaten nach Olivin. Die Hornblende ist farblos bis Grammatit bis Aktinolith. Sie tritt (1) als Uralit in 0,8 mm großen Aggregaten mit Erzausscheidung und Erhaltung der idiomorphen Form des ursprünglichen Pyroxens auf; (2) findet sie sich in großer Menge im Grundgewebe des Gesteines; (3) beteiligt sie sich am Aufbau der oben genannten Grammatit-Chlorit-Aggregate (Pseudomorphosen nach Olivin). Der Chlorit ist vorwiegend farblos. Opakes Erz.

Innerhalb der Diorite am Nordrand des Grobkorngranites steht am linken Ufer und im felsigen Bachbett des Ebriachflusses bei der Volksschule Ebriach, 125 m südwestlich Brücke 673, ein mittelkörniger korundführender Hornblendefels an. Es handelt sich um ein hauptsächlich aus Hornblende aufgebautes, sehr massiges, melanokrates Gestein, das nomenklatorisch im Grenzbereich zwischen Hornblendefels und Diorit liegt und feldgeologisch mit dem Diorit des Karawanken-Granitzuges verbunden ist. Die Hauptgemengteile sind Korund, Pyroxen, Hornblende, Plagioklas und Erz.

Es ist viel Korund vorhanden. Die gedrungenen Säulen erreichen 0,4 mm Länge. Pleochroismus: E = hellbraun. O = dunkelbraun bis dunkelviolet. Optisch negativ, einachsige, Zonencharakter negativ. Gerade Auslöschung. Niedrige Doppelbrechung. Starke Lichtbrechung. Monokliner farblos bis grünlicher Pyroxen wird von grüner Hornblende umrandet. Die Hornblende ist in drei Generationen ausgebildet: Braune Hornblende (1) im Kern der bis 2,5 mm langen Hornblendeindividuen, deren Mantel aus farblos bis blaßgrüner Hornblende (2) besteht, welche die Hauptmasse des Gesteines ausmacht. Am jüngsten sind die kleinen Hornblendesäulchen (3) des Gesteinsgrundgewebes mit Pleochroismus von hellgelb bis blaugrün. Der Plagioklas bildet einzelne zwillingslamellierte Leisten. Meist ist er jedoch nur als granuliertes Grundgewebe entwickelt. Das Erz (Titanomagnetit und Ilmenit) zeigt Skelettform und Umwandlung zu Titanit. Ferner: Biotit (hellgelb bis rotbraun), Titanit, Epidot und Orthit.

Durch den Güterwegbau im Sommer 1973 wurde im Gebiet östlich der Vellach ein ähnliches Gestein in analoger feldgeologischer Position, nämlich am Nordrand des Grobkorngranites angefahren. Es handelt sich um grob- bis mittelkörnigen korundführenden Pyroxen-Hornblende-Fels, anstehend am Güterweg südöstlich Javornik, in Seehöhe 1360 m. Die Hauptgemengteile sind Korund, Pyroxen, Hornblende, Chlorit und Erz.

Korund (Pleochroismus von hellbraun bis dunkelviolet) bildet bis 1,3 mm lange Säulen, die teilweise postkristallin verbogen oder zerbrochen sind. Der monokline Pyroxen (farblos oder hellgelb) ist meist idiomorph. Die großen Hornblendensäulen zeigen braune Kerne (Pleochroismus von hellbraun bis dunkelbraun) und blasse Hüllen (Pleochroismus farblos bis hellgelb). Das opake Erz baut häufig Skelettkristalle auf. Ein feinfaseriger Filz besteht aus farblosem Amphibol und farblosem bis hellgrünem Chlorit (eventuell Pseudomorphosen nach Olivin).

Cordieritknotenschiefer

Prachtvolle natürliche Aufschlüsse dieses Gesteines bieten die bis 6 m hohen Felschrofen in Seehöhe 1120 m, 150 m nordöstlich des Meleschniksattels. Sie befinden sich im Südhang der zu P. 983 hinabziehenden Schlucht. Die beiden Fußwege, welche von P. 1038 zum Meleschniksattel führen, queren diese Felsregion. Zahlreiche künstliche Aufschlüsse im selben Gestein gibt es derzeit am im Jahre 1974 verbreiterten Güterweg zwischen südlich P. 983 (Reschouniktal) und P. 1038 sowie am im Jahre 1974 neu angelegten Güterweg ost-südöstlich und östlich P. 1038.

Ebenfalls im Jahre 1974 wurde der Cordieritknottenschiefer in einem neu errichteten, 10 m hohen Steinbruch abgebaut, der sich am erstgenannten Güterweg, 120 m südlich P. 1038 befindet. Das recht massige, kleinkörnige, sehr harte Gestein wird als Schotter für den Wegebau verwendet. Die übrige geologische Kartierung erfolgte mit Hilfe von Lesesteinen.

Die Petrographie des Cordieritknottenschiefers der erwähnten Aufschlüsse entspricht sehr gut der Petrographie der Lesesteine von Cordieritknottenschiefer im Quelltal der Ebriach südöstlich Schaidnig (Beschreibung von H. V. GRABER 1897, p. 288—289) und der Lesesteine von Cordieritknottenschiefer östlich der Vellach (Beschreibung von Ch. EXNER 1972, p. 65—67). Leider ist der Grenzbereich zwischen den feinschichtigen Sedimenten (Wacken, Tuffe, tuffitische Grünsteine) der paläozoischen Grünschieferserie im N und dem Cordieritknottenschiefer im S nicht aufgeschlossen.

Wir nehmen auf Grund reliktsicher Sedimentgefüge an, daß der Cordieritknottenschiefer durch Kontaktmetamorphose im Zuge der Intrusion der Magmatite des Karawanken-Granitzuges aus den feinsandigen Sedimenten der paläozoischen Grünschieferserie entstanden ist. Doch wurde der tatsächliche Übergang vom Edukt zum kontaktmetamorphen Produkt vorläufig noch nicht lückenlos beobachtet.

Der Cordieritknottenschiefer der oben erwähnten Aufschlüsse zeigt feinlagigen, häufig gefalteten Bau. Er enthält stellenweise 5 cm dicke Aplitadern, bestehend

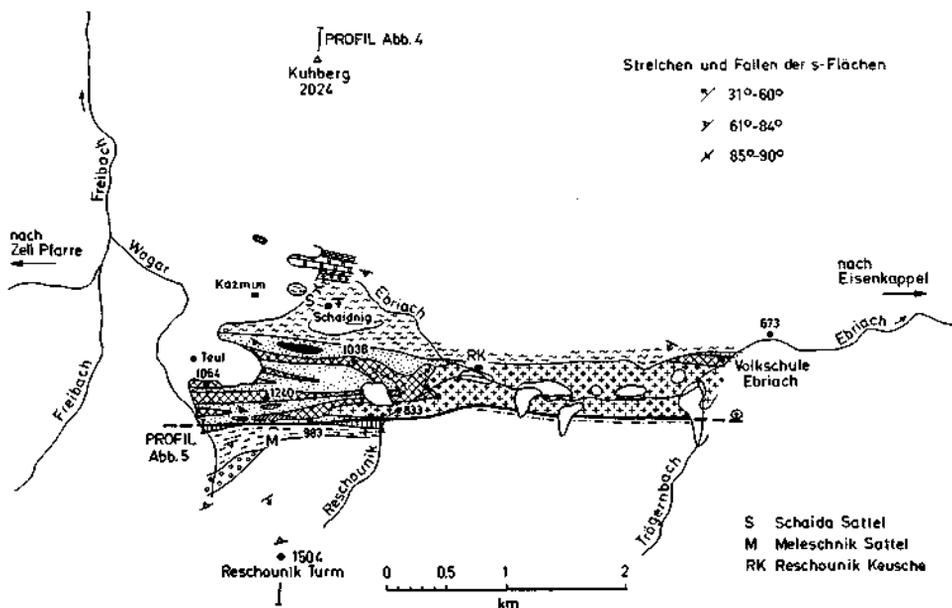


Abb. 6: Geologische Kartenskizze des Westendes des Karawanken-Granits im Gebiet des Schaidasattels. Geologische Signaturen wie in Abb. 4.

aus Quarz, Feldspat und Muskovit, und zahlreiche auch dickere Quarzadern. Das Grundgewebe ist sehr feinkörnig und erscheint stellenweise megaskopisch dicht. Seine Farbe ist dunkelgrau, violettgrau bis rötlichgrau. Es besteht aus Biotit, Hellglimmer, Quarz, Plagioklas und Opazit. Es fehlt Hornblende. Accessorisch treten Turmalin und Zirkon auf. Feinsandige und etwas gröber klastische Lagen (eckige Körner von Quarz und Feldspat) wechseln ab. Die Porphyroblasten bestehen aus Biotit und Cordierit. Biotit (hellgelb bis rotbraun) tritt häufig außerhalb der Cordieritblasten und seltener als Einschluss im Cordierit auf.

Die Cordieritblasten bilden maximal bis 6 mm, meist nur 1 bis 2 mm große, megaskopisch dunkle (Einschlussreichtum von Opazit) Prismen und rundliche Knoten. Sie sind sehr häufig als Durchkreuzungsdrillinge mit der Zwillingsene (110) entwickelt. Die Flächen (010) befinden sich außen. Z' liegt radial, X' peripher-tangential. Einspringende Winkel an den Kanten des vertikalen sechsseitigen Prismas kommen häufig vor. Die Cordieritblasten erweisen sich als reich an Einschlüssen der übrigen Gesteinsgemengteile, die ebene oder gefaltete, meist unverlegte helizitische Einschlusszüge bilden. Meist ist ein einschlussfreier Randsaum des Cordierits entwickelt. Gelbe Färbung des Cordierits (beginnende Pinitisierung) kommt in diesem frischen Gesteinsmaterial selten vor.

Häufig findet man eine Transversalschieferung im Gestein ausgebildet. Sie schleppt und versetzt die helizitischen Einschlusszüge im Cordierit und zerschert den Cordierit. Ihre Entstehung ist also jünger als die Kontaktmetamorphose. Auch Quarzadern werden stellenweise von der Transversalschieferung versetzt.

Kleinkörniger Cordierit-Biotit-Schiefer

Gegen W, also in Richtung abnehmender Kontaktmetamorphose, entsprechend dem axialen W-Gefälle des Granites werden im vorgenannten Gestein die Cordieritporphyroblasten seltener. Das Gestein besteht nun vorwiegend nur aus dem feinkörnigen kontaktmetamorphen Grundgewebe. Die Farbe des Gesteines ist megaskopisch rötlich dunkelgrau. Die betreffenden Aufschlüsse befinden sich südlich Teul, und zwar längs des Karrenweges, der von P. 1064 nach SSE führt. In einem kleinen Steinbruch am genannten Karrenweg, 250 m SSE P. 1064 wurde das Gestein gebrochen und zur Schotterung der Güterstraßen verwendet.

Mikroskopisch ist das flächige Parallelgefüge durch die Opazit-Züge markiert. Die Korngröße des Gesteines bleibt unter 0,1 mm. Hauptgemengteile sind Biotit (hellgelb bis braun), Opazit und ein farbloses Granulat, in dem einzelne Cordieritdrillinge erkennbar sind und das neben Quarz auch Feldspatklasen (Reste des grauwackigen Edukts der paläozoischen Grünschieferserie) enthält. Accessorisch tritt Turmalin auf. Zu den Cordieritknotenschiefern, die hier ebenfalls aufgeschlossen sind, gibt es Übergänge.

Kontaktmetamorpher Tuffit

Im feinkörnigen Cordierit-Biotit-Schiefer des soeben genannten Steinbruches finden sich auch konkordante, Zentimeter dicke Lagen eines sehr feinkörnigen grünen Gesteines, das aus Hornblende (hellgelb bis blaugrün), Klinozoisit, Titanit und Plagioklas besteht. Es dürfte sich um kontaktmetamorphen Tuffit der paläozoischen Grünschieferserie handeln.

Kleinkörniger Hornblende-Plagioklas-Fels

Das Gestein ist sehr kleinkörnig (Korngröße meist unter 0,2 mm) und megaskopisch beinahe dicht. Es wird von millimeterdicken farblosen Aderchen kreuz und quer durchzogen und von Harnischen durchsetzt. Unmittelbar am Meleschniksattel (Aufschlüsse 50 m nördlich der Kapelle) geht das Gestein in den Ultramylonit der Hauptstörung des periadriatischen Lineamentes über.

Die Aufschlüsse der mikroskopisch untersuchten Proben des kleinkörnigen Hornblende-Plagioklas-Felses befinden sich 50 m und 150 m nördlich Meleschniksattel, ferner am Karrenweg SSE P. 1064, wo dieser in die morphologische Furche westlich des Meleschniksattels einbiegt (250 m WNW Meleschniksattel) und endlich in einem nördlicheren Gesteinszug in Verbindung mit Diorit (Seehöhe 1125 m, südlich Kuppe P. 1240, und im Reschouniktal am linken Hang, 700 m südwestlich Reschounik-Keusche).

Die mikroskopische Untersuchung ergab, daß der kleinkörnige Hornblende-Plagioklas-Fels mitunter ein an Diabase erinnerndes Intersertalgefüge mit schmalen langen, sperrig angeordneten Plagioklasleisten aufweist. Biotit (farblos bis rotbraun) ist stellenweise reichlich angeordnet in Nestern und wirrblättrig im Gestein verteilt, was auf seine Kristallisation im Zuge der Kontaktmetamorphose deutet. Andererseits weisen Pyroxenreste in der Hornblende und die Ausbildung des skelettförmigen Opazits, des Leukoxens, der Titanit- und Epidotkörnchen auf Ähnlichkeiten mit dem Diorit des Karawankengranituzuges hin. Die farblosen Aderchen bestehen aus farblosem Pyroxen, farblosem Strahlstein, Klinozoisit, farblosem Chlorit und Karbonat.

Die genetische Deutung ist vorläufig ungeklärt. Es könnte sich eventuell um kontaktmetamorphe Diabas der paläozoischen Grünschieferserie handeln, der später mylonitisiert wurde.

Zur Erforschungsgeschichte des Gebietes um den Schaidasattel

F. TELLER (1895 und 1898) zeichnete auf der geologischen Spezialkarte, Blatt Eisenkappel und Kanker, 1 : 75.000 das Auskeilen der Lamelle des Grobkorngranites im Reschouniktal sowie die Grenzföhrung des südalpinen Paläozoikums und der nordalpinen Permo-Trias richtig ein. Unzutreffend in seiner Darstellung ist das Auskeilen der Granitlamelle inmitten des permischen Sandsteines. Das Dach des Granites ist im wesentlichen richtig als paläozoische Grünschieferserie aufgefaßt. Doch erkennt er noch nicht in diesem Gebiete die Diorite des Granituzuges und die kontaktmetamorphen Produkte (Cordieritknotschiefer, Cordierit-Biotitschiefer usw.) der Grünschieferserie. Der Diorit bei P. 1038 (Reschounik = Rezovnik) wird unzutreffender Weise auf der geologischen Karte als Diabas der paläozoischen Grünschieferserie eingetragen.

H. V. GRABER (1897) entdeckte in Lesesteinen „unterhalb der Schaida“ den Cordieritknotschiefer, den er als „Cordierit-Glimmerhornfels“ bezeichnete und vorzüglich beschrieb. Er faßt ihn sehr zutreffend als kontaktmetamorphes Produkt der Intrusion des Karawankengranituzuges auf und schweigt sich jedoch bezüglich des Eduktes des Cordieritknotschiefers vorläufig aus. Er scheint zunächst vermutet zu haben, daß das Eisenkappler Altkristallin auch nördlich des Granituzuges

ursprünglich vorhanden gewesen sei und der Granitzug in dieses zur Gänze intrudiert sei, analog etwa dem Rieserfernerpluton, der von Altkristallin umhüllt wird.

H. V. GRABER (1929) findet erstmals den Cordieritknotenschiefer anstehend, und zwar in den prächtigen Felsschrofen zwischen Meleschniksattel und Reschouniktal. Da der permische Sandstein der Südalpen unweit davon ansteht und auf der TELLER-Karte, wie oben erwähnt, als Umhüllung des auskeilenden Granites unzutreffend eingezeichnet ist, verfiel H. V. GRABER (1929) in den Fehler, das Edukt des Cordieritknotenschiefers als Grödner Sandstein oder eventuell auch Werfener Schiefer der Südalpen zu bezeichnen und daraus ein postpermisches Alter der Granitintrusion abzuleiten. Von den Dioriten des Karawankengranitzuges im Gebiet um die Schaida gibt H. V. GRABER (1929) erstmals gute mikroskopische Beschreibungen, die vorzüglich mit unseren Beobachtungen übereinstimmen (z. B. Pyroxenreste, Uralit und die bemerkenswerten Strahlsteinnadeln im Plagioklas). Und zwar beschreibt er die Vorkommen des Diorits auf der Kuppe P. 1240 (am Kamm zwischen Meleschnik- und Schaidasattel), ferner beim Reschounik (P. 1038) und nahe der Granitgrenze im Reschouniktal (südwestlich Reschounik-Keusche). Er bezeichnet alle diese Diorite als „diabasähnliche Mikrogabbros“. Er möchte die Diorite des Karawankengranitzuges aus anatektischen paläozoischen Diabasen ableiten und meint, daß zwischen beiden fließende Übergänge bestehen. Die Diorite des Schaidagebietes zählt er den „diabasähnlichen Gesteinen“ der paläozoischen Grünschieferserie zu und behandelt sie zusammen mit den anchimetamorphen Diabasen und Spiliten der paläozoischen Grünschieferserie.

H. V. GRABER (1933) ändert seine Meinung bezüglich des Eduktes der Cordieritknotenschiefer und der postpermischen Intrusion des Karawankengranites. Er erkennt nun, daß die Karte von F. TELLER im entscheidenden Bereich östlich des Meleschniksattels unzutreffend ist und daß ein Übergang vom Grödner Sandstein zum Cordieritknotenschiefer dort nicht existiert. Hingegen findet er nun, besonders an den Vorkommen östlich der Vellach, was dort von CH. EXNER (1972) bestätigt werden konnte, deutliche Hinweise darauf, das das Edukt des Cordieritknotenschiefers Grauwacken und Tuffite der paläozoischen Grünschieferserie sind. Auf den Unterschied des Cordieritknotenschiefers (Edukt: paläozoische Grünschieferserie) zu den übrigen Hornfelsen (Edukt: Eisenkappler Altkristallin nach EXNER) wird hingewiesen, womit dem Autor (GRABER, 1933) die Lösung des alten Problems (GRABER, 1897) gelungen ist und damit erkannt wird, daß die Magmatite des Eisenkappler Granitzuges sowohl in das Altkristallin (siehe EXNER) als auch in die paläozoische Grünschieferserie eindringen. Die kontaktmetamorphen Produkte der beiden genannten Nebengesteinsserien sind gefügekundlich und teilweise auch stofflich recht verschieden.

H. HOLZER (1962) beschreibt im geologischen Aufnahmebericht sehr zutreffend die Aufschlüsse im Reschouniktal, um den Meleschniksattel und bei P. 1038. Er nennt Aufschlüsse im Hornfels (Cordieritknotenschiefer), findet im Cordieritknotenschiefer sehr zutreffend „zahlreiche Schollen von dunkelgrünen, zähen und feinkörnigen Hornblendegesteinen, die teils regellos körnig, teils geschiefert sind“. Ebenfalls durchaus zutreffend findet er die Grenze zwischen dieser Serie und den

hellgrauen Tonschiefern (paläozoische Grünschieferserie) nördlich P. 1083. Auch über die tektonischen Verhältnisse an der Überschiebung beim Meleschniksattel und östlich davon werden verlässliche Aussagen gemacht.

Auf der geologischen Kartenskizze der SCHÖNENBERG-Schule (F. KUPSCH et al. 1971) ist ein Kalkzug südlich des im Reschouniktal auskeilenden Grobkorngranites als Devonkalk verzeichnet. Das übrige Gebiet zwischen Meleschnik- und Schaidasattel wird weiß gelassen (ungegliedert). Die Sandsteine südlich des Meleschniksattels sind wohl sehr zutreffender Weise als Hochwipfelschichten (Flysch, Unterkarbon bis Namur) eingetragen.

Der Tonalitgneis der Karawanken

Auf die petrographische Übereinstimmung und auf den geologischen Zusammenhang des Adamello-Tonalits mit dem Tonalitgneis der Karawanken über den Tonalitgneis des Iffingers bei Meran und die Tonalitgneis-Lamelle am Nordrande des Brixner Granodiorites haben bereits E. SUSS (1868) und F. TELLER (1896) hingewiesen. Petrographische Detailuntersuchungen und Auffindung weiterer Tonalitgneislamellen zwischen Adamello und Meran, im Puster- und Gailtal haben später diese Verbindung noch enger geknüpft.

Die Vorkommen des Tonalitgneises der Karawanken liegen an der Narbe zwischen Austroalpin und Südalpin, und zwar handelt es sich um 3 Teilbereiche, die in der alpidischen E-W- bzw. WNW-Streichrichtung der Karawanken einander ablösen bzw. in der nicht aufgeschlossenen Teufe wahrscheinlich miteinander verbunden waren oder noch verbunden sind. Es reihen sich von E nach W folgende Teilbereiche aneinander (siehe Abb. 1):

(1) Die kleine Tonalitgneislamelle bei Weitenstein (Vitanje), nahe der Lavantaler Störung.

(2) Von dieser durch das auflagernde Tertiär der Sotzkaschichten getrennt, die 41 km lange und maximal 2,2 km breite Tonalitgneislamelle zwischen Plešivec in Slowenien und Vellach-Fluß südlich Eisenkappel in Österreich. Sie stellt den südlichen Tiefengesteinszug der „Eisenkappler Aufbruchzone“ dar. Ihr mächtigster Teil befindet sich auf slowenischem Gebiet östlich der Wistrastörung, welche nach TELLER die östliche Randstörung der Steiner Alpen bildet.

(3) Nahe dem Westende der Karawanken die Tonalitgneislamelle von Finkenstein (südlich Villach).

Der Abstand zwischen (1) und (3) beträgt 110 km. Petrographie und Bauplan der Lamellen sind durchaus analog. Wir besprechen zunächst das hauptsächliche Vorkommen, nämlich das in der Eisenkappler Aufbruchzone (2), das insbesondere von F. TELLER (1896), H. V. GRABER (1897, 1929) und CH. EXNER (1972) untersucht wurde:

Der Tonalit-Pluton drang domförmig unter Bildung von Hornfelskontakten in das Eisenkappler Altkristallin ein. Reste des kuppelförmigen Intrusivdaches sind im Nordteil der Tonalitgneis-Lamelle noch stellenweise erhalten (St. Margarethen im Remschenigtal und Gebiet bei Schwarzenbach und östlich davon). Reste von Altkristallin finden sich nach TELLER (1896) auch am Südrand des Tonalitgneises

bei Plešivec, und nach neueren Untersuchungen der slowenischen Kollegen auch nördlich Kaplan.

Der Tonalit wurde postkristallin zu Tonalitgneis verschiefert. Das flächige Parallelgefüge des Tonalitgneises steht steil oder ist in den meisten Aufschlüssen steil nach S geneigt. Die Tonalitgneis-Lamelle streicht E-W bis WNW. Sie ist dem alpidischen Bauplan konform eingeregelt und zeigt N-Vergenz. Eine analoge intensive postkristalline Deformation wie der Tonalitgneis weist auch das Eisenkappler Altkristallin auf. Längs weiter Strecken wurde der Tonalitgneis N-vergent auf das Eisenkappler Altkristallin aufgeschoben.

Zahlreiche steile, E-W streichende Harnische und Mylonitzonen mit annähernd N-S-streichenden Harnischstriemen weisen auf Verengung des Tonalitkörpers um E-W-Achse. Die Mineralelongationen und Faltenachsen streichen E-W bis WNW. Besonders kräftig wirkte die Mylonitisierung am Südrand des Tonalitgneises, wo mehrere Meter mächtige Mylonite und Ultramylonite nach Tonalitgneis auftreten. Hier liegt offensichtlich die wichtigste tektonische Störungsfläche. Es fehlt hier in der Regel infolge tektonischer Abquetschung das Intrusionsdach des Tonalits. Nicht metamorphes südalpines Paläo- und Mesozoikum wurden N-vergent an den Tonalitgneis herangeschoben bzw. auf diesen aufgeschoben.

Der schwarz-weiß gefleckte Karawanken-Tonalitgneis ist grob- bis mittelkörnig. Niemals fehlen die bis 2 cm langen Hornblendeprismen. Die 7 mm großen Biotite sind mitunter sechseitig idiomorph. Der Plagioklas zeigt oszillierenden Zonenbau (Bytownit bis Oligoklas) und Saussuritisierung des Kernes. Der Kalinatronfeldspat blieb zumeist als perthitarmer Orthoklas erhalten. Quarz ist stets vorhanden und weist intensiv verzahnte, gelängte und zu Überindividuen nach dem Gitterbau eingeregelt Körner auf (optische Achse etwa 45° zur Hauptschieferungsfläche des Gesteins geneigt). Hornblende und Biotit sind nur randlich und an Rissen sekundär verändert (Grammatit, Chlorit, Epidot, Titanit, Opazit); der Plagioklas stellenweise mit Mikrolithen von Klinozoisit und Hellglimmer schwach gefüllt und sämtliche Gemengteile mehr oder weniger postkristallin verbogen und gequält.

Der Karawanken-Tonalitgneis hat also den primären magmatischen Mineralbestand im wesentlichen beibehalten und unterlag nicht einer regionalen epimetamorphen Umkristallisation nach Art der Tauern-Tonalitgneise. Seine Metamorphose kann als Dynamometamorphose angesprochen werden. Sie prägt das flächige Parallelgefüge. Eine Seltenheit stellt die massige Varietät des Karawanken-Tonalits nördlich Kaplan in Slowenien dar, die ich unter freundlicher Führung von Herrn Kollegen E. FANINGER kennenlernte. In diesem Gestein ist der Quarz nicht postkristallin zerrieben, sondern es blieben 1,8 cm große, idiomorphe Quarzkristalle erhalten.

In größeren Aufschlüssen beobachtet man stets die charakteristischen, cm-, dm- bis 2 m großen basischen Fische, die in linsenförmigen Schwärmen parallel zur Hauptschieferungsfläche des Tonalitgneises auftreten und aus Diorit bestehen. Der Diorit bildet anscheinend ein älteres magmatisches Differentiat, in das der Tonalit eingedrungen ist und das er größtenteils resorbiert hat. Mitunter sieht man, daß die dioritischen Fische randlich diffus in das tonalitische Gestein übergehen. Horn-

blendeführende Aplite durchsetzen den Tonalit diskordant und sind selbst noch verschiefert. Außerdem bildet ein in Linsen aufgelöster, 5 km langer und 2 bis 60 m mächtiger Diorit-Linsenzug (beim Pettauer im Remschenigtal) den Rest eines dioritischen Lagerganges (mit Hornfelskontakten) im Eisenkappler Altkristallin knapp nördlich des Tonalitgneises.

Man wird mit einiger Wahrscheinlichkeit annehmen dürfen, daß das flächige Parallelgefüge des Tonalits schon primär-magmatisch im Zuge der Verdrängung des älteren Diorits durch den jüngeren Tonalit und im Zuge der Intrusion des einst bedeutend mächtigeren Plutons mit Längserstreckung parallel zur periadriatischen Narbe angelegt worden war. Später erfolgte eine äußerst intensive Verengung des Plutons um E-W-Achse mit postkristalliner Deformation der Gemengteile, intensiver postkristalliner Verschieferung (Gneisbildung) und mit nur sehr schwachen Ansätzen epimetamorpher Veränderung des Mineralbestandes (Dynamometamorphose).

Das Eisenkappler Altkristallin ist mit Annäherung an den Tonalitgneis kontaktmetamorph verändert. Der innere Kontakthof wird von Hornfelsen mit Neubildung von Andalusit, Cordierit, Sillimanit, Biotit und Kalinatronfeldspat aufgebaut. Der äußere Kontakthof setzt sich aus Fleckgneisen mit Neubildung von Andalusit, Biotit und Epidot zusammen. Die Kontaktgesteine blieben im primären Intrusionsverbande längs des linsenförmig verformten Diorit-Lagerganges vom Pettauer gut erhalten. Hingegen wurden durch tektonische Schuppung oder Überschiebung die Kontakthöfe um den Nordrand des Tonalitgneises gestört, so daß die betreffenden Kontaktgesteine nun nicht mehr als durchgehende Zone, sondern in Form von Schuppenpaketen im Eisenkappler Altkristallin nahe dem Tonalitgneis eingefaltet sind.

Auf Grund des Mineralbestandes ist der Tonalitgneis der Karawanken als „echter Tonalit“ oder „Tonalit im engeren Sinne“ zu bezeichnen. Er entspricht nämlich in Mineralbestand, Korngröße, Primärgefüge, Accessorien und in strukturellen Einzelheiten wie z. B. den in Hornblende geregelt eingewachsenen Biotiten, dem Tonalit des Adamelloplutons. Auch die basischen Fische und die Ausbildung primärer und sekundärer flächiger Parallelgefüge sind im Adamellopluton gut studiert und können zum Vergleich unmittelbar herangezogen werden (A. BIANCHI & GIAMB. DAL PIAZ, 1937 a, A. BIANCHI et al. 1970).

Stratigraphisch ist das Alter der Intrusion des Karawanken-Tonalites zwischen der paläozoischen oder präkambrischen Prägung der Paragneise und Phyllite des Eisenkappler Altkristallins einerseits und der Sedimentation der tertiären Sotzka-schichten andererseits, welche die ersten Gerölle des Karawanken-Tonalitgneises führen, leider nur sehr weitspannig zu fassen.

In strukturgeologischer Hinsicht erschien uns der Tonalitgneis der Karawanken älter als der Karawanken-Granit (CH. EXNER, 1972), weil er dieselbe postkristalline Deformation wie das Eisenkappler Altkristallin aufweist. Dieses wurde, wie oben erwähnt, bei der Intrusion des Karawanken-Granits entregelt und rekristallisiert (Hornfelse). Auch finden sich im äußeren Kontakthof des Karawanken-Granites Epidotfelse, deren Reliktgefüge auf Tonalitgneis hinweisen (epidotisierter Tonalitgneis von Kupitz im Remschenigtal).

Radiometrisch war trotz der dankenswerten Bemühungen von Frau Prof. E. JÄGER (Bern) und Frau Dr. S. SCHARBERT eine Bestimmung des Gesamtgesteinsalters des Karawanken-Tonalitgneises wegen des niedrigen Rb/Sr Verhältnisses nicht möglich. Die Biotite des Karawanken-Tonalitgneises ergaben mit der Rb-Sr-Methode alpidische Alterswerte von 28 ± 4 und 29 ± 6 Mio. Jahren, somit ein Ergebnis, das mit dem an Biotiten im Tonalitgneis am Nordrand des Brixener Granodiorites von den italienischen Kollegen gewonnenen übereinstimmt (S. SCHARBERT, 1975). Damit stellt sich ein ähnliches Problem wie dort. Die Annahme eines paläozoischen Intrusionsalters des Karawanken-Tonalitgneises und einer alpidischen Rekristallisation seines Biotites ist zwar denkbar, aber nicht bewiesen. Vielleicht werden in Zukunft U-Pb Bestimmungen an Zirkonen die Lösung des heute noch offenen Altersproblems der Intrusion des Karawanken-Tonalitgneises bringen.

Die Tonalitgneis-Linse von Weitenstein (Vitanje)

Das Ostende des Tonalitgneises der Eisenkappler Aufbruchzone bei Plešivec zeigt, wie ich mich im Gelände überzeugen konnte, zweierlei markante Erscheinungen: Erstens überschiebt der Tonalitgneis N-vergent die Sotzkaschichten. Zweitens enthält der Tonalitgneis hier größere Dioritkörper, welche petrographisch den basischen Fischen entsprechen und Teile einer primären Diorit-Umhüllung (basische Randfazies) des Tonalitplutons darstellen dürften.

12 km östlich davon fand F. TELLER (1896) die Tonalitgneis-Linse von Weitenstein. Er beschrieb sie sehr vorsichtig als „eine kleine Scholle von Tonalit, die hier an einem dicht bewaldeten Steilhang nach Art einer Blockklippe aus dolomitisch entwickeltem Muschelkalk emporragt“. Er zog daraus den gültigen Schluß, daß der Karawanken-Tonalitgneis bis an die Lavantaler-Störung heranreicht.

Die „Blockklippe“ von Weitenstein wurde meines Wissens in den seither vergangenen 75 Jahren von Geologen nicht mehr aufgesucht, jedoch in den Abhandlungen von A. KIESLINGER (1928, p. 522) und H. V. GRABER (1929, p. 43) zumindest erwähnt. Auf TELLER's geologischer Spezialkarte 1 : 75.000, Blatt Prassberg a. d. Sann, ist die Tonalit-„Blockklippe“ mit derselben Farbe eingetragen wie 6 kleine, mitteltriadische Porphyrlinsen im südalpinen Weitensteiner Triaszug, der die Fortsetzung des Koschuta-Uschowa-Triaszuges bildet. Wohl aus diesem Grunde geriet die Tonalit-„Blockklippe“ von Weitenstein in der Folgezeit mehr oder weniger in Vergessenheit.

Ich stieß auf sie beim Literatur-Studium und fand sie gemeinsam mit Kollegen E. FÄNINGER auch im Gelände sehr rasch und unschwierig genau dort, wo sie F. TELLER kartiert hatte. Die Stelle liegt in 1,65 km Abstand von der Lavantaler Störung, und zwar 500 m westsüdwestlich Trebuchina, nordwestlich Weitenstein. Siehe geologische Spezialkarte, Blatt Prassberg a. d. Sann! Der Weiler Trebuchina kann auf guter Fahrstraße von Weitenstein aus erreicht werden. Der nördlich der „Blockklippe“ auf Blatt Prassberg eingezeichnete Karrenweg stellt sich heute als eine Fahrstraße mit Aufschlüssen in den Sotzkaschichten dar.

Von dieser Fahrstraße nach SW habe ich im bewaldeten Gelände das Profil der Abb. 7 aufgenommen:

Die tertiären Sotzkaschichten streichen N 138° E und fallen 80° SW. Sie werden von 10 bis 20 m mächtigem Tonalitgneis überschoben, der ebenfalls steil nach SW einfällt. Seine Aufschlüsse befinden sich im Steilhang 80 Höhenmeter über der Fahrstraße, und zwar an Wasserrissen und in Wurzelhöhlungen umgestürzter Bäume. Darüber folgen Lesesteine und dann Aufschlüsse von dunklem Dolomit (Muschelkalkniveau).

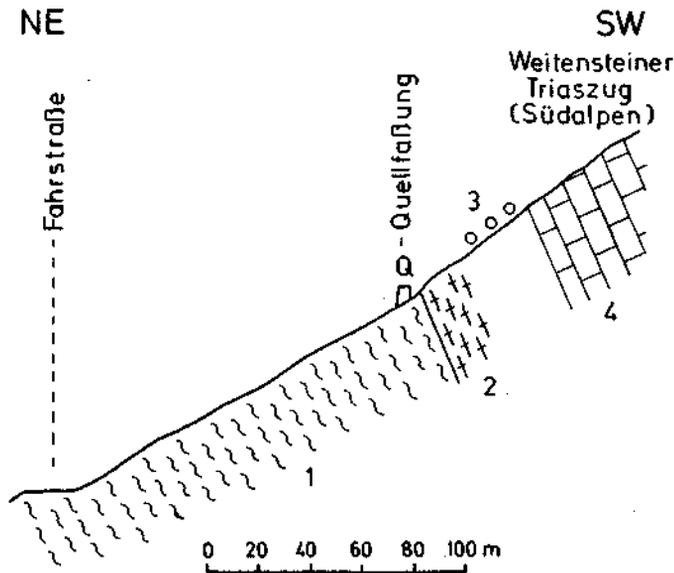


Abb. 7: Tonalitgneis-Lamelle am periadriatischen Lineament (Weitensteiner Linie), nördlich des südalpinen Triaszuges von Weitenstein. Die Lokalität des Profiles befindet sich west-südwestlich Trebuchina bei Weitenstein (Vitanje). 1 — Schieferton der tertiären, gefalteten und steil gestellten Sotzkaschichten. 2 — Tonalitgneis. 3 — Lesesteine von Dolomit des Muschelkalkniveaus. 4 — anstehender Dolomit des Muschelkalkniveaus.

Auf Grund dieses Profiles erweist sich TELLER's „Blockklippe“ als echte anstehende tektonische Lamelle. Sie befindet sich genau am Nordrand der südalpinen Trias, zeigt steil SW-einfallende Schieferung und N-Vergenz, indem sie so wie am Ostende der Eisenkappler Aufbruchzone bei Plešivec auf die Sotzkaschichten aufgeschoben ist. Somit kann als belegt gelten, daß der Karawanken-Tonalitgneis genau an der periadriatischen Narbe bis zur Lavanttaler Störung reicht.

Der Tonalitgneis der Weitensteiner Lamelle ist mylonitisch. Freisichtig erkennt man das typische Gefüge und die charakteristischen Korngrößen des schwarzweiß gesprenkelten Karawanken-Tonalitgneises mit 1 cm langen Hornblendeprismen und mit mehrere mm großen Biotittafeln.

Unter dem Mikroskop erweist sich die grüne Hornblende als kataklastisch granuliert. Sie führt Einschlüsse von Plagioklas. Der Biotit (hellgelb bis braun und grün) bildet gequälte

Tafeln. Der automorphe Plagioklas mit gefülltem basischem Kern zeigt gequälte polysynthetische Zwillingslamellen. Der Kalialatronfeldspat ist als flauer bis hart gegitterter Mikroklin entwickelt und umschließt den Plagioklas. Die Quarzkörner sind granuliert und weisen zahlreiche Risse auf.

Accessoria: Apatit und Erz (beide auch als alte Einschlüsse in Biotit); Zirkon (ohne pleochroitische Höfe als Einschlüsse in Biotit und Epidot); ferner Epidot, Titanit und Chlorit (sekundär nach Biotit).

Das mikroskopische Erscheinungsbild entspricht dem mylonitischen Typ des Tonalitgneises der Eisenkappler Aufbruchzone.

Die Tonalitgneis-Lamelle von Finkenstein

Sie befindet sich in den Westkarawanken, rund 2,5 km südwestlich der Kirche Finkenstein (Mallestig). Diese Tonalitgneis-Lamelle ist 1,2 km lang und 230 m mächtig. Der Tonalit hat das Gailtaler Kristallin kontaktmetamorph verändert (Hornfels). Später wurde der postkristallin deformierte Tonalitgneis auf die Phyllite des Gailtaler Kristallins N-vergent aufgeschoben. Der Südrand der Tonalitgneis-Lamelle ist leider nicht aufgeschlossen (Bedeckung durch Gehängeschutt). Jedenfalls folgt im Süden eine Störungszone mit N-vergentem, steil gestelltem, stark tektonisiertem Jungtertiär (Rosenbacher Schichten) und fraglichem Triasdolomit. Darüber folgt N-vergent das Paläozoikum der Südalpen. Die Hauptstörungszone der periadriatischen Narbe liegt auch hier am Südrand der Tonalitgneis-Lamelle.

Die geologische Position der Finkensteiner Tonalitgneis-Lamelle entspricht also derjenigen der Tonalitgneis-Lamelle der Eisenkappler Aufbruchzone. Im 57 km langen Zwischenraum zwischen den beiden Lamellen wurde bisher ein Geschiebe von Tonalit in pleistozänen Terrassensedimenten bei Rosenbach von TELLER beobachtet, das keinen Anhaltspunkt für anstehenden Tonalitgneis lieferte. Auch bei meinen eigenen Nachforschungen im betreffenden Bereich nördlich und westlich des Bahnhofes Rosenbach, bis zur Ortschaft Schlatten, stieß ich auf Tonalitgneis-Gerölle. Allerdings finden sich in den Terrassenschottern dort zahlreiche gekritzte Geschiebe von Serpentin, die auf Ferntransport der Schotter hinweisen.

Die Erkennung des Tonalitgneises von Finkenstein sowie dessen Kartierung und Beschreibung und die Auffindung des Hornfelses und Erkenntnis der Analogie seiner geologischen Position zu der des Tonalitgneises der Eisenkappler Aufbruchzone geht auf F. TELLER (1910) zurück.

Eingeführt in diesen Bereich durch N. ANDERLE (1970, 1973) und H. P. SCHÖNLAUB (1973), habe ich mich in den Jahren 1972 und 1973 mit der Finkensteiner Tonalitgneis-Lamelle befaßt. Die sich dabei ergebenden Ergänzungen zu TELLER's klassischem Bericht seien kurz vorweggenommen und daran anschließend eine Beschreibung der Gesamtsituation geliefert:

Im Gelände beobachtete ich, daß die nicht verrutschten, anstehenden Gesteinspartien durchwegs nach S einfallen. TELLER's Bemerkungen über das Nordfallen des Tonalits gilt nur für Hangrutsch-Areale. Abweichend von TELLER's Karte und Beschreibung wurde eine anstehende Tonalitgneis-Parzelle am Hügel zwischen P. 968 und P. 644 aufgefunden. Die Tonalitgneis-Parzelle südlich P. 644 ist brei-

ter als bei TELLER angegeben. Als wichtigster Neufund sind Serizit-Chlorit-Phyllite des Gailtaler Kristallins im Graben südlich Wrda zu nennen, die TELLER noch nicht kannte. Sie stehen im Bachbett des Grabens südlich Wrda nördlich des Hornfelses an. Die Aufschlüsse waren im Juni 1972 nach einem Hochwasser eindeutig gut, so daß Messungen (Streichen und Fallen des s-Flächen des Phyllits: E-W/60° S) vorgenommen werden konnten und Handstücke dem Anstehenden entnommen wurden. Schon im folgenden Jahr 1973 waren diese Aufschlüsse im Bachbett unter neuerlichen Alluvionen begraben und nicht mehr einsehbar. Der von TELLER aufgefundene Hornfels führt Cordierit. Andalusit konnte ich hier bisher nicht nachweisen. Die Angabe TELLER's, daß stellenweise „massiger Tonalit“ vorkommt, besteht eigentlich nicht zurecht. Denn das Gestein zeigt stets deutliches flächiges Parallelgefüge. Wohl ist es stellenweise recht frisch und weniger mylonitisiert erhalten, was TELLER anscheinend mit dem Ausdruck „massig“ bezeichnen wollte.

Zur Beschreibung der geologischen Gesamtsituation bringt Abb. 8 eine Kartenskizze und Abb. 9 ein kombiniertes N-S-Profil von Untertechanting (westlich Finkenstein) zum Graben südlich Wrda (= Holicah) und dann längs der Aufschlüsse am Güterweg im Feistritzgraben.

Bei Untertechanting steht mittelsteil S-fallender Grünstein der paläozoischen Grünschieferserie, welche der bei Eisenkappel analog ist, an. Der Grünstein wurde von N. ANDERLE aufgefunden und mir zur petrographischen Untersuchung übergeben:

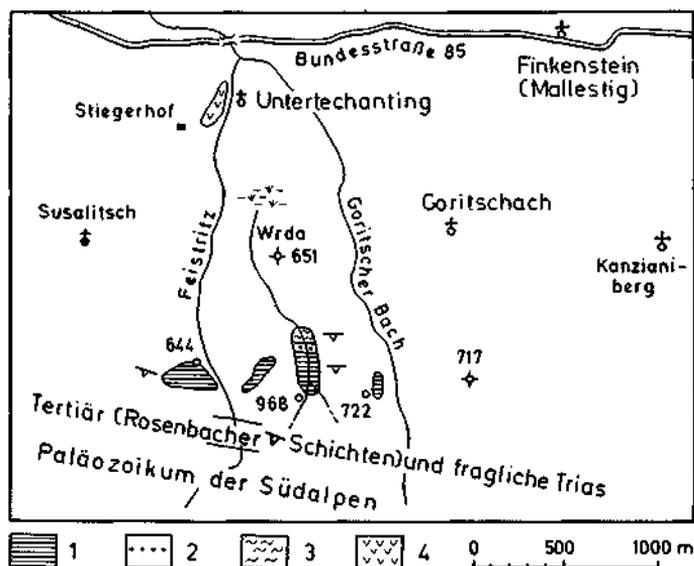


Abb. 8: Kartenskizze der Aufschlüsse der Tonalitgneis-Lamelle bei Finkenstein. 1 — Tonalitgneis. 2 — Hornfels. 3 — Gailtaler Kristallin. 4 — Paläozoische Grünschieferserie.

Megaskopisch besitzt der Grünstein westlich der Brücke von Untertechanting flächiges Parallelgefüge. Die feinkörnige Grundmasse ist ziemlich kompakt. Sie läßt grünen Chlorit, gelbgrünen Epidot und dunkle Anreicherungen (Opazit) erkennen. Als Einsprenglinge sind erstens farblose, bis 3 mm große Plagioklasleisten und zweitens dunkle gedrungene, bis 5 mm große Prismen vorhanden (wahrscheinlich Pseudomorphosen nach Pyroxen).

Unter dem Mikroskop zeigen die Plagioklasleisten fluidale Anordnung parallel zum flächigen Parallelgefüge des Gesteines. Sie sind polysynthetisch verzwilligt. Die gedrungenen dunklen Prismen werden von Aggregaten ausgefüllt, die sich aus farbloser Hornblende (wahrscheinlich Uralit), Epidot und Chlorit zusammensetzen. Die Grundmasse des Gesteines ist reich an Opazit, Plagioklas und Chlorit. Apatit bildet schmale lange Säulchen. Titanit ist reichlich vorhanden.

Das Gestein ist somit als schwach metamorpher Diabas oder Diabastuff anzusprechen.

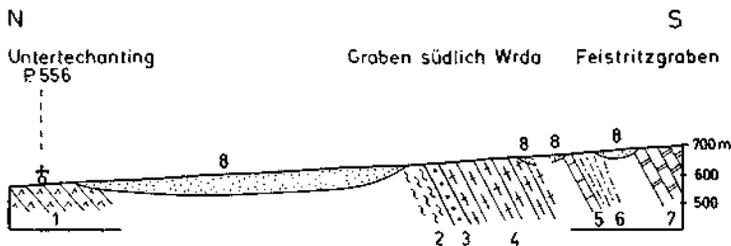


Abb. 9: Profil durch die Tonalitgneis-Lamelle bei Finkenstein. 1 — Paläozoische Grünschiefer-
serie. 2 — Gailtaler Kristallin (Serizit-Chlorit-Phyllit). 3 — Kontaktmetamorphes Gailtaler Kri-
stallin (mittelkörniger Cordierit-Kalinatronfeldspat-Plagioklas-Biotit-Hellglimmer-Quarz-Horn-
fels). 4 — Tonalitgneis. 5 — Dolomit (fragliche Trias). 6 — Rosenbacher Schichten (Jungtertiär).
7 — Südalpines Paläozoikum. 8 — Terrassenschotter, Gehängeschutt und Alluvium.

Südlich Untertechanting folgt ein 1 km breites, aufschlußloses Areal, unter dem eventuell die Fortsetzung des Karawanken-Granits liegt.

Daran schließen südlich Phyllite des Gailtaler Kristallins an, welches die Fortsetzung des Eisenkappler Altkristallins darstellt. Der Serizit-Chlorit-Phyllit war im Jahre 1972 im Bachbett des Grabens südlich Wrda, etwa 20 m mächtig aufgeschlossen. Da er im N von Alluvionen verhüllt wird, ist anzunehmen, daß seine wirkliche Mächtigkeit bedeutend größer ist.

Südlich folgt etwa 50 m mächtiger Hornfels. Er ist im Graben südlich Wrda in schwach verrutschten Hangpartien mittelsteil S-fallend aufgeschlossen.

Das mittelkörnige Gestein mit wellig flächigem Parallelgefüge läßt freisichtig Biotit, Hellglimmer, ein dunkles, speckig glänzendes Grundgewebe und farblose bis hellgrüne, vorwiegend aus Quarz bestehende Lagen bis zu 1,2 cm Dicke erkennen. Megaskopisch gleicht das Gestein entsprechenden Hornfelsen des Eisenkappler Altkristallins nahe dem Nordrand des Tonalitgneises im Remscheniggraben der Eisenkappler Aufbruchszone.

Mikroskopisch stellt es sich als mittelkörniger Cordierit-Kalnatronfeldspat-Plagioklas-Biotit-Hellglimmer-Quarz-Hornfels dar.

Der bis 0,7 mm große, xenomorphe Cordierit zeigt Zwillinge, mitunter Trübung und die charakteristischen, unregelmäßig gebogenen Risse. Teils ist er frisch, teils randlich, teils vollaufpinitisiert (Umwandlung zu Hellglimmeraggregat). Der xenomorphe Kalnatronfeldspat erweist sich als feiner Aderperthit. Der ebenfalls xenomorphe Plagioklas hat polysynthetische Zwillingslamellen und ist füllungsrei oder schwach mit Hellglimmermikrolithen gefüllt. Der Biotit (hellgelb bis rotbraun) besitzt radioaktive Höfe um Einschlüsse von Zirkon. Hellglimmer ist weniger häufig und bildet meist kleine Blättchen. Quarz wird 2,2 mm groß und ist meist in s gelängt.

Ferner: Opazit, Apatit, Zirkon, Turmalin und sekundäres rhomboedrisches Karbonat.

An den Hornfels grenzt südlich der Tonalitgneis an. Wo die Hänge nicht verutscht sind — so im mittleren Abschnitt der Tonalitgneis-Aufschlüsse im Graben südlich Wrda und am Hohlweg südlich P. 644, streichen die s-Flächen des Tonalitgneises N 92 bis 110° E und fallen 62 bis 65° S. Die Ausbildung des Gesteines entspricht der des Tonalitgneises in der Eisenkappler Aufbruchzone. Das Gestein ist grobkörnig mit 1,5 cm langen Hornblendeprismen, kleineren Biotiten, schneeweißen Feldspaten (hauptsächlich Plagioklas) und glasklarem Quarz. Stets deutliches flächiges Parallelgefüge mit basischen Fischen (Dioritschollen) parallel s. Diskordante, bis 10 cm mächtige Aplitgänge. Mylonite sind häufig.

Die anstehenden Vorkommen des Tonalitgneises können dem Kärtchen der Abb. 8 entnommen werden. Es sind dies das Gebiet südöstlich, südlich und südwestlich P. 644, dann der Hügelzug zwischen den Punkten 644 und 968. Die besten Aufschlüsse finden sich längs des Baches im Graben südlich Wrda. Ein kleiner Aufschluß liegt am Hohlweg östlich P. 722. Die Mächtigkeit der Tonalitgneis-Lamelle beträgt, wie schon eingangs erwähnt, etwa 230 m.

Im Aufschlußgebiet südlich P. 644 reicht der Tonalitgneis bis zur Seehöhe 660 m. Darüber folgen Moräne und Gehängeschutt. Am bewaldeten Hügel zwischen P. 644 und P. 968 steht der Tonalitgneis in Seehöhe 660 m an und zeigt deutliches Südfallen. Im Graben südlich Wrda gibt es vor allem im südlichen Teil längs des Baches kontinuierliche Aufschlüsse im Tonalitgneis. Sie reichen bis südlich der Verzweigung des Tales. Weiter südlich verdeckt Gehängeschutt den Tonalitgneis. Am Hohlweg östlich P. 722 sind im stark vergrusten Tonalitgneis in Seehöhe 680 bis 700 m basische Fische und Aplitgänge erkennbar. Am Goritschacher Bach finden sich keine Aufschlüsse des Tonalitgneises, sondern nur junge Alluvionen.

Mikroskopisch erweist sich der Tonalitgneis der Finkensteiner Lamelle als postkristallin deformiert und teilweise mylonitisch. Die Hornblende (hellgelb bis grün) ist gequält. Biotit (hellgelb bis braun) wurde größtenteils sekundär chloritiert unter Ausscheidung von Titanit und Opazit. Der automorphe Plagioklas (polysynthetisch verzwilligt und oszillierender Zonenbau) ist gequält und stellenweise zerbrochen. Der Kalnatronfeldspat zerfiel in kleine Körner mit schwacher Mikroklingitterung und ohne erkennbaren Perthit. Seine zerquetschten Granulationszonen umfließen den Plagioklas. Der Quarz ist xenomorph.

Ferner: Zirkon (es fehlen pleochroitische Höfe auch dort, wo Zirkon in Biotit eingeschlossen ist), Apatit, Opazit, Titanit, Chlorit und Epidot.

Nach einer aufschlußlosen Strecke folgen im Feistrizgraben bei der nördlichsten Talsperre der Wildbachverbauung in Seehöhe 665 m Dolomitspäne (fragliche Trias), die N 110° E streichen und 62° S fallen, ferner verquetschtes, steil S-fallendes Jungtertiär (Rosenbacher Schichten) und darüber das ebenfalls S-fallende südalpine Paläozoikum.

Der Granitzug von Nötsch

Der Nötscher Granitzug (Definition und ältere Literatur siehe EXNER & SCHÖNLAUB, 1973) bildet eine 8 km lange und maximal nur 150 m breite Lamelle im Norden des Gailtaler Kristallins. Sie reicht von östlich des Nötschbaches mit lokalen Unterbrechungen und Versetzungen an Querstörungen bis westlich Pölland. Neben untergeordnet auftretenden Gneisen besteht sie hauptsächlich aus recht massigem Amphibolit und grobkörnigem Granitmylonit. Teilweise granatführende Plagioklas-Aplite durchschlagen den Amphibolit. Die Gesteine sind stark mylonitisch und epimetamorph (sekundärer Quarz, Hellglimmer, Chlorit, Epidot, Karbonat usw.).

Im N und im S wird die Lamelle von tektonischen Kontakten begrenzt. Im Norden ist sie auf den oberkarbonen Anteil (Konglomerate, Sandsteine, Tonschie-

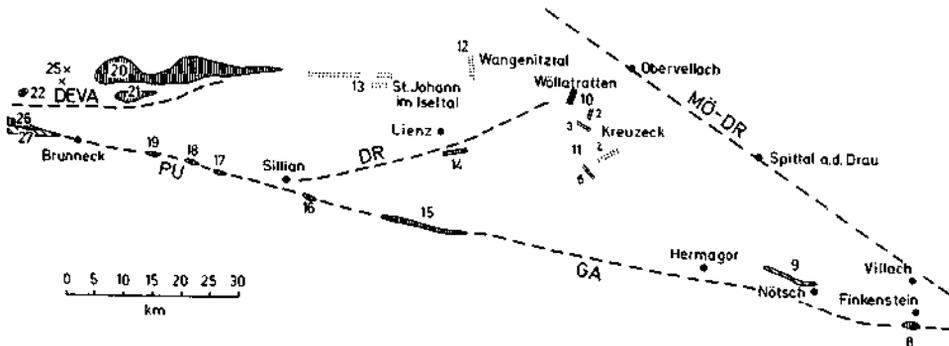


Abb. 10: Schematische Kartenskizze der Magmatite längs des periadriatischen Lineamentes in Kärnten, Ost- und Südtirol. Fortsetzung der Nummerierung von Abb. 1. 8 — Tonalitgneis der Karawanken. 9 — Granitzug von Nötsch. 10 bis 13 — Gänge im austroalpinen Kristallin: 10 — Granodiorit von Wöllatratten. 11 — Hydrothermal veränderte Gänge in der Kreuzeckgruppe. Die beigefügten Nummern beziehen sich auf die Beschreibung von EXNER (1961): 11/2 — Kersanit aus der NE-Flanke des Striedenkopfes. 11/3 — Malchit bei Gößnitztörl. 11/4 — Quarzporphyrit bei Zweiseetörl. 11/6 — Porphyrit bei Rauscher Alm. 12 — granatführender Tonalitporphyrit im Wangenitztal (Schobergruppe). 13 — Granatführende Tonalitporphyritgänge der Rieserferner-Gefolgschaft bei St. Johann im Iseltal. 14 — Lamprophyrgang in den Lienzer Dolomiten. 15 — Lesachtal-Masse. 16 — Granodiorit-Linse von Hollbruck bei Kartitsch. 17 — Tonalitische Linse von Kandellen. 18 — Tonalitlinse von Unterplanken. 19 — Tonalitlinse von Taisten. 20 — Rieserferner-Pluton. 21 — Granodiorit des Zinsnockes. 22 — Winnebach-Masse. 25 — Gangfolge des Rensenspitze-Plutons und seiner Nachbarn. 26 — Tonalitgneis am Nordrande des Brixner Granodiorit-Massivs. 27 — Brixner Granodiorit-Pluton. Störungslinien: Eigentliches periadriatisches Lineament mit den Teilabschnitten: GA — Gailtallinie. PU — Pusertallinie. Nebenstörungen: MO-DR — Mölltallinie. DR — Drautalstörung. DEVA — Deferegger-Antholz-Vals-Linie.

fer) des Nötscher Karbons aufgeschoben. Im Süden wurde westlich des Nötschgrabens auch Permoskythsandstein steil synklynal eingezwickelt, was zeigt, daß ein beträchtlicher Anteil der Einengungstektonik alpidisch erfolgte.

Einen charakteristischen Querschnitt durch die tektonische Lamelle des Nötscher Granitzuges gibt Abb. 11. Der Granitzug überschiebt N-vergent (in streichender Fortsetzung des Profils auch mit Diskordanz) den oberkarbonischen Anteil des Nötscher Karbons. Der Granitzug besteht im Profil aus Amphibolit mit Schollen von Migmatit und Gneis und aus Grobkorngranit. Die Gesteine sind mylonitisch. In streichender Fortsetzung (Nötschtal) ist zu sehen, daß der Amphibolit von teilweise granatführenden Apliten durchschlagen wird. An der durch schwarzen Ultramylonit gekennzeichneten S-Grenze des Granitzuges folgen altpaläozoische Karbonatgesteine. Im Profil ist es ein feinkristalliner, hellgrauer, gelb anwitternder Dolomit, der eine 10 m hohe Felswand bildet. In streichender Fortsetzung (Osten und Westen) sind es bis 30 m mächtige graphitische Kalkphyllite und Graphitphyllite mit Einlagerungen bis 2 m mächtiger dunkelgrauer Bänderkalken, in denen H. P. SCHÖNLAUB eine Conodontenfauna des tiefen Unterdevons nachwies (CH. EXNER & H. P. SCHÖNLAUB, 1973). Südlich folgt der Quarzphyllit (Serizit-Chlorit-Phyllit) des Gailtalkristallins mit bedeutender Mächtigkeit (1 km und mehr). In diesen ist nur wenige Meter südlich des Nötscher Granitzuges eine steile Synklinale von rotem permo-skythischem Sandstein, Tonschiefer und Konglomerat eingepreßt, die eine alpidische Einengungstektonik anzeigt. Weiter südlich und an anderen Orten der näheren Umgebung liegt der Permoskythsandstein mit primärer stratigraphischer Diskordanz verhältnismäßig flach auf dem steilstehenden Quarzphyllit des Gailtaler Kristallins.

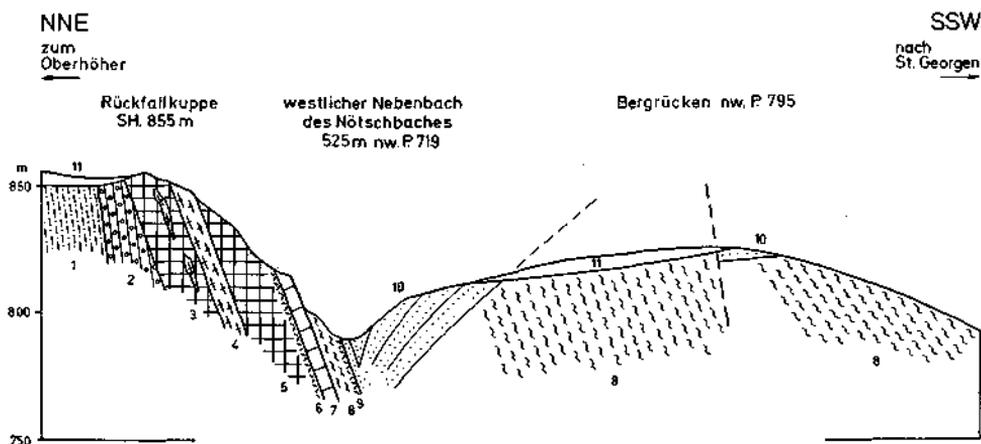


Abb. 11: Profil durch den Nötscher Granitzug westlich des Nötschtales. 1 — Sandstein und Tonschiefer des Oberkarbons. 2 — Konglomerat des Oberkarbons. 3 — Amphibolit mit Migmatit und Gneis. 4 — Grobkorngranit. 5 — Amphibolit. 6 — Schwarzer Ultramylonit. 7 — Feinkristalliner hellgrauer Dolomit. 8 — Serizit-Chlorit-Phyllit. 9 — Schwarzer Phyllit-Mylonit. 10 — Permoskythischer roter Sandstein, Tonschiefer und Konglomerat. 11 — Moräne und Gehängeschutt.

Es ist zu vermuten, daß der Nötscher Granitzug die Fortsetzung des Eisenkappeler Granitzuges darstellt, allerdings mit epimetamorpher Umkristallisation und sehr intensiver Mylonitbildung. Dafür sprechen die analoge Position am N-Rande des Gailtaler bzw. Eisenkappeler Kristallins, die markante lamellenförmige alpidische Einengungstektonik, der vom übrigen Kristallin abweichende Habitus des grobkörnigen Granites, die mächtige Ausbildung älterer Diorite, die im Nötscher Granitzug zu Amphiboliten umgeformt sind, und der scharfe Kontrast gegen die Gailtaler Quarzphyllite. Allerdings fehlen sonstige petrographische Analogien. So fehlen dem Nötscher Granit die Granodioritporphyre mit zonaren Feldspäten vom Rapakiwi-Typus und es fehlen ihm auch die kontaktmetamorphen Randgesteine, also die Hornfelse und die Cordieritknotenschiefer.

In der älteren Literatur wurde mitunter ein „Villacher Granit“ als junger Pluton genannt und mit dem Nötscher Granit in Beziehung gesetzt. Der „Villacher Granit“ ist aber bloß ein Orthogneis des austroalpinen Kristallins, wie ich mich beim Besuch des betreffenden Steinbruches am Markogel bei der Kuppe P. 538 (österreichische Karte 1 : 50.000, Blatt 201 Villach) überzeugen konnte. Das Gestein ist ein als B-Tektonit ausgebildeter, granat- und biotitführender Kalinatronfeldspat-Plagioklas-Quarz-Gneis, dessen Faltenachse N 10° E streicht und mit 9° nach N geneigt ist. Auch die Aplite und Pegmatite sind B-tektonisch eingeregelt. Mit den für die Nachbarschaft des periadriatischen Lineamentes charakteristischen Magmatiten hat dieses Gestein nichts zu tun. Außerdem ist dieser Orthogneis keineswegs als „Granit“ zu bezeichnen.

Gänge im austroalpinen Kristallin (Kreuzeck- und Schobergruppe, Iseltal)

Der Granodiorit von Wöllatratten (EXNER, 1961) ist ein petrographisch sehr frisch erhaltenes Intrusivgestein, das als NNE streichender, 100 m breiter und 1 km langer, vertikaler Stock diskordant das austroalpine Kristallin der Kreuzeckgruppe durchbricht. Sein Biotit lieferte nach der K-Ar-Methode ein radiometrisches Alter von 31 bis 44 Mio. Jahren (R. A. CLIFF et al. 1971, p. 239).

Zahlreiche Lamprophyre und granatführende Quarzporphyrite, — beide stark hydrothermal verändert —, durchschlagen diskordant das austroalpine Kristallin der Kreuzeckgruppe (H. HOLZER & H. G. SCHARBERT, 1958; CH. EXNER, 1961). Auf Abb. 10 sind einige der vom Verfasser bearbeiteten Gänge eingetragen (Signatur Nr. 11), wobei die Nummern 2, 3, 4 und 6 mit der betreffenden Beschreibung in EXNER (1961) übereinstimmen. Das mit K/Ar-Methode radiometrisch ermittelte Alter derartiger Gänge liegt bei 32 ± 2 Mio. Jahren (briefliche Mitteilung von E. R. OXBURGH und D. J. WATERS im Juni 1975). Zur selben Ganggesteinsgesellschaft dürften die Tonalitporphyrit-Gänge südlich des Wörthersees (H. HERITSCH, 1964; B. SCHWAIGHOFER, 1966), die Malchite im Gailtal und in den Karnischen Alpen (H. HERITSCH et al., 1952) und der granatführende Tonalitporphyrit im Wangenitztal in der Schobergruppe (EXNER, 1964, p. 117) u. a. gehören.

Die granatführenden Tonalitporphyrit-Gänge der Gefolgschaft des Rieserferner-Plutons bei St. Johann im Walde (Iseltal, nordwestlich Lienz) sind denen des Ursulaberges in den Karawanken ähnlich (F. TELLER, 1889), doch zeigen sie

nach meinen Beobachtungen eine postmagmatische Umkristallisation. Das Grundgewebe ist rekristallisiert und auch die Einsprenglinge weisen Rekristallisation auf. Zu erklären ist das durch metamorphe Lösungsumsätze im austroalpinen Kristallin, in welchem diese Gänge im Iseltal stecken, so daß sie postmagmatisch mit dem umschließenden Kristallin ein gemeinsames metamorphes Schicksal erlebt haben. Hingegen waren die in mesozoischen Karbonatgesteinen der Karawanken befindlichen granatführenden Tonalitporphyrit-Gänge verschont von silikatischen metamorphen Lösungsumsätzen und sie konnten deshalb ihren primären magmatischen Stoffbestand und ihre primäre Struktur besser erhalten. Die bis 2 cm großen Granatkristalle des Iseltaler Tonalitporphyrits lassen nach meinen Beobachtungen zonare Einschlußringe von Plagioklas erkennen. Auffallend an den von mir gesammelten Proben dieses Gesteines ist ferner der Mangel an pleochroitischen Höfen in Hornblende und Biotit. Auch im Tonalitgneis der Karawanken sind pleochroitische Höfe recht selten. Da die Iseltaler Tonalitporphyrit-Gänge vor 90 Jahren letztmals von F. TELLER (1886, 1889) und H. von FOULLON (1886) beschrieben wurden, wäre eine Neubearbeitung wünschenswert.

Lamprophyrgang mit Hornfelskontakt, diskordant in Unterkreide-Schiefer der Lienzer Dolomiten

Das Vorkommen wurde bereits von G. MUTSCHLECHNER (1952), R. W. van BEMMELN & J. E. MEULENKAMP (1965), L. HAHN (1966) und A. MARIOTTI & D. VELDE (1972) beschrieben.

Nach meinen eigenen Beobachtungen handelt es sich um einen 2,5 m mächtigen, einige hundert Meter langen, diskordant den Kreideschiefer durchschlagenden Lamprophyrgang, der beiderseits von etwa 1 m mächtigem Kontakthornfels umgeben wird. Der Gang befindet sich 400 bis 1000 m südwestlich Kreithof (westlich Maria Lavant). Die Kreideschiefer sind nicht metamorphe, sandige und mergelige Kalkschiefer mit Pflanzenresten (Flysch).

An zwei Stellen ist der Gang mit seinem Kontakt derzeit gut aufgeschlossen.

Die eine Stelle befindet sich in Seehöhe 1156 m an der neuen Dolomitenstraße, welche als Mautstraße vom Kreithof zur Dolomitenhütte führt (Abb. 12, oberes Profil). Der nicht metamorphe Kreideschiefer streicht hier N 114° E und fällt 67° S. Der Lamprophyrgang streicht N 93° E und fällt steil nach N.

Die zweite Stelle befindet sich weiter westlich, und zwar am Güterweg in Seehöhe 1208 m. Der Güterweg zweigt von der Dolomitenstraße in Seehöhe 1195 m nach Süden ab. Der Kreideschiefer ist nicht metamorph (Abb. 12, unteres Profil) und streicht N 97° E und fällt 58° N. Der feinkörnige harte dunkle Kontakthornfels dürfte über 1 m mächtig sein und ist am Güterweg auf 6 m Länge im Streichen aufgeschlossen. Der Lamprophyrgang streicht N 109—115° E und fällt 50 bis 56° N.

Weiter westlich an der Dolomitenstraße ist in Seehöhe 1200 m bloß der die Nordseite des Ganges begleitende Kontakthornfels aufgeschlossen. Vom Lamprophyrgang blieb hier nur Blockwerk erhalten.

G. MUTSCHLECHNER (1952) fand zusätzlich anstehende Vorkommen im Walde weiter westlich und ein anstehendes Vorkommen westlich der Tristacher Alm. Ein „Glimmerkersantit“ (Bestimmung von F. BECKE) durchbricht nach G. GEYER (1902) den Liaskalk östlich der Eisenbahnstation Thal im Pustertal, 8 km südwestlich von Lienz.

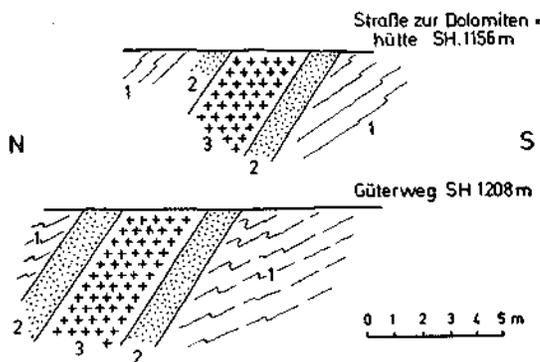


Abb. 12: Profile durch den Lamprophyr-Gang in den Kreideschiefern der Lienz Dolomiten. 1 — Nicht metamorpher Kreideschiefer. 2 — Kontakthornfels. 3 — Lamprophyr.

Die Untersuchung der von mir an den beiden zuerst genannten Lokalitäten (Abb. 12) entnommenen Gesteinsproben ergab folgendes:

Der Lamprophyr an der Dolomitenstraße in Seehöhe 1156 m ist massig und mittelkörnig. Einzelne große Biotitblättchen erreichen bis 5 mm Durchmesser. Wo Biotit die Hornblende volumetrisch überwiegt, zeigt das Gestein eine Schwarz-Weiß-Sprenkelung. Wo mehr Hornblende als Biotit vorhanden ist, treten auch die hellen Gemengteile zurück und das Gestein ist makroskopisch eher gleichmäßig dunkel.

Mikroskopisch erweisen sich Biotit, Hornblende, monokliner Pyroxen, Kalinatronfeldspat und Plagioklas als Hauptgemengteile. Da Biotit stets reichlich vorhanden ist und der Kalinatronfeldspat volumetrisch den Plagioklas überwiegt, kann der Lamprophyr als Hornblende-Pyroxen-Minette bezeichnet werden (siehe dazu auch: L. HAHN, 1966). Weniger glücklich erscheint mir die Benennung dieses Lamprophyrs als „Mikrosyenit“ (A. MARIOTTI & D. VELDE, 1972), da sein volumetrischer Anteil an dunklen Gemengteilen für einen Syenit zu hoch ist.

Biotit ist häufig idiomorph. Der Pleochroismus reicht von farblos bis rotbraun. Pleochroistische Höfe finden sich um Einschlüsse von Titanit. Häufig beobachtet man sekundäre Umwandlung zu einem goldgelben, glimmerähnlichen, Stilpnomelan-verdächtigen Mineral, welches noch näher zu untersuchen sein wird (Pleochroismus von hell goldgelb zu dunkel goldgelb; hohe Doppelbrechung; ohne szintillierendes Auslöschfen; Teilbarkeit senkrecht zur Basisfläche; büschel- und rosettenförmige Ausbildung).

Hornblende zeigt idiomorphe Ausbildung mit Pleochroismus von hellgelb (bzw. hellgrün) zu dunkelbraun (bzw. dunkelbraungrün).

Der monokline Pyroxen (opt. positiv, rechtwinkelige Spaltrisse) ist farblos und idiomorph. Die Säulchen bilden mitunter rosettenförmige Aggregate.

Plagioklas tritt gegenüber Kalinatronfeldspat mengenmäßig zurück. Er ist älter als der Kalinatronfeldspat und wird von diesem umsäumt und verdrängt. Leistenförmig. Polysynthetische Zwillinge. Die Lichtbrechung ist hoch, was auf einen recht hohen Anorthitgehalt schließen läßt. Teilweise saussuritisiert. Mitunter ist eine Verbiegung der polysynthetischen Zwillinglamellen zu erkennen.

Kalinatronfeldspat ist der herrschende Feldspat. Mitunter in Form breiter Leisten, meist jedoch xenomorph. Mit Vorliebe bildet er breite Ränder um Plagioklas oder intersertale Zwickelfüllungen zwischen den Hornblendesäulen und Biotitblättchen. Dabei lösen mehrere Zwickel gemeinsam aus. Sie gehören Individuen bis zu 2 mm Durchmesser an. Flaue Mikroklingitterung und schwache Aderperthitbildung sind beobachtbar. Durch sekundäre Umwandlung ist er schwach bestäubt.

Accessoryen: Apatit (langnadelig), Titanit und Opazit.

Schon L. HAHN (1966) macht darauf aufmerksam, daß sich der Kalinatronfeldspat unseres Gesteines oft sekundär zu Zeolith zersetzt. A. MARIOTTI & D. VELDE (1972) bestimmten diesen als Analcim. Die Erscheinung, daß augenförmige, farblose, isotrope und schwach lichtbrechende Substanz die Leisten von Kalinatronfeldspat umgibt und einschließt, findet sich auch in meinem Schliffmaterial. Nicht wiedergefunden habe ich jedoch die von MARIOTTI & VELDE erwähnten „seltenen und kleinen, stets vollkommen umgewandelten Olivinkristalle“, die „sehr seltenen Nephelinkristalle“, die „kleinen Leisten von Pumpellyit“ und die „seltenen katophoritischen Hornblendekristalle“.

Die untersuchten Proben des Hornfelses stammen von den beiden Lokalitäten der Abb. 12, und zwar jeweils vom Südrand des Lamprophyrganges. Megaskopisch erscheint der Hornfels beinahe dicht und mit muscheligen Bruch. Die Farbe ist dunkelgrau bis schwarz. Sehr feine Glimmerschüppchen deuten eine Lagenstruktur an.

Auch unter dem Mikroskop erkennt man das flächige Parallelgefüge des Hornfelses besonders an der Anordnung der Glimmer- und Opazitlagen sowie an der Längung der übrigen Körner. Die Korngröße bleibt unter 0,12 mm, so daß der Mineralbestand mit dem petrographischen Arbeitsmikroskop nicht befriedigend analysierbar ist. Beobachtet wurden Quarz, Hellglimmer, Biotit, Plagioklas, Titanit, rhomboedrisches Karbonat, Opazit (teilweise Ilmenit), Kalinatronfeldspat (unsicher) und fraglicher Cordierit bzw. fraglicher Pinit. Die beiden Letztgenannten zeigen farblose Körner mit anscheinend dem Cordierit entsprechender Licht- und Doppelbrechung, mit rundlichen bis sechsseitigen Umrissen, unregelmäßigen Klüftchen und mit Ansätzen von Verglimmerung und Chloritisierung, welche bis zur Verdrängung (Pinit) fortschreitet. Eine genauere mineralogische Untersuchung dieses feinkörnigen Gesteines wäre allerdings erforderlich.

Die Intrusion des Lamprophyres erfolgte nach der Unterkreide. Mit Hilfe von Mikrofossilien konnte nämlich OBERHAUSER für den oberen Teil der Kreideschiefer Albiener Alter wahrscheinlich machen. Die Herkunft des Lamprophyrs von tonalitischem Magma in Nachbarschaft des periadriatischen Lineamentes ist wahrscheinlich (H. P. CORNELIUS, 1949; R. W. van BEMMELN & J. E. MEULENKAMP, 1965; L. HAHN, 1966).

Die Lesachtal-Masse

Sie wurde aufgefunden und beschrieben von F. P. SASSI & A. ZANFERRARI (1973). Ich hatte Gelegenheit, unter Führung der beiden Genannten die wichtigsten Auf-

schlüsse kennenzulernen und Gesteinsproben zu sammeln. Es handelt sich um stark mylonitischen Tonalit und Quarzdiorit bzw. meist um postkristallin deformierten Tonalitgneis und Quarzdioritgneis. Wie im Karawanken-Tonalitgneis ist der Quarz häufig intensiv gequält und lagenförmig zu Überindividuen gruppiert. Die dunklen Gemengteile wurden sekundär chloritisiert, doch konnten die genannten Autoren neben Biotit auch noch Reste der Hornblende mit geregelt eingeschlossenen Plagioklasleisten beobachten. Aplite durchschlagen das Gestein. Trotz der örtlich sehr kräftigen Mylonitisierung und sekundären Umkristallisation, möchte ich auf Grund des feldgeologischen und mikroskopischen Befundes die Zugehörigkeit und Analogie zum Karawanken-Tonalitgneis und zu den betreffenden Linsen im Pustertal als eindeutig bezeichnen.

Die Lesachtalmasse bildet mit Unterbrechungen durch Hangschuttbedeckung eine 13 km lange und maximal 180 m breite tektonische Lamelle zwischen Niedergail und Aue bei Untertilliach. Im N grenzt sie an das Gailtaler Kristallin und im S an das Paläozoikum der Südalpen (Karnische Alpen). Sie liegt also genau an der Gailtallinie. Es herrscht N-Vergenz. Die Lamelle fällt meist mit ca. 80° nach S ein. Sie grenzt mit Ultramyloniten an das Gailtaler Kristallin und wird vom Paläozoikum der Karnischen Alpen überschoben. Die Lineation (Elongation des chloritisierten Biotits und des Zeilengefüges im Quarzdioritgneis des Raabbaches, südlich Untertilliach) streicht N 110° E und liegt flach.

Zweifellos hat eine sehr kräftige alpidische Einengungstektonik senkrecht zu dieser Lineation stattgefunden. Bewiesen wird dies durch die Einzwirkung eines synklinalen Permo-Trias-Keiles zwischen Gailtaler Kristallin und Quarzdioritgneis der Lesachtalmasse im Gebiet Nieder- und Obergail. Die Permo-Trias besteht hier aus steil gestelltem, rotem Permo-Skyth-Sandstein, schwarzem Tonschiefer mit Gips mit Schollen von Rauhwanke und Dolomit (Profil am Obergailbach). Dieser Sedimentkeil an der Gailtallinie wurde von A. ZANFERRARI aufgefunden. Er nimmt eine ähnliche Position am S-Rand des Gailtaler Kristallins ein wie die bekannte kleine Scholle des Permoskythsandsteines von Dreulach, welche sich im unteren Gailtal südlich Nötsch, und zwar südlich der Gail, 750 m nordöstlich der Ortschaft Dreulach (Kartenskizze in W. SCHRIEL, 1951) befindet und gegenwärtig recht gut aufgeschlossen ist.

Ganz prächtig sind die gebänderten feinkörnigen schwarzen Ultramylonite im Grenzbereich zwischen dem Gailtaler Kristallin und dem Tonalit der Lesachtalmasse im felsigen Bett des Seebaches südöstlich Untertilliach aufgeschlossen. Das Gailtaler Kristallin besteht hier aus steilachsigt gefaltetem Paragneis und Glimmerschiefer. Die Faltenachsen streichen N $30-65^\circ$ E und fallen $50-70^\circ$ S. Die genannten lagenförmigen Ultramylonite fallen steil nach S ein, weisen im Meterbereich ebenfalls steilachsige Faltung auf und enthalten Schollen (Boudins) von Paragneis (Gailtaler Kristallin) und Tonalit (Lesachtalmasse).

Ich vermute, daß die Lesachtalmasse ursprünglich ein mächtigerer Pluton war, der durch intensive Einengungstektonik zur heute beobachtbaren Lamelle deformiert wurde. Tektonische Bewegungen alpidischen Alters dürften dabei eine wesentliche Rolle gespielt haben.

Die Granodiorit-Linse von Hollbruck bei Kartitsch

Auch diese kleine Linse befindet sich an der Gailtallinie zwischen dem Paragneis des Gailtaler Kristallins im Norden und dem Altpaläozoikum der Südalpen (Karnische Alpen) im Süden. Sie wurde von F. P. SASSI & A. ZANFERRARI (1971) aufgefunden und beschrieben.

Die Linse ist 200 m lang und maximal 20 m mächtig. Sie steht steil und streicht N 100° E. Das recht massige Gestein ist dem Tonalit der Lesachtalmasse sehr ähnlich, aber etwas heller und reicher an Kalialronfeldspat. Die dunklen Gemengteile (Biotit und wahrscheinlich Hornblende) sind sekundär chloritisiert. Das Gestein ist mylonitisch.

Im Gailtaler Kristallin an den Straßenkehren zwischen Tassenbach und Kartitsch beobachtete ich im Biotit-Muskovit-Orthogneis steile Faltenachsen. Sie werden von mylonitischen, E-W-streichenden und steil S-fallenden Scherflächen mit horizontaler Lineation überprägt.

Die Tonalit-Linsen im Pustertal

In Fortsetzung der Granodiorit- und Tonalitlinsen des Gailtales stellen sich die Tonalitlinsen im Pustertal ein, welche zur Tonalitgneiszone am Nordrand des Brixner Granodioritplutons überleiten (Abb. 10 und 13). Die Pustertaler Tonalitlinsen wurden von M. FURLANI (1912) in Teilbereichen (Kandellen und Unterplanken) aufgefunden. F. BECKE erkannte damals schon auf Grund der ihm von FURLANI vorgelegten Gesteinsproben den Zusammenhang mit den Tonalitgneisen der Brixner Masse und von Eisenkappel. GIAMB. DAL PIAZ & A. BIANCHI (1934) lieferten die grundlegende Darstellung auf der geologischen Karte (Blatt Monguelfo-Welsberg 1 : 100.000) mit der petrographischen Beschreibung und fanden zusätzlich die Tonalitlinse von Taisten.

Bei einer Begehung im Jahre 1972 war es mir trotz Suchens an der angegebenen Stelle im Silvestertal nicht möglich, die Tonalitlinse von Kandellen wiederzufinden.

Im Finsterbachgraben bei Unterplanken hat die Wildbachverbauung recht günstige Beobachtungsbedingungen geschaffen. Der Tonalitgneis ist hier etwa 30 m mächtig aufgeschlossen und fällt 70° N. Südlich folgen Lesesteine von Graphitquarzit und Tonschiefer (südalpines Paläozoikum). Nördlich des Tonalitgneises schließt Triasdolomit (grauer Hauptdolomit) an. Nahe dieser nicht unmittelbar aufgeschlossenen Gesteine wird der Tonalitgneis von Ocker-reichen, aus Tonalitgneis hervorgegangenen Myloniten durchsetzt. DAL PIAZ & BIANCHI (1934) beschrieben das Sprossen von Quarz, Albit und Pyrit im benachbarten Dolomit. Nach meinem Dafürhalten dürfte es sich dabei um die Produkte hydrothermalen Lösungsumsatzes im Zuge der Mylonitbildung handeln.

Bei Taisten befindet sich gegenwärtig ein guter Straßenaufschluß am rechten Ufer des Taistenbaches ostnordöstlich Mitterberg. Wir besuchten die Stelle unter Führung der Herren ZANFERRARI und SASSI im September 1974. Die Gesteinsfolge steht vertikal. An den Tonalitmylonit grenzt nördlich eine 1 m mächtige

schwarze Mylonitzone an, welche boudinierte Linsen schwarzen, nach ZANFERRARI wahrscheinlich anisichen Kalkes enthält. Nördlich folgt der Gsieser Orthogneis mit subvertikaler Lineation (Elongation des Biotits) und noch weiter nördlich folgt Paragneis.

Die Plutone vom Rieserferner bis zur Rensenspitze

Das austroalpine Kristallin zwischen dem Südrand des Tauernfensters und der Linie Defereggental-Vals (— die Linie verläuft vom Defereggental über den Staller Sattel und Antholz nach Vals —) zeigt alpidische radiometrische Rejuvenationsalter (S. BORSI et al., 1973; F. P. SASSI et al., 1974). In diesem Bereich befinden sich die Intrusiva vom Rieserferner bis zur Rensenspitze (Abb. 13) mit ihren oligo- bis miozänen Biotit-Abkühlungsaltern. Sie seien hier nur kurz der Reihe nach aufgezählt:

Rieserferner-Pluton: Tonalit im weiteren Sinne bis Granodiorit. Beschrieben von F. BECKE (1892) und GIAMB. DAL PIAZ & A. BIANCHI (1934). Prächtige Erscheinungen der Kontaktmetamorphose im kristallinen Dach. Biotit-Abkühlungsalter nach Rb/Sr-Methode ergaben 27 ± 3 Mio. Jahre (S. BORSI et al., 1973). Nebenbei sei bemerkt, daß prächtiger massiger Hornblende-Biotit-Tonalit derzeit in Lesesteinen durch den Straßenerweiterungsbau bei der Tobelbrücke zu sammeln ist. An der Straße bei der Tobelbrücke im Raintal steht auch laminiertes Biotit-Tonalit an. Schon DAL PIAZ & BIANCHI trafen die Unterscheidung zwischen „Hornblende-Biotit-Tonalit“ und „Biotit-Tonalit“ auf der geologischen Karte Monguelfo-Welsberg.

Granodiorit-Masse des Zinsnockes (Cima di Vila): Beschrieben von GIAMB. DAL PIAZ & BIANCHI (1934).

Winnebach (Rio Venò)-Masse: F. P. SASSI et al. (1974) berichten, daß diese Masse von G. NOLLAU (unveröffentlichte Habilitationsschrift 1971) aufgefunden wurde.

Granodiorit-Masse vom Altenberg (Monte Alto): Der Altenberg befindet sich zwischen Pfunder- und Terentenbach. Die Masse wurde von G. ZIRPOLI aufgefunden und wurde im geologischen Kartenblatt Brenner-Brixen (Passo del Brennero e Bressanone) eingezeichnet (P. BAGGIO et al., 1969). Das Biotit-Abkühlungsalter nach Rb/Sr-Methode beträgt 24 ± 3 Mio. Jahre.

Granodiorit-Pluton der Rensenspitze: Beschrieben von B. SANDER (1921). Nach eigenen Beobachtungen kann das Gestein im Valsertal, und zwar in der sogenannten Steinwand am Fuße der Gaisjochspitze als Biotit-Tonalit mit schwach ausgeprägtem wellig-flächigem Parallelgefüge bezeichnet werden. B. SANDER (1929) beschrieb am Nordrand des Massivs intrusiven Primärkontakt mit dem Nebengestein. NOLLAU (unveröffentlichte Habilitationsschrift 1971, referierte in SASSI et al., 1974) beobachtete am Rande des Plutons Kontaktmetamorphose in Kalkmarmor mit Bildung von Granat, Vesuvian, Diopsid und Hornblende. Das Biotit-Abkühlungsalter des Plutons (Rb/Sr-Methode) beträgt 17 ± 4 Mio. Jahre (BORSI et al., 1973).

Das Ganggefolge des Rensenspitze-Plutons und seiner Nachbarn

Begleitet werden die Intrusiva Resenspitze-Rieserferner von sauren und basischen Gängen zwischen Sengestal und Ahrntal (Abb. 13), welche von G. ZIRPOLI im Zuge der geologischen Aufnahmen für Blatt Brenner-Brixen aufgefunden wurden (ZIRPOLI, 1968; ZIRPOLI in: P. BAGGIO et al., 1969; A. SCOLARI & G. ZIRPOLI, 1972 und 1973). Daß es sich bei diesen Gängen um die Ganggefölgsschaft der Intrusiva Rensenspitze-Rieserferner handelt, kann auf Grund der räumlichen

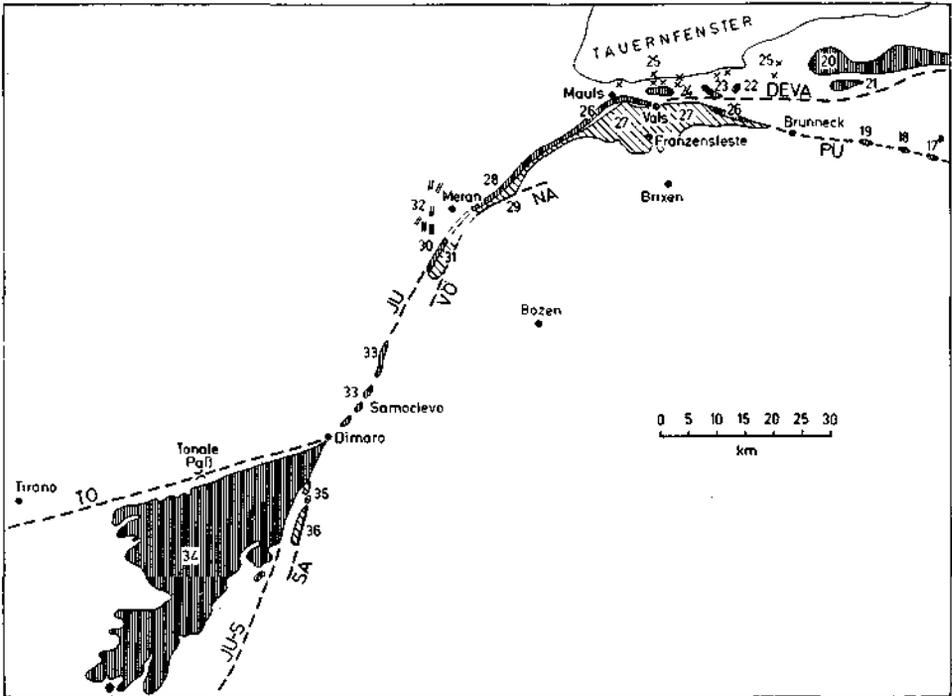


Abb. 13: Schematische Kartenskizze der Magmatite längs des periadriatischen Lineamentes in Südtirol und Adamellogebiet. Fortsetzung der Nummerierung von Abb. 10. 17 — Tonalitische Linse von Kandellen. 18 — Tonalitlinse von Unterplanken. 19 — Tonalitlinse von Taisten. 20 — Rieserferner-Pluton. 21 — Granodiorit des Zinsnockes. 22 — Winnebach-Masse. 23 — Granodiorit vom Altenberg. 24 — Rensenspitze-Pluton. 25 — Ganggeföolge des Rensenspitze-Plutons und seiner Nachbarn. 26 — Tonalitgneis am Nordrande des Brixner Granodiorit-Massivs. 27 — Brixner Granodiorit-Pluton. 28 — Tonalitgneis der Iffinger Masse. 29 — Granodiorit der Iffinger Masse. 30 — Tonalitgneis im westlichen Randteil der Kreuzberg-Masse. 31 — Granodiorit der Kreuzberg-Masse. 32 — Töllit-Gänge. 33 — Tonalitgneis-Linsen zwischen Ultental und Adamello-Pluton. 34 — Adamello-Pluton. 35 — Mylonitische Granodioritvorkommen bei Madonna di Campiglio. 36 — Granodiorit-Masse des Monte Sabion. Störungslinien: Eigentliches periadriatisches Lineament mit den Teilabschnitten: PU — Pustertallinie. JU — Judikarientlinie zwischen Mauls und Dimaro. TO — Tonalelinie (insubrische Linie). Nebenstörungen: DEVA — Deferegger-Antholz-Vals-Linie. NA — Naif-Störung. VO — Völlaner Störung. SA — Störung am Ostrand des Sabion-Massivs. JU-S — Judikarientlinie (südlich Dimaro).

Nähe zu diesen Intrusiva und auf Grund der Plagioklasvormacht in den sauren Gängen mit großer Wahrscheinlichkeit angenommen werden. Das Bemerkenswerte ist, daß ein Plagioklasaplit dieser Ganggemeinschaft auch in die Bündnerschiefer der Serie der Oberen Tauernschieferhülle im Bereich des Tauernfensters (im Valsertal, knapp nördlich vom Tauernfensterrand) eingedrungen ist. Die Gänge erlitten eine Verschieferung und Epimetamorphose. Sie unterlagen so wie ihre Nebengesteine (austroalpines Kristallin und Bündnerschiefer des Tauernfensters) alpidischer (wahrscheinlich spätalpidischer) Verschieferung und Metamorphose.

Unter freundlicher Führung der Herren GIAMB. DAL PIAZ, P. BAGGIO und GP. DE VECCHI besichtigte ich im Jahre 1970 die guten und frischen Aufschlüsse dieser Gänge an der neu gebauten, bzw. erweiterten Güterstraße, welche im Valsertal über den Ochsenprung zur Fanne (Fahn) Alm führt. Die Grenzfläche des Tauernfensters ist hier vertikal oder steil N-fallend (insubrische Rückbiegung wie im unteren Mölltal). Das austroalpine Kristallin fällt steil nördlich ein, besteht aus Paragneis und Amphibolit mit jüngerer Muskovitblastese und wird teils diskordant, teils konkordant von Apliten, Granodioritporphyren und Lamprophyren durchschlagen. Die Gänge sind ungefaltete und meist nicht zerschert. Die älteren streichen E-W, die jüngeren (hauptsächlich Lamprophyre) NNW.

Nur etwa 200 bis 300 m von diesen Gängen entfernt, durchbricht ein analoger Gang die Bündnerschiefer der Oberen Schieferhülle des Tauernfensters. Die Stelle befindet sich 100 m nördlich des Tauernfensterrandes, wobei die Matreier Zone hier fehlen dürfte (sekundäre Ausquetschung). Es handelt sich um einen 1,0 bis 1,2 m mächtigen Aplitgang, der konkordant bis schwach diskordant in Kalkglimmerschiefer und in granatführendem Schwarzschiefer der Bündnerschiefer steckt, welche N 100° E streichen, 73° N fallen und deren Lineation horizontal liegt. Dieser Aplitgang ist an der Böschung der Güterstraße südlich der Fanne Alm und in der Schlucht des Valserbaches vorzüglich aufgeschlossen.

Petrographisch handelt es sich bei diesem Gang um Plagioklas-Aplitgneis. SCOLARI & ZIRPOLI (1972) bezeichnen das Gestein als „Quarzdiorit“. Schon mit freiem Auge läßt sich das annähernd ebenflächige Parallelgefüge von Hellglimmerlagen und Quarz-Feldspat-Zeilen erkennen. Plagioklas bildet bis 3 mm große, teilweise idiomorphe Knoten. Mikroskopisch zeigt das Gestein eindeutiges kristalloblastisches Gefüge, wobei die Kristallisation von Hellglimmer, Quarz, Albit und Chlorit die Gesteinsdeformation zeitlich überdauert hat. Die Hauptgemengteile sind Plagioklas, Quarz und Hellglimmer. Dazu gesellen sich Biotit, Epidot, Granat, Opazit, Chlorit und in den äußeren Partien des Ganges auch rhomboedrisches Karbonat.

Ein thermometamorpher Kontaktsaum des Aplits gegen das Nebengestein fehlt. Nach der Intrusion des Aplites haben Bündnerschiefer (Nebengestein) und Aplit eine gemeinsame Epimetamorphose erlitten. Der Gang ist zu einer Zeit eingedrungen, als das enge nachbarliche Beisammensein von austroalpinem Kristallin und penninischen Bündnerschiefern bereits bestand, also nach den tangentialen alpidischen Deckentransporten.

Der Tonalitgneis am Nordrande des Brixner Granodiorit-Massivs

Die Tonalitgneis-Zone am Nordrande des Brixner Granodioritmassivs findet sich nördlich Kiens und reicht mit Unterbrechungen vom Valsertal ins Pensertal (F. TELLER, 1881; F. BECKE, 1903; W. PETRASCHKEK, 1905; B. SANDER, 1906 und 1929; P. BAGGIO et al., 1969). Sie liegt unmittelbar am periadriatischen Lineament in Fortsetzung der Tonalitlinsen des Pustertales im Osten. Bei Pens leitet sie nach SW zur Tonalitzone des Iffinger Massivs über. Die Tonalitgneiszone nördlich des Brixner Granodiorits wird maximal 400 m mächtig und kann an manchen Stellen ganz fehlen. Vom Granit ist sie beinahe stets durch bis 30 m mächtige Zwischenlage von häufig stark mylonitisierten Gneisen und Schiefen mit Kalkmarmorinlagerungen und mit schwarzen Myloniten (Eggertal gegenüber Mauls) getrennt. Derartige Schiefereinlagen stecken auch mitunter im Tonalitgneis, was an die tektonisch eingezwickten roof pendants (Reste des hangenden Nebengesteinsdaches) des Karawanken-Tonalitgneises erinnert. So wie der Karawanken-Tonalitgneis steckt auch der Tonalitgneis im Norden des Brixner Granodiorits innerhalb des austroalpinen Kristallins.

Das Gestein ist ein Tonalitgneis im weiteren Sinne. Es fehlt meist der Kalinatronfeldspat. In der Regel handelt es sich um Hornblende-Biotit-Quarzdiorit (z. B. bei Mauls). Flächiges Parallelgefüge, Reichtum an basischen (dioritischen) Fischen und intensive postkristalline Deformation sind charakteristisch. So wie im Karawanken-Tonalitgneis erweisen sich die postkristallin deformierten Quarzkörner als intensiv gequält und zeilenförmig zu Überindividuen angeordnet. Schon BECKE (1903) erkannte die rein dynamometamorphe Schieferung dieses Tonalitgneises im Gegensatz zur Rekrystallisation der Tonalitgneise im Tauernfenster.

Das markante flächige Parallelgefüge und die intensive postkristalline Deformation des Tonalitgneises stehen im Kontrast zum überwiegend massigen Gefüge des Brixner Granodiorites. Diese gefüglichen Kriterien und die feldgeologisch selbständige Position des von den austroalpinen Gneisen im Norden und Süden anscheinend ursprünglich umhüllt gewesen und von eingekeilten roof pendants zerschnittenen Tonalitgneises sprechen dafür, daß hier ein selbständiger Pluton vorlag, dessen Amplatzstellung sich bereits vor der Intrusion des Brixner Granodiorits vollzog. Er wurde so wie die Tonalitlinsen des Puster-, Gailtales und der Karawanken intensiv am periadriatischen Lineament eingengt und postkristallin laminiert.

Das radiometrische Biotit-Abkühlungsalter (Rb/Sr-Methode) dieses Tonalitgneises, gewonnen aus Gesteinsproben von Mauls, ergab 31 ± 10 Mio. Jahre (S. BORSI et al., 1972). Es wird als Scheinalter gedeutet, und zwar als Rejuvenation längs der periadriatischen Störungzone von BORSI et al. interpretiert. Auch diesbezüglich besteht Analogie zum Karawanken-Tonalitgneis (S. SCHARBERT, 1975).

Der Brixner Granodiorit-Pluton

Das linsenförmige E-W-gestreckte Granodioritmassiv nördlich Brixen ist etwa 45 km lang und maximal 10 km breit. Es reicht vom Ahrntal ins Pensertal und setzt dort mit südwestlichem Streichen ins Iffinger Massiv fort (W. PETRASCHKEK,

1905; B. SANDER, 1906 und 1929; P. BAGGIO et al., 1969; A. SCOLARI & G. ZIRPOLI, 1970). Im Norden herrschen Mylonite und steile tektonische Anpressung an die austroalpinen Gneise und den Tonalitgneis (periadriatisches Lineament). Im Süden blieb der Primärkontakt zum Brixner Quarzphyllit (Südalpen) erhalten. Der Brixner Granodiorit wird deshalb tektonisch den Südalpen zugeteilt. Petrographisch bestehen allerdings Analogien zum Karawanken-Granitpluton, der tektonisch dem Nordstamm der Alpen zugehört, weil er in die austroalpinen Gneise und in das austroalpine Paläozoikum intrudiert ist. Gemeinsam ist beiden die Nähe zum periadriatischen Lineament.

Die kleinen Gabbro- und Dioritvorkommen südwestlich von Franzensfeste erinnern an die betreffenden basischen Differentiate im Karawankengranit. Auch das Hauptgestein des Brixner Massivs, nämlich der grob- bis mittelkörnige Granodiorit, hat durchaus Ähnlichkeiten mit dem Granit der Karawanken. Dem entspricht auch in den Karawanken der häufig granodioritische Charakter (Überwiegen des Plagioklases über Kalinatronfeldspat), das Vorkommen 8 mm langer Hornblendesäulchen (z. B. derzeit im Straßenanschnitt nordöstlich Kiens prächtig aufgeschlossen), der Reichtum an dioritischen Schollen (z. B. in der Nordrandzone nordöstlich Kiens und an der Ostflanke des Valsertales bei dem Dorf Vals) und auch das Auftreten rötlicher Granite mit rotem Kalifeldspat sowie pegmatitischer und aplitischer Varietäten. Auch das Ganggefüge zeigt Analogien (Granodioritporphyre, Porphyrite, Aplite). Es fehlt allerdings im Brixner Massiv der Granodioritporphyr mit zonar gebauten großen Feldspaten vom Rapakiwi-Typus. Wegen häufiger Vormacht des Plagioklases gegenüber dem Alkalifeldspat bürgert sich in Jugoslawien der Ausdruck „Karawanken-Granodiorit“ gegenüber dem altgewohnten Karawanken-Granit und ebenso in Italien der Ausdruck Brixner „Granodiorit“ (F. BECKE, 1903) gegenüber der herkömmlichen Bezeichnung Brixner Granit ein. Daß man in beiden Plutonen echte Granite (mit Vormacht des Kalifeldspates) nicht selten findet, wurde schon von den älteren Beobachtern festgestellt und kann durch eigene mikroskopische Beobachtungen (Granit beim Dorfe Vals) bestätigt werden. Auch das vom Brixner Hauptpluton abgetrennte Vorkommen von Dioritintrusionen im Phyllit (Lüsen, Klausen) findet eine Analogie in den Karawanken (Dioritlinsenzug vom Pettauer, EXNER, 1972).

Zahlreiche Analogien zeigt der Südrand des Brixner Granodiorits mit dem Südrand des Karawanken-Granits. In beiden Fällen ist stellenweise die primäre Intrusionszone mit Migmatitbildung und Kontaktmetamorphose erhalten. Wie in den Karawanken gibt es auch am Südrand des Brixner Granodiorits Querstrukturen im Phyllitdach, wo die Phyllite um N-S-Achse gefaltet sind und in beinahe rechtem Winkel an die regional E-W verlaufende Granodioritgrenze heranstreichen und von den sauren Randsäften des Granodiorites migmatisch aufgeblättert und in Schollenmigmatite zerlegt werden (z. B. am Ochsenbichl zwischen Schabs und Aicha). Im Bereich des Primärkontaktes besitzt der Brixner Granodiorit eine etwa 100 m mächtige „feinkörnige Randfazies“ (SANDER, 1906), entsprechend dem „mittelkörnigen Granit“ (EXNER, 1972) in der analogen Position in den Karawanken. Diese kleinerkörnige Granit-Randfazies bildet hier wie dort das Neosom der Intrusionsmigmatite.

Der i n n e r e K o n t a k t h o f zeigt im Brixner Quarzphyllit Hornfelse, die denen der Karawanken in analoger Position in bezug auf Mineralbestand, Struktur und Mächtigkeit sehr ähnlich sind (Biotit, Andalusit, Cordierit, Plagioklas, Kalinatronfeldspat, Ilmenit, Spinell, Korund, Quarz; kein Sillimanit; selten Granat). Die Ähnlichkeit geht bis in feinste Einzelheiten. Z. B. sind die Ilmenitleisten, die nesterförmig von Biotittäfelchen umgeben werden, hier wie dort gleichartig entwickelt, wovon ich mich durch eigene Probennahme am Ochsenbichl bei Schabs und mikroskopische Beobachtung der Proben überzeugen konnte.

Diese Opazit-Biotit-Aggregate (W. PETRASCHECK, 1905, p. 67; CH. EXNER, 1972, p. 45—48, Abb. 10 und 11; A. SCOLARI & G. ZIRPOLI, 1970, p. 184, 186, 189, 200, 212 und Fig. 15) erscheinen bezüglich ihrer genetischen Deutung noch immer ungeklärt. Mir wurde die zuletzt genannte Arbeit erst nach der Publikation meiner Monographie über die Karawankenplutone bekannt. Der Deutung, daß die Opazit-Biotit-Aggregate Pseudomorphosen nach Granat darstellen, kann ich mich nicht anschließen. In den Karawanken fehlt Granat im entsprechenden Edukt. Der Brixner Quarzphyllit führt zwar gelegentlich Granat, doch ist es anscheinend nicht gelungen, überzeugende Zwischenstadien zwischen Granat und besagten Opazit-Biotit-Aggregaten aufzufinden.

Es sei aber angemerkt, daß es gewisse Unterschiede zwischen den Hornfelsen des Brixnergranodiorit-Südrandes und des Karawankengranit-Südrandes doch gibt. Die für die Brixner Andalusit-Biotit-Hornfelse charakteristische kleinnadelige divergentstrahlige büschelige Ausbildung des Andalusits (z. B. Ochsenbichl bei Schabs) fehlt in dieser Form in den Karawanken, wo der Andalusit in den betreffenden Hornfelsen bedeutend größere, teils auto-, teils xenomorphe Poikiloblasten bildet. Gut erhaltener Cordierit dürfte in den Karawanken häufiger anzutreffen sein als in den meist pinitisierten Hornfelsen der Südrandzone des Brixner Granodiorits.

Auch der ä u ß e r e K o n t a k t h o f beider Gebiete zeigt große Ähnlichkeit. Am Südrand des Brixner Granodiorits finden sich sehr häufig die am Karawanken-Granodiorit-Südrand üblichen Biotit-Flecken-Gesteine mit Neusprossung von Biotit (zu Flecken gruppiert), Epidot, Andalusit, Cordierit (im Brixner Kontakthof meist Pinit) und Hellglimmer. Der allmähliche Verlust des phyllonitischen Gefüges in Richtung vom äußeren zum inneren Kontakthof gilt für beide Gebiete. Auch die Breite des Kontaktsaumes liegt für beide Plutone in derselben Größenordnung (100 bis 300 m).

Als Gesamtgesteinsalter des Brixner Granodiorits wurde 281 ± 6 Mio. Jahre mit Biotitabkühlungsalter nach der Rb/Sr-Methode von 273 bis 286 (± 24) Mio. Jahren (S. BORSI et al. 1972) ermittelt. Somit also ein spätvariszisches Erstarrungsalter.

Iffinger-Masse

Literatur: S. LORENZONI & E. ZANETTIN LORENZONI (1965). S. MORGANTE in: P. BAGGIO et al. (1971). B. SANDER (1929).

Die Masse ist 23 km lang und maximal 3 km dick. Sie streicht NE in judikarischer Richtung. Durch einen dünnen Stiel ist sie bei Pens mit der Tonalitgneis-

zone im Norden des Brixner Granodiorits und mit dem Brixner Granodiorit verbunden. Sie stellt die kontinuierliche und unmittelbare Fortsetzung dieser Plutone dar. Nur die Streichrichtung und die Begrenzung durch judikarische Störungslinien bringt einen neuen tektonischen Teil-Bauplan innerhalb des großen periadriatischen Lineamentes.

Der nordwestliche Teil der Iffinger Masse besteht aus Tonalitgneis, den ich z. B. bei der Iffinger Hütte sammelte. Es ist Hornblende-Biotit-Quarzdiorit mit 1 cm großen Hornblendesäulen. Der NW-Rand des Massivs wurde an der Judikarielinie tektonisiert. Stellenweise sind noch Reste des primären Intrusionskontaktes mit den austroalpinen Glimmerschiefern, Kalkmarmoren und Paragneisen erhalten. Die mineralreichen Staurolith-Granat-Zweiglimmerschiefer im Gehänge nordwestlich unter der Iffingerhütte enthalten prächtigen Sillimanit, der auf Kosten des Biotits wächst. Von den italienischen Autoren wird der Sillimanit hier zum alten, vor der Intrusion der Iffinger Masse bereits im austroalpinen Kristallin vorhandenen Mineralbestand gezählt. Andererseits kommt Sillimanit auch als thermometamorphe Bildung in den Hornfelsen des Adamelloplutons und des Karawanken-Tonalitgneises vor.

Der südwestliche Teil der Iffinger Masse besteht aus Granodiorit und Granit, die den betreffenden Gesteinen der Brixner Masse durchaus entsprechen. Auch ältere Gabbro- und Dioritdifferentiate und ein analoges Gangefolge sowie Reste des primären Intrusionskontaktes zum Brixner Quarzphyllit sind vorhanden. Letztere beschränken sich auf den Bereich des Pensertales, da im Süden die Naif-Störung als eine tektonische Parallelstörung zur Judikarielinie das Massiv sekundär begrenzt und tektonisch an nicht kontaktmetamorphe Bozner Quarzporphyr und Grödner Sandstein angrenzen läßt.

Das Gesamtgesteinsalter des Iffinger Massivs wird mit 291 ± 2 Mio. Jahren und das Biotitabkühlungsalter (Rb/Sr-Methode) mit 182 bis 258 ± 11 Mio. Jahren angegeben (S. BORSI et al. 1972).

Kreuzberg-Masse

Literatur: C. ANDREATTA (1937). GIAMB. DAL PIAZ (1942).

Die Kreuzbergmasse ist 8 km lang und maximal 3,3 km breit. Sie befindet sich beim Ausgang des Ultentales südlich Meran und stellt die unmittelbare süd-südwestliche Fortsetzung der Iffinger Masse, von dieser durch die Moränen und Alluvionen des Etschtales getrennt, dar.

Im westlichen Randeil ist wiederum die tonalitische Ausbildung vorhanden. Sie ist stark verschiefert und bildet die Fortsetzung des Tonalitgneises vom Iffinger. Unter Führung von Prof. FUGANTI besichtigten wir auf der Exkursion längs der periadriatischen Linie im Jahre 1974 einen Aufschluß des Tonalitgneises neben dem Haidenhof bei St. Anna oberhalb Tscherms südlich Meran. Es handelt sich um postkristallin verschieferten Hornblende-Biotit-Quarzdiorit.

Das Hauptgestein des Massivs wird von grob- bis mittelkörnigem Granodiorit mit zahlreichen dioritischen Schollen aufgebaut. Untergeordnet kommt Granit, teilweise hornblendeführend vor (z. B. am Ausgang der Ultenschlucht bei Ober-

lana). In den Intrusionskontaktzonen werden Granodiorit und Granit wiederum kleinkörnig. Hornfelse mit Andalusit und Biotit treten einesteils an der tonalitären Randzone gegen die austroalpinen Glimmerschiefer und Paragneise, andererseits als breiter entwickelte Dachzone im Süden des Massivs gegen die süd-alpinen Phyllite auf. Ein reiches Ganggefüge von Granitporphyren, Apliten und Lamprophyren ist vorhanden.

Das Massiv und die Hornfelszone werden im Westen von der Judikariensörung begrenzt, während im Osten die Völlaner Störung (südliche Fortsetzung der Naifstörung) den Granodiorit unvermittelt abschneidet.

Das Gesamtgesteinsalter des Kreuzbergmassivs ergibt 275 ± 4 Mio. Jahre und das Biotitabkühlungsalter (Rb/Sr-Methode) 282 bis 257 ± 10 Mio. Jahre (S. BORSI et al. 1972).

Die Töllit-Gänge

Literatur: E. ZANETTIN LORENZONI (1964). E. ZANETTIN LORENZONI in: P. BAGGIO et al. (1971).

Die Gänge streichen N-S und NNE. Sie sind 1 bis 10 m mächtig und im allgemeinen tektonisch ungestört. Sie durchschlagen die austroalpinen Glimmerschiefer und Gneise des Vintschgaues bei Meran. In der Regel handelt es sich um Hornblende-Biotit-Plagioklas-Quarz-Porphyr. Granophyrische Struktur tritt am Rande der Plagioklase und in der Grundmasse auf. Meist führt das Gestein auch Granat, der mitunter von einem regelmäßigen Saum der anderen Gemengteile umgeben ist. Mangels metamorpher Umprägung und wegen der Streichrichtung parallel zu den spätalpidischen Störungen hält E. ZANETTIN LORENZONI die Töllite für sehr junge (alpidische) Gänge.

Die Tonalitgneis-Linsen zwischen Ultental und Adamello-Masse

Literatur: A. BIANCHI & GIAMB. DAL PIAZ (1937 b). G. DAL PIAZ (1926). CH. EXNER (1960). R. v. KLEBELSBERG (1935). O. SCHMIDEGG (1936).

In der Fortsetzung der Tonalitgneis-Randzone des Iffinger- und Kreuzbergmassivs treten in erstaunlicher Regelmäßigkeit mylonitische Tonalitgneislinsen am Nonsberg und im Sulztal (Val die Sole) längs der Judikarienslinie auf und leiten in den tektonisierten, nach NE keilförmig ausdünnenden Adamello-Pluton über. Die wahrscheinlich größtenteils zusammenhängende, nur durch die Geländebeschaffenheit in Aufschlußlinsen getrennte Tonalitgneislamelle ist zwischen Rumo (bei Lanza, Val di Lavazè; südsüdwestlich Proveis) über Baselga (Val di Bresimo) und Samoclevo (bei Malè im Sulztal) bis südwestlich Dimaro (im Sulztal) 20 km lang und nur einige Meter bis wenige Meterzehner dick. Bei Samoclevo handelt es sich um Hornblende-Biotit-Quarzdioritgneis mit 1 cm großen Hornblenden wie in den verschieferten Partien des spitz nach NE auslaufenden Adamelloplutons, mit dem die Lamelle südwestlich Dimaro zusammenhängt.

Die Tonalitgneis-Linsen befinden sich genau an der Judikariensörung. An ihr grenzt die sich im SE befindliche südalpine Schichttafel (Perm bis Alttertiär) an das austroalpine Kristallin im NW. Jungtektonisch ist dieses mit S-Vergenz steil

auf die südalpine Schichttafel aufgeföhren, beziehungsweise an sie angepreßt. Dazwischen befindet sich die Tonalitgneislamelle.

Bei Samoclevo z. B. liegt der 20 m mächtige Tonalitgneis NW-fallend über Lepidozyclinen-föhrendem Oligozänkalk und unter dem austroalpinen Gneis. Die Ockerbildung im Kalk dürfte durch Lösungsumsätze an sehr jungen Scherzonen bedingt sein.

Adamello-Masse

Literatur: B. ZANETTIN in: A. DESTO (1973).

Die Adamello-Masse steckt zur Gänze in den Südalpen und erfüllt den Innenteil des NE-gerichteten Keiles zwischen Tonalelinie und Judikarienlinie. An der NE-Spitze dünnt das Massiv mit zunehmender Verschieferung und Tektonisierung zur Tonalitgneislamelle bei Dimaro aus. Hier treffen sich Tonale- und Judikarienlinie und von hier streichen die Tonalitgneislinsen in Richtung zum Ultental längs der Judikariestörung weiter.

Seit den Referaten von EXNER (1960, 1962) erschienen einige wertvolle Detailbearbeitungen von Teilbereichen der Adamello-Masse aus dem Mineralogisch-Petrographischen Institut der Universität Padua. In seinem letzten großen Werke lieferte A. BIANCHI mit Mitarbeitern (1970) eine vorzügliche Definition des petrographischen Begriffes „Tonalit“ (im engeren Sinne) und eine Neubenennung der sauren Tiefengesteine des Massives, welche beträchtlich von der seit BIANCHI & DAL PIAZ (1948) im Gebrauch gewesenen abweicht. Hinzuweisen ist auf die wertvolle neue Kartenskizze 1 : 200.000 des Adamellomassivs (BIANCHI et al. 1970). Das Massiv besteht aus mehreren Granodiorit- und Tonalitkörpern verschiedenen Alters. Es handelt sich also im Adamellomassiv ähnlich wie in der Sierra Nevada Kaliforniens um mehrere ineinandergeschachtelte Intrusivkörper oder Teilplutone (E. CALLEGARI & GIAMB. DAL PIAZ 1973)

Die Intrusion des südlichen Adamello-Plutons in Gesteine des Rhäts bzw. des Lias der Südalpen ist die markanteste Zeitmarke. Das Biotitabkühlungsalter (Rb/Sr-Methode) einiger Gesteinsproben des Adamello-Massivs ergab 31 bis 45 ± 3 Mio. Jahre (G. FERRARA, 1962; S. BORSI et al. 1966).

Die Granodiorit-Masse des Monte Sabion und die mylonitischen kleinen Granodioritvorkommen bei Madonna di Campiglio

Literatur: G. OGNIBEN (1953). R. MALARODA (1948). B. ZANETTIN in: A. DESTO (1973).

Der etwa 6 km lange und 2,5 km breite Granodioritpluton des Monte Sabion und die ihn begleitenden Vorkommen bei Madonna di Campiglio dürften die Fortsetzung des Granodioritmassivs Brixen-Iffinger-Kreuzberg darstellen. Es handelt sich um mittelkörnigen Granodiorit und untergeordnet auch Granit. Die Randpartien und Intrusionsapophysen sind feinkörnig. Eindringen ist der Granodiorit in Paragneis, Granatglimmerschiefer, Phyllit, Quarzit und Kalkschiefer, welche nun dem Kristallin der Südalpen zugeteilt werden. Das Kristallin erlitt Kontaktmetamorphose (Andalusit, Biotit, Epidot, Grossular, Fassait). Das

Gangfolge der Granodioritmasse besteht aus Granitporphyr, Apliten, Pegmatiten und am Rande zum Nebengestein tritt Albititbildung auf. Die kleineren Vorkommen von Granodiorit bilden in der nördlichen streichenden Fortsetzung in derselben geologischen Position eine 7 km lange Reihe im Gebiet von Madonna di Campiglio. Sie sind stark mylonitisiert.

Der Verlauf der Judikarien-Hauptstörungslinie wird heute von Dimaro längs des Ostrandes des Adamello-Massivs nach Carisolo und Pinzolo und in der Talsohle der Val Rendena angenommen. Durch diese Annahme erhält der Granodiorit des Monte Sabion mit den kleinen Begleitvorkommen von Madonna di Campiglio tektonisch südalpine Position. Er steckt im südalpinen Kristallin und somit östlich der angenommenen Judikarien-Hauptstörung. Durch diese tektonische Definition ist auch die Verbindung Monte Sabion—Kreuzberg (Iffinger, Brixen) recht gut gelungen.

Ausgelöst wurde diese tektonische Konstruktion durch die radiometrische Altersinterpretation. Der Granodiorit des Monte Sabion ergibt Biotitabkühlungsalter (Rb/Sr-Methode) von 275 bis 296 ± 9 Mio. Jahren (S. BORSI et al. 1966), also ein variszisches Alter im Gegensatz zum alpidischen Intrusionsalter des Adamello-Plutons.

Die Gänge im Ortlergebiet

Literatur: R. V. KLEBELSBERG (1935). H. P. CORNELIUS (1949).

Sie durchschlagen das austroalpine Kristallin und teilweise auch die Trias. F. ANGEL & F. HERITSCH (1931) deuteten diese Gänge als Gangfolge der „periadriatischen“ Plutone.

Eventuelles Gangfolge des Magma des Adamellomassivs in der Orobischen Kette

Literatur: H. P. CORNELIUS & M. FURLANI-CORNELIUS (1930). A. GANSER (1968).

Zahlreiche Porphyrite durchschlagen das südalpine Kristallin und die Permotrias der Orobischen Kette. Unter der Führung von M. W. FUMASOLI besuchten wir im Jahre 1974 den Aufschluß eines Hornblende-Plagioklas-Porphyrits, der als diskordanter Gang im Edoloschiefer bei Casacce (östlich Sondrio) steckt. Er ist sekundär vergrünt (saussuritierter Plagioklas und epidotisierte Hornblende).

Der Tonalitgneis von Sondrio

Literatur: H. P. CORNELIUS (1949).

Er bildet eine Linse im austroalpinen Kristallin (Tonaleserie) in nächster Nähe der insubrischen Linie. Wir besichtigten im Jahre 1974 unter Führung von M. W. FUMASOLI den Aufschluß beim Dorfe Triangia auf der Talterrasse westnordwestlich Sondrio. Das Gestein zeigt hier deutliches flächiges Parallelgefüge, das steil nördlich einfällt (insubrische Rückbiegung) und erweist sich unter dem

Mikroskop als Hornblende-Biotit-Quarzdiorit mit intensiv postkristallin deformierten Quarzzeilen, analog denen im Karawanken-Tonalitgneis.

Dem Vernehmen nach neigen einige Schweizer Geologen derzeit dahin, die Intrusion dieses Tonalits als voralpidisch zu betrachten. H. P. CORNELIUS hielt ihn für eine alpidische Intrusion und diese Deutung ist auch in der tektonischen Karte der Schweiz (1972) durch dieselbe Signatur wie Adamello- und Bergellmassiv zum Ausdruck gebracht.

Bergeller Massiv

Dieses ist wohl für die Lösung des Problems der Position der Magmatite in der Nähe des periadriatischen Lineamentes das wichtigste Gebiet. Verwiesen sei auf die neueren Arbeiten von A. GANSSER, TH. GYR und H. R. WENK. Bezüglich der radiometrischen Datierung siehe: E. JÄGER (1973).

Was den Tonalit und Tonalitgneis im südlichen Teil des Bergeller Massivs betrifft, so besuchten wir unter Führung von M. W. FUMASOLI den Tonalitgneis-Steinbruch in der Westflanke des Monte Bassetta, nordöstlich des Comersees. Die Lokalität befindet sich zwischen Nuova Olonia und Verceja. Das Gestein ist Hornblende-Biotit-Quarzdioritgneis, also Tonalitgneis im weiteren Sinne, mit großen Titaniten und viel Epidot. Das Gestein ist kristalloblastisch und es fehlen oder treten zurück die Überreste der basischen Kerne des Plagioklases (Beschreibungen siehe bei J. WEBER, 1957, und P. MOTICSKA, 1970). Das Gestein wurde jedenfalls von der alpidischen Regionalmetamorphose erfaßt und gründlich kristalloblastisch verändert. Von allen bisher genannten Tonaliten im weiteren Sinne erinnert es am ehesten an die Tonalitgneise im weiteren Sinne im Tauernfenster. Derselbe Tonalitkörper erzeugt im Südosten des Bergeller Massivs die bekannten klassischen Intrusivkontakte mit penninischer Trias und Bündnerschiefern.

Die Tonalit-Lamelle von Melirola

Literatur: M. W. FUMASOLI (1974). J. WEBER (1957).

Die Tonalit-Lamelle ist 30 km lang, maximal 1,4 km breit und stellt die streichende Fortsetzung des Tonalits im Südteil des Bergeller Massivs dar. Sie befindet sich zwischen Sorico am Comersee und Giubiasco im Tessintal. Sie wird mitunter auch als Tonalit von Morobbia oder als Tonalit des Jorio-Passes bezeichnet. Die Position dieser Tonalitlamelle knapp an der insubrischen Linie hat eine vorzügliche Darstellung durch A. GANSSER (1968) gefunden. Unter der Führung seines Mitarbeiters, Herrn Dr. M. W. FUMASOLI, sahen wir auf der Exkursion im Jahre 1974 die Aufschlüsse westlich des Comersees, die verblüffend an die Karawanken erinnern. Bei der Kraftwerk-Talsperre im Lirotal an der Vereinigung der Val del Dosso und der Valle San Jorio gibt es an der insubrischen Linie denselben schwarzen Ultramylonit, die analoge Permo-Trias im Süden und den im austroalpinen Kristallin eingezwängten, arg verschieferten Tonalitgneis. Die Gesteine fallen steil nach N (insubrische Rückbiegung).

Dieser Tonalitgneis wird allgemein als alpidische Intrusion betrachtet, weil er zweifellos in der Fortsetzung des Tonalits des südlichen Teiles des Bergeller Massivs liegt. Für die ganz ähnliche Position des Tonalitgneises der Karawanken wollen heute viele Geologen ein alpidisches Intrusionsalter nicht gelten lassen. Vergleichsexkursionen und Sammeln feldgeologischer Beobachtungsdaten scheinen mir wichtiger als verfrühte Kurzschlüsse.

Der Andesit der Canavese-Zone nordwestlich Biella

Literatur: H. AHRENDT (1972). B. SCHEURING et al. (1974).

Der sehr frische, nicht metamorphe, tertiär eruptierte und extrudierte Andesitkörper besteht aus Laven, vulkanischen Breccien, Tuffen und Tuffiten. Er folgt als schmale, jedoch 20 km lange Zone genau der Canavese-Störung (insubrische Linie) zwischen austroalpinem Kristallin (Sesiazone) im Westen und südalpinem Kristallin (Ivreazone) im Osten.

Der Andesit führt Einsprenglinge von rhombischem und monoklinem Pyroxen, Hornblende, Plagioklas und Erz. Der Plagioklas hat eine zur Hochtemperatur-optik überleitende intermediäre Optik. In einigen Proben gibt es K-Feldspat-Gehalt. Deshalb stellt AHRENDT das Gestein in die Gruppe: Andesit-Trachyandesit.

Ich besichtigte in den Jahren 1973 und 1974 unter Führung von H. AHRENDT den Aufschluß im Bachbette bei Sordèvole. Ein steiler tektonischer Bruch bildet hier die Grenze zwischen den SE-fallenden eklogitischen Glimmerschiefern der Sesiazone und dem Andesit. Der Andesit beinhaltet gut gerundete Blöcke mit bis 0,75 m Durchmesser, welche vorwiegend aus Gneisen und Glimmerschiefern der Sesiazone bestehen. Es dürfte sich um Wildbachschutt und Terrassensedimente gehandelt haben, die bei der Eruption in den Andesit gerieten. Diese Einschlüsse im Andesit sieht man auch bei Favaro, an der Straße von Biella nach Oropa, wo sie petrographisch von A. BIANCHI & GIAMB. DAL PIAZ (1963) meisterhaft untersucht wurden.

Der genetische Zusammenhang zwischen der tektonischen Störungszone (Canavesestörung, insubrische Linie) und der Eruption und Extrusion des tertiären Andesits ist recht deutlich. Die Position erscheint ähnlich wie die des Smrekovec-Andesits an der Schönsteiner Störung in Slowenien. So wie dort (Pannonische Senke) tritt der Andesit nordwestlich Biella nahe dem Untertauchen der periadriatischen Tiefenstörung unter das junge Senkungsbecken (Po-Ebene) auf.

Die in den Tuffitlagen des Andesits nordwestlich Biella eingeschlossenen Pflanzenreste ergaben tertiäres Alter. Das radiometrische Gesamtgesteinsalter (K/Ar-Methode) des Andesits beträgt 29 bis 33 Mio Jahre.

Diskordante Lamprophyrgänge in der Sesiazone und in den Bündnerschiefern

Literatur: G. V. DAL PIAZ et al. (1973). P. WALTER (1950). B. REINHARDT (1966).

Die Gänge in der Sesiazone wurden von WALTER und REINHARDT beschrieben. Ich selbst sammelte unter Führung von G. V. DAL PIAZ einen sehr frischen

Lamprophyr auf der Exkursion 1973, der die eklogitischen Glimmerschiefer der Sesiazone in der Val de Gressoney durchschlägt und im felsigen Bachbett des Lys südlich des Staudammes Issime aufgeschlossen ist. Das feinkörnige massige dunkle Gestein zeigt Einsprenglinge von Pyroxen, brauner Hornblende und Plagioklas.

Ähnliche Gänge durchschlagen auch die Bündnerschiefer der Combin-Zone (G. V. DAL PIAZ et al. 1973, p. 487).

Der Tonalit von Miagliano

Literatur: F. CARRARO & G. FERRARA (1968).

Das Massiv befindet sich knapp südöstlich der insubrischen Linie im Cervo-Tal und ist an der Süd- und Nordflanke dieses Tales aufgeschlossen. Die Länge der Masse in NE-Richtung dürfte etwa 2,5 km, die Breite in NW-Richtung nicht ganz 1 km betragen. Die Masse weist einen konzentrischen Aufbau mit Diorit außen und Monzonit innen auf. Die zeitliche Intrusionsfolge dürfte sich von außen (älter) nach innen (jünger) gruppieren. Das Gestein ist bemerkenswert massig und ohne postkristalline Deformation. Im Steinbruch bei Cima Cucco nordnordwestlich Miagliano bei Biella sammelte ich unter Führung von H. AHRENDT in den Jahren 1973 und 1974 einen massigen Hornblende-Biotit-Quarzdiorit, der durchaus als Tonalit im weiteren Sinne anzusprechen ist. Die Plagioklase zeigen resorbierte basische Kerne. Quarz bildet die xenomorphe Zwickelfüllung zwischen den übrigen Gemengteilen. Das Gestein ist nicht postkristallin deformiert.

Das radiometrische Biotitalter (Rb/Sr- und K/Ar-Methode) der verschiedenen Gesteinsvarietäten des Massives beträgt im Mittel 31 Mio. Jahre.

Der Quarzsyenit-Pluton im Cervotal bei Biella

Literatur: M. FIORENTINI-POTENZA (1959), M. FIORENTINI-POTENZA in: A. DESIO (1973), G. P. PAGLIANI (1961).

Der bekannte „Syenit von Biella“ bildet einen modellförmigen Pluton, der knapp westlich der insubrischen Linie die Glimmerschiefer und Gneise der Sesiazone mit Kontaktmetamorphose durchdringt. Der Pluton hat einen Durchmesser von 7 bis 9 km, ist prächtig im Cervo-Tal nordnordwestlich Biella aufgeschlossen und zeigt einen konzentrischen Aufbau mit basischer Randfazies (Diorit und Monzonit), quarzsyenitischer Übergangszone (in der Literatur als „Syenit“ bezeichnet) und Granodioritkern („Granit“ der Literatur). Aplitisches, pegmatitisches und hydrothermales Ganggefüge beschließen diese Differentiationsreihe.

Während der Exkursion 1973 und 1974 unter der Führung von H. AHRENDT sammelte ich Gesteinsproben und es fällt mir besonders die Ähnlichkeit zwischen dem Hornblende-Quarz-Syenit (mittlere Zone des Plutons; Steinbruch Balma) und dem Meta-Granosyenit im Tauernfenster (Romatedecke bei Gastein und Mallnitz) auf. Die Gesteine entsprechen sich bezüglich des primären Mineralbestandes.

Die radiometrische Untersuchung an Zirkonen vom „Syenit von Biella“ ergab 37 bis 42 Mio. Jahre (R. CHESSEX, 1964).

Herrn Kollegen Dr. H. AHRENDT (Göttingen) bin ich für die Zusendung einer Probe des grobkörnigen Granodiorites aus dem zentralen Teil des Plutons sowie für seine Einführung und Betreuung auf Exkursionen in diesen Gebieten sehr zu Dank verpflichtet.

Der Diorit-Pluton von Traversella

Literatur: M. FIORENTINI-POTENZA in: A. DESIO (1973). F. C. MÜLLER (1912).

Auch der Diorit-Pluton von Traversella durchschlägt die Gneise und Glimmerschiefer der Sesiazone knapp nordwestlich der insubrischen Linie. Das Massiv hat eine NW-Erstreckung von 5 km. Aufgeschlossen scheint nur die dioritische Außenzone des Plutons zu sein, während der saure Kern des Plutons anscheinend noch nicht von der Erosion erreicht wurde. Ein 200 bis 300 m breiter kontakt-metamorpher Hof ist vorhanden.

Das Gestein ist ein Pyroxen-Hornblende-Biotit-Diorit mit granodioritischen und mangeritischen Varietäten. Im erstgenannten Gestein und zwar im Steinbruch westlich Lessolo (zwischen Traversella und Ivrea) fand ich 5,2 mm große Porphyroblasten von Kalinatronfeldspat. Sie bilden automorphe Leisten und sind nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt. Sie umschließen poikiloblastisch das übrige Gesteinsgewebe, was bei Kalinatronfeldspat selten zu beobachten ist und deutlich das spätere Wachstum des Kalinatronfeldspates erweist.

Das radiometrische Biotit-Abkühlungsalter (K/Ar-Methode) beträgt 31 ± 1 Mio. Jahre (D. KRUMMENACHER & J. F. EVERNDEN, 1960).

Literatur

Es wird auf das Literatur-Verzeichnis im Jahrgang 1975 der Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt Wien, Heft 2/3, Seite 184—192, verwiesen (zur Literatur über die „Periadriatische Naht“ von H. BÖGEL).

Im folgenden sind nur solche Literaturhinweise gegeben, welche in obigem Verzeichnis (H. BÖGEL) nicht enthalten sind.

ANDERLE, N.: Bericht 1972 über geologische Aufnahmen auf Blatt Arnoldstein (200) und Villach (201). — Verh. Geol. B.-A., H. 4, A 71—72, Wien 1973.

ANDREATTA, C.: Studio petrografico del complesso eruttivo di Monte Croce in Alto Adige. — Period. Mineral., 3, S. 311—446, Rom 1937.

ANGEL, F. & HERITSCH, F.: Das Alter der Zentralgneise in den Hohen Tauern. — Cbl. Mineral., Abt. B, S. 516—527, Stuttgart 1931.

BAGGIO, P. et al.: Note illustrative della carta geologica d'Italia, 1 : 100.000, foglio 4, Merano. — Serv. Geol. Italia, 161 S., Rom 1971.

BAGGIO, P. & FRIZ, C.: Fenomeni tettonico-metamorfici di età alpina lungo la linea Insubrica auct. — Mem. Museo Tridentino Sci. Nat., 17, Jg. 31/32, H. 3, S. 183—206, Trient 1969.

BECKE, F.: Petrographische Studien am Tonalit der Rieserferner. — Tschermaks Miner. Petr. Mitt. (N. F.), 13, S. 379—464, Wien 1892.

BECKE, F.: Exkursion durch das Westende der Hohen Tauern (Zillertal). — Führer geol. Exkursionen Österreich, 9. Int. Geol. Kongr., 8, S. 1—41, Wien 1903.

- BIANCHI, A. & DAL PIAZ, GIAMB.: Il settore meridionale del massiccio dell'Adamello. — Boll. r. Uff. geol. Ital., 62, S. 1—89, Rom 1937 (a).
- BIANCHI, A. & DAL PIAZ, GIAMB.: Guida alle escursioni. Soc. Geol. Italiana, 50. riun. estiva. — 89 S., Padua 1937 (b).
- BIANCHI, A. & DAL PIAZ, GIAMB.: Differenziazioni petrografiche e metamorfismi selettivi di contatto nel massiccio dell' Adamello. — Rend. Soc. mineral. ital., 5, S. 1—26, Pavia 1948.
- BIANCHI, A. & DAL PIAZ, GIAMB.: Gli inclusi di „micascisti eclogitici“ della zona Sesia nella formazione porfirica Permiana della zona del Canavese fra Biella ed Oropa. — Ann. Museo geol. Bologna. (Ser. 2), 31, S.39—76, Bologna 1963.
- BÖGEL, H.: Zur Literatur über die „Periadriatische Naht“. — Verh. Geol. B.-A., H. 2/3, S. 163—199, Wien 1975.
- BORSI, S., DEL MORO, A., SASSI, F. P. & ZIRPOLI, G.: Metamorphic evolution of the Austridic rocks to the south of the Tauern Window (Eeastern Alps): radiometric and geo-petrologic data. — Mem. Soc. geol. ital., 12, S. 549—571, Pisa 1973.
- CALLEGARI, E. & DAL PIAZ, GIAMB.: Field relationships between the main igneous masses of the Adamello intrusive massif (Northern Italy). — Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova, 29, S. 1—38, Padua 1973.
- CHESSEX, R.: Déterminations d'âge sur des zircons de roches des Alpes et des Apennins par la méthode des „radiation damage“. — Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., 44, H. 1, S. 27—42, Zürich 1964.
- CLIFF, R. A., HOLZER, H. F. & REX, D. C.: The Age of the Eisenkappel Granite, Carinthia and the History of the Periadriatic Lineament. — Verh. Geol. B.-A., Jg. 1974, H. 2/3, S. 347—350, Wien 1975.
- CLIFF, R. A., NORRIS, R. J., OXBURGH, E. R. & WRIGHT, R. C.: Structural, Metamorphic and Geochronological Studies in the Reisseck and Southern Ankogel Groups, the Eastern Alps. — Jahrb. Geol. B.-A., 114, S. 121—272, Wien 1971.
- CORNELIUS, H. P.: Die Herkunft der Magmen nach STILLE vom Standpunkt der Alpengeologie. — Österr. Akad. Wiss. Sitzber., m.-n. Kl., Abt. I, 158, H. 7/8, S. 543—570, Wien 1949.
- DAL PIAZ, GIAMB.: Geologia della bassa valle d'Ultimo e del massiccio granitico di Monte Croce. — Mem. Museo Storia nat. Venezia Tridentina, 5, H. 2, S. 1—186, Trient 1942.
- DAL PIAZ, G. V., HUNZIKER, J. C. & MARTINOTTI, G.: Excursion to the Sesia Zone of the Schweiz. Mineralogische und Petrographische Gesellschaft, Sept./Oct. 1973. — Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., 53, H. 3, S. 477—490, Zürich 1973.
- DELEON, G.: A Review of Absolute Age Determination on Granitic Rocks from Jugoslavia. — Radovi Instituta za geolosko-rudarska istrazivanja i ispitivanja nuklearnih i drugih mineralnih sirovuna, 6, Belgrad 1969.
- DESIO, A.: Geologia dell' Italia. — 1081 S., Turin 1973.
- EXNER, CH.: Geologische Notizen aus der Adamellogruppe zur Beurteilung des Eruptivgebietes von Eisenkappel (Karawanken). — Anz. Österr. Akad. Wiss., m.-n. Kl., S. 303—308, Wien 1960.
- EXNER, CH.: Der Granodiorit von Wöllatratten (Mölltal) und die hydrothermale Veränderung der diskordanten Ganggesteine der Kreuzeckgruppe — Carinthia II, 151, S. 41—50, Klagenfurt 1961.
- EXNER, CH.: Erläuterungen zur geologischen Karte der Sonnblickgruppe 1 : 50.000.— 148 S., Geol. B.-A., Wien 1964.
- EXNER, CH. & SCHÖNLAUB, H. P.: Neue Beobachtungen an der Periadriatischen Narbe im Gailtal und im Karbon von Nötsch. — Verh. Geol. B.-A., H. 3, S. 357—365, Wien 1973.
- FANINGER, E.: Magmatische Gesteine von Pohorje. — Geologija, Razprave in Porocila, 16, S. 271 bis 315, Laibach 1973.
- FIorentini-POTENZA, M.: Distribuzione delle principali facies petrografiche e della radioattività nel plutone „sienitico“ di Biella (Valle del Cervo). — Rend. Soc. mineral. ital., 15, S. 89—131, Pavia 1959.
- FLÜGEL, H. W.: Einige Probleme des Variszikums von Neo-Europa. — Geol. Rdsch., 64, H. 1, S. 1—62, Stuttgart 1975.

- FOULLON, H. B. von: Über Quarzglimmerdioritporphyrite aus dem östlichen Kärnten. — Verh. Geol. R.-A., S. 90—96, Wien 1889.
- FUMASOLI, M. W.: Geologie des Gebietes nördlich und südlich der Jorio-Tonale-Linie im Westen von Gravedona (Como, Italia). — Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich, N. F., 194, 230 S., Zürich 1974.
- FURLANI, M.: Der Drauzug im Hochpustertal. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 5, S. 252—271, Wien 1912.
- GANSSEER, A. & GYR, TH.: Über Xenolithschwärme aus dem Bergeller Massiv und Probleme der Intrusion. — Eclogae geol. Helv., 57, H. 2, S. 577—598, Basel 1964.
- GEYER, G.: Entdeckung eines porphyritischen Ganggesteines, das den Liaskalk der Lienzer Dolomiten bei Thal in der Lienzer Klausse durchbricht. In: Bericht über geologische Aufnahmen. — Verh. Geol. R.-A., S. 19, Wien 1902.
- GRABER, H. V.: Die Aufbruchszone von Eruptiv- und Schiefergesteinen in Süd-Kärnten. — Jahrb. Geol. R.-A., 47, S. 225—294, Wien 1897.
- GRABER, H. V.: Neue Beiträge zur Petrographie und Tektonik des Kristallins von Eisenkappel in Südkärnten. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 22, S. 25—64, Wien 1929.
- GRABER, H. V.: Neubegehungen im Gebiet der krystallinischen Schiefer und Massengesteine von Eisenkappel in Südkärnten. — Anz. Akad. Wiss. Wien, m.-n. Kl., S. 44—48, Wien 1933.
- GRAFENAUER S.: Granati iz okolice Kotelj na Koroškem. — Rudarskometalurški zbornik, H. 1, S. 17—22, Laibach 1968.
- HAHN, L.: Zur Stratigraphie, Struktur und Stellung des Drauzuges. Lienzer Dolomiten, Westliche und Zentrale Gailtaler Alpen. — Veröffentlichte Dissertation. Nat. Fak. Univ. Erlangen-Nürnberg, 52 S., Erlangen 1966.
- HERITSCH, H.: Der Tonalitporphyrit von Reifnitz (Keutschach) südlich des Würther Sees. — Mitt. Naturw. Ver. Steiermark, 94, S. 80—85, Graz 1964.
- HERITSCH, H.: Exkursionsbericht betreffend Tertiär, Vulkanismus und Randgebirge der südlichen Steiermark. Wandertagung der Wiener Geologischen Gesellschaft. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 63, S. 275—289, Wien 1972.
- HERITSCH, H., ALKER, A., PAULITSCH, P. & ZEDNICEK, W.: Malchite aus dem Gailtal. — Österr. Akad. Wiss. Sitzber., m.-n. Kl., Abt. I, 161, H. 9/10, S. 645—783, Wien 1952.
- HINTERLECHNER-RAVNIK, A.: The Metamorphic Rocks of Pohorje. — Geologija, Razprave in Porocila, 14, S. 187—226, Laibach 1971.
- HINTERLECHNER-RAVNIK, A. & PLENICAR, M.: The Smrekovec Andesite and its Tuff. — Geologija, Razprave in Porocila, 10, S. 219—237, Laibach 1967.
- HOLZER, H.: Bericht 1961 über Aufnahmen im Gebiet von Ebriach (Blatt 212). — Verh. Geol. B.-A., H. 3, A 34—36, Wien 1962.
- HOLZER, H. & SCHARBERT, H. G.: Über Ganggesteine aus der Kreuzeckgruppe (Kärnten). — Verh. Geol. B.-A., H. 2, S. 165—172, Wien 1958.
- KIESLINGER, A.: Die Lavanttaler Störungzone. — Jahrb. Geol. B.-A., 78, H. 3/4, S. 499—528, Wien 1928.
- KIESLINGER, A.: Geologie und Petrographie des Bachers (ein vorläufiger Bericht). Verh. Geol. B.-A., S. 101—110, Wien 1935.
- KLEBELSBERG, R. von: Geologie von Tirol. — 872 S., Gebr. Borntraeger, Berlin 1935.
- KUPSCH, F., ROLSER, J. & SCHÖNENBERG, R.: Das Altpaläozoikum der Ostkarawanken. — Z. Deutsch. Geol. Ges., 122, S. 89—96, Hannover 1971.
- LORENZONI, S. & ZANETTIN LORENZONI, E.: Gli gneiss sillimanitici nella formazione scistoso-cristallina della zona Scena-Rio Masul-Picco d'Ivigna (Alto Adige). — Mem. Accad. Patavina SS, LD, AA, Cl. Sci. m.-n., 78, S. 5—34, Padua 1965.
- MALARODA, R.: Studi petrografici nell' Adamello nord-orientale. — Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, 16, S. 1—111, Padua 1948.
- MARIOTTI, A. & VELDE, D.: Sur la présence d'une microsyénite riche en hornblende brune (proche des ehrwaldites) dans le flysch créacé des Lienzer Dolomiten (Tirol, Autriche), au Nord de la ligne du Gail. — C. R. Acad. Sci. Paris, 275, Sér. D, S. 1—4, Paris 1972.

- MUTSCHLECHNER, G.: Neue Vorkommen von Glimmerkersantit in den Lienzer Dolomiten (Östtirol). — Österr. Akad. Wiss. Sitzungsber., m.-n. Kl., Abt. I, 161, H. 2/3, S. 193—197, Wien 1952.
- OGNIBEN, G.: Il Monte Sabion (Adamello Orientale). — Rend. Soc. mineral. ital., 9, S. 1—10, Pavia 1953.
- PAGLIANI, G. P.: Monzonite del Biellese. — Rend. Soc. mineral. ital., 17, S. 407—425, Pavia 1961.
- PETRASCHEK, W.: Über Gesteine der Brixener Masse und ihrer Randbildungen. — Jahrb. Geol. R.-A., 54, S. 47—74, Wien 1905.
- REINHARDT, B.: Geologie und Petrographie der Monte Rosa-Zone, der Sesia-Zone und des Canavese im Gebiet zwischen Valle d'Ossola und Valle Loana (Prov. di Novara, Italien). — Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., 46, H. 2, S. 553—678, Zürich 1966.
- ROLSER, J. & TESSENHORN, F.: Alpidische Tektonik im Variszikum der Karawanken und ihre Beziehung zum Periadriatischen Lineament. — Geol. Jb., A 25, S. 23—53, Hannover 1974.
- SANDER, B.: Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern. II. Bericht. — Jahrb. Geol. St.-A., 70, S. 273—296, Wien 1921.
- SANDER, B.: Erläuterungen zur geologischen Karte Meran-Brixen. — Schlern-Schriften, 16, 111 S., Verlag Wagner, Innsbruck 1929.
- SASSI, F. P., ZANFERRARI, A., ZIRPOLI, G., BORSI, S. & DEL MORO, A.: The Austrides to the south of the Tauern Window and the periadriatic lineament between Mules and Mauthen, N. Jb. Geol. Paläont. Mh., S. 421—434, Stuttgart 1974.
- SCHARBERT, S.: Radiometrische Altersdaten von Intrusivgesteinen im Raum Eisenkappel (Karawanken, Kärnten). — Verh. Geol. B.-A., H. 4, S. 301—304, Wien 1975.
- SCHÖNLAUB, H. P.: Geologische Beschreibung des Feistritz- und Goritschadgrabens. In: Geologischer Führer zur Arbeitstagung österr. Geologen, September 1973, Völkermarkt, Kärnten. S. 31 bis 34. — Geologische Bundesanstalt, Offsetdruck, Wien 1973.
- SCHRIEL, W.: Der tektonische Rahmen der Bleiberger Erzlagstätte in Kärnten. — N. Jb. Geol. Paläont., Abh., 93, H. 2, S. 145—176, Stuttgart 1951.
- SCHWAIGHOFER, B.: Zur Geologie und Petrographie des Altkristallins im südwestlichen Klagenfurter Becken (Kärnten). — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien, 16, S. 149—178, Wien 1966.
- SCOLARI, A. & ZIRPOLI, G.: Fenomeni di metamorfismo di contatto nella fillade sudalpina indotti dal massiccio „granitico“ di Bressanone (Alto Adige). — Mem. Museo Tridentino Sci. Nat., 18, H. 2, S. 173—222, Trient 1970.
- SUËSS, E.: Über die Äquivalente des Rotliegenden in den Südalpen. — Akad. Wiss. Wien, Sitzber., m.-n. Kl., Abt. I, 57, S. 1—30, Wien 1868.
- TELLER, F.: Zur Tektonik der Brixener Granitmasse und ihrer nördlichen Umrandung. — Verh. Geol. R.-A., S. 69—74, Wien 1881.
- TELLER, F.: Notiz über die Ähnlichkeit der granatführenden Ganggesteine des Ursulaberges und des Iseltales. In: Jahresbericht für das Jahr 1888 des Direktors D. STUR. — Verh. Geol. R.-A., H. 1, S. 5, Wien 1889.
- TELLER, F.: Erläuterungen zu den geologischen Karten: Ostkarawanken und Steiner Alpen, Blatt Eisenkappel/Kanker und Blatt Prassberg a. d. Sann. — 504 S., Verlag Geol. R.-A., Wien 1896/1898.
- WALTER, P.: Das Ostende des basischen Gesteinszuges Ivrea-Verbano und die angrenzenden Teile der Tessiner Wurzelzone. — Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., 30, S. 1—143, Zürich 1950.
- WEBER, J.: Petrographische und geologische Untersuchungen des Tonalitzuges von Melirolo-Sorico zwischen Tessin und Comersee. — Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., 37, S. 267—397, Zürich 1957.
- WENK, H. R.: The Structure of the Bergell Alps. — Eclogae geol. Helv., 66, H. 2, S. 255—291, Basel 1973.
- WENK, H. R., WENK, E. & WALLACE, J. H.: Metamorphic Mineral Assemblages in Pelitic Rocks of the Bergell Alps. — Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., 54, H. 2/3, S. 507—554, Zürich 1974.
- WINKLER-HERMADEN, A.: Über tektonische Probleme in den Savefalten. — Jahrb. Geol. B.-A., 80, S. 351—379, Wien 1930.
- WINKLER-HERMADEN, A.: Neuere Forschungsergebnisse über Schichtfolge und Bau der östlichen Südalpen. — Geol. Rdsch., 27, S. 156—195; 225—259, Stuttgart 1936.

- WINKLER-HERMADEN, A.: Geologisches Kräftespiel und Landformung. — 822 S., Springer-Verlag, Wien 1957.
- ZANETTIN LORENZONI, E.: Le porfiriti quarzo-dioritiche granofiriche (telliti) di Tel presso Merano (Alto Adige). — *Atti Ist. Veneto Sci. LA*, 122, Cl. m.-n., S. 229—292, Venedig 1964.
- ZIRPOLI, G.: Studio chimico-petrografico di alcuni filoni sialici ad impronta epimetamorfica della Valle del Passo (Alto Adige). — *Mem. Accad. Patavina SS, LD, AA, Cl. Sci. m.-n.*, 80, 489 bis 498, Padua 1968.

Während der Drucklegung erschienen folgende, für das behandelte Thema wichtige Arbeiten, die im Text nicht mehr berücksichtigt werden konnten:

- DAL PIAZ, G. V. et al.: Geological Outline of the Italian Alps. In: *Geology of Italia*, S. 299—375. — Coy Squyres, Tripolis 1975.
- DIETRICH, V. J.: Plattentektonik in den Ostalpen. Eine Arbeitshypothese. — *Geotekt. Forsch.*, 50, S. 1—84, Stuttgart 1976.
- ZANFERRARI, A.: On the occurrence of a Permo-Scythian syncline outcropping in the middle Lesachtal along the Gailtal line (Carinthia, Austria). — *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, H. 2, S. 109 bis 117, Stuttgart 1976.

Manuskript eingereicht im Jänner 1976