

Geologie der Karawankenplutone östlich Eisenkappel, Kärnten

Von Christof Exner*)

Mit 1 Tafel, 17 Abbildungen, davon 8 Mikrofotos und 1 Tabelle.

Inhalt

	Seite
A. Zusammenfassung, Summary, Résumé	2
B. Vorwort	4
C. Gliederung in lang hinstreichende und schmale geologische Gesteins- serien (Plutone und Nebengesteine)	6
D. Die Hauptstörung zwischen südlicher Trias und Tonalitgneis (Remschenig-Störung)	8
E. Der Tonalitgneis von Eisenkappel (Karawanken-Tonalitgneis)	9
I. Erläuterung der Detailprofile durch den Tonalitgneis und seine Nebengesteine	10
II. Petrographie des Tonalitgneises und seiner basischen Fische	19
1. Mikroskopische Beschreibung des Tonalitgneises	21
2. Basischer Fisch (Hornblende-Biotit-Diorit)	23
F. Linsen nördlich des Tonalitgneis-Hauptkörpers	24
I. Der Diorit-Linsenzug vom Pettauer	25
II. Der epidotisierte Tonalitgneis von Kupitz	26
G. Das Eisenkappler Altkristallin	28
I. Gesteine und Begriffsbildung	28
II. Tektonik	29
III. Polymetamorphose	30
IV. Kontaktmetamorphose	32
V. Zur Nomenklatur der Hornfelse	35
VI. Detailbeschreibung	37
1. Das nicht-kontaktmetamorphe Altkristallin	37
1.1. Paragneis und phyllonitischer Paragneis	37
1.2. Graphitreicher Paragneis und Graphitquarzit	38
1.3. Biotit-Albit-Gneis (? Tuffit; nordwestlich Kaspriere)	39
1.4. Phyllit (Phyllonit)	39
1.5. Mikroklingneis	40
1.6. Amphibolit	41
1.7. Vergleich mit dem Gailtaler Kristallin	42
2. Schwach kontaktmetamorphes Altkristallin	42
2.1. Epidotführender Paragneis mit „Wurmbiotit“	43
2.2. Paragneis mit Andalusit	44
2.3. Fleckgneis	45
3. Stark kontaktmetamorphes Altkristallin. Hornfelse mit Anda- lusit, Cordierit, Sillimanit, Granat, Spinell, Korund, Magne- tit usw.	48
4. Migmatitzone	53
4.1. Hornfelsschollen im Migmatit	55

*) Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. Ch. Exner, Geologisches Institut der Universität Wien, Universitätsstraße 7, A-1010 Wien.

	Seite
H. Der Granit von Eisenkappel (Karawanken-Granit)	56
I. Die Aufschiebung des Granits auf die paläozoische Grünschiefer- serie	60
1. Feldgeologische Detailbeschreibung der Aufschiebung	60
II. Reste kontaktmetamorpher Einwirkung des Granits auf die paläozoische Grünschieferserie	64
1. Cordierit-Knotenschiefer	65
III. Das Fehlen übriger Kontaktgesteine am N-Rande des Granits	67
IV. Argumente gegen die Grabersche Diabas-Einschmelzungs- Hypothese im Zuge der Dioritbildung	67
V. Die Gesteine des Eisenkappler Granitzuges	69
1. Gabbro	69
2. Mittelkörniger Diorit	71
3. Grobkorndiorit	72
4. Mischgesteine (Titanitfleckendiorit, Grobkorndiorit, Monzo- nit, Syenit, Quarzsyenit und Hornblendepegmatit)	72
5. Granodiorit	77
6. Granodioritporphyr mit zonar gebauten großen Feldspaten vom Rapakiwi-Typus	78
6.1. Feldgeologie: Gänge (Fundorte Nr. 1 und 2)	79
6.2. Feldgeologie: Reaktionszonen (Fundorte Nr. 3 und 4)	80
6.3. Petrographie	81
6.4. Zur Genese der in diesem Gestein auftretenden großen Feldspate mit Zonenbau vom Rapakiwi-Typus	85
7. Übergang vom Granodioritporphyr zum Grobkorngranit	87
8. Grobkorngranit	87
9. Mittelkörniger Granit	88
10. Mittelkorngranit mit 1,2 cm großen Granatkristallen	88
11. Lamprophyr-Gänge	88
12. Aplit	91
13. Hornblendepegmatit	92
I. Der N-Rahmen der Karawankenplutone	92
I. Die paläozoische Grünschieferserie	92
1. Grünstein	93
2. Chlorithältiger Tonschiefer	94
3. Quarzit, Graphitquarzit und Arkosequarzit	94
4. Grauwacke	94
5. Grober Tuff	95
6. Diabas und Spilit	95
7. Pyroxenit-Serpentin und Talkschiefer	97
II. Die Überkipfung der paläozoischen Grünschieferserie auf die nördliche Permo-Trias	97
III. Die Transgression des Kohlentertiärs	99
J. Das Alter der Intrusion der Karawankenplutone	100
K. Zeitliche Beziehungen zwischen Regional- und Kontaktmetamor- phose, Intrusion der Plutone und Deformation der Gesteine	103
L. Literatur	105

A. ZUSAMMENFASSUNG

Der Tonalitgneis der östlichen Karawanken zeigt reliktsch eine domförmige Plutonstruktur. Die ältere Magmenförderung war dioritisch. Sie ist in Form der basischen Fische im Tonalitgneis und als Diorit-Linsenzug (Lokalität: Pettauer) erhalten geblieben. Die jüngere Förderung brachte die Hauptmasse des Tonalitmagmas. Der Tonalitpluton intrudierte das Altkristallin von Eisenkappel. Dieses besteht aus Paragneis, Phyllonit,

Mikroklingneis, Amphibolit u. a., welche teilweise kontaktmetamorph wurden. Der Tonalitpluton und sein altkristallines Dach erlitten intensive postkristalline Deformation.

Der Granit der östlichen Karawanken bildet einen jüngeren Pluton. Seine Gesteine besitzen die primäre magmatische Erstarrungsstruktur. Mylonite sind auf lokale Bewegungszonen beschränkt. Die Reihenfolge der Magmenerstarrung verläuft von Gabbro über Diorit, Granodiorit und Granit zu Lamprophyr, Aplit und Pegmatit. Der Granodioritporphyr mit großen, zonar gebauten Feldspaten vom Rapakiwi-Typus tritt teils in Gängen und teils in Reaktionszonen zwischen Diorit und Granit auf. Der Granitpluton intrudierte die paläozoische Grünschieferserie im N und das Eisenkappler Altkristallin im S. Die Höfe der Kontaktmetamorphose sind besonders in der NE-streichenden Querstruktur des Altkristallins (Lokalität: Makesch) gut erhalten geblieben.

Die Intrusionen der Plutone erfolgten vor dem Mitteloligozän. Der Granitpluton ist jünger als die Sedimentation und der Vulkanismus der paläozoischen Grünschieferserie. Der Tonalitpluton ist jünger als die Sedimentation und der Vulkanismus und Plutonismus des Eduktes des Eisenkappler Altkristallins. Im Zuge der alpidischen Tektonik wurden die Plutone zu tektonischen Lamellen deformiert.

Summary

The tonalite-gneiss of the Eastern Karawanken Mountains has a plutonic dome-shaped structure. The first magmatic intrusion was dioritic. Their remnants are the basic inclusions in the tonalite-gneiss and a alignment of dioritic lenses (locality: Pettauer). The younger intrusion brought the main body of tonalitic magma. The tonalitic pluton is surrounded by the old crystalline complex („Altkristallin“) of Eisenkappel. This complex is consisting of paragneiss, phyllonite, microcline-gneiss, amphibolite etc. which partly underwent a contact-metamorphism. The tonalitic pluton and its roof of old crystalline rocks were deformed after their crystallisation.

The granite-body of the Eastern Karawanken Mountains forms a younger pluton. Its rocks show the primary structure of magmatic crystallisation. Mylonites are restricted to zones of local tectonic movements. The succession of magmatic development reaches from gabbro over diorite, granodiorite and granite to lamprophyre, aplitite and pegmatite. The granodiorite porphyry is characterized by rapakivi-type feldspars and appears in dykes as well as in reaction zones between diorite and granite. The granite pluton intruded into Paleozoic greenschists in the North and into the old crystalline complex of Eisenkappel in the South. The aureoles of contact metamorphism are especially well preserved in the NE-trending cross-structure of the old crystalline complex (locality: Makesch).

The age of the intrusions of the plutons is pre-Middle Oligocene. The

granite pluton is younger than the sedimentation and volcanism of the Paleozoic greenschists. The tonalite pluton, in turn, is younger than the sedimentation, volcanism and plutonism of the old crystalline complex of Eisenkappel. During the Alpine tectonic movements the plutons have been deformed into tectonic lamellae.

Résumé

Le gneiss tonalitique de la montagne des Karawanken Orientales (Carinthie, Autriche) montre des restes d'une structure plutonique en dôme. L'intrusion précoce était dioritique. De ce premier stade magmatique dérivent les enclaves dioritiques du gneiss tonalitique et un cortège des lentilles dioritiques (localité Pettauer). La seconde intrusion produisait la roche tonalitique qui bâtit le dôme plutonique entouré du cristallin ancien („Altkristallin“) de Eisenkappel. Ce cristallin ancien se compose de paragneiss, phyllonites, gneiss à microcline, amphibolites etc. En partie ces roches ont subi un métamorphisme de contact. Le pluton tonalitique et son toit ont été déformés intensivement après leur cristallisation.

Le granite des Karawanken Orientales forme un pluton plus jeune. Ses variétés pétrographiques ont conservé la structure magmatique. Des mylonites sont restreintes aux zones tectoniques locales. La différenciation s'étend du gabbro, diorite, granodiorite jusqu'au granite, lamprophyre, aplite et pegmatite. Le porphyre granodioritique est particulièrement remarquable au sujet de ses larges cristaux de feldspaths zonés du type Rapakiwi. Cette roche se trouve en filons et dans les zones intermédiaires entre diorite et granite. Le pluton granitique pénètre les schistes verts paléozoïques au N et le cristallin ancien au S. Les auréoles du métamorphisme de contact sont bien conservés dans la structure transversale qui est dirigée NE (localité Makesch).

Les intrusions des plutons avaient lieu avant l'Oligocène Moyen. Le pluton granitique est plus jeune que la sédimentation et le volcanisme des schistes verts paléozoïques. Le pluton du gneiss tonalitique est plus jeune que la sédimentation, le volcanisme et le plutonisme du cristallin ancien de Eisenkappel. Les plutons ont été déformés en lames tectoniques lors des mouvements tardi-alpins.

B. VORWORT

Die vorliegende Studie ist das Ergebnis eines Auftrages, den mir im Jahre 1954 der damalige Direktor der Geologischen Bundesanstalt Wien, Professor H. KÜPPER, erteilte. Ich sollte die kristallin-geologische Situation des Tonalitgneises und Granits von Eisenkappel inmitten des prächtigen Kalk- und Dolomitgebirges der Karawanken studieren. Da seit mehreren Jahrzehnten in dieser sonderbaren kristallinen „Aufbruchzone“ nicht mehr entsprechend geologisch gearbeitet wurde, war eine dem vorgerückten Stand unserer Wissenschaft gemäße kristallineologische Neubearbeitung

der geologischen Karte, Amplatzstellung, Kontaktmetamorphose und Deformation der Plutone unter Berücksichtigung des geologischen Rahmens, besonders der regionalmetamorphen Nebengesteine („Schiefergneise und Glimmerschiefer“ von Eisenkappel) und des submetamorphen paläozoischen Diabaszuges (Grünschieferzug von Eisenkappel) längst fällig.

Die Einführung in die recht komplizierte geologische Problematik des alpidisch stark deformierten Gesteinskörpers, der aus langen dünnen W—E bis WNW streichenden Lamellen aufgebaut ist, die teils senkrecht stehen, teils N-vergent übereinander geschuppt sind, wurde mir durch persönliche Aussprache mit P. BECK-MANNAGETTA, die Einführung in die Gesteinswelt durch F. KAHLER im Kärntner Landesmuseum (Gesteinssammlung) erleichtert. Anregungen im Gelände verdanke ich bezüglich des südlichen Paläozoikums im Vellachtal N. ANDERLE, bezüglich der Trias nördlich Eisenkappel H. HOLZER und bezüglich der Kissenlaven des spilitisierten paläozoischen Diabases in der Ebriachklamm G. RIEHL-HERWIRSCH. Wertvolle Gespräche über den Gesamtbau der Karawanken durfte ich mit S. PREY führen.

Die streichende Fortsetzung des Tonalitgneises und Granits von Eisenkappel jenseits der österreichisch-jugoslawischen Staatsgrenze in dem zu Slowenien gehörenden östlichsten Teil der Karawanken lernte ich unter Führung von E. FANINGER (Laibach) kennen; ebenso den Tonalitpluton des Bachergebirges (= Pohorje). Nomenklatorisch ist es zweckmäßig, die Tiefengesteinskörper (Plutone) nach den Gebirgen, in denen sie auftreten, zu benennen. Auch in politischen Grenzgebieten ergeben sich solchermaßen international brauchbare Bezeichnungen. So haben wir uns angewöhnt, vom Bacherpluton (Pluton des Pohorje) und von den Karawankenplutonen zu sprechen. Als Karawankenplutone bezeichne ich den Tonalitgneis und den Granit von Eisenkappel.

Die in westlicher Fortsetzung gelegenen Plutone in Österreich (Susalitsch in den westlichen Karawanken, Granodiorit von Wöllatratten in der Kreuzeckgruppe, Tonalitporphyritgänge der Schoberggruppe, Granodiorit im österreichischen Anteil der Rieserfernergruppe) suchte ich auf und studierte sie teilweise näher. Für Südtirol und die italienischen Alpen bis nach Traversella bei Turin stellten mir GIAMB. DAL PIAZ, A. BIANCHI, R. MALARODA, B. ZANETTIN, A. MOTTANA und zahlreiche Mitarbeiter wertvolle neuere Literatur ähnlicher Problemstellung zur Verfügung, führten mich in freundlichster Weise auf Exkursionen zu diesen Plutonen, oder ermöglichten mir die selbständige Durchführung derartiger Bergfahrten.

Die von mir aufgenommene geologische Karte im Maßstabe 1 : 10.000 der Kristallinzone in den Karawanken zwischen dem Vellachfluß bei Eisenkappel und der österreichisch-jugoslawischen Staatsgrenze (Tafel 1) möge ein Beitrag zu der von Direktor A. W. RUTTNER (Geologische Bundesanstalt Wien) geplanten geologischen Karte der Karawanken 1 : 25.000 sein. Der anschließende nördliche Triaszug der Karawanken (Petzen-Hoch-

obir) ist bereits von F. K. BAUER (1970) fertiggestellt; der südliche Triaszug durch denselben Autor derzeit in Bearbeitung.

Bezüglich der Gestaltung des Textes meiner vorliegenden Studie möchte ich darauf hinweisen, daß wir nicht ein Feuerwerk sprühender Gedankenblitze benötigen, welches allwissende Petrologen heute gerne in den angeblich experimentell schon gar so gut ausgeklügelten Druck-Temperatur-Zeit-Diagrammen versprühen, sondern solide feldgeologische Daten (Fundortsangaben, Lagerungsverhältnisse) und Gesteinsbeschreibungen, teils mit freiem Auge, teils mit Hilfe des simplen petrographischen Arbeitsmikroskopes. Es zeigt sich nämlich immer wieder, daß geologische Dokumentation zunächst die notwendige Grundlage bildet.

C. GLIEDERUNG IN LANG HINSTREICHENDE UND SCHMALE GEOLOGISCHE GESTEINSSERIEN (PLUTONE UND NEBENGESTEINE)

Schon F. TELLER (1895 und 1898) konnte in seiner klassischen geologischen Karte der Ostkarawanken und Steiner Alpen und auf der geologischen Spezialkarte Eisenkappel der k. u. k. geologischen Reichsanstalt Wien die folgenden Gesteinsserien, mit denen wir es hier für unsere Studie unmittelbar zu tun haben, von N nach S gliedern:

(1) Nördlicher Triaszug (Permo-Trias bis eventuell Kreide, nach F. K. BAUER 1970): Ursulaberg — Petzen — Hochobir. Fortsetzung im Drauzug und in den Lienzer Dolomiten.

(2) Diabaszug. Paläozoikum unbekanntes Alters. Spilitisierte Diabase, deren Tuffe und Tonschiefer. Sehr schwach regionalmetamorph (submetamorph = anchimetamorph). Auch vielfach als Grünschieferserie bezeichnet.

(3) Granit von Eisenkappel oder Eisenkappler Granitzug.

(4) Eisenkappler Altkristallin (Ch. EXNER). Es handelt sich um diaphthoritische Gneise und Phyllonite. Ursprüngliches Alter wahrscheinlich altpaläozoisch bis präkambrisch. Früher wurde diese Serie als „zweiglimmerige Schiefergneise und Glimmerschiefer“ (F. TELLER 1895), dann als „kristallinische Hüllschiefer des Tonalits“, und zwar als Paläozoikum unbekanntes Alters mit dem Zeichen „px“ (F. TELLER 1898), dann fälschlich als „metamorpher Seebergschiefer, ? Oberkarbon“ (H. V. GRABER 1929) und schließlich sehr richtig als „Schieferzone“ (L. KOSTELKA 1939) aufgefaßt. Die geologisch-petrographische Neubearbeitung war also gerade für diese Zone besonders dringend. Sie enthält auch die Hauptmasse der kontaktmetamorphen Gesteine im Hof um die Plutone. Die Aufschlüsse dieser Zone sind verhältnismäßig gut.

(5) Tonalitgneis von Eisenkappel. Diese richtige Benennung geht auf EDUARD SUSS (1868) zurück, der grundlegende Beobachtungen bei Eisenkappel ausführte. Die Gneisifizierung zeigt wenig Umkristallisation, jedoch intensivste postkristalline Deformation der Gesteinsgemengteile. Es handelt sich um einen Musterfall dynamometamorpher Gneisifizierung. Bezeich-

nungen, die diese grundlegende Tatsache nicht deutlich machen, z. B. „Tonalit mit Parallelstruktur“ (F. TELLER 1898) oder gar bloß „Tonalit“ (H. V. GRABER 1929) sind zu streichen.

(6) Südlicher Triaszug. Derzeit in Bearbeitung durch F. K. BAUER. Es handelt sich um die prächtige Kalk- und Dolomitmauer Uschowa — Cimpasser — Koschuta mit Fortsetzung in den Karnischen Alpen.

Das nach neueren Ergebnissen wahrscheinlich miozäne und zwar sarmatische Kohlentertiär im Inneren der Karawanken transgrediert über dem alpidischen Schuppenbau. Zusammen mit den Karawanken wurde es in geologisch junger Zeit vertikal gehoben. So liegt dieses Kohlentertiär im Bereiche der Karte (Tafel 1) in über 1000 m Seehöhe bei den hochgelegenen Bergbauernhöfen.

Es ist bekannt, daß die kristalline Eisenkappler Aufbruchzone, welche die Nummern (2) bis (5) obiger Gliederung umfaßt, gerne als eine terra incognita zu alpentektonischen Großspekulationen, besonders von Ultrannaplisten, verwendet wurde.

So scheint eine geologische Dokumentation auch für den Alpentektoniker interessant zu sein, damit er sich mit mehr Erfolg weiterhin den Kopf zerbrechen kann, was hier alles in der Narbenzone passiert ist. Daß recht viel tektonisch passiert ist und eine gewaltige Verengung einst breiter Plutone, Kontakt- und Nebengesteinszonen zu den heute vorliegenden dünnen Lamellen stattgefunden hat, scheint mir als ein sehr reelles Beobachtungsergebnis aus den zahlreichen, in vorliegender Studie mitgeteilten Details hervorzugehen. Schon A. WINKLER-HERMADEN (1936) hatte dies sehr zu Recht angenommen. Die für menschliche Vorstellungen ungeheuerlich erscheinende Einengung und Lamellierung von Erdkrustenteilen ist Beobachtungstatsache und ihre Erklärung äußerst schwierig.

Eine vorbildlich gute Petrographie der deformierten Plutone (Tonalitgneis und Granitzug) lieferte unter Anleitung von Professor F. BECKE dessen Schüler H. V. GRABER (1897). Dabei kam das große Erfahrungsgut BECKES, der sich ja selbst gründlich mit analogen Beobachtungen in der Rieserfernergruppe (F. BECKE 1892) in bahnbrechender Weise befaßt hatte, auf das Allervorteilhafteste zur Anwendung. Originell, aber weniger exakt sind die nach einer Pause von 30 Jahren im Eisenkappler Raum wiederum aufgenommenen und manches wertvolle Neue bringenden Untersuchungen von H. V. GRABER (1929, 1931 und 1933). Anerkennenswerte und brauchbare Beobachtungen im Kristallengebiet bei Eisenkappel enthält auch die unveröffentlichte Dissertation von L. KOSTELKA (1939).

Auf Grund meiner mikroskopischen Untersuchung von 160 selbst gesammelten Gesteinsproben im Bereich der neu aufgenommenen geologischen Karte (Tafel 1) bemühe ich mich in vorliegender Studie, aufbauend auf GRABERS Petrographie weiter in gesteinskundliches Neuland in dieser ungemain abwechslungsreichen und mannigfaltigen, aus tektonischen Lamellen aufgebauten Narbenzone vorzustößen. Dabei bin ich besonders bestrebt,

gesteinskundlich beobachtbare Merkmale herauszuarbeiten, die für die Rekonstruktion des geologischen Geschehens in diesem Raume bedeutungsvoll sind.

Die beschriebenen Gesteinsproben wurden im allgemeinen dem anstehenden Fels entnommen. Wo Lesesteine erhalten mußten, ist dies stets eigens im Text vermerkt.

Das Gebiet der geologischen Karte (Tafel 1) war während des Pleistozäns unvergletschert. Es fehlt also der reinigende Besen, der in Form der Gletscher die petrologisch so wunderbaren Aufschlüsse der Hochgebirgszonen in den Alpen schuf. Die Erosion im Gefolge der jungen Karawanken-Hebung konnte im vorliegenden Aufnahmegebiet in den Karawanken bei Eisenkappel nur selektiv wirken. Weite Teile dieses recht steilen, von dichter Vegetation bedeckten Berglandes tragen noch eine dicke tertiäre Verwitterungsschwarte.

Die von mir aufgenommene geologische Karte umfaßt das Gebiet zwischen dem Vellach-Fluß im W und der Staatsgrenze im E und zwar zwischen nördlichem und südlichem Triaszug. Als topographische Grundlage dienten die Österreichische Karte 1 : 25.000 Blatt Eisenkappel Nr. 213/1 und die Österreichische Karte 1 : 50.000 Blätter Eisenkappel Nr. 213 und Völkermarkt Nr. 204. Die im Text vorliegender Studie genannten topographischen Bezeichnungen (Fundortangabe usw.) beziehen sich auf die genannten offiziellen amtlichen österreichischen Kartenblätter. Ergänzt wurden die bei der Bevölkerung und im bisherigen geologischen Schrifttum gebräuchlichen Geländebezeichnungen: Uschowa (südlicher Triaszug), Uschowa Sattel (Staatsgrenze. Verbotener Übergang zwischen Remschenigtal in Österreich und Miestal in Slowenien. Der Tonalitgneis setzt hier von Österreich nach Jugoslawien über), Rjewicatal (südliches Nebental des Remschenigtales), Schlöschitz (Bauernhof und Jausenstation im Lobnigtal), Steinbruch Miklaumühle (Leppental) und der idyllische Wallfahrtsort „Die Weih“ am bewaldeten Bergrücken zwischen Lobnig- und Leppental.

Wir wenden uns nun der Detailbeschreibung zu und behandeln die genannten Kristallinzonen in der Reihenfolge von S nach N.

D. DIE HAUPTSTÖRUNG ZWISCHEN SÜDLICHER TRIAS UND TONALITGNEIS (REMSCHENIG-STÖRUNG)

Sie verläuft im Arbeitsgebiet längs des S-Randes des Tonalitgneises. Sie trennt diesen von der angrenzenden südalpinen Trias der Uschowa. Die Linie verläuft vom Vellachtal nahe Straßenbrücke P 593 längs der S-Seite des Remschenigtales zur jugoslawischen Grenze südlich des Uschowa-Sattels.

An der Störung fehlen das südliche Altkristallin-Dach des Tonalitgneis-Domes und das gesamte südalpine Paläozoikum. Die südliche Trias (Uschowa-Zug) ist mit Werfener Schiefer auf mylonitisierten Tonalitgneis N-vergent aufgeföhren. Siehe Abb. 1, Profil 3.

Im westlichen Teil des Arbeitsgebietes steht die Störung steil und nimmt lokal auch inverses N-Fallen ein (Abb. 1, Profil 5).

An der Vellach erfolgt das westliche Auskeilen des Tonalitgneises gleichzeitig mit steiler Anpressung der südlichen Trias an das Eisenkappler Altkristallin. Siehe Abb. 1, Profile 8 und 9.

Eine einzelne Grenzfläche zwischen Tonalitgneis und südalpiner Trias ist im Arbeitsgebiet nicht zu sehen. Die Störung dürfte als Einzelfläche gar nicht existieren, sondern einen ultramylonitischen Zerrüttungsstreifen von mehreren m Mächtigkeit darstellen. Der Übergang von gewöhnlichem Tonalitgneis zu mylonitischem Tonalitgneis und zu Ultramylonit ist mit Annäherung von N nach S an die Störungszone gut zu beobachten. Die Störungszone selbst ist oberflächlich meist durch Verebnung und Gehängeschutt zwischen Steilwand der karbonatischen Trias und Rückfallkuppe des gesund gebliebenen Tonalitgneises markiert. Siehe Abb. 1, Profile 4, 5, 7 und 8.

Die an die Störung angrenzenden Trias-Schichtglieder sind östlich des Rjewica-Tales an der Forststraße rote Werfener Tonschiefer, graue Werfener Mergelkalke mit Lamellibranchiaten und Gastropoden sowie die charakteristischen südalpinen Gastropodenoolithen (Abb. 1, Profil 3). Ansonsten beobachtet man dunkel- und hellgraue, gebankte Kalke und Dolomite mit weißen Kalzitadern. Im Vellachtal finden sich auch Flaserkalke (Abb. 1, Profil 9).

Es fehlt der südlichen Trias längs der Störung jegliches Anzeichen von Kontaktmetamorphose und ebenfalls jegliches Anzeichen sedimentärer Transgressivlagerung auf dem Tonalitgneis.

Daß es sich um eine äußerst kräftige Störung handelt, geht hingegen aus der Tatsache des schrägen Heranstreichens, Auskeilens und Wiedereinsetzens tektonischer Körper hervor: Auskeilen des Tonalitgneises knapp östlich der Vellach im Arbeitsgebiet; Wiedereinsetzen des südalpinen Paläozoikums westlich des Arbeitsgebietes im Ebriach- und Trögerntal.

Auf Grund der Detailbeobachtungen kann ich der Meinung von WINKLER-HERMADEN (1936) voll zustimmen, daß diese Störung wohl eine der Hauptbewegungsbahnen zwischen S- und N-Alpen darstellt. Nach dem Remschenigtal im Aufnahmegebiet nenne ich sie Remschenig-Störung.

E. DER TONALITGNEIS VON EISENKAPPEL (KARAWANKEN-TONALITGNEIS)

Er bildet einen postkristallin deformierten Pluton, der sein Intrusionsdach (Eisenkappler Altkristallin) N-vergent überschoben hat und über der tektonischen Stirne noch zusammengepreßte Synklinalen des hangenden Daches erkennen läßt. Siehe Abb. 1, Profil 2 und Abb. 2.

Die N-Grenze des Tonalitgneises ist meist eine mylonitische Überschiebungsfläche über dem isoklinal steil südlich einfallenden Eisenkappler Alt-

kristallin. Die Hitzekontakte (Hornfelse) blieben aber einige m bis Meterzehner weiter nördlich im Altkristallin erhalten, allerdings ohne eindeutigen Zusammenhang mit dem Tonalitgneis-Hauptkörper.

Reste des ehemaligen Tonalit-Domes mit hangendem Schieferdach (roof pendant) waren bisher nur in Slowenien bekannt. Dort hatte sie TELLER entdeckt, der ja vorher als Aufnahmsgeologe in der Rieserfernergruppe gearbeitet hatte und das prächtige domförmige Tonalitgewölbe unter dem altkristallinen Dach studierte (vorzüglich beschrieben in GIAMB. DAL PIAZ und A. BIANCHI 1934). TELLER (1898, p. 122—123) erkannte im Prinzip analoge, jedoch kleinere und sekundär tektonisierte Dachstrukturen als „sich anschmiegender Schichtmantel der kristallinen Hüllschiefer des Tonalites über den steil geböschten Gewölbekernen des Tonalits“ in den Karawanken, meinte aber, daß westlich des Uschowa-Sattels solche Strukturen fehlen. Nun wurde aber in unserem Arbeitsgebiet westlich des Uschowa-Sattels, also auf heute österreichischem Staatsgebiet, ein Güterweg im Jahre 1969 von St. Margarethen zum Bauernhof Jurjoutz errichtet. Er liefert prächtige künstliche Anschnitte und zeigt die Gewölbekerne des Tonalitgneises mit dem sich anschmiegenden altkristallinen Gneisdach, das teilweise hornfelsiert ist. Siehe Abb. 2.

Im allgemeinen ist aber die Tektonisierung des Tonalitdomes so gewaltig, daß sie hier in den Karawanken geradezu den Modelfall und das Schulbeispiel für eine Gneislamelle oder lamellenförmige Gneisdecke liefert, welche aus einem Orthogestein (Pluton; Beweise: Mineralbestand und Hitzekontakte) infolge extremer orogener Deformation (Einengung und Walzung) entstanden ist.

Der Karawanken-Tonalitgneis setzt in Slowenien bei Plesivec ein und streicht als 41 km lange und maximal bloß 2,2 km breite Gneislamelle in WNW-Richtung bis in unser Arbeitsgebiet südlich Eisenkappel, um dann nochmals in der kleinen isolierten Linse südlich Villach (bei Susalitsch) in den Karawanken zu erscheinen.

Auf österreichischem Gebiet im Remschenigtal (Tafel 1) ist der Tonalitgneis auf 6,2 km Länge und maximal 650 m Mächtigkeit erschlossen. Kleine Abweichungen gegenüber der TELLER-Karte ergaben sich insoferne, als der Tonalitgneis nach W beinahe bis an die Vellach reicht, sich nicht in Linsen auflöst, sondern als zusammenhängender Keil ausspitzt. Er streicht WNW. Auch die Lineation des Tonalitgneises (Elongation der Hornblende) streicht N 115° E und neigt sich mit 13° nach ESE (beobachtet längs des Karrenweges im Remschenigtal, 400 m östlich St. Margarethen).

I. Erläuterung der Detailprofile durch den Tonalitgneis und seine Nebengesteine (Abb. 1)

Die Parallelprofile 1 bis 9 der Abb. 1 verlaufen in der Richtung N 10° E, also senkrecht zum Streichen des Tonalitgneises.

Profil 1

durchquert westlich unter dem Uschowa-Sattel auf österreichischem Gebiete die Quellläste des Remschenigbaches und die südalpine Trias in den N-Wänden der Uschowa. Links befinden sich in den tiefen Schluchten mit Wasserfällen und Kolken die mächtigsten zusammenhängenden Felsaufschlüsse des Tonalitgneises auf österreichischem Gebiet. Wo nur Lesesteine des Tonalitgneises im Gehängeschutt anzutreffen sind, wurden die Buchstaben „to L“ vermerkt. Unter Verwertung dieser Beobachtungen ergibt sich hier ein 550 bis 650 m mächtiger Tonalitgneiskörper.

Im N fallen Phyllonitgneise (pg) des Eisenkappler Altkristallins steil nach S ein. Im oberen Bereich der Bäche folgen Lesesteine des Tonalitgneises (Seehöhe 1225 bis 1160 m). Von Seehöhe 1160 bis 1090 m befinden sich die eingangs erwähnten prächtigen Felsschluchten mit kontinuierlichen Aufschlüssen im Tonalitgneis. Dieser ist zwar auch hier nicht frisch, sondern stets verwittert und grusig zerfallend. Doch sind seine Strukturen erkennbar. Die Hauptschieferungsfläche fällt 55 bis 85° nach S. Die basischen Fische werden bis einige dm lang. Harnische durchziehen das Gestein. Am Fuße der Tonalitgneiswände sind in den Bachalluvionen Sillimanit-Andalusit-Cordierit-Hornfelse (siehe Seite 49) auf sekundärer Lagerstätte angereichert.

An der Staatsgrenze reicht der Tonalitgneis in Lesesteinen bis über 1300 m Seehöhe an den Fuß der Uschowa-N-Wände heran. Leider ist die Grenzfläche zwischen Tonalitgneis und südalpiner Trias nicht direkt aufgeschlossen. Der sich schroff über dem Gehängeschutt erhebende hellgraue Dolomit (do) fällt 45° nach S ein. Die höheren Felspartien mit Megalodonten scheinen eine nach N vorgetriebene Stirne zu bilden. Im Steilhang unter dem Wandfuß fand ich Rollstücke von Werfener Flaserkalk.

Profil 2

verdeutlicht, wie die recht plötzliche Verschmälerung des Tonalitgneises bei St. Margarethen zustandekommt. Man sieht, daß der nördliche Teil des Tonalitgneiskörpers gefaltet ist und mit westlichem Achsengefälle (geologische Karte, Tafel 1) unter den Phyllonitgneisen und Hornfelsen des Eisenkappler Altkristallins verschwindet. Dieses bildet ein Dach zusammengestauchter Teilsynklinalen zwischen den sich steil aufbäumenden Antiklinalen des gefalteten Tonalitgneises.

Die Detailaufschlüsse dazu beobachten wir im Abstieg längs des Güterweges vom Jurjoutz nach St. Margarethen (siehe Abb. 2).

Zunächst queren wir Glieder des Eisenkappler Altkristallins nördlich des Tonalitgneises. So stehen links in der Abb. 2 unter dem Bauerngehöft Lippusch, bei der Gabelung des Güterweges südwestlich P. 1092 kleinkörnige Phyllonitgneise an. Sie fallen 80° nach S. Sie zeigen einen rhythmischen, lagenförmigen Wechsel im dm-Bereich von glimmerarmen und glimmerreichen Gneisphylloniten. Sie enthalten cm-dicke Aplitlagen. Bei der

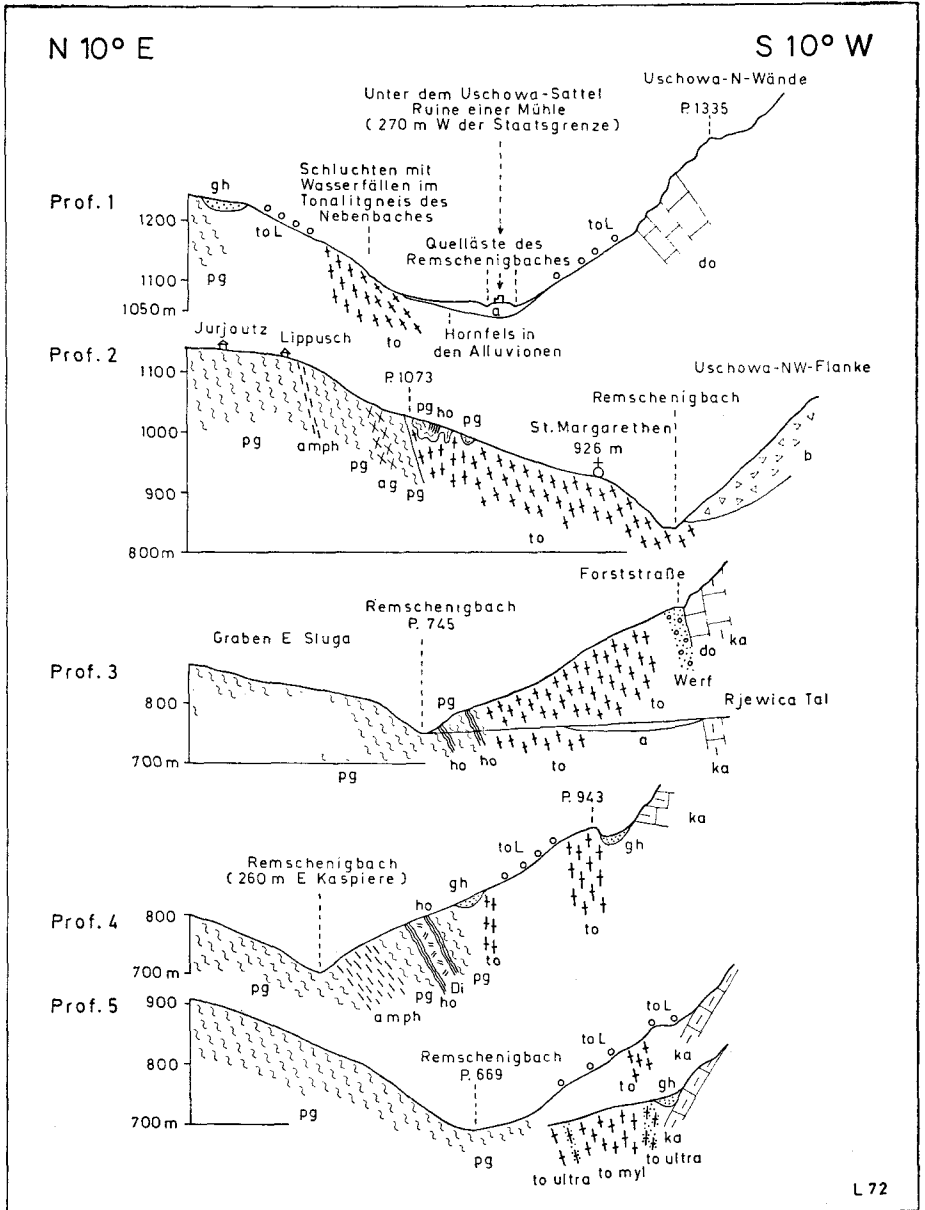
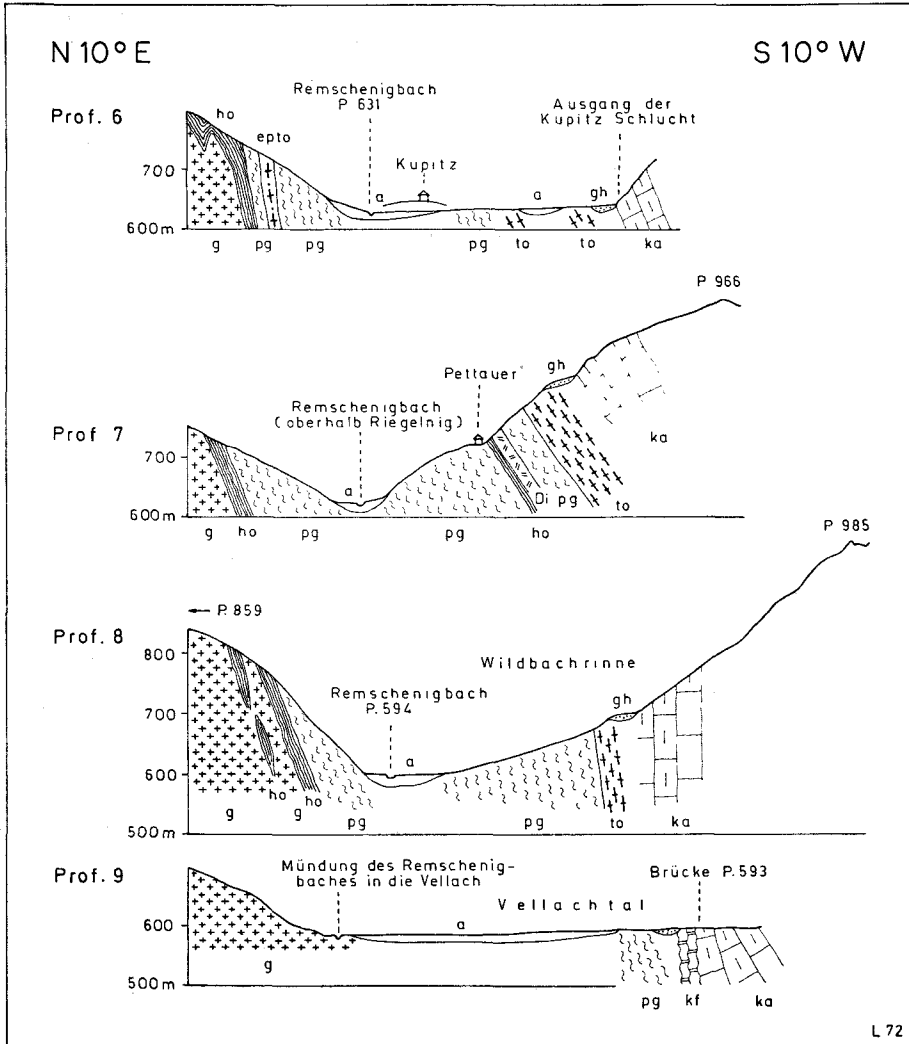


Abb. 1 a



L 72

Abb: 1b

Abb. 1: Parallelprofile durch den Karawanken-Tonalitgneis im Remschenigtal. Die Aufschlußverhältnisse sind gekennzeichnet. a = Alluvium; gh = Gehängeschutt; b = Bergsturz; g = Eisenkappler Granitzug (ungegliedert); ho = Hornfels. Eisenkappler Altkristallin: amph = Amphibolit, ag = Mikroklinggneis, pg = Paragneis und Phyllonit. Tonalitgneiskörper: epto = epidotierter Tonalitgneis von Kupitz, Di = Diorit-Linsenzug vom Pettauer, toL = Lesesteine von Tonalitgneis über vermutlich Anstehendem, to = Tonalitgneis (anstehend), to myl = Tonalitgneis-Mylonit, to ultra = Tonalitgneis-Ultramylonit. Südliche Trias: Werf = Werfener Schichten, kf = Flaserkalk, ka = grauer gebankter Kalk mit farblosen Kalzitadern, do = grauer Dolomit.

Kurve des Güterweges in Seehöhe 1055 m sind den phyllonitisierten feinkörnigen grauen Gneisen graphitische Paragneise, Graphitquarze, Graphitphyllite, mylonitische Ruschelzonen und Ultramylonite eingeschaltet.

Darüber folgt als Härtlingsrücken altkristalliner Orthogneis (ag), den der Güterweg dreimal quert. Es handelt sich um gefalteten, hellen, stark mylonitischen Mikroklingneis mit aplitischen und pegmatitischen Partien. In Seehöhe 1050 m ist er 27 m mächtig und baut eine Felswand mit prächtigen Falten auf, deren Achse N 126° E streicht und mit 15° nach NW geneigt ist. Der Orthogneis ist 500 m im Streichen verfolgbare. Als Steilstufe bedingt er z. B. im Bachbett des Grabens südöstlich Jurjoutz in Seehöhe 1000 m einen Wasserfall.

Südlich an den Orthogneis schließt 25 m mächtiger, steil S fallender mylonitischer Phyllonitgneis an.

Südlich folgt die steil aufgepreßte Tonalitgneisantiklinale von P. 1073. Sie wird vom Güterweg zweimal gequert. Sie ist 8 m mächtig und steil S fallend. Nach W keilt sie lamellenförmig aus. Nach E steht sie mit dem Hauptkörper des Tonalitgneises in Verbindung (siehe geologische Karte).

Die südlich anschließenden Phyllonitgneise des Altkristallins bilden eine Synklinale. Siehe Profil 2 der Abb. 1. Die Muldenform der Phyllonitgneise mit Graphitquarzitlagen ist sehr gut im westlich anschließenden Graben zu beobachten. Das ist der Graben des Baches, der südwestlich Lippusch entspringt und unterhalb der Kapelle, welche sich 300 m west-nordwestlich St. Margarethen befindet, in den Remschenigbach mündet.

Am Güterweg steckt in der Phyllonitgneis-Synklinale in Seehöhe 1030 m ein 12 m mächtiger Span von Sillimanit-Andalusit-Cordierit-Kalinatronfeldspat-Plagioklas-Biotit-Hellglimmer-Quarz-Hornfels („ho“).

Einige m weiter südlich taucht die nächste schmale, nach oben im Güterweg-Anschnitt ausgeilend beobachtbare Tonalitgneis-Antiklinale auf. Die umhüllenden altkristallinen Phyllonite sind arg gequetscht und mylonitisiert. Es treten auch Zonen mit Ultramylonit auf. Die gequälten Graphitphyllite bilden eine tektonische Schmiere.

Dann folgt mit N-konvexer radförmiger Stirne eine breite Tonalitgneis-Antiklinale. Sie stößt teilweise diskordant gegen die Phyllonitgneise des Altkristallins. Der Tonalitgneis ist kleingefaltet und mylonitisiert. Es ist also hier am Güterweg der tektonisch modifizierte Kontakt des Tonalitgneises mit altkristallinen Phylloniten mustergültig aufgeschlossen. Dasselbe gilt für die streichende Fortsetzung im W. Dort ist im genannten, bei Lippusch entspringenden Graben der tektonische Kontakt im Bachbett in Seehöhe 880 m messerscharf und frisch aufgeschlossen. Die Grenzfläche streicht N 110° E und fällt 70° N!

Endlich trifft man die südlichste und recht flache Synklinale des altkristallinen Daches auf dem Tonalitgneis im Anschnitt des Güterweges bei der dritten Kehre ober St. Margarethen. Rechts in Abb. 2!

Der Abschnitt des Güterweges im Steilhang zwischen St. Margarethen und dem Remschenigbach (Profil 2 der Abb. 1) ist durch Fels Sprengungen gekennzeichnet. Diese lieferten zwar nicht vollkommen frisches, aber doch das verhältnismäßig frischeste Gesteinsmaterial im österreichischen Abschnitt des Karawanken-Tonalitgneises. 2 m mächtige tertiäre Roterde lagert auf diesem Tonalitgneis und ist im Anschnitt des Güterweges prächtig erschlossen.

Die Remschenig-Störung liegt unter dem Bergsturz der Uschowa-NW-Flanke verborgen.

Profil 3

zeigt die Situation im Rjewica-Tal. Im Hintergrund ist die Rjewica-E-Seite dargestellt, wo 180 m über dem Rjewica-Bach die Forststraße (Andreas-Güterweg) zu Beginn meiner geologischen Aufnahmestätigkeit im Jahre 1955 aus dem Fels (Dolomite und Kalke der südalpinen Trias) ausgesprengt wurde.

Wo die Forststraße, von E ansteigend, in die Rjewica-E-Seite eintritt, sind verrutschte rote Werfener Tonschiefer aufgeschlossen („Werf“). Höher oben am Hang (nicht mehr im Profil dargestellt) findet man auch Werfener Mergelkalke mit Lamellibranchiaten und Gastropoden und die charakteristischen Gastropodenooolithe. Darüber folgen steil S-fallende graue Dolomite und kleingebankte dunkle Kalke mit weißen Kalzitadern, die auch in der Tiefe des Rjewica-Tales, 80° S fallend anstehen.

Die Grenze zwischen der südalpinen Trias und dem Tonalitgneis ist verdeckt. Die Mächtigkeit des Tonalitgneises beträgt ca. 280 m. Er fällt 80° S. Aufschlüsse finden sich an den beiden Seiten des Rjewica-Tales und im nördlichen Abschnitt des Bachbettes. Die Grenze gegen die altkristallinen Gneisphyllonite, die bei der Mündung der Rjewica in den Remschenigbach 50 bis 70° S fallend anstehen und auch Graphitquarzit und kontaktmetamorphe Gneis (Andalusit-Plagioklas-Biotit-Hellglimmer-Quarzgneis) enthalten, ist nicht unmittelbar aufgeschlossen. Diese Grenze muß als tektonisch angesprochen werden, da die altkristallinen Gneise in der Nähe der Grenze stark postkristallin gequält sind.

Profil 4

verläuft durch den nur noch 200 m mächtigen Tonalitgneis. Er baut, 85° S fallend, die weithin sichtbare Rückfallkuppe P. 943 auf. Darüber folgt im S, jenseits des mit Gehängeschutt aus Tonalitgneis und grauem Dolomit bedeckten Sattels verrutschter, horizontal kleingebankter, dunkelgrauer Kalk mit weißen Kalkspatadern („ka“).

Das Profil verläuft weiter durch den Graben, der 260 m ostnordöstlich Kaspere ins Remschenigtal mündet. Der Tonalitgneis steht bei der Quelle in Seehöhe 835 m saiger. Die anschließenden altkristallinen Gneise fallen südlich ein und sind im Bachbett recht gut aufgeschlossen. Sie enthalten Amphibolit („amph“) in Seehöhe 720 bis 760 m. Ferner ist ihnen in See-

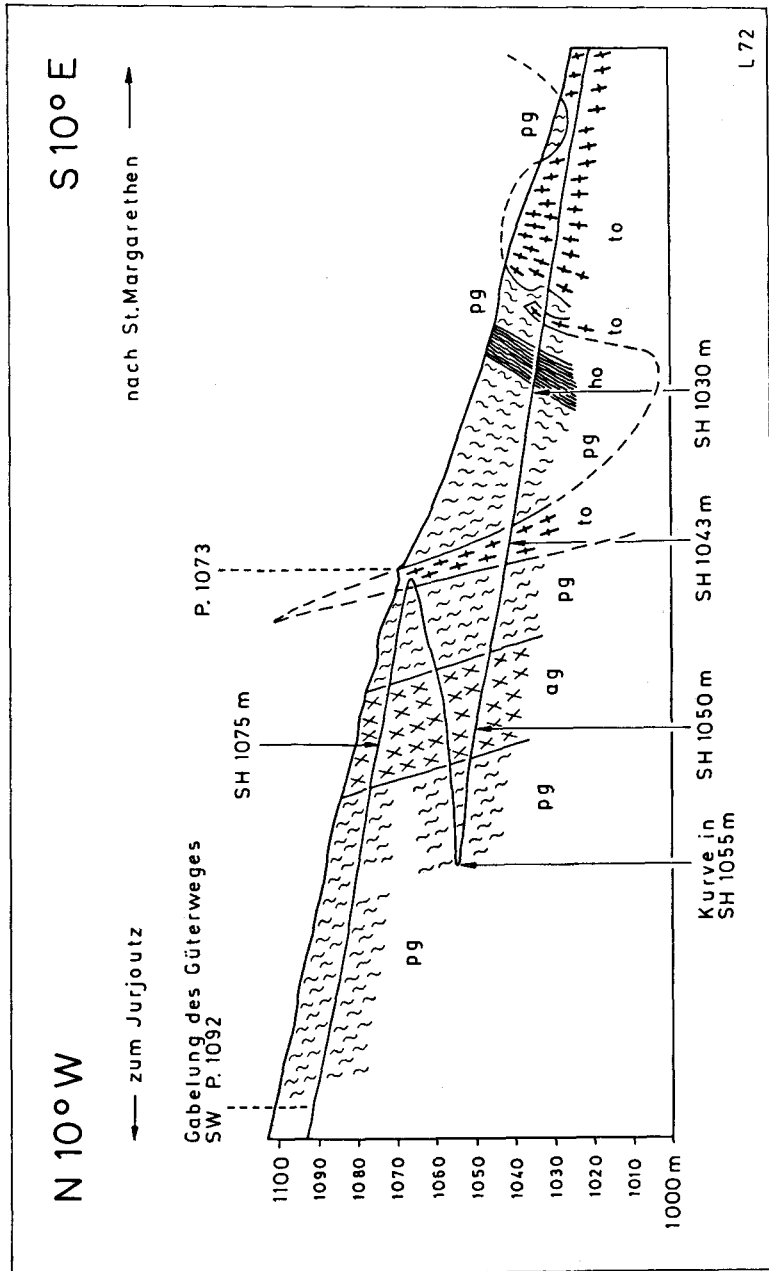


Abb: 2

Abb. 2: Profil durch den N-Rand des Tonalitgneis-Domes. Teilantiklinalen unter dem altkristallinen Dach. Überkipplung und steile Aufschiebung an der N-Front. Die Trasse des neuen Güterweges von St. Margarethen zum Jurjoutz am N-Hang des Remschenigtales ist in das Profil projiziert. ag = Mikroklingneis des Eisenkappler Altkristallins; pg = Paragneis und Phyllonit des Eisenkappler Altkristallins; ho = Hornfels; to = Tonalitgneis.

höhe 790 m der Lagergang des Diorit-Linsenzuges mit Kontakthornfels eingeschaltet (nähere Beschreibung siehe Seite 26). Phyllonitgneise des Altkristallins in Seehöhe 800 bis 820 m trennen den Diorit-Lagergang vom Hauptkörper des Tonalitgneises.

Profil 5

läßt die weitere Ausdünnung der Tonalitgneislamelle auf bloß 170 m Mächtigkeit mit Zunahme der postkristallinen Mylonitisierung und stellenweise Ultramylonitbildung erkennen („to myl“ und „to ultra“). Die Ultramylonite nach Tonalitgneis erweisen sich hier als dichte, farblose bis bräunliche Gesteine. Die dunklen Gemengteile des ehemaligen Tonalitgneises wurden in grünliche chloritische Flecke umgewandelt. Steil S-fallende oder saigere, spiegelblanke Harnische zeigen Harnischstriemung, welche N—S streicht.

Im Vordergrund des Profiles wurde das Bachbett des Grabens südlich P. 669 dargestellt, wo von Seehöhe 715 bis 760 m kontinuierliche Aufschlüsse im steil S-fallenden mylonitischen Tonalitgneis und seinen Ultramyloniten vorhanden sind. Die S-Grenze des Tonalitgneises wird durch Gehängeschutt bedeckt. Der Kalk der südalpinen Trias fällt 60° N. Auf kurzer Strecke fällt nahe der Störung ausnahmsweise auch der Tonalitgneis, welcher intensiv mylonitisiert ist, aberrant nördlich ein.

Im Hintergrund sind die Aufschlußverhältnisse der E-Flanke dieses Grabens eingezeichnet. Die Grenze zum Altkristallin wird von Gehängeschutt verhüllt.

Profil 6

gibt die Lage des stark vergkrusten Tonalitgneisvorkommens im Kupitz-Tal wieder. Zwischen Gasthaus Kupitz und Ausgang der Kupitz-Schlucht beträgt die Mächtigkeit des Tonalitgneises nur noch 130 m.

Der graue Kalk mit weißen Kalzitadern der südalpinen Trias fällt beim Ausgang der Kupitz-Schlucht 70° S. Zwischen dem Kalk und dem Tonalitgneisaufschluß befindet sich ein 8 m breiter Streifen von Gehängeschutt. Der Tonalitgneisaufschluß im Bett des Kupitzbaches ist 15 m lang. Der Tonalitgneis fällt 56° S. Er ist mylonitisiert und von Harnischen durchsetzt. Weiter nördlich finden sich Lesesteine von Tonalitgneis und im Bachbett ein weitgehend verwitterter Tonalitgneisaufschluß. Knapp nördlich davon sind Phyllonite des Altkristallins, die 80° S fallen, aufgeschlossen. Sie weisen weder Intrusions- noch Kontaktmetamorphose auf.

Im Steilhang nördlich Kupitz erscheinen die epidotisierte Tonalitgneis-Scholle („epto“) und der Hornfels („ho“) am Rande und im Dache des Eisenkappler Granitzuges („g“).

Profil 7

zeigt links den soeben genannten Granitkontakt und rechts den steilen Berghang vom Remschenigtal oberhalb Riegelinig zur Verebnung beim verfallenen Bauernhaus Pettauer, wo die Intrusion von mittelkörnigem Diorit

in den altkristallinen Gneisen am Fahrweg, 100 m westnordwestlich des Bauernhauses in Begleitung von Hornfels aufgeschlossen ist. Der steile bewaldete Rücken oberhalb vom Pettauer zeigt vereinzelte Aufschlüsse an ausgebrochenen Baumwurzeln und viele Lesesteine von Tonalitgneis. Dieser dürfte hier etwa 100 m mächtig sein. Die Grenzfläche zum darüber folgenden hellgrauen Kalk mit weißen Spatadern der südalpinen Trias ist nicht aufgeschlossen, sondern durch eine mit Gehängeschutt bedeckte Hangerebnung markiert.

Profil 8

stellt links den Granitkontakt und rechts das Profil längs der Wildbachrinne dar, welche aus dem Remschenigtal bei der Brücke P. 594 durch steiles, bewaldetes Gelände aufwärtszieht zur Gegend bei P. 985. Hier befindet sich das westlichste, derzeit aufgeschlossene Vorkommen des Tonalitgneises meines Aufnahmegebietes. L. KOSTELKA (1939, p. 36) hat dieses Vorkommen entdeckt. Im felsigen, meist trockenen Bachbett ist der Tonalitgneis, steil S-fallend, von Seehöhe 680 bis 700 m aufgeschlossen. Darunter lagert stark phyllonitisierter, altkristalliner muskovitführender Paragneis, der N 72° E streicht und 84° S fällt. Darunter befinden sich recht gute Aufschlüsse in altkristallinen Phylloniten. Über dem Tonalitgneisaufschluß folgt ein aufschlußloses Gebiet zwischen Seehöhe 700 und 715 m. Darüber erheben sich die Steilwände von hellgrauem Kalk mit weißen Kalzitadern der südalpinen Trias. Dieser Kalk steht beinahe saiger. Er streicht N 92° E und fällt 88° S. KOSTELKA schätzt die Mächtigkeit des Tonalitgneises im vorliegenden Profil mit 25 bis 30 m, was als Maximalwert aufzufassen ist. Die westlichsten Lesesteine von Tonalitgneis fand ich im Steilhang in Richtung zum Bergsturz des Punktes 792.

Die Verbindung der Tonalitgneislamelle vom Pettauer (Profil 7) bis hierher ist durch Lesesteine von Tonalitgneis im zwischenliegenden Graben und am zwischenliegenden Rücken eindeutig nachgewiesen.

Profil 9

ist längs des rechten Ufers der Vellach bei der Brücke P. 593 aufgenommen. Bei der Brücke steht hellgrauer Kalk mit weißen Spatadern an, welcher N 110° E streicht und 63° S fällt. 10 m nördlich der Brücke folgt steilstehender Flaserkalk. Dann folgt ein 15 m langes aufschlußloses Stück. Ich habe mich vergebens bemüht, hier irgendwelche Anzeichen, zumindest Lesesteine oder zerbröckelnden Grus von Tonalitgneis zu finden. Es sind derzeit keinerlei Anzeichen für das Auftreten von Tonalitgneis im Profil 9 beobachtbar. L. KOSTELKA (1939, p. 37) hat seinerzeit 3 bis 4 m mächtigen Tonalitgneis genannt. Er schreibt: „Bei der Brücke Süd von Eisenkappel ist im Bachbett Tonalit, in einer Mächtigkeit von 3 bis 4 m, aufgeschlossen. Das Gestein ist hier sehr verwittert und wird zeitweise durch das überlagernde Alluvium verschüttet. Dies ist vielleicht auch der Grund, daß dieses so wichtige Gestein bis jetzt im Vellachprofil übersehen worden ist.“

Nördlich des aufschlußlosen Bereiches folgt arg mylonitisiertes Altkristallin. Es setzt 25 m nördlich der Brücke P. 593 mit 4 m mächtigem Ultramylonit und Mylonit, der anscheinend aus altkristallinem Orthogneis (Hellglimmer, Feldspat, Quarz) entstanden ist, ein. Er streicht N 100° E und fällt 70° S. Nördlich davon folgt gebänderter Graphitquarzit, welcher N 78° E streicht und 80° S fällt. Dunkler Phyllonit mit quarzitischen Lagen folgt darunter. Er ist 6 m mächtig. Er streicht N 88° E und fällt 86° S. Von hier bis vor der Mündung des Remschenigtales fließt die Vellach auf den Alluvionen. Nördlich folgt das verhältnismäßig gut aufgeschlossene Durchbruchstal der Vellach durch den Eisenkappler Granitzug (Detailprofil siehe Abb. 3).

II. Petrographie des Tonalitgneises und seiner basischen Fische

Nach dem Vorschlag des verewigten Professors A. BIANCHI, den ich noch 14 Tage vor seinem Tode im Herbst 1970 auf Hochgebirgsexkursion in Südtirol begleiten durfte, soll man in Hinkunft mit der Gesteinsbezeichnung Tonalit sparsamer als in der Vergangenheit umgehen. Man soll ihn auf Gesteine beschränken, die dem klassischen Tonalit des Adamelloplutons in denjenigen Eigenschaften gleichen, welche in der letzten großen Monographie von A. BIANCHI et al. (1970) genannt und eingehend besprochen und definiert sind. Siehe auch: E. FANINGER (1970, p. 94).

Der Karawankentalitgneis entspricht diesen Bedingungen und kann mit gutem Gewissen auch weiterhin als vorzügliches Beispiel eines echten Tonalitgneises gelten.

Da bisher für den österreichischen Anteil des Karawankentalitgneises noch keine Petrographie mit Detailbeschreibung vorliegt, so wird im folgenden eine solche gegeben. Eigentliche frische Aufschlüsse sind nämlich im österreichischen Abschnitt gar nicht vorhanden. Es wurden nur im Jahre 1969 beim erwähnten Güterwegbau frische Blöcke in großer Menge aus anstehendem Fels des sehr tiefen, aber inzwischen wieder verrutschten Wegeinschnittes herausgesprengt. Es handelt sich um die Kehre des Güterweges, 280 m ost-südöstlich Kirche St. Margarethen im Remschenigtal. Das herumliegende Blockmaterial dieser Lokalität wird wohl noch für Jahrzehnte für österreichische Gesteinssammlungen brauchbare Proben liefern und sei deshalb im folgenden beschrieben.

Die bisherigen petrographischen Untersuchungen an Karawankentalitgneis (H. V. GRABER 1897 und E. FANINGER 1970) beziehen sich auf das in Slowenien befindliche Vorkommen in der Querschluft des Wistratales, wo 750 m nordöstlich P. 861 (Österr. Karte 1 : 50.000, Blatt Eisenkappel Nr. 213) am linken Ufer prächtige Felsaufschlüsse im Tonalitgneis und derzeit auch Material frischer Felsprengungen (an der Straße) vorhanden sind. Das Gestein ist dem nunmehr zu beschreibenden österreichischen Vorkommen sehr ähnlich.

Der Tonalitgneis von St. Margarethen im Remschenigtal erweist sich

als grob- bis mittelkörnig. Die größten Gemengteile stellen die megaskopisch dunkelgrünen bis schwarzen Hornblendeprismen dar. Sie erreichen bis 2 cm Länge. Die schwarzen Biotittäfelchen zeigen bis 7 mm Durchmesser und sind meist zu Aggregaten gruppiert. Der einige mm große Feldspat (hauptsächlich Plagioklas) erscheint megaskopisch auffallend rein weiß. Der graue Quarz bleibt recht feinkörnig und ist gerne zu Zeilen aggregiert. Stets hat das Gestein ein ausgeprägtes flächiges Parallelgefüge. Lineation auf der Hauptschieferungsfläche in Form elongierter Hornblenden und elongierter basischer Fische ist mitunter deutlich.

Basische (dioritische) Fische bilden linsenförmige Schwärme in der Hauptschieferungsfläche des Tonalitgneises und können als charakteristisches Merkmal des Gesteines bezeichnet werden. Ihre Länge beträgt einige cm bis 2 m. Sie sind reich an dunklen Gemengteilen (Hornblende und Biotit) und meist feinkörniger als der sie umschließende Tonalitgneis. Entweder bildet der Feldspat (Plagioklas) in feinkörnigen schwarzen basischen Fischen nur isolierte, einige mm lange farblose Leisten und „Perlen“. Oder es zeigen manche basische Fische, die reicher an Feldspat sind, ein mittelkörniges Schwarz-Weiß-Gewebe von dunklen Gemengteilen (Biotit und Hornblende) und Feldspat. Die zuletzt genannte Art der dioritischen Fische geht mitunter randlich diffus in das tonalitische Gestein über.

Selten durchschlägt diskordanter, hornblendeführender Aplit (verschiefert) das tonalitische Gestein. Seine Intrusion fand jedenfalls vor der Deformation des Tonalits statt (Lesestein in Seehöhe 1055 m, Horizontalabstand von 650 m ostnordöstlich St. Margarethen).

Strukturell beobachtet man eindeutig, daß der gesamte Tonalitgneis des Remschenigtales intensiv postkristallin deformiert ist. Der Quarz wurde geradezu modellförmig kaltgereckt. Er ist ausgelängt. Seine Körner sind miteinander kompliziert verzahnt. Die Längung folgt der Hauptschieferungsfläche des Gesteines. Der Quarz ist stark undulös und zu Überindividuen gruppiert, deren subparallele c-Achsen meist mit etwa 45° gegen die Hauptschieferungsfläche des Gesteines geneigt sind. Wo die Quarzlagen zwischen Feldspaten eingeklemmt sind, winden sie sich faltenförmig um diese herum. Sie formen bildsame Lagen zwischen den Feldspat-„Härtlingen“. Biotit ist häufig arg postkristallin gequält. Die polysynthetischen Zwillinglamellen der Plagioklase sind nicht selten postkristallin gewellt oder geknickt.

Es ist natürlich denkbar und bis zu einem gewissen Grad wahrscheinlich, daß schon bei der magmatischen Platznahme des Tonalits ein flächiges Parallelgefüge ausgebildet wurde. Die Orientierung und die diffusen Übergangszonen der basischen Fische sprechen dafür. Man wird annehmen dürfen, daß ein älterer dioritischer Körper, der heute nur noch reliktsch in Form der basischen Fische vorhanden ist, durch den jüngeren, kieselsäurereichereren Magmennachschub weitgehend resorbiert wurde. Der ältere Dio-

ritkörper mag bereits ein flächiges Parallelgefüge besessen haben, dem sich dann der jüngere (Tonalit) anpaßte. Das solchermaßen denkbare primäre Parallelgefüge mag auch vom damaligen Rahmen der Platznahme (Nebengesteine) diktiert worden sein. All dies ist aber nur eine Denkmöglichkeit und bleibt Theorie.

Was wirklich beobachtbar ist, das ist die intensive postkristalline Deformation des gesamten Gesteinskörpers. Diese Deformation erfolgte in einem Schwachwirkungsbereich, ohne generelle Rekrystallisation der Gesteinsgemengenteile, wenn man von der sehr unbedeutlichen Plagioklasfülle (Klinozoisit und Hellglimmer) und der sehr unbedeutlichen Chloritbildung (sekundär nach Hornblende und nach Biotit) absieht.

Es folgt nun die mikroskopische Beschreibung, auf deren Grundlage die soeben vorgetragenen genetischen Aussagen im Vereine mit den feldgeologischen Beobachtungen basieren.

1. Mikroskopische Beschreibung des Tonalitgneises

Der Tonalitgneis von Proben der eingangs genannten Blöcke, die vom Güterwezeinschnitt 280 m ost-südöstlich St. Margarethen und aus dem dortigen Bett des Remschenigbaches stammen, wurde in Dünnschliffen mit dem Zeiss'schen Integrationsokular ausgemessen. Diese Methode ist wegen der Schieferung und wegen der Grobkörnigkeit des Gesteines mit Fehlern behaftet, weshalb im folgenden nicht nur die erhaltenen Mittelwerte der volumetrischen Zusammensetzung, sondern auch die Streubereiche angegeben seien:

	Vol %	Streubereich Vol %
Plagioklas	41,3	39,8 bis 43,2
Ouarz	30,0	29,1 bis 31,7
Kalinatronfeldspat	9,2	5,8 bis 12,1
Biotit	10,0	8,1 bis 11,7
Hornblende	6,5	4,5 bis 7,5
Epidot	1,7	1,5 bis 2,4
Titanit	0,6	0,6 bis 0,6
Chlorit, Hellglimmer und Accessorien	0,7	0,7 bis 0,7

Der Plagioklas zeigt leistenförmige Gestalt mit Tendenz zu Automorphie, die besonders die Kernpartien und den Mantel kennzeichnet, jedoch am Außensaum geringer entwickelt ist. Polysynthetische Zwillingslamellen nach Albit- und Periklingesetz durchsetzen meist das Gesamtkorn; mitunter keilen sie in Richtung zum Kern aus. Karlsbader Zwillinge sind häufig. Ein sehr deutlicher, für Kristallisation aus dem Magma charakteristischer Zonenbau ist vorhanden. Der basische Innenteil sei als basischer Kern bezeichnet. Er hat den höchsten Anorthitgehalt, zeigt häufig Füllungsmineralien (Klinozoisit und Hellglimmer in annähernd gleichen Mengen) und ist zum Teil resorbiert mit unregelmäßigen, schwamm-

artigen Begrenzungsflächen gegen den ringsherum folgenden Mantel. Schon F. BECKE und H. V. GRABER beschrieben im Tonalit der Rieserfernergruppe und im Karawanken-Tonalitgneis die teilweise Resorption des zuerst gebildeten, anorthitreichen Plagioklaskernes durch den jüngeren, anorthitärmeren Mantel und prägten für den Kern die Begriffe „schwammiges Kerngerüst“ und „Füllsubstanz“.

Die um den Kern herumlagernde Zone kann als **Mantel** bezeichnet werden (nach dem Vorgange von A. BIANCHI und Mitarbeitern für den Tonalit der Adamellogruppe). Der Mantel nimmt meist einen großen volumetrischen Anteil des Plagioklases ein. Er zeigt meist oszillatorischen Zonenbau. Füllungsmaterialien sind, falls im Mantel überhaupt vorhanden, meist auf dessen basische Rekurrenzzonen beschränkt. Manche, besonders kleine Plagioklaskörner besitzen gar keinen basischen Kern. Ihre Kristallisation begann im Zentrum mit dem Material des Mantels. Um den Mantel folgt nach außen die **Hülle** mit normalem Zonenbau, ohne basische Rekurrenzen, mit stark abnehmendem Anorthitgehalt, ohne Füllung und mit Ausbildung eines im Kleinbereich häufig xenomorphen Randsaumes. H. V. GRABER nannte unseren Mantel die „inneren Hüllen“ und unsere Hülle die „äußeren Hüllen“.

Die Anorthitgehalte habe ich in Schnitten senkrecht MP teils ohne, teils mit U-Tisch gemessen und folgendermaßen bestimmt:

Plagioklaskörner mit ausgebildetem basischem gefülltem Kern und mit einem Mantel mit kräftig entwickeltem oszillatorischem Zonenbau zeigen:

Kern	90 bis 65% An
Mantel	um 54% An
Hülle	33 bis 30% An

Plagioklase ohne basischen Kern, meist ungefüllt und mit fehlendem oder nur schwach entwickeltem oszillatorischem Zonenbau zeigen:

Innenteil (entsprechend dem Mantel):	55 bis 50% An
Hülle	31 bis 27% An

H. V. GRABER erhielt für den Tonalitgneis im Wistratal (heute Slowenien) im Kern 80% An, in den gefüllten Anteilen des Kernes 60% An und in der Hülle Anorthitgehalte, die bis 25% hinabreichen. In Form feiner Aderchen konnte er auch sauren Oligoklas feststellen. Die kleinen idiomorphen, in Hornblende und Biotit eingeschlossenen Plagioklase sind Labradorit oder gar Bytownit, was gut mit ihrer Natur als Erstausscheidlinge übereinstimmt. Für den Tonalitgneis des Wistratales (Bistra) gibt E. FANIN-GER 1970 einen mittleren Anorthitgehalt der Plagioklase von 52% an.

Quarz ist xenomorph, zeigt Porenzüge und ist ansonsten einschlußfrei. Siehe obige Beschreibung! H. V. GRABER fand kleine Einschlüsse von Zirkon und Ilmenit im Quarz.

Der Kalinatronfeldspat scheint dem Orthoklas nahezustehen. Er weist nur schwache Anzeichen von Triklinisierung mit stellenweise

schwach wogender Auslöschung und beginnender Mikroklingitterung auf. Karlsbader Zwillinge sind vorhanden. Er ist jünger als Plagioklas, xenomorph und reich an Einschlüssen annähernd idiomorpher Plagioklase. Er bildet Großindividuen bis 7 mm Durchmesser. Er füllt häufig die Zwickelräume zwischen den Plagioklasen aus und reicht mit langen Auswüchsen in die Intergranularräume zwischen den Plagioklasen hinein. Meist ist er im Bereich normaler mikroskopischer Vergrößerungen frei von Perthit. Stellenweise ist schwache faser- bis aderperthitische Entmischung vorhanden.

An der Grenze zwischen Plagioklas und Kalinatronfeldspat ist mitunter Myrmekit mit konvex gegen Kalinatronfeldspat vorragenden Warzen entwickelt.

Die Hornblende zeigt Pleochroismus von hellgelb bis dunkelgrün. Sie weist häufig randliche Umwandlung in farblose Hornblende, die mit opaker Substanz gefüllt ist, auf. Ferner sind randliche Resorptionserscheinungen (gefranste Ränder) und randliche Anlagerungen von Titanit und Epidot erwähnenswert. Einschlüsse von idiomorphem Plagioklas finden sich in der Hornblende. Sie zeigen, daß die Kristallisation des Plagioklases teilweise schon vor der Kristallisation der Hornblende einsetzte.

Biotit besitzt Pleochroismus von hellgelb bis dunkelbraun, mitunter auch grünlichbraun. Charakteristisch sind ausgefranste, korrodierte Ränder. Auch randliche Umwandlung zu Chlorit unter Ausscheidung von Titanit ist nicht selten. Mitunter tritt etwas Hellglimmer auf, der mit Biotit parallel verwachsen ist. Einschlüsse von idiomorphem Plagioklas kommen im Biotit vor und können so wie die Plagioklaseinschlüsse in der Hornblende gedeutet werden.

Epidot erreicht 0,6 mm Korngröße und siedelt besonders häufig am Rande der Hornblende. Er zeigt mitunter Zonenbau mit bräunlichem Kern und giftiggelber Hülle.

Klinozoisit und Hellglimmer treten als Plagioklas-Fülle auf; Hellglimmer mitunter auch im Verbande mit Biotit.

Titanit ist recht häufig. Er ist besonders am Rande und in Klüftchen der Hornblende angereichert.

Apatit bildet gedrungene idiomorphe Prismen bis 0,3 mm Länge; Einschlüsse in Biotit, Hornblende und Feldspat.

Chlorit findet sich sekundär nach Hornblende und Biotit.

Ferner: Opazit, Zirkon (? Monazit) und sekundäres Karbonat.

2. Basischer Fisch (Hornblende-Biotit-Diorit)

Die untersuchte Probe ist ein Block aus dem Bett des Remschenigbaches bei St. Margarethen. Es handelt sich um eine dioritische Linse in dm-Dimension, eingeschlossen im Tonalitgneis. Die mittelkörnige, schwarzweiß gesprenkelte Dioritlinse erweist sich als parallel zur Hauptschiefe-

rungsfläche des Tonalitgneises eingeregelt. Mit freiem Auge erkennt man Hornblende, Biotit und Feldspat (Plagioklas). Die mittlere Korngröße beträgt einige mm. Nur wenige große Hornblendeprismen erreichen über 1 cm Länge.

Im Mineralbestand fehlt Kalinatronfeldspat. Quarz ist nur in geringen Mengen (6 Vol %) vorhanden. Die Ausmessung eines Schliffes ergab: Plagioklas 49 Vol %; Hornblende 23; Biotit 11; Epidot 7; Quarz 6; Titanit 2; Chlorit 1; Hellglimmer und Accessorien 1 Vol %.

Den Plagioklasen fehlen die sehr basischen Kerne, die wir im Tonalitgneis antreffen. Das Zentrum zeigt schwachen oder fehlenden oszillatorischen, dafür hauptsächlich normalen Zonenbau. Bezüglich der Hülle fällt auf, daß sie bis zu Oligoklas (22% An) reicht. Die Plagioklasfülle ist, falls vorhanden, auf das Zentrum beschränkt und besteht aus viel Klinozoisit und wenig Hellglimmer. Sie kann auch fehlen. So wie im Tonalitgneis sind die polysynthetischen Zwillingslamellen häufig gequält. Einige Plagioklaskörner habe ich in Schnittlagen senkrecht MP ohne und mit U-Tisch gemessen: Zentrum 65 bis 46% An; Hülle 31 bis 22% An.

Die Hornblende zeigt eingeregelt Biotitschüppchen, wie sie von A. BIANCHI et al. (1970) aus dem Tonalit des Adamellos beschrieben und als sekundäre Biotitprossung gedeutet wurden. Opakes Erz weist Titanitsaum auf. Charakteristischer Weise ist die Tracht des Apatits langsäulig im Gegensatz zu den gedrungenen kurzen Apatitprismen des Tonalitgneises. Die Ausbildung der übrigen Gemengteile entspricht der oben für den Tonalitgneis bereits gekennzeichneten. Auch die enorme postkristalline Deformation der Gemengteile des basischen Fisches entspricht derjenigen des Tonalitgneises.

F. LINSEN NÖRDLICH DES TONALITGNEIS-HAUPTKÖRPERS

Ich fand sie während meiner Kartierung.

Es handelt sich erstens um einen aus tektonisiertem Diorit bestehenden Linsenzug, der 30 bis 200 m nördlich der N-Grenze des Tonalitgneises und parallel zu dieser verläuft. Er dürfte eine tektonisch zerrissene Apophyse und zwar einen heißen Lagergang im Eisenkappler Altkristallin mit schönen Hitzekontakten darstellen. Nach dem verfallenen Bauernhof Pettauer in der S-Flanke des Remschenigtales (Abb. 1, Profil 7) nenne ich ihn *Diorit-Linsenzug vom Pettauer*. Er streicht bis an die jugoslawische Grenze. Der Linsenzug bewahrt auf 5 km Länge seine Position und ist 2 bis etwa 60 m mächtig.

Zweitens finden sich Linsen eines sekundär umkristallisierten, jedoch den Habitus des Karawankentalitgneises als Formrelikt noch zeigenden Gesteines im Altkristallin der Makesch-Querstruktur nahe dem Hitzekontakt des Eisenkappler Granits. Die Linsen streichen NE bis ENE. Wegen ihres Reichtums an sekundärem Epidot und des Vorkommens beim Gasthaus Kupitz im Remschenigtal nenne ich diese Gesteinslinsen: *Epidotisierten Tonalitgneis von Kupitz*.

Die Interpretation der Geologie der beiden Linsenzüge ist nicht einfach. Die Klärung der hier anfallenden genetischen Probleme bedarf noch zusätzlicher Forschung.

Der Diorit-Linsenzug vom Pettauer könnte eine (?) frühmagmatische Abspaltung des Dioritmagma (Magma der basischen Fische) des Tonalitplutons gewesen sein, die nachträglich stark tektonisiert wurde. Für diese Interpretation sprechen die Nähe zum Tonalitgneis und die postkristalline Deformation. Dagegen spricht allerdings, daß Diorite solcher Mächtigkeit im Arbeitsgebiet sonst nur im Verbands des Eisenkappler Granitzuges vorkommen, wo sie nicht oder nur schwach postkristallin deformiert sind. Außerdem treten Lesesteine von Mittelkorngranit (typisch für den Eisenkappler Granitzug) im Verbands der größten und leider am schlechtesten aufgeschlossenen Linse an der jugoslawischen Grenze auf.

Der epidotisierte Tonalitgneis von Kupitz wäre sehr elegant zu erklären als ein tektonisch abgespaltener Teil des einst viel größeren Karawanken-Tonalit-Plutons, der in die Makesch-Querstruktur (NE- bis ENE-Streichen) geraten ist und metasomatisch im Vorhof der Eisenkappler Granitintrusion epidotisiert wurde. Beinahe zu schön, um wahr zu sein! Diese Interpretation würde nämlich genau in die unabhängig davon erarbeitete Altersfolge der magmatischen und tektonischen Ereignisse unseres Gebietes passen.

Wir wollen aber vorsichtig sein und eine noch genauere feldgeologische, mineralogische und geochemische Untersuchung dieses Falles empfehlen und abwarten.

Es darf jedenfalls schon heute betont werden, daß beide Linsenzüge deshalb geologisch sehr interessant sind, weil sie räumlich zwischen den beiden Karawanken-Plutonen vermitteln. In der bisherigen geologischen Literatur wurden ja Tonalitgneis und Granit von Eisenkappel stets als ganz getrennte Körper betrachtet, die sich nirgends berühren.

Es scheint hier erstmals ein Brückenschlag oder ein „missing link“ gefunden zu sein, das freilich noch viel genauerer Untersuchung in der Zukunft bedarf.

Meine Detailbeobachtungen sind folgende:

I. Der Diorit-Linsenzug vom Pettauer

(1) Die größte Linse befindet sich an der Staatsgrenze beim Grenzstein Nr. 221 und ist auf österreichischem Gebiet in einigen Felsschrofen und als dichte Lesesteinstreuung entwickelt. Der N-Rand wird von Hornfels begleitet, welcher in Seehöhe 1350 m beim Fußweg (in der Österr. Karte 1 : 25.000 eingetragen), 100 m westnordwestlich des Grenzsteines Nr. 221 ansteht. Am S-Rand der Dioritlinse steht Granat-Sillimanit-Andalusit-Cordierit-Kalinatronfeldspat-Plagioklas-Biotit-Hellglimmer-Quarz-Hornfels 240 m westnordwestlich Grenzstein Nr. 222 an. Wie erwähnt, finden sich auch Lesesteine von Mittelkorngranit.

(2) Die nächste Dioritlinse ist nur 2 m mächtig und steht im Graben (Seehöhe 860 m) 370 m südsüdöstlich P. 1089 (Sabodin) an. Sie ist konkordant dem Phyllonitgneis des Altkristallins eingeschaltet. Sie streicht N 108° E und fällt 68° S.

Es handelt sich um postkristallin gequälten, äußerlich aber recht massiv wirkenden, mittelkörnigen, schwarz-weiß gesprenkelten Hornblende-Plagioklas-Diorit.

Die gequälte Hornblende zeigt unter dem Mikroskop folgenden Zonenbau. Kern: Pleochroismus von hellbraun bis dunkelbraun; innere Hülle: hellgelb bis blaugrün; äußere Hülle: farblos. Der Plagioklas ist gefüllt und granuliert. Er weist schwachen Zonenbau auf. Die polysynthetischen Zwillingslamellen sind meist verbogen. Ferner: Opazit, Apatit (dünne lange Nadeln im Plagioklas), Chlorit, Epidot, Titanit und Karbonat.

(3) Die Position der nächsten Dioritlinse ist aus Profil 4 der Abb. 1 zu entnehmen. Zwischen Hornfels im Liegenden und Hangenden bildet sie einen Lagergang von mehreren m Mächtigkeit. Der Lagergang gibt sich wegen seiner Härte als Felsschrofen (Seehöhe 790 m) im Graben 420 m ost-südöstlich Kaspere zu erkennen. Der Hornfels im Liegenden ist 1 m mächtig und erweist sich als Granat-Sillimanit-Andalusit-Cordierit-Kaliumfeldspat-Plagioklas-Biotit-Hellglimmer-Quarz-Hornfels (Seehöhe 780 m). Das kontaktmetamorphe Gestein im Hangenden ist andalusitführender Paragneis (Seehöhe 800 m). Das Gestein des Lagerganges zeigt flächiges Parallelgefüge, postkristalline Deformation und ist als mittelkörniger grauer Hornblende-Biotit-Plagioklas-Quarz-Diorit zu bezeichnen.

Die Plagioklas-Leisten erreichen 1,7 mm Durchmesser. Die polysynthetischen Zwillingslamellen nach Albit- und seltener Periklingesetz sind mitunter postkristallin gequält. Karlsbader Zwillinge kommen vor. Ein nicht zonares Korn ergab im Schnitt senkrecht MP 50% An. Gefüllte Kerne zonarer Plagioklase dieses Gesteines erreichen höhere Anorthitgehalte. Hornblende (farblos bis hellgrün). Biotit (hellgelb bis rotbraun). Quarz bildet xenomorphe Zwickelfüllungen und ist so wie im benachbarten Tonalitgneis-Hauptkörper und dessen basischen Fischen intensiv postkristallin gequält. Die Körner sind in s gelängt, intensiv verzahnt, undulös und zu Überindividuen gruppiert. Ferner: Opazit, Zirkon (? Monazit), Apatit und Chlorit.

(4) Die westlichste Dioritlinse befindet sich in Begleitung von Hornfels beim Pettauer (siehe Profil 7 der Abb. 1). Sie ist einige m mächtig und in kleinen Felspartien am Karrenweg 100 m westnordwestlich Pettauer aufgeschlossen.

II. Der epidotisierte Tonalitgneis von Kupitz

Es handelt sich um isolierte Tonalitgneis-Linsen in den Ausmaßen von 200 m Länge und 40 m Breite. Sie sind den Gneisen und Hornfelsen des Altkristallins konkordant eingeschaltet. Man findet sie am N-Hang des Remschenigtales und zwar nordnordwestlich, nordöstlich und östlich Kupitz.

Obwohl das Gestein gelbliche, giftiggrüne Farbe hat, erkennt man mit freiem Auge, daß es sich um den Tonalitgneis handelt. Struktur, Hell-

Dunkel-Kontrast der Gemengteile, Schieferung, Korngröße, rechteckige Hornblende-Umriss und die Feldspat-Augen entsprechen dem Gestein des Tonalitgneis-Hauptkörper.

Die intensive Vergrünung besteht in einer kräftigen Umkristallisation des Mineralbestandes des Tonalitgneises und Neubildung mit Sammelkristallisation vor allem von Epidot, der nun den weitaus überwiegenden Gemengteil des Gesteines bildet.

Quantitativ könnte man das Gestein als Epidotfels, entstanden aus Tonalitgneis bezeichnen. Verschwunden sind bei der Umwandlung die Hauptmenge der postkristallin gequälten Quarzstrukturen, ein großer Anteil der alten Hornblende, der gesamte alte rotbraune Biotit, der Kalinatronfeldspat und der Zonenbau und die Zwillinge der Plagioklasse. Gebildet bei der Umwandlung haben sich hingegen regenerierter granoblastischer Quarz, Epidot mit kräftiger Sammelkristallisation bis zu 2,5 mm großen, gedrungenen Säulen, hellgrüne Hornblende, grüner bis rehbrauner Biotit, Schachbrettalbit und homogenisierter granoblastischer Plagioklas mit Epidot-Hellglimmer-Fülle.

Die Untersuchung erfolgte an Proben, die dem Anstehenden entnommen wurden und zwar dem markanten, durch Felswände markierten Härtlingsrücken nordwestlich bis nordnordwestlich Kupitz im rechten Steilhang des Remschenigtals. Sie stammen von 3 Lokalitäten dieses Härtlingsrückens: (1) Neben der Straße im Remschenigtal, Felsen des rechten Hangfußes, 70 m westnordwestlich des Kreuzes. Leider wurden im Jahre 1970 ein Wohnhaus und ein Hühnerstall vor diesem prächtigen und am bequemsten erreichbaren Aufschluß hingebaut. (2) Fels 130 m nordwestlich Brücke P. 631. (3) Fels in 670 m Seehöhe, 140 m nördlich P. 631.

Megaskopisch ist das mittel- bis grobkörnige Gestein gelbgrün und grau-grün gesprenkelt. Es besitzt annähernd ebenflächiges Parallelgefüge mit Linsenstruktur im Längs- und Inselgefüge im Querbruch. An den dunklen Flecken erkennt man rechteckige Umriss und schwarze bis grau-grüne Reste der alten Hornblende (bis 1 cm lang). Die ehemaligen Tonalitgneis-Feldspate bilden nun gelbgrüne Augen und Flecken von einigen mm Länge.

Mikroskopisch erweisen sich die alten Hornblendereste als teilweise noch von derselben Beschaffenheit wie im Tonalitgneis. Doch sind die farblosen bis hellgrünen Ränder der Hornblende hier besonders breit entwickelt. Vorwiegend ist die ehemalige Hornblende aber in Epidot, Biotit, Chlorit, Titanit und Opazit umgewandelt. Neugebildete Hornblende ist optisch ungestört, einschlußfrei, auch senkrecht s orientiert und radialfasrig ausgebildet. Sie tritt selbstständig auf, wird bis 1 mm groß und zeigt Pleochroismus von farblos bis hellgrün.

Der Biotit ist Neubildung. Er ist kleinschuppig entwickelt mit Pleochroismus von farblos bis grün und rehbraun. Von den ursprünglichen dunkelbraunen Großbiotiten des Tonalitgneises sind nur noch die äußeren Formen erratbar. Aggregate von neu gebildetem Biotit, Titanit, Epidot und Chlorit haben sie ersetzt.

Die für den Tonalitgneis typischen, intensiven postkristallinen Quälungen und Einregelungen des Quarzes sind einem granoblastischen Quarzgefüge mit rundlichen und meist glatten Kornformen gewichen.

Schachbrettalbit oder Schachbrettplagioklas (der Anorthitgehalt wurde nicht gemessen) ersetzt den ursprünglichen Kalinatronfeldspat. Es fehlt Myrmekit.

Die Plagioklase sind homoënisiert. Ursprünglicher Zonenbau und ursprüngliche polysynthetische Zwillingslamellen sind verschwunden. Anstelle der leistenförmigen Großplagioklase des Tonalitgneises sind nun zahlreiche rundliche, bedeutend kleinere Plagioklaskörnchen in geselliger Nachbildung der Großformen getreten. Sie sind sehr intensiv mit Epidotaggregaten, Epidotkörnern bedeutender Größe und mit Hellglimmermikrolithen gefüllt.

Der hauptsächlichste Gemengteil des Gesteines ist Epidot. Er bildet gedrungene Säulchen bis 2.5 mm Länge und Aggregate kleiner Körnchen. Sein Pleochroismus reicht von farblos und hellbraun bis zitronengelb und graubraun.

Ferner: Hellglimmer (beschränkt auf die gefüllten Plagioklase). Onazit (mit beträchtlichem Anteil von idiomorphem Eisenglanz), massenhaft Titanit, Chlorit und wenig Apatit.

G. DAS EISENKAPPLER ALTKRISTALLIN

I. Gesteine und Begriffsbildung

Es handelt sich vorwiegend um feinkörnige Paragneise, die sekundär phyllonitisiert sind. Ihnen sind Lagen besonders quarzreicher Paragneise mit lokal quarzitischer Ausbildung sowie dunkler Paragneise, die reich an graphitischer Substanz sind, mit dünnen Graphitquarzitlagen und mit graphitphyllitischen, sekundären Bewegungsteppichen eingeschaltet. Feinkörnige, ebenfalls sekundär phyllonitisierte mikroklinführende Gneise ragen als Härtlinge hervor und zeigen mitunter aplitischen, augigen oder selten pegmatoiden Orthogneis-Charakter. Selten sind Amphibolitlagen.

Grobkörnige Gneise, schuppige Glimmerschiefer oder grobe Amphibolite fehlen. Auch mittelkörnige Gesteine sind selten. Vorwiegend bleibt die Korngröße der Gesteine unter 1 mm. Die Gesteine haben phyllitartiges Aussehen, erweisen sich jedoch unter dem Mikroskop größtenteils als mesometamorphes Altkristallin (polysynthetisch verzwilligte Oligoklase, rotbrauner Biotit, braune gefüllte Hornblende). Postkristalline Deformation des mesometamorphen Mineralbestandes ist recht intensiv (Kornzertrümmerung der Feldspate, Kaltreckung des Quarzes und Einregelung zu Überindividuen, Verbiegung der polysynthetischen Plagioklas-Zwillingslamellen, intensive Quälung des Biotits und Zertrümmerung der braunen Hornblende). Neubildung von Hellglimmer, Chlorit und Epidot, welche insgesamt auch häufig noch postkristallin deformiert wurden, bewirken den phyllitähnlichen Habitus der ganzen Gesteinsserie.

Dieser phyllitische Habitus hat manche Autoren dazu verleitet, die Serie als schwach metamorphes tonig-sandiges Jungpaläozoikum aufzufassen. Das ist auf Grund meiner petrographischen Untersuchung unzutreffend.

Die mesometamorphe Regionalmetamorphose dieser Gesteinsserie ist jüngstens variszisch, wahrscheinlich sogar bedeutend älter. Das ergibt sich aus dem Vergleich zum benachbarten, nicht metamorphen Oberkarbon, Perm und Mesozoikum einerseits und zum nicht- bzw. nur submetamor-

phen Altpaläozoikum der Karawanken andererseits. Aus diesem Raum sind ja weder alpidische noch variszische Übergänge von nichtmetamorphen zu regional mesometamorphen Gesteinen bekannt.

Auf Grund dieser Beobachtungen und Überlegungen erscheint es mir auch notwendig, für die Gesteinsserie einen, die geologische Situation kennzeichnenden Namen einzusetzen. Ich schlage die Bezeichnung „Eisenkappler Altkristallin“ vor.

F. TELLER (1898) bezeichnete die Serie einschließlich der Hornfelse (siehe unten) mit den Buchstaben „px“ und nannte sie „kristallinische Hüllschiefer des Tonalits“. Sie werden aber auch von den Gesteinen des Granitzuges durchdrungen und die Verwendung der Buchstaben „px“ (Paläozoikum unbekanntes Alter) legt meines Erachtens nach zuviel Betonung auf das paläozoische Alter. Tatsächlich könnte es sich ja auch um Gesteine vorpaläozoischen Alters handeln. Das wissen wir derzeit noch nicht. Die von L. KOSTELKA (1939) gewählte Bezeichnung „Schieferzone“ kommt eigentlich meinem Vorschlag schon sehr nahe. Doch haben meine petrographischen Untersuchungen ergeben, daß es sich hauptsächlich um sekundär phyllonitisierte Gneise handelt. Ich glaube, mit obigem Vorschlag den altkristallinen Charakter, so wie er jedem Ostalpengeologen sogleich mit dem Wort „Altkristallin“ vorschwebt, und die geographische und tektonische Position des „Eisenkappler Altkristallins“ hervorheben zu sollen. Tatsächlich wird hier der altkristalline Untergrund tektonisch heraufgeschuppt (Eisenkappler „Aufbruchzone“ der alten Geologen) und das soll ja auch in unserer heutigen Terminologie recht deutlich zum Ausdruck kommen.

II. Tektonik

Zwischen Vellach und Staatsgrenze bildet das Eisenkappler Altkristallin einen im großen und ganzen W—E bis WNW—ESE verlaufenden, 8,2 km langen und maximal bloß 850 m breiten Gesteinskörper, dessen maximale Breite sich dort befindet, wo das hangende Dach über dem Tonalitgneis zumindest teilweise erhalten geblieben ist (nördlich St. Margarethen). Die Hauptschieferungsfläche steht steil. Meist streicht sie WNW und fällt in der Regel steil südlich ein. Die Gesteine sind vorwiegend kleingefaltete B-Tektonite. Die Hauptlineation entspricht der Hauptfaltenachse. Diese streicht vorwiegend WNW und ist recht flach. Es herrschen Neigungen der Faltenachse nach WNW. Das entspricht auch dem räumlichen Abtauchen des Tonalitgneisdaches nach W (nördlich St. Margarethen). Die Einengung um die WNW-Achse war jedenfalls enorm. Das zeigen unmittelbar die engen Falten, phyllonitischen Gleitflächen, Mylonite und Ultramylonite im Dach der Kuppel des Tonalitgneis-Domes nördlich St. Margarethen.

Im westlichen Bereich des steilen bewaldeten Kammes zwischen Leppen- und Remschenigtal bei den Bauernhöfen Makesch, Kach, Pasterk, Josel, Remscheniger Riegelnisg und Kupitz fand ich bereits im Jahre 1955 eine interessante Querstruktur im Altkristallin. In diesem Raum streichen die

altkristallinen Gneise und die aus ihnen durch Kontaktmetamorphose hervorgegangenen Hornfelse NE, NNE, N—S und vereinzelt auch NW. Die Hauptschieferung steht saiger oder fällt steil nach S und E. Es handelt sich um ziehharmonikaartige Falten des Eisenkappler Altkristallins um eine nach SW mit 30 bis 60° geneigte Faltenachse. Diese ist zugleich Lineation des altkristallinen Gesteinsbestandes. Die Querstruktur ist durch die Plutonite des Eisenkappler Granitzuges teilweise kontaktmetamorphosiert und migmatisiert. Ich nenne die Querstruktur nach der Lokalität des Bauernhofes Makesch, von welchem sie auf verhältnismäßig bequemen Wegen erreichbar und unschwer beobachtbar ist, *Makesch-Querstruktur*.

Sie zeigt an, daß das Eisenkappler Altkristallin bereits eine komplizierte, zum alpinen Generalstreichen teilweise schräg verlaufende Tektonik besaß, bevor die Magmen des Eisenkappler Granitzuges intrudierten. Der Härte der Kontakthornfelse ist es zu danken, daß die Querstruktur als gepanzertes Strukturelikt erhalten blieb und nicht von den jüngsten Deformationen des Gebirges (jüngere Gleit- und Zertrümmerungsbewegungen mit Bildung der jüngsten Phyllonite, Mylonite und Ultramylonite) zerstört wurde. So wurde ein alter Bauplan durch die Erhärtung bei magmatischer Erhitzung konserviert.

Es ist sonnenklar, daß die heute obertags sichtbare schmale lange Eisenkappler-Altkristallin-Lamelle als tektonische „Aufbruchszone“ überhaupt nur einen winzigen Teil des in der Tiefe unter den Alpen vorhandenen Grundgebirgssockels darstellt. Wie ein dünnes Brett wurde sie bei den jüngeren gebirgsbildenden Vorgängen herauf- und zusammengequetscht. Doch blieb ein Teilbereich alter Maserung dank der Härte der Hornfelse in der Makesch-Querstruktur erhalten.

Da die Gesteine des Eisenkappler Altkristallins durchwegs feinkörnig sind und innig verzahntes B-tektonisches Mineralgefüge aufweisen, ist ihr gegenwärtiger Zustand trotz der tiefgründigen Verwitterung des Gesamtgebietes verhältnismäßig frischer als der des gröberkörnigen Tonalitgneises und der groben Gesteinstypen des Eisenkappler Granitzuges. Die zahlreichen kleinen Bäche, die von N in den Remschenigbach münden, haben tiefe Schluchten mit Felsen und kontinuierlichen Bachbettaufschlüssen geschaffen. Siehe Abbildungen 6 bis 9.

III. Polymetamorphose

Man kann auch ohne radiometrische Daten auf Grund des beobachteten Wechselspieles von Regionalmetamorphose I, Intrusion des Tonalits mit Kontaktmetamorphose A, Regionalmetamorphose II, Intrusion der Magmatite des Eisenkappler Granitzuges mit Kontaktmetamorphose B und Spätbewegungen (letzte Phyllonitisation, Mylonit- und Ultramylonitbildung) eine relative Altersgliederung der Polymetamorphose des Eisenkappler Altkristallins durchführen.

Diese scheint mir den Vorteil zu haben, daß sie geologisch richtig ist, was man bei manchen sogenannten Resultaten der radiometrischen Methode eher anzweifelt. Denn die erdgeschichtliche Entwicklung einer solchen mehrfach deformierten, transportierten, kristallisierten, intrudierten, mylonitisierten und heute brettartig dünnen Gesteinslamelle scheint doch den radiogenen Elementen mehrfache Möglichkeiten der Zu-, Abfuhr, Wiederhomogenisierung und Abkühlung geboten zu haben, so daß das radiometrische Resultat mitunter weniger befriedigende geologische Auskunft gibt.

Da ist die gute alte Methode des Vergleiches von Kristallisation und Deformation mit Berücksichtigung feldgeologischer und mikroskopischer Strukturen und in einem vernünftigen geologisch-stratigraphischen und geologisch-regionalen Erfahrungsbereich schon bedeutend zuverlässiger.

In unserem Falle des Eisenkappler Altkristallins ergibt sich auf Grund meiner Untersuchungen folgende zeitliche Gliederung:

(1) Bildung des Edukts: Tonige und feldspatreiche sandige Sedimente mit Quarzsanden und kohlenstoffreichen Lagen. Basische Laven. Granite, Aplite und Pegmatite.

(2) Regionalmetamorphose I: Das Edukt wird zu mesozonalen glimmerreichem und glimmerärmerem Paragneis mit quarzitischen und graphit-quarzitischen Partien, ferner zu Amphiboliten, Orthogneisen, Aplitgneisen und verschieferten Pegmatiten, Gesamtheit: Altkristallin.

(3) Intrusion von Diorit (basische Fische und Lagergang vom Pettauer) und nachfolgendem Tonalit. Kontaktmetamorphose A. Bildung eines plutonischen Domes unter dem Dach des Eisenkappler Altkristallins.

(4) Regionalmetamorphose II: Tonalit und altkristallines Dach werden gemeinsam unter niedrigen Temperaturen intensiv postkristallin deformiert. Der Tonalit wird zu postkristallin deformiertem Tonalitgneis. Seine Hornfelsaureole zerreißt und wird überschoben bzw. abgeschert. Nur die Hornfelskontakte um den als Härtling in den bildsamen Phylloniten geschützten Diorit-Linsenzug vom Pettauer bleiben im primären Verbands. Postkristalline Deformation und Phyllonitisation des altkristallinen Gesteinsbestandes. Betätigung der phyllonitischen Faltung mit genereller WNW streichender Faltenachse und lokal mit der NE streichenden Querachse (Makesch-Struktur). In die Querstruktur werden auch vom Hauptkörper mechanisch abgerissene Teile des Tonalitplutons einbezogen und ebenfalls zu Tonalitgneis deformiert.

(5) Intrusion der Magmatite des Eisenkappler Granits. Kontaktmetamorphose B. Ausbildung von Injektionsmigmatit, innerem und äußerem Kontakthof am S-Rande des Eisenkappler Granitzuges. Bildung kleiner isolierter Kontakthöfe um Lagergang von Aplit etc. Exakt und eindeutig ist das allmähliche Verschwinden der Phyllonitstruktur und die Umkristallisation zu Hornfelsen in Richtung vom äußeren zum inneren Kontakthof nachgewiesen. Siehe Detailbeschreibung!

Eindeutig bewiesen ist somit, daß die Intrusion der Magmatite des Eisenkappler Granitzuges jünger ist als die postkristallin deformierten Phyllonite des Eisenkappler Altkristallins und daß sie jünger ist als der durchwegs postkristallin deformierte Tonalitgneis. Die in die Makesch-Querstruktur einbezogenen Tonalitgneisschollen sind anscheinend nahe an den Kontakthof der Magmen des Eisenkappler Granitzuges geraten und zu Epidotfels umgewandelt worden (epidotisierter Tonalitgneis vom Kupitz).

(6) Während der Spätbewegungen wurde das Gebirge nochmals um W—E bzw. WNW-Achse beträchtlich eingengt.

Die großzügige Magmendifferentiation in Gabbro, Diorit, Granodiorit, Granit, Lamprophyr, Aplit und Pegmatit ist erfahrungsgemäß nur in einem Pluton entsprechender Form und Größe möglich. Was heute als Eisenkappler Granitzug beobachtbar ist, stellt eine Lamelle der tektonischen Spätbewegung dar. Es ist ein aus der Tiefe nach N auf die Grünschieferzone aufgeschobener tektonischer Span mit mylonitischen Überschiebungsflächen, aber im wesentlichen ohne Teilbewegung des Gefüges. Die genannten Magmatite (Differentiationsreihe von Gabbro bis Pegmatit) des Eisenkappler Granitzuges sind massig und mit primärem magmatischem Mineralbestand und Gefüge erhalten geblieben. Die Intrusionszungen und Hornfelskontakte im Dach der Magmatite blieben in der Makesch-Querstruktur ebenfalls en bloc geschützt.

Alles Übrige (Altkristallin und Tonalitgneis) mag während der Spätbewegung nochmals eingengt, phyllonitisiert, mylonitisiert und ultramylonitisiert worden sein.

IV. Kontaktmetamorphose

Den Mineralbestand des kontaktmetamorphen Eisenkappler Altkristallins hat im wesentlichen bereits H. V. GRABER (1897, 1929 und 1933) mitgeteilt. Bisher fehlte eine kartenmäßige Eintragung. Durch die von mir vorgenommene geologische Kartierung 1:10.000 und zugehörige simple Mikroskopierarbeit ließen sich einige recht interessante Zusammenhänge klären. Ich hoffe aber, daß, angeregt durch meine Arbeit, die Kollegen vom Fache mit speziellen Methoden die vorläufig offen gebliebenen mineralogischen und petrogenetischen Probleme auflösen werden: z. B. den „Wurmbiotit“ und die äußerst auffälligen, ungemein regelmäßig und häufig in den Kontaktgesteinen des bearbeiteten Gebietes auftretenden „Opazit-Biotit-Aggregate“. Außerdem gibt es noch eine Unmenge prächtigster Reaktionsgefüge in den Hornfelsen als gegenseitige Verdrängungsstrukturen der Hornfelsminerale systematisch zu bestimmen und genetisch zu ordnen.

K o n t a k t m e t a m o r p h o s e B, also Kontaktmetamorphose des Eisenkappler Altkristallins, bedingt durch die Magmenintrusion des Eisenkappler Granitzuges, ist lehrbuchmäßig modellförmig längs des S-Randes

des Eisenkappler Granitzuges innerhalb der Makesch-Querstruktur beinahe unverändert erhalten geblieben. Die Intrusionszone mit dem Intrusionsmigmatit im Kern, dann ein innerer Kontakthof mit Hornfelsen und ein äußerer Kontakthof mit Fleckgneisen reihen sich schön konzentrisch aneinander und werden außen von nicht-kontaktmetamorphem Eisenkappler Altkristallin umgeben. Das war bisher, trotz der Studien von H. V. GRABER, auf österreichischem Gebiet unbekannt. Im anschließenden slowenischen Gebiet (einst österreichisch-ungarische Monarchie) hatte vor beinahe 100 Jahren schon E. REYER (Dozent, dann ao. Professor für Geologie an der Universität Wien) im Jahre 1878 am S-Rande des Eisenkappler Granitzuges in der Koproin bei Schwarzenbach (siehe F. TELLER 1896, p. 30 und 1898, p. 12) einen analogen Intrusionskontakt mit Intrusionsmigmatit und Hornfelskontakthof aufgefunden.

Auf heute österreichischem Gebiet also dringt in der Makesch-Querstruktur Mittelkorngranit des Eisenkappler Granitzuges fingerförmig in die Gneise des Eisenkappler Altkristallins ein. Er verändert sie im inneren Kontakthof zu Hornfels, wobei die postkristallinen Deformationsstrukturen dieser altkristallinen Phyllonitgneise mit Annäherung an den Granit allmählich verschwinden und zu Hornfels kristallisieren. Dabei bleibt das reliktsische flächige Parallelgefüge länger erhalten als der reliktsische Mineralbestand. So entstehen zur Hauptsache vollkommen umkristallisierte Hornfelse, die flächiges Parallelgefüge besitzen. Das Parallelgefüge der Hornfelse verbleibt lange noch in der Streichrichtung der Makesch-Querstruktur, obwohl der Mittelkorngranit bereits ader- und netzförmig unter Bildung prächtiger Bänder-, Ader- und Schollenmigmatite in die Hornfelse eintritt und sie teilweise auflöst. Endlich beginnen die nun schon isolierten, im Mittelkorngranit schwimmenden Hornfelse zu rotieren. Erst solche isolierte Schollen verlieren mitunter ihr reliktsisches flächiges Parallelgefüge und werden zu massigen Hornfelsen mit dem bekannten regellos, körnigen, bienenwabenartigen, granoblastischen, sogenannten echten Hornfelsgefüge. Außerdem gibt es in der Makesch-Querstruktur modellförmig den äußeren Kontakthof. Er zeichnet sich dadurch aus, daß der Mineralbestand und das postkristallin deformierte Gefüge der Gneise des Eisenkappler Altkristallins zur Hauptsache noch erhalten sind. Im Gestein erzeugen jedoch Porphyroblasten von Cordierit und Andalusit sowie die sonderbaren, noch näher zu erforschenden und vorläufig genetisch ungeklärten Opazit-Biotit-Aggregate dunkle Flecken von mehreren mm Größe. Das sind die Fleckengneise des äußeren Kontakthofes. Im äußeren Kontakthof tritt erstmals „Wurmbiotit“ (siehe Seite 43) auf, der sich auch in manchen Hornfelsen des inneren Kontakthofes findet und vorläufig mineralogisch ungeklärt ist.

Der S-Rand des Eisenkappler Granitzuges östlich der Makesch-Querstruktur, also östlich des verlassenen Bauernhofes Kach bis zur Staatsgrenze, zeigt einen durch Störungen der tektonischen Spätbewegun-

gen verschliffenen, wahrscheinlich auseinandergerissenen, jedenfalls zu einem schmalen Band reduzierten Kontakthof im Eisenkappler Altkristallin. Dazu kommt, daß Aufschlüsse hier sehr selten sind. Ich beobachtete anstehenden Hornfels knapp unterhalb des Bauernhofes Poset (innerer Kontakthof), ferner „Wurmbiotit“ (äußerer Kontakthof) im Mikroklingneis des Steinbruches Sabodin (siehe Seite 40) und endlich ein neues, sehr instruktives Profil längs des in den Jahren 1970 und 1971 erbauten Güterweges nordöstlich Jurjoutz. Am Güterweg zerschneiden Ultramylonite den Kontakthof. Rudimentär sind innerer Kontakthof und Injektionsmigmatit aufgeschlossen. Das Profil von S nach N längs des Güterweges ist folgendes:

Das nicht kontaktmetamorphe Eisenkappler Altkristallin ist mit Paragneisen und Graphitphylloniten, welche N 85° E streichen und 45° S fallen in Seehöhe 1215 m, das ist 500 m nordöstlich Jurjoutz aufgeschlossen. In Seehöhe 1235 m folgt 10 m mächtiger, aplitisch injizierter Hornfels. Eine Störung mit Ultramylonit bedingt ein 10 m langes aufschlußloses Wegstück. Dann tritt der Güterweg in Seehöhe 1240 m in Intrusionsmigmatit ein. Das Paläosom des Migmatits wird aus Hornfels, das Neosom aus Mittelkorngranit des Eisenkappler Granituzuges aufgebaut. Man gelangt dann in Seehöhe 1250 m tiefer in den Eisenkappler Granitzug hinein und zwar schneidet der Güterweg zunächst Grobkorngranit, dann (Seehöhe 1260 m) Mittelkorndiorit mit Intrusionen von Aplit und Hornblendepegmatit an, um in schweifender Trasse nochmals in Seehöhe 1270 m Grobkorngranit und Injektionsmigmatit (Mittelkorngranit/Hornfels) des S-Randes zu berühren. Weiterhin verbleibt der Güterweg im Eisenkappler Granitzug bis zu dessen Nordgrenze (siehe Seite 64).

K o n t a k t m e t a m o r p h o s e A, nämlich Kontaktmetamorphose des Eisenkappler Altkristallins, welche durch die Intrusion des Tonalits und seiner dioritischen Vorläufermagmen bedingt ist, läßt sich an den recht deutlich erhaltenen Hornfelsaureolen des Diorit-Linsenzuges vom Pettauer nördlich vom Tonalitgneis-Hauptkörper erkennen. Hier finden sich Injektionsadern, Hornfelse des inneren Kontakthofes und schwächer kontaktmetamorphe Gesteine mit Andalusit.

Da infolge späterer Deformationen der geologische Zusammenhang nicht mehr besteht, sondern nur mit einiger Wahrscheinlichkeit vermutet werden kann, so lassen sich die kleinen, heute isolierten Vorkommen in nächster Nähe des N-Randes des Tonalitgneis-Hauptkörpers nur mit Vorbehalt auf die kontaktmetamorphe Einwirkung der Tonalitintrusion beziehen: Hornfels im Dach des Tonalitgneises (Güterweg nördlich St. Margarethen in Seehöhe 1030 m, Profil 2 der Abb. 1 und Abb. 2) entsprechend dem inneren Kontakthof; Andalusit-Paragneis und Paragneis mit „Wurmbiotit“ am Ausgang des Rjewicatales (Profil 3 der Abb. 1). Injektionsmigmatite, welche auf die Intrusion des Magmas des Tonalitgneis-Hauptkörpers in die altkristallinen Gneise beziehbar wären, konnten nicht aufgefunden werden und wurden auch von älteren Beobachtern niemals erwähnt.

Hornfelse fraglicher Zuteilung: Ein Blick auf die geologische Karte läßt einige Hornfelsvorkommen inmitten des Eisenkappler Altkristallins erkennen. Ihre Zuteilung zu den Kontaktmetamorphosen B oder A ist fraglich.

Hierher gehört z. B. der Hornfels 400 m südöstlich Kupitz. Ferner gehört hierher der epidotisierte Tonalitgneis von Kupitz. Seine Epidotisierung dürfte nahe dem äußeren Kontakthof des Eisenkappler Granitzuges stattgefunden haben, also der Kontaktmetamorphose B zugehören. Jedoch würde diese geologisch sehr wichtige Frage noch eine mineralogisch-geochemische Spezialuntersuchung verdienen.

Der Aplit südlich Kach dürfte eine Apophyse des Magmas des Eisenkappler Granitzuges darstellen. Der ihn begleitende Hornfels würde demnach der Kontaktmetamorphose B angehören. Auch diese Frage könnte geochemisch gelöst werden.

Die feldgeologischen Daten dazu sind folgende: Aplit und Hornfels stehen am Karrenweg südlich Kach an. Ein sehr gutes kontinuierliches Profil liefert das Bachbett des Grabens, 400 m südöstlich Kach. Die altkristalline Gneisserie fällt hier steil südlich ein. Die Faltenachsen streichen N 88 bis 115° E und neigen sich 25 bis 28° W. Im unteren Abschnitt des Baches ist der Paragneis stark phyllonitisch. In Seehöhe 790 m bewirkt eine mit Kies vererzte Graphitquarzitlage einen Wasserfall. In Seehöhe 795 m folgt ein 1,5 m mächtiger Quarzlagengang. In Seehöhe 805 m steht der aplitisch geäderte, erz- und biotitreiche Andalusit-Cordierit-Plagioklas-Opazit-Biotit-Hellglimmer-Hornfels an. Er ist bis auf die östliche Bergrippe verfolgbar. Die nördlich davon anstehenden Paragneise sind bis zum Zusammenfluß der beiden Quellbäche in Seehöhe 825 m aufgeschlossen.

Problematisch ist die Zuteilung des isolierten Hornfelses, auf dem der verlassene Bauernhof Strutz steht.

Der Hornfels nordöstlich St. Margarethen (240 m südsüdöstlich P. 1092) könnte seiner Lage nach zur Kontaktmetamorphose A des Tonalitgneis-Hauptkörpers, und der Hornfels 550 m östlich P. 1092 ebenfalls zur Kontaktmetamorphose A, jedoch zum Diorit-Linsenzug vom Pettauer passen.

Spätere Deformationen dürften die isolierten Hornfelsvorkommen im Zuge von Faltung und Schuppung in die heutige, tektonisch nicht mehr entwirrbare Lage gebracht haben.

V. Zur Nomenklatur der Hornfelse

Eine vernünftige Benennung der Gesteine ist meist schon die halbe Petrographie. Es ist deshalb nicht ganz unwesentlich, klarzulegen, warum ich mich in der Detailbeschreibung der Hornfelse meines Arbeitsgebietes nicht den Gesteinsbezeichnungen meines Vorgängers H. V. GRABER anschließe, sondern die heute, besonders in der italienischen Alpenliteratur, gebräuchliche Terminologie anwende.

Es gibt im wesentlichen drei Methoden, die Hornfelse in den Alpen zu benennen und zu gliedern. Die ersten beiden Methoden wurden von H. V. GRABER angewandt. Die dritte Methode halte ich für die unserem Gebiet gemäße:

(1) Methode Nr. 1 ist die gute alte deutsche ROSENBUSCH-Lehrbuch-Methode. Sie eignet sich für die nicht hornfelsigen Gesteine des äußeren Kontakthofes des Eisenkappler Granitzuges und dementsprechend verwende ich auch diese Termini: Fleckgneis, Knoten- und Fruchtschiefer.

Jedoch hätte man nach dieser Methode für die Gesteine des inneren Kontakthofes, welche in unserem Arbeitsgebiet und in anderen altkristallinen Regionen der Alpen überhaupt weitgehend noch flächiges Parallelgefüge bei sonst bereits vollkommen umkristallisierten, hornfelsigen Charakter aufweisen, nach dem Vorgange von F. ZIRKEL, H. ROSENBUSCH, E. WEINSCHEK, W. SALOMON u. a. (so auch H. V. GRABER 1897 und 1929) den Namen „Schieferhornfels“ (= „schiefriger Hornfels“ = „Hornfelsgneis“ = „Hornschiefer“ = „Leptynolith“) anzuwenden. Das mag für eine progressive Monometamorphose, z. B. eine einfache, im deutschen Variszikum häufige Umwandlung von Tonschiefer, zu Knotenschiefer bis zu Hornfels gut sein. In solchen Gebieten ist die alte Schieferung (Tonschiefer) wenig resistent und geht bei der Kontaktmetamorphose rasch verloren. In unserem Gebiet haben wir es aber mit sehr resistenten altkristallinen mesometamorphen und regressiv phyllonitisierten Gneisen zu tun, für die es geradezu typisch ist, daß sie bei der Kontaktmetamorphose ihre postkristallin deformierten Strukturen (Quälung der Glimmer, Kaltreckung des Quarzes, Kataklase der Feldspate usw.) einbüßen und sich in vollkommen umkristallisierte hornfelsige Gesteine umwandeln, jedoch trotzdem das sehr resistente flächige Parallelgefüge lange bewahren. Wenn wir aber das Ergebnis dieser Umwandlung dann wiederum mit den Beiwörtern „Schiefer“ und „Gneis“ (Schieferhornfels etc.) belegen, geht terminologisch gerade die wesentlichste Tatsache unter, nämlich die Entregelung der phyllonitischen Struktur unserer altkristallinen Gneise. Daher ist die ROSENBUSCH-Methode bezüglich der Hornfelse hier wie auch in anderen altkristallinen, kontaktmetamorph gewordenen Gebieten der Alpen wenig befriedigend.

(2) Die Methode Nr. 2 geht auf den Vorschlag von W. SALOMON (1898, p. 150) zurück. Nach dieser Methode sind die „Schieferhornfelse“ der Alpen in bezug auf ihren Mineralbestand in Typen zu gliedern. Jeder Typus erhält nach einer berühmten Lokalität seines Auftretens einen eigenen Namen. Ein Andalusit-Glimmer-Schieferhornfels heißt z. B. nach der Cima d'Asta „Astit“; ein Glimmer-Feldspat-Schieferhornfels nach Edolo im Oglialtal „Edolit“ usw. H. V. GRABER (1933) vermeinte, daß die meisten Eisenkappler Hornfelse „Astite“ seien. Der Erfolg solcher Namenseinführung ist, daß man auf die Originalliteratur von SALOMON zurückgreifen muß, um überhaupt klarzusehen, worum es sich handelt. Die Methode von SALOMON hat sich international nicht durchgesetzt. Erstens geht die Methode an der komplexen Zusammensetzung der meisten Hornfelse, die sich gar nicht mit so wenig Mineralgemengteilen definieren lassen, vorbei. Zweitens haben Kunstausdrücke, die nicht allgemein gebräuchlich sind, den Nachteil, daß man sie rasch wieder vergißt, auch wenn man sie sich noch so gerne merken möchte.

(3) In der italienischen alpinen Literatur ist es gebräuchlich, „Schieferhornfelse“ und echte, regellos körnige „Hornfelse“ der ROSENBUSCH-Terminologie gemeinsam als Hornfels (cornubianite) zu bezeichnen. Die ersten

kann man als Hornfelse mit flächigem Parallelgefüge nennen. Die zweiten kann man als massige oder regellos körnige Hornfelse bezeichnen. Die Hauptgemengteile des betreffenden Gesteines setzt man dem Wort Hornfels voran. Diese Methode ist für unser Gebiet sehr praktisch und ich verwende sie deshalb.

Nachteil der Methode sind die langen Wortschlangen. Doch liegt der Grund dazu in der Natur und nicht beim Autor. Die Hornfelse sind eben sehr reich an ebenbürtigen, miteinander in ein- und demselben Gestein vorkommenden Hauptgemengteilen.

Der Vorteil der Methode besteht darin, daß nunmehr schon der hornfelsige Charakter genügt, um das Gestein als Hornfels zu bezeichnen. Es muß nicht die Homogenisierung in struktureller Hinsicht mit dem echten Hornfelsgefüge (granoblastische Bienenwabenstruktur der massigen Hornfelse) erreicht worden sein. Der hornfelsige Charakter ist etwa gegeben durch mehr oder weniger vollkommene Umkristallisation des Edukts, das reichliche Auftreten von Cordierit und Mineralien wie Andalusit, Spinell, Korund etc.; ferner durch die Härte, durch den teilweise muscheligen Bruch des Gesteines und durch speckig anmutende graue Farbtöne mit Stich ins Blaugrünliche (Cordierit) oder Rötliche (Andalusit) etc.

In unserer österreichischen geologischen Literatur hat übrigens schon G. B. TRENER (1906, p. 474) in seiner meisterhaften Darstellung der Kontaktmetamorphose im Altkristallin der Tonale-Serie den Begriff Hornfels in diesem, für unsere altkristallinen alpinen Gesteine sehr praktischen Sinne gebraucht.

VI. Detailbeschreibung

1. Das nicht-kontaktmetamorphe Altkristallin

1.1. Paragneis und phyllonitischer Paragneis

Die durchwegs feinkörnigen, grauen Gesteine zeigen phyllitische Schieferungsflächen. Die Glimmer bilden seidige Überzüge auf s. Mitunter sind mit freiem Auge winzige, in der Regel unter 1 mm große Glimmerschüppchen als Einzelindividuen erkennbar. Ebenflächige, wellige, aber auch intensiv spitz gefaltete flächige Parallelgefüge kommen vor. Im Quer- und Längsbruch der Gesteine ist Lagenbau von mm-Dimension quarzreicher Lagen einerseits und Glimmer-Feldspatlagen andererseits häufig. In größeren Aufschlüssen erhält man den Eindruck rhythmischer Sedimentation des Edukts. Quarzreiche Gneise wechseln mit mehr phyllitischen Partien, die glimmerreich sind (Gneisphyllonite) im dm-Bereich rhythmisch ab. Der Mineralbestand entspricht den im oberostalpinen und südalpinen Altkristallin weit verbreiteten Biotit-Plagioklas-Gneisen. Einlagen graphitreicher Gneise und graphitquarzitischer Lagen sowie Mineralbestand und Textur machen es sehr wahrscheinlich, daß es sich um Paragneise handelt. Der Mineralbestand ist beinahe zur Gänze postkristallin deformiert. Eine Ausnahme davon machen mitunter neu gesproßte Individuen des Hellglim-

mers, Chlorits und Quarzes. Die Kleinkörnigkeit der Gesteine dürfte nicht nur durch kleinkörnige Sedimentation des Edukts, sondern zu einem guten Teil auch durch Kornzertrümmerung im Zuge der postkristallinen Deformation bedingt sein. Plagioklas und Quarz zeigen Kornzertrümmerung.

Kleinkörniger, phyllitischer, grauer Plagioklas-Biotit-Hellglimmer-Quarz-Gneis stellt den herrschenden Typus dar. Fundorte untersuchter Proben: Kamm zwischen Leppen- und Remschenigtal, 100 m westnordwestlich P. 843. Linkes Ufer des Remschenigbaches, bei der alten Mühle 400 m östlich Kaspere. Ferner die in der Erläuterung (Seite 11) zu Profil 2 der Abb. 1 genannten Aufschlüsse längs des Güterweges vom Jurjoutz nach St. Margarethen und zwar südwestlich P. 1092 und in Seehöhe 1055 m.

Der Plagioklas ist Oligoklas mit etwa um 15% An. Die Bestimmungen wurden in Kreuzstellung zu Quarz vorgenommen. Die Körner sind so klein und undulös, daß sie mit dem U-Tisch nicht einmeßbar sind. Xenomorph. Getrübt bis gefüllt. Polysynthetische Zwillingslamellen nach Albit- und Periklingesetz. Der Quarz ist kalt gereckt (Längung in s, intensive Kornverzahnung) und zu Überindividuen gruppiert, wobei ähnlich wie im Tonalitgneis die optischen Achsen der Überindividuen einen Winkel von etwa 45° zum Haupt-s bilden. So wie im Tonalitgneis zeigen die Quarze plastische Krümmungen. Böhmsche Streifung kommt vor. Der Pleochroismus des Biotits ist hellgelb bis rotbraun. Hellglimmer ist schwächer postkristallin deformiert als Biotit.

Accessory: Opazit, Epidot (kann fehlen!), Chlorit (sekundär nach Biotit), Turmalin (meist vorhanden, kann jedoch auch fehlen!), Apatit und Zirkon bzw. Monazit.

Die Gemengteile des Gesteines bleiben meist unter 0,5, mitunter sogar unter 0,3 mm Durchmesser. Seltener enthält das Gestein Gemengteile bis zu 1,1 mm Durchmesser.

Besonders quarzreiche Gneise dieser Art machen megaskopisch den Eindruck von Quarziten. Mikroskopisch führen sie auch Feldspat.

1.2. Graphitreicher Paragneis und Graphitquarzit

Das soeben Gesagte gilt auch für die graphitreichen Paragneise, in denen Graphitquarzit und graphitphyllitische Scherzonen mit schwarzen Harnischen vorkommen. Was man megaskopisch als Graphitquarzit einstuft, erweist sich unter dem Mikroskop auf Grund des hohen Plagioklasgehaltes als Gneis, der nur einige mm dicke, wirkliche graphitquarzitische Lagen enthält.

Kleinkörniger, phyllitischer, dunkelgrauer bis schwarzer Plagioklas-Graphitische Substanz-Biotit-Hellglimmer-Quarz-Gneis. Fundort: Aufschlüsse längs des Güterweges vom Jurjoutz nach St. Margarethen, Seehöhe 1055 m. Gemengteile wie vorhin. Jedoch bildet graphitische Substanz hier einen Hauptgemengteil. Graphitische Substanz findet sich auch als Einschluß im Plagioklas.

Kleinkörniger, ebenflächig-parallelschiefriger, graphitischer Paragneis mit Graphitquarzlagen. Fundort: linkes Ufer des Remschenigbaches bei der Mündung der Rjewica (Brücke 745). Mineralbestand entspricht dem vorgenannten. Die Korngröße des Gesteines bleibt unter 0,6 mm. Die Graphitquarzite bilden nur dünne Lagen im Paragneis.

1.3. Biotit-Albit-Gneis (? Tuffit; nordwestlich Kaspierre)

Kleinkörniger, phyllitischer, grauer Plagioklas-Biotit-Quarz-Gneis. Fundort: Am Weg nordwestlich Kaspierre, Seehöhe 710 m. Das Gestein hat nur sehr wenig Hellglimmer. Der Plagioklas ist vorwiegend Albit. Mit dem U-Tisch wurden an diesem Albit 3—6% An gemessen. Der Albit ist xenomorph, polysynthetisch nach Albitgesetz verzwillingt und mit hübschen Mikrolithen von Hellglimmer und Klinozoisit typisch gefüllt. Accessorien sind: Opazit, Epidot, Apatit (klastisch gerundet), Chlorit (sekundär nach Biotit, auch radialstrahlig), Zirkon bzw. Monazit (klastisch gerundet), Hellglimmer, Turmalin und besonders auffallende idiomorphe Orthite mit Epidotsaum. Durch das Zurücktreten des Hellglimmers, durch den Gehalt an Albit und die prächtige Ausbildung des Orthits weicht das Gestein beträchtlich vom oben beschriebenen Normaltyp der Paragneise ab. Vielleicht war das Edukt ein Tuffit.

1.4. Phyllit (Phyllonit)

Der Mineralbestand zeigt als Hauptgemengteile Biotit und polysynthetisch zwillinglamellierten Plagioklas, der allerdings durch Kornzertrümmerung so klein wird, daß er vom Quarz unter den Vergrößerungen eines petrographischen Arbeitsmikroskopes kaum mehr unterscheidbar ist. Bei Zurücktreten des Biotits nimmt Chlorit die Stellung eines Hauptgemengteiles an. Plagioklas tritt zurück oder wird unkenntlich. Damit stellen sich gefälte Serizit-Chlorit-Quarz-Phyllite vom Typus des Brixner-, Innsbrucker- oder Katschberg-Quarzphyllites ein. Die Phyllite des Eisenkappeler Altkristallins dürften nicht im Zuge progressiver Epimetamorphose aus tonig-sandigem Edukt unmittelbar hervorgegangen sein, sondern Phyllonite nach mesometamorphen Biotit-Plagioklas-Paraschiefern darstellen. Diesbezüglich sei ein späterer Bearbeiter angeregt, mit speziellen Methoden den Mineralbestand der sehr kleinkörnigen und leicht zerbröckelnden Phyllite näher zu untersuchen.

Eine Probe zeigt Biotit neben Chlorit als Hauptgemengteil; polysynthetisch nach Albitgesetz verzwillingten Plagioklas bereits nur noch als selten anzutreffendes Accessorium, während kleine rundliche trübe Körner (Plagioklas?) noch durchaus wegen ihrer großen Anzahl als Hauptgemengteile gelten können, aber von den ähnlich gestalteten ungetrübten Quarzkörnern mit dem petrographischen Arbeitsmikroskop nicht mehr exakt unterscheidbar sind. Kein Korn dieses Gesteines ist größer als 0,25 mm. Es handelt sich um Biotit-Chlorit-Hellglimmer-Quarz-Phyllit mit oder ohne Plagioklas als zusätzlichem Hauptgemengteil. Fundort: Fahrweg südlich P. 1092, 750 m nordöstlich St. Margarethen.

Der Biotit ist gequält. Chlorit ist sekundär nach Biotit entstanden. Hellglimmer erweist sich häufig als quer zur Hauptschieferung des Gesteines orientierte Neubildung. Quarz. Xenomorpher, polysynthetisch ver-

zwillingter Plagioklas. Ferner: Turmalin, Apatit, Opazit und Zirkon bzw. Monazit.

Größere Bereiche des Auftretens dieser Phyllonite wurden auf der geologischen Karte ausgeschieden. Typische Vertreter stehen z. B. 150 m nord-nordwestlich Makesch, am Weg vom Kaspire zum Paul in Seehöhe 800 m, am Weg von der Remschenigstraße zum Kach in Seehöhe 750 m und 300 m nordöstlich Jurjoutz an.

1.5. Mikroklingneis

Als Lagen und Linsen von einigen m bis Meterzehnern Mächtigkeit treten in den Paragneisen und Phylloniten härtere und meist hellere, klein- bis mittelkörnige Mikroklingneise auf. Teilweise haben sie den Aspekt klein- bis mittelkörniger Augengneise oder das Aussehen von Aplitgneisen oder sogar den Charakter arg postkristallin zerscherter pegmatoider Gesteinspartien. Andere Typen zeigen megaskopisch einen feinkörnigen, hellgrau bis farblos gebänderten, ebenflächig-parallelschiefrigen Habitus von Gneisquarzit. Genetisch dürfte es sich bei den Mikroklingneisen des Eisenkappler Altkristallins teils um Orthogneise: Granitaugengneise, Aplit- und Pegmatitgneise, teils um Arkosegneise handeln.

Mikroskopisch untersucht wurden der 27 m mächtige, klein- bis mittelkörnige, phyllonitische Mikroklin-Plagioklas-Biotit-Hellglimmer-Quarz-Gneis mit kleinaugiger und teilweise aplitischer Entwicklung am Güterweg vom Jurjoutz nach St. Margarethen in Seehöhe 1050 m (siehe Abb. 2); ferner aus seiner östlichen Fortsetzung die klein- bis mittelkörnige, mehr quarzitisches und ebenflächig parallelgeschiefert ausgebildete Härtlingsbank des Wasserfalls im Graben, 500 m nordöstlich St. Margarethen. Sie zeigt den analogen Mineralbestand. Ferner wurden mikroskopisch untersucht die durchwegs feinkörnigen (unter 0,7 mm Korndurchmesser), ebenflächig parallelschiefrigen, hellgrau bis farblos gebänderten Mikroklingneise mit seidig phyllitischem, aus Biotit und Hellglimmer bestehendem Überzug auf der Hauptschieferungsfläche. Sie haben den analogen Mineralbestand, sind aber im äußeren Kontakthof des Eisenkappler Granitzuges etwas verändert („Wurmbiotit“) und stehen im Steinbruch, 150 m westnordwestlich Sabodin und in den Aufschlüssen bei Kach an.

Der Mikroklin ist xenomorph und meist nur flau gegittert. Aderperthit kommt vor. Doch überwiegen perthitarms bis perthitfreie Körner. In der Regel fehlen Einschlüsse. Mitunter ist der Mikroklin schwach getrübt. Kornzertrümmerung erzeugt granulierten, linsenförmig in s gelängte Mikroklinaggregate. Die sehr kleinen gefüllten oder stark getrühten, xenomorphen Plagioklas-körnchen besitzen polysynthetische Zwillingslamellen nach dem Albitgesetz. Kreuzstellung zu Quarz ergibt, daß es sich um Oligoklas um 15% An bis Albit handelt. Biotit ist stark gequält und weist Pleochroismus von hellgelb bis rotbraun, mitunter auch grünlichbraun auf. Sekundäre Veränderung des Biotits im äußeren Kontakthof des Eisenkappler Granitzuges erzeugt bei Sabodin (Steinbruch) „Wurmbiotit“. Der Hellglimmer ist weniger postkristallin gequält als der Biotit. Die Quarzkörner sind teils kaltgereckt (stark verzahnt und in s gelängt), jedoch in anderen Proben rekristallisiert (rundliche Kornformen mit glattem Rand). Ferner: Chlorit (sekundär nach Biotit), Opazit, Apatit, Turmalin, Zirkon bzw. Monazit und mitunter Epidot.

Das mikroskopische Bild erweist also, daß die Feldspate und der Biotit intensiv postkristallin deformiert sind. Megaskopisch haben auch die Mikroklingneise einen phyllonitischen Aspekt.

1.6. Amphibolit

bildet konkordante Lagen im Paragneis. Intensive Verschieferung, Kleinkörnigkeit und postkristalline Deformation sind auch für ihn kennzeichnend.

Im Bachbett 320 m östlich Kaspire, Seehöhe 740 m, ist der Amphibolit 15 m mächtig (siehe Profil 4 der Abb. 1). Megaskopisch handelt es sich hier um ebenflächig parallelschiefriges, kleinkörniges, dunkelgrün und weiß (Hornblende und Plagioklas) gesprenkeltes Gestein.

Hauptgemengteile sind Hornblende (bis 1,3 mm), Plagioklas (bis 0,4 mm) und Opazit. Hornblende und Plagioklas sind postkristallin deformiert und in die Hauptschieferungsfläche eingeschichtet.

Zonare Hornblende besitzt 3 Zonen: Der Kern besteht aus brauner, teilweise idiomorpher Hornblende, die mit staubförmigen Partikeln gefüllt ist. Ihr Pleochroismus ist hell- bis dunkelbraun. Die Füllung dürfte durch Entmischung entstanden sein. Um den Kern lagert sich ein farbloser, ungefüllter Hornblendemantel. Der äußere Randsaum dieses Mantels ist ebenfalls klar durchscheinend und ungefüllt, besitzt jedoch grüne Farbe mit Pleochroismus von hellgelb bis grasgrün.

Die nichtzonaren Hornblendensäume des Gesteines entsprechen dem Typus des äußeren Randsaumes. Sie sind grün, ungefüllt, bilden meist kleinere Individuen und stellen offensichtlich die jüngste Hornblendegeneration dar, die zugleich mit dem äußeren Randsaum der älteren Hornblendensäume kristallisierte.

Der Plagioklas ist durch Kornzerfall granuliert, stark undulös und meist mit Klinoisit gefüllt. Mitunter sind polysynthetische Zwillinglamellen und Reste der leistenförmigen Umrisse erkennbar.

Der Opazit besteht wohl größtenteils aus Magnetit. Dazu Ilmenit mit Leukoxen.

Ferner: Biotit (farblos bis rotbraun), Quarz, Apatit und sekundärer Chlorit.

400 m ostnordöstlich Pettlar steht einige m mächtiger Amphibolit konkordant im muskovitführenden phyllonitischen Paragneis an. Die Stelle befindet sich in Seehöhe 845 m, beim Zusammenfluß der Bäche, die beim Sabodin und Jurjoutz entspringen.

Das kleinkörnige Gestein zeigt unter dem Mikroskop zonar gebaute Hornblende: Pleochroismus des Kernes von hell- zu dunkelbraun; Pleochroismus der Hülle von hellgelb bis blaugrün. Eine andere Probe von hier weist nicht zonare Hornblende mit Pleochroismus von hellgelb zu grün auf. Biotit: Pleochroismus von hellgelb zu braun, teilweise chloritisiert. Plagioklas: Leisten mit polysynthetischen Zwillinglamellen nach Albit- und Periklin-gesetz. Normaler oszillierender Zonenbau. Klinoisitfülle des Kernes. Gequälte Zwillinglamellen und teilweise Kornzerfall. Ferner: Opazit, viel Apatit (schmale lange Säulchen besonders in Plagioklas), Titanit, Epidot, Zirkon (bzw. ? Monazit). Das Gestein zeigt flächiges Parallelgefüge und postkristalline Deformation.

Boudinage konkordanter Amphibolitlagen im Paragneis zu Linsen von 1 bis 2 m Länge findet man am Güterweg von Jurjoutz nach St. Margarethen in Seehöhe 1120 m (knapp unter dem Bauernhof Lippusch). Der phyllonitische Paragneis ist intensiv gefaltet. Die Faltenachse streicht N 115° E und ist gegen WNW geneigt.

Besonders resistent erweist sich der feinkörnige Amphibolit des Eisenkappler Altkristallins nicht nur gegenüber der tektonischen Verformung, sondern auch gegenüber der Auflösung im Magmenbrei (Migmatitzone des Eisenkappler Granitzuges in der Makesch-Querstruktur).

1.7. Vergleich mit dem Gailtaler Kristallin

In regionalgeologischer und petrographischer Hinsicht bieten sich Vergleiche mit dem Gailtaler Kristallinzug an. In großtektonischer Hinsicht kann man Gailtaler und Eisenkappler Altkristallin als die südlichsten Teile des N-Stammes der Alpen bezeichnen. Die feinkörnigen biotitführenden Schiefergneise (H. HERITSCH 1948, p. 21—22), die ebenfalls feinkörnigen injizierten Schiefergneise (c. 1., p. 22—25), eventuell auch einige mittel- bis feinkörnige Typen der Augengneise (c. 1., p. 25—28) und der Amphibolite (H. HERITSCH 1948, p. 11—14 und H. HERITSCH 1957) des Gailtaler Kristallins lassen sich mit entsprechenden Gesteinen des Eisenkappler Altkristallins in analoge Beziehung bringen. Einschränkend muß natürlich darauf hingewiesen werden, daß bezüglich der Gesamtheit des recht mannigfaltig zusammengesetzten Gailtaler Kristallins (H. HERITSCH und F. PAULITSCH 1958) die örtlich und gesteinsmäßig beschränkte Eisenkappler Altkristallinserie östlich der Vellach verarmt ist.

2. Schwach kontaktmetamorphes Altkristallin

Es handelt sich um Produkte der Kontaktmetamorphosen A und B. Mega- und mikroskopisch sind die Strukturen der altkristallinen Gneise noch gut erkennbar. Freisichtig beobachtet man an diesen Gesteinen den phyllonitischen Gneischarakter. Das mikroskopische Bild beherrschen noch immer die enormen postkristallinen Quälungen, Kornzertrümmerungen und Kaltreckungen, wie sie im vorangegangenen Kapitel geschildert wurden. Jedoch treten neue Merkmale auf, welche durch schwache Kontaktmetamorphose bedingt sind.

Hierher gehören zunächst die Veränderungen des alten Biotits zu „Wurmbiotit“. Diese Erscheinung ist im Eisenkappler Altkristallin feldgeologisch an die kontaktmetamorphen Gebiete gebunden. Sie gehört der Kontaktmetamorphose A und B an. Nur Biotit alt wird von dem aggressiven Wurmgewächs befallen, niemals der postkinematisch gewachsene Biotit neu, der erst während der Kontaktmetamorphose sproßt. Man findet den „Wurmbiotit“ mikroskopisch in epidotführendem Paragneis und Orthogneis des Altkristallins, welche megaskopisch noch gar nicht als kontaktmetamorph kenntlich sind. Dann findet man ihn häufig in den Fleckgneisen und endlich auch noch in manchen reliktschen Teilbereichen der Hornfelse.

Beschränkt auf die Kontaktmetamorphose A sind andalusitführende Paragneise. Sie erweisen sich als feinkörnige kompakte Lagen im Altkristallin, ohne aber noch den eigentlichen Hornfelscharakter zu besitzen. An ihnen ist sehr deutlich die bezüglich Andalusit postkristal-

Ch. Exner: Geologie der Karawankenplutone östlich Eisenkappel, Kärnten

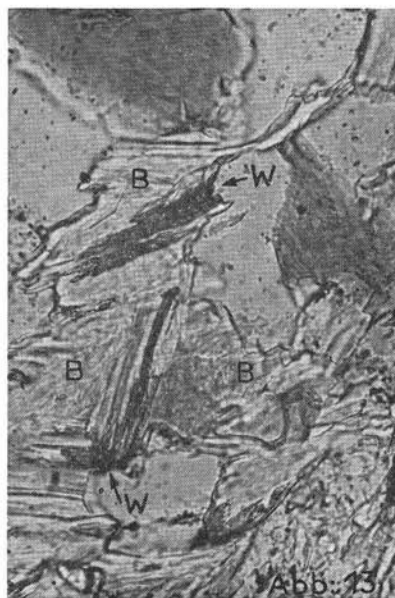
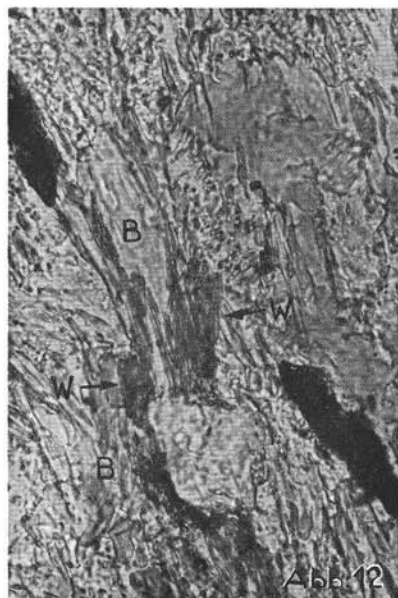
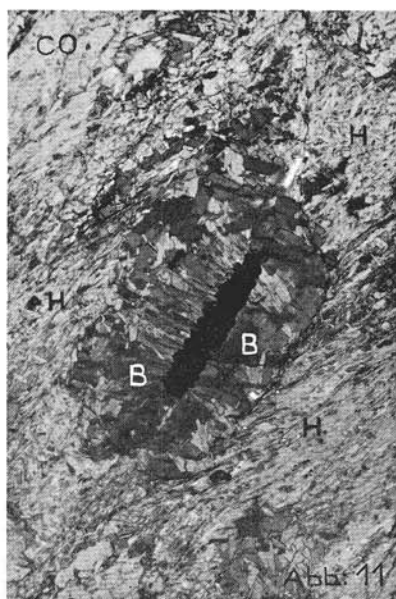
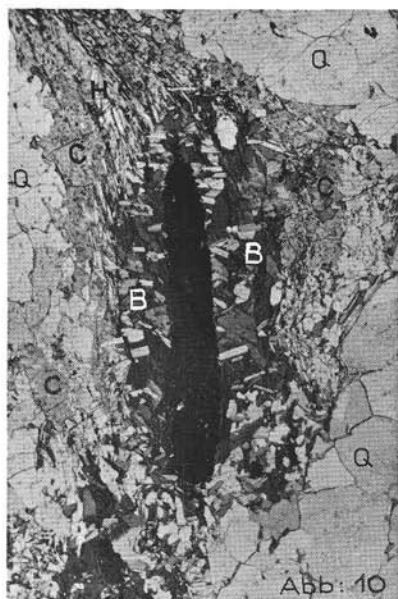


Abb. 10: Biotit-Opazit-Aggregat in Fleckgneis (Cordierit-Plagioklas-Biotit-Hellglimmer-Quarz-Gneis). Schwach kontaktmetamorphes Eisenkappler Altkristallin am S-Rand des Eisenkappler Granitzuges. Bergrücken zwischen Leppen- und Remschenigtal, 100 m nordwestlich P.843. Makesch-Querstruktur.

Das Aggregat besteht aus der zentralen Ilmenitleiste. Sie erscheint auf der Abbildung schwarz mit winzigen farblosen Einschlüssen von Hellglimmer und Biotit. Das Biotitaggregat ist igelförmig um die zentrale opake Ilmenitleiste angeordnet. Die Anlagerung von (001) des Biotits erfolgt quer, schräg oder parallel zum Rand des Ilmenits.

Außerhalb des Aggregates: Chlorit des Pinitz (C), Hellglimmer (H) und Quarz (Q). Vergrößerung 20fach, 1 Nicol.

Abb. 11: Biotit-Opazit-Aggregat. Gestein und Fundort wie Abb. 10. Die zentrale Ilmenitleiste (schwarz) zeigt unregelmäßig gelappten oder gezackten Rand. (001) des Biotits steht hier häufig quer zum Ilmenitrand.

Außerhalb des Aggregates: Cordierit (CO) und Hellglimmer (H). Vergrößerung 20fach, 1 Nicol.

Abb. 12: „Wurmbiotit“. Von aggressiven wurm- oder bartförmigen Mineralgewächsen (W) befallener Biotit (B).

Kleinkörniger, phyllonitischer epidotführender Paragneis (Plagioklas-Biotit-Chlorit-Hellglimmer-Quarz-Gneis) des Eisenkappler Altkristallins. Schwache Kontaktmetamorphose nahe der N-Grenze des Tonalitgneises. Fels an der Mündung der Rjewica in den Remschenigbach bei Brücke P.745. Vergrößerung 500fach, 1 Nicol.

Abb. 13: „Wurmbiotit“. Bezeichnung, Gestein und Fundort wie Abb. 12. Vergrößerung 500fach, 1 Nicol.

lin erfolgte Deformation des Gesteines kenntlich. Das zeigt, daß die Gesteine der Kontaktmetamorphose A nachträglich nochmals deformiert wurden.

Die Fleckgneise gehören der Kontaktmetamorphose B an. Sie bilden modellhaft gut den äußeren Kontakthof in der Makesch-Querstruktur. Siehe geologische Karte! Megaskopisch sind sie an dunklen Flecken (fruchtförmige, stengelförmige und säulchenförmige Umriss) erkennbar. Es gibt Übergänge zu den Hornfelsen. In den Fleckgneisen nehmen noch die postkristallin deformierten altkristallinen Mineralstrukturen einen bedeutenden Platz ein. In den Hornfelsen überwiegen bereits die kontaktmetamorphen Neubildungen und ein großer Teil der Hornfelse ist gänzlich neu kristallisiert.

2.1. Epidotführender Paragneis mit „Wurmbiotit“

Mineralbestand und Struktur entsprechen den altkristallinen Paragneisen, jedoch kommen Epidot und „Wurmbiotit“ vor.

Charakteristisch ist, daß der betreffende Biotit mit hellgelbem bis rotbraunem Pleochroismus und postkristalliner Deformation dem Biotit der altkristallinen Gneise durchwegs entspricht. Jedoch wurde er von aggressiven Mineralgewächsen (Abb. 12 und 13) vor allem längs Spalten, Knickungszonen, randlichen Korrosionszonen und von diesen mechanischen Schwächezonen ausgehend, auch in den inneren Partien verändert. Wo diese aggressiven Mineralgewächse auftreten, wird der Biotit gebleicht und stellenweise auch in Chlorit umgewandelt. Die Bleichung des Biotits drückt sich darin aus, daß Pleochroismus und Doppelbrechung schwächer werden. Der gebleichte und kaum pleochroitische Biotit hat eine fahl grünlichgelbe bis goldgelbe Farbe bei normaler Dicke des Schlifffes.

Die aggressiven Mineralgewächse sind beschränkt auf Biotit und dessen unmittelbare Nachbarschaft. Es handelt sich um ein wurm- oder bartförmiges Geflecht und um büschelförmige Aggregate (Abb. 12 und 13) winziger farbloser bis grünlicher Säulchen, die etwas gebogen sind und sich niemals überkreuzen. Die Länge der einzelnen Säulchen oder Röhrrchen beträgt maximal 0,015 mm. Sie zeigen starke Lichtbrechung, mittlere bis niedrige Doppelbrechung, schiefe Auslöschung, unregelmäßige Absonderungsflächen quer zur Längserstreckung und negativen Zonencharakter der Längszone. Größere Epidot- bis Klinozoisitkörnchen befinden sich inmitten oder randlich der geschilderten Gewächse und dürften durch Sammelkristallisation aus den Wurmgewächsen hervorgegangen sein. Bezüglich ihrer Form erinnern die wurmförmigen Röhrrchen an Myrmekitquarz.

Im kinzigitischen Hornfels der Rieserfernergruppe beschrieb L. WALDMANN (1929, p. 4 und 6) einen „Biotitmyrmekit“ als Verwachsung von Biotit und Quarz mit myrmekitähnlichem Aussehen. Im Bereiche von Feldspat-Quarz-Injektionsadern kommt er zusammen mit gewöhnlichem Myrmekit (Plagioklasmyrmekit) vor, wobei sich der Biotit des Biotitmyrmekits auf Kosten von Kalifeldspat bildet. F. K. DRESCHER-KADEN (1969, p. 222—

224) beschreibt aus einem Gestein des Bayrischen Waldes in Biotit Quarzstengel mit der Form typischer Myrmekitquarze.

Eine Durchsicht petrographischer Hand- und Lehrbücher blieb erfolglos. Der vorliegende „Wurm“ im „Wurmbiotit“ von Eisenkappel würde somit eine spezielle mineralogische Bearbeitung verdienen.

Untersuchte Beispiele der epidotführenden Paragneise mit „Wurmbiotit“ sind:

Kleinkörniger phyllonitischer Plagioklas-Biotit-Chlorit-Hellglimmer-Quarz-Gneis mit Accessorien von Opazit, Epidot, Apatit und Turmalin. Fundort: Mündung der Rjewica ins Remschenigtal bei Brücke P. 745. Es handelt sich um eine dunkelgraue, verhältnismäßig kompakte, stark mylonitische Gesteinslage in den Gneisphylloniten. Zugehörigkeit zu Kontaktmetamorphose A.

Kleinkörniger phyllonitischer Plagioklas-Biotit-Quarz-Gneis. Er wird von 2 mm dicken, weißen Kalifeldspatadern netzartig durchsetzt. Accessoria: Kalifeldspat, Epidot, Opazit, Chlorit, Hellglimmer, Apatit und Zirkon (? Monazit). Der Kalifeldspat der Adern ist flauer perthitarter Mikroklin. Fundort: Graben nördlich des Remscheniger Riegelng, Seehöhe 680 m. Siehe Abb. 9. Kontaktmetamorphose B. Äußerer Kontakthof in der Makesch-Querstruktur.

Weißer Kalifeldspatadern als Spaltenausfüllungen in schwach kontaktmetamorphem Fleckschiefer am Rande des Rieserferner-Plutons am Staller Sattel beschrieb auch F. BECKE (1892, p. 459).

2.2. Paragneis mit Andalusit

In den phyllonitischen Paragneisen des Rjewicatales zwischen Tonalitgneis und Remschenigbach bildet phyllonitischer kleinkörniger Andalusit-Plagioklas-Biotit-Hellglimmer-Quarz-Gneis etwas härtere Lagen („ho“ in Abb. 1, Profil 3). Das Gestein ist spitz gefaltet. Die Gemengteile sind zum größten Teil poskristallin deformiert.

Die Andalusitsäulchen sproßten als Porphyroblasten (helizitische Einschlußzüge von Biotit und Opazit), wurden jedoch später in s des Gesteines eingeregelt, wo sie jetzt von Glimmerzügen umflossene Linsen bilden. Feinkörnige, ebenfalls linsenförmig eingeschichtete Serizitaggregate sind Pseudomorphosen nach Andalusit, von dem noch Überbleibsel in den Serizitaggregaten schwimmen. Plagioklas ist Oligoklas mit ca. 15% An (Kreuzstellung gegen Quarz). Quarz ist intensiv poskristallin deformiert (gelängt in s, kompliziert verzahnte Korngrenzen, undulös). Biotit ist hauptsächlich poskristallin deformiert. Es finden sich jedoch auch Stellen mit postkinematischer Biotit-Blastese. Hellglimmer und Chlorit kristallisierten größtenteils nach der Gesteinsdeformation. Accessoria: Opazit, Turmalin, Apatit und Chlorit. Zugehörigkeit zur Kontaktmetamorphose A.

Ebenfalls noch weitgehend das Gefüge und den Mineralbestand des altkristallinen Paragneises beibehalten hat der andalusitführende Plagioklas-Biotit-Hellglimmer-Quarz-Gneis im Hangenden des Diorit-Linsenzuges vom Pettauer. Fundort: Seehöhe 800 m, 430 m südöstlich Kaspere. Siehe Profil 4 der Abb. 1. Der mittel- bis klein-

körnige, spitzgefaltete Gneis ist phyllonitisch und zeigt vorwiegend postkristalline Deformation der Gemengteile.

Die bis 1,5 mm langen, linsenförmig in s des Gesteines eingeschichteten Hellglimmeraggregate weisen in ihrer Mitte zertrümmerte Andalusitkörnchen auf und sind als deformierte Pseudomorphosen nach Andalusit zu deuten. Die feinschuppigen Hellglimmeraggregate enthalten stellenweise auch Schüppchen von Biotit, Chlorit und Opazit, welche wohl aus den ehemaligen helizitischen Einschlusszügen der Andalusite stammen dürften. Der Plagioklas ist Oligoklas mit ca. 15% An (Kreuzstellung gegen Quarz). Quarz ist intensiv postkristallin deformiert; ebenso in der Regel der Biotit. Es finden sich jedoch auch regenerierte Biotite. Diese durchsprießen kreuz und quer die Hellglimmerpseudomorphosen nach Andalusit. Hellglimmer und Chlorit sind vorwiegend nach der Deformation des Gesteines kristallisiert. Accessoria: Opazit, Chlorit, Zirkon (bzw. Monazit). Zugehörigkeit zur Kontaktmetamorphose A.

2.3. Fleckgneis

Als solchen bezeichne ich nach seinen charakteristischen dunklen Flecken (Porphyroblasten von Biotit, Opazit, Cordierit und Andalusit) den kontaktmetamorph schwach veränderten altkristallinen Gneis im äußeren Kontakthof des Eisenkappler Granitzuges in der Makesch-Querstruktur. Er gehört zur Kontaktmetamorphose B.

Lesesteine typischer Fleckgneise fand ich auch nahe dem Rande des Tonalitgneises und zwar im Graben östlich Pettlar in Seehöhe 810 m. Diese könnten eventuell der Kontaktmetamorphose A angehören.

Mikroskopisch untersucht wurden Proben von folgenden Fundorten: (1) Im Graben 350 m östlich Josel (Abb. 8) und zwar das südliche Vorkommen in Seehöhe 650 m und (2) das nördliche Vorkommen in Seehöhe 660 m. Am Bergrücken zwischen Leppen- und Remschenigtal (3) am Karrenweg, 200 m westsüdwestlich P. 843; (4) am Kamm, 100 m nordwestlich P. 843; (5) 100 m nordnordöstlich P. 843 und zwar in Seehöhe 800 m im Quellgebiet jenes Grabens, der bei Ziffer „7“ der Zahl „637“ ins Leppental mündet. (6) Am Kamm, 80 m westnordwestlich Kach. (7) Bei der Kehre des Karrenweges, 60 m südöstlich Kach.

Megaskopisch sind es feinkörnige Gneise und zwar vorwiegend Paragneise von grauer Farbe und bräunlich verwitternd. Sie sind im m- und cm-Bereich gefaltet. Die Elongation der Minerale auf s folgt in der Regel der Richtung der Faltenachse. Stets erkennt man auf s und auch an Quer- und Längsschnitten 1 bis 3 mm große, rechteckige bis ovale dunkle Flecke. Unter dem Mikroskop sieht man, daß es sich um sonderbar regelmäßige Biotitaggregate mit einer langen dünnen zentralen Opazitleiste handelt. Siehe unten!

Daneben treten mitunter megaskopisch dunkle, kurzprismatische Stengel auf, die häufig nicht sehr scharf gegen das Nachbargewebe abgegrenzt sind. Sie werden bis 8 mm lang und 3 mm breit. Das Mikroskop zeigt, daß es sich um gedrungene Cordieritprismen handelt, die teilweise pinitisiert sind. Fundorte: Nr. 3, 4, 5 und 6. Sie erinnern an die gedrunge- nen Cordieritprismen im kontaktmetamorphen Fleckschiefer („Knoten-

schiefer“) von Theuma in Sachsen, die ich exkursionsmäßig besuchte und von wo ich entsprechende Proben mit gedrungenen Cordieritprismen mit der Länge 4,5 mm und der Breite 1,3 mm und mit den entsprechenden stengelförmigen, nicht sehr scharf gegen das Grundgewebe abgegrenzten Umrissen sammelte (Ch. EXNER 1965, p. 141; W. E. TRÖGER 1955, p. 264, Abb. 192).

Schließlich finden sich schlanke dunkle Andalusitsäulchen mit 15 mm Länge und 2 mm Dicke. Fundort Nr. 6. Sie sind recht scharf vom Nachbargewebe abgegrenzt und erweisen sich unter dem Mikroskop als frisch (nicht sekundär verändert) und reich an Einschlusszügen und auch an unregelmäßigen Einschlüssen von Opazit und anderen Gemengteilen des Grundgewebes, was ihre megaskopisch dunkle Farbe zur Folge hat. Die rötliche Farbtonung des Andalusit ist im Anschliff sichtbar.

Der Fleckgneis besteht somit aus den über 1 mm großen Flecken (Porphyroblasten von Biotit, Opazit, Cordierit und Andalusit) und aus dem Grundgewebe, dessen Korngröße unter 1 mm bleibt.

Hauptgemengteile des Gesteines sind: Plagioklas, Biotit, Hellglimmer und Quarz; dazu fallweise Cordierit und Andalusit.

Nebengemengteile und Accessoria sind: Opazit, Epidot, Mikroklin, Turmalin (Zonenbau mit blaugrünem Kern und gelber Hülle), Chlorit, Apatit, Rutil und Zirkon (? Monazit).

Zum Altbestand des Gesteines gehören gefüllte und kornzerkleinerte Plagioklase mit deformierten polysynthetischen Zwillinglamellen (Relikte der Paragneise), kornzertrümmerte, nur in einer Probe angetroffene Mikroklinreste und alte gequälte Biotite mit viel „Wurmbiotit“. Die Struktur des Altbestandes entspricht der des Eisenkappler Altkristallins.

Dem kontaktmetamorphen Neubestand des Gesteines gehören an: Quarz, Biotit neu, die großen Opazitleisten der Biotit-Opazit-Aggregate, die großen Hellglimmertäfelchen, Cordierit und Andalusit.

Hysterogene Gemengteile, die sekundär nach der Kontaktmetamorphose entstanden sind, werden durch Pinit und Chlorit repräsentiert.

Quarz ist zwar in s gelängt, aber rekristallisiert. Er hat glatte Umrissform und ist kaum oder nicht undulös.

Biotit neu zeigt zwar denselben Pleochroismus wie Biotit alt (hellgelb bis rotbraun), jedoch fehlt ihm die postkristalline Deformation und es fehlt der „Wurmbiotit“. Er durchspießt ebenso wie der große Hellglimmer das Gesteinsgewebe kreuz und quer. Beide sind nicht nur diagonal, sondern häufig auch senkrecht zu s des Gesteines orientiert. Sie sind mechanisch und optisch ungestört.

Die Biotit-Opazit-Aggregate (Abb. 10 und 11) stellen das wesentlichste und auffallendste Merkmal des Fleckgneises dar. Sie fehlen in keiner der mikroskopisch untersuchten Proben Nr. 1 bis 7 und sie fin-

den sich auch häufig in den Hornfelsen (siehe nächstes Kapitel). Um eine lange dünne opake Erzleiste im Zentrum gruppieren sich etwa 100 und mehr Biotitindividuen vom Typus: Biotit neu. Sie legen sich mit ihrer Basisfläche (001) entweder senkrecht, schräge oder parallel der Opazitleiste an. Sie bilden konzentrische Schalen um die Opazitleisten, wobei die Biotitindividuen einer Schale untereinander subparallel orientiert sind. Häufig wechseln Schalen quer- und längsständigen Biotits (bezogen auf die zentrale Opazitleiste) miteinander ab. Die äußere Begrenzung der Aggregate ist rechteckig bis oval. Sie paßt sich der Form der Opazitleiste im Zentrum an. Neben Biotit beteiligt sich mitunter auch Hellglimmer vom Typus: Hellglimmer neu, am Aufbau der Aggregate.

Häufig sind diese Gebilde aber auch recht unregelmäßig. Es können mehrere Opazitkörner im Zentrum auftreten. Diese können gedrungene oder ganz unregelmäßige Formen aufweisen, protuberanzenähnliche Fortsätze in die Glimmerhülle entsenden und es können die Glimmer selbst mit Opazitstaub getrübt sein und opazitische Einschlußzüge aufweisen, wobei mittelgroße, unregelmäßig verteilte Opazitkörnchen zwischen den Einschlüssen im Glimmer und den zentralen Opazit-Großkörnern vermitteln. Auch die äußeren Umrisse der Biotitaggregate sind häufig verschwommen. Die Glimmer der Aggregate gehen in solchen Fällen allmählich in die kreuz und quer das Gestein durchspießenden Glimmer vom Typus Biotit neu und Hellglimmer neu über.

Die zentrale Opazitleiste besteht im wesentlichen aus Ilmenit. Er zeigt die charakteristischen tafeligen und rhombischen Formen, stahlgraue Reflexion und mitunter erkennbares nelkenbraunes Durchscheinen mit Ausbildung scharfer Gleitlamellen. Im einzelnen ist der Rand des Ilmenits häufig unregelmäßig gezackt (Abb. 11) und weist mitunter Skelettkristalle mit protuberanzenförmigen Auswüchsen auf. Einschlüsse von Biotit und farblosem Glimmer sind häufig (Abb. 10). Es handelt sich also um kontaktmetamorphe Ilmenit-Porphyroblasten. Als Extrem beobachtete ich als Kern eines 3 mm langen Biotitaggregate eine einzige schmale Ilmenitleiste, welche 2,6 mm lang und nur 0,25 mm breit ist.

Es wäre erwünscht, diesen Biotit-Opazit-Aggregaten eine spezielle mineralogische Untersuchung zukommen zu lassen und die Geochemie ihrer Entstehung zu klären.

Vorläufig würde ich meinen, daß es sich um kontaktmetamorphe Konzentrationen des im altkristallinen Gneis bereits vorhandenen Fe, Ti handelt und solche Konzentrationen zu Ilmenitblasten kristallisierten. Diese haben als bevorzugte Ansatzkerne für Kristallisation von neuem Biotit funktioniert.

Eine Interpretation der Biotit-Opazit-Aggregate als Pseudomorphosen, z. B. nach Cordierit, welcher reich an Fremdeinschlüssen Fe, Ti-hältiger Minerale war, dürfte weniger gut sein. Denn Pinitisierung des Cordierits ist im Gestein vorhanden und sieht vollkommen anders aus (feinschuppiges Glimmer-Chlorit-Aggregat).

Lehr- und Handbücher bringen keine Hinweise auf die Existenz von Biotit-Opazit-Aggregaten in Gesteinen. Jedoch sind in analogen, aus dem Altkristallin entstandenen Hornfelsen der Alpen bereits diesbezügliche Beobachtungen vorhanden.

Am deutlichsten beschreibt G. B. TRENER (1906, p. 475) aus Quarz-Feldspat-Biotit-Andalusit-Hornfels vom Tonalepaß Aggregate neu gebildeten, richtungslos angeordneten Biotits und bemerkt dazu: „Große Erzausscheidungen kommen gewöhnlich in dem Zentrum der Biotitanhäufungen vor.“ W. PETRASCHECK (1905, p. 67—68) nennt aus Andalusitglimmerfels von Schabs im Kontakt des Brixner Granits zum Brixner Quarzphyllit neugebildete quergestellte Biotitblättchen. Biotit bildet „Aggregate kleiner Schüppchen. Oft liegen Körnchen opaken Erzes in ihm“. W. SALOMON (1898, p. 201—203) berichtet von auffallend regelmäßig begrenzten Biotitaggregaten im Fleckschiefer bis Hornfelsbiotitglimmerschiefer von Canale San Bovo am Rande des Cima d'Asta-Plutons. Er deutet sie allerdings als Pseudomorphosen entweder nach Staurolith oder nach Cordierit.

Die bis 8 mm großen Cordierite des Eisenkappler Fleckgneises sind einschlußreiche Porphyroblasten. Sie haben häufig annähernd rechteckige bis ovale Umrißform, deren einzelne Abschnitte aber mehr oder weniger xenomorph sind und das nachbarliche Grundgewebe des Gesteines unregelmäßig umschließen. Unverlegte helizitische Einschlußzüge im Cordierit bestehen aus Biotit alt mit „Wurmbiotit“, Hellglimmer, Opazit, Epidot und Turmalin. Sekundäre Pinitisierung ist lokal vorhanden.

Lagenweise Cordierit-Anreicherung im Fleckgneis erzeugt Übergänge zu Hornfels. Das Gestein wird dabei mittelkörnig, graugrün, fettig glänzend und zeigt muscheligen Bruch.

3. Stark kontaktmetamorphes Altkristallin. Hornfelse mit Andalusit, Cordierit, Sillimanit, Granat, Spinell, Korund, Magnetit etc.

Es handelt sich um grünlichgraue harte Gesteine mit flächigem Parallelgefüge, mit teilweise speckigem Glanz und muscheligem Bruch. Wir nennen sie Hornfelse mit flächigem Parallelgefüge. Sie gehören teils der Kontaktmetamorphose B und teilweise der Kontaktmetamorphose A an. Über ihre geologische Verbreitung siehe Seite 33 bis 35. Die folgende Beschreibung der von mir gesammelten und untersuchten Proben ist nach dem Mineralbestand gegliedert.

Cordierit-Kalnatronfeldspat-Plagioklas-Biotit-Hellglimmer-Quarz-Hornfels (Fundort: Berggrücken zwischen Leppen- und Remschenigtal, 150 m südöstlich P. 843): Megaskopisch mittelkörniges, dunkel grünlichgraues Gestein mit speckigem Glanz und viel Biotit. Farblose gefaltete Quarz-Feldspatlagen im mm-Bereich betonen das wellig flächige Parallelgefüge und machen arteritische Stoffzufuhr aus dem Granit wahrscheinlich. Innerer Kontakthof der Makesch-Querstruktur. Kontaktmetamorphose B.

Unter dem Mikroskop erweist sich das Gestein als im wesentlichen aus dem regenerierten Mineralbestand des altkristallinen Paragneises zusammengesetzt, wozu noch Cordierit und viel Mikroclin hinzukommen. Cordierit bleibt verhältnismäßig klein (unter 2,4 mm). Er zeigt Einschlüsse von Biotit und Apatit sowie beginnende Pinitisierung. Der xenomorphe Kalinatronfeldspat ist hart gequält und Aderperthit, frei von Einschlüssen und nicht postkristallin gequält. Der Plagioklas ist polysynthetisch verzwilligt, glatt auslöschend, also ebenfalls nicht postkristallin gequält. Der Biotit zeigt Pleochroismus von hellgelb bis rotbraun. „Wurmbiotit“ kommt vor. Der Biotit ist meist nicht gequält und gerne mit Opazit assoziiert. Er ist reich an Einschlüssen von Zirkon (Monazit) mit pleochroitischen Höfen. Der Hellglimmer ist nicht gequält und häufig von wurmförmigen, myrmekitähnlichen Gewächsen durchdrungen. Quarz wird bis 5 mm groß, ist nicht oder nur schwach undulös, zeigt granoblastische glatte, nicht verzahnte Umrisse, bildet gegen Kalinatronfeldspat automorphe Umrisse in der Art der Tropfenquarze und führt auch Einschlüsse von Cordierit, Feldspat, Biotit und Opazit. Accessoria: Opazit, Turmalin, Apatit, Zirkon (? Monazit) und Chlorit.

Die Quarz-Feldspatlagen mit reichlich Mikroclin und großen einschlußreichen Quarzkörnern, die auch Cordierit umschließen, sind als aplitische Zufuhr verständlich (Arterit).

Andalusit - Cordierit - Kalinatronfeldspat - Plagioklas - Biotit - Hellglimmer - Quarz - Hornfels.

Fundorte: Graben nördlich Josel, Seehöhe 670 m. Siehe Abb. 7. Innerer Kontakthof der Makesch-Querstruktur. Kontaktmetamorphose B. Ferner ein Lesestein aus dem Remschenigbach bei Kaspere. Der Hornfels aus dem Graben nördlich Josel besitzt gefaltete Quarz-Feldspatlagen mit Ausdünnung der Schenkel und Verdickung der Faltscheitel. Der Andalusit verleiht dem graugrünen Hornfels einen rötlichen Farbton (Lesestein aus dem Remschenigbach).

Andalusit bildet bis zu 8 mm lange, rosa pleochroitische, mit der c-Achse parallel zum Flächengefüge des Gesteines eingeregelt Porphyroblasten mit unverlegten helizitischen Einschlußzügen von Biotit, Hellglimmer und Opazit. Xenomorpher Cordierit ist jünger. Er durchdringt die Andalusitsäulchen. Er erreicht 4 mm Korndurchmesser und führt unverlegte helizitische Einschlußzüge von Opazit und Biotit. „Wurmbiotit“ und Biotit-Opazit-Aggregate sind vorhanden. Sonderbare, nicht näher untersuchte wurmförmige Mineralgewächse dringen randlich in den Cordierit ein. Der übrige Mineralbestand entspricht dem des vorgenannten Gesteines.

Sillimanit - Andalusit - Cordierit - Kalinatronfeldspat - Plagioklas - Biotit - Hellglimmer - Quarz - Hornfels. Fundorte: Am Güterweg von Jurjoutz nach St. Margarethen, Seehöhe 1030 m, hangendes Altkristallindach des Tonalitgneises (siehe Abb. 2 und Profil 2 der Abb. 1). Ferner nordöstlich St. Margarethen und zwar am Karrenweg in Seehöhe 1095 m, das ist 240 m südsüdöstlich P. 1092, knapp nördlich des Tonalitgneises. Ferner Lesesteine im Remschenigbach bei der Rjewica-Mündung. Und schließlich die schon in der Erläuterung zu Profil 1 der Abb. 1 genannte (Seite 11), sehr reiche und un schwer erreichbare große Fundstelle von Lesesteinen im Quellgebiet des Remschenigtales in Seehöhe 1090 m. Diese Lesesteine (Bachgeschiebe) dürften ihr Anstehendes am Rande des Diorit-Linsenzuges vom Pettauer haben. Somit dürften alle Vorkommen der Kontaktmetamorphose A zugehören.

Sillimanit scheint im gesamten Untersuchungsgebiet auf Hornfelse der Kontaktmetamorphose A beschränkt zu sein.

Das zuletzt genannte Vorkommen von Lesesteinen im Quellgebiet des Remschenigtales ist Exkursionisten zu empfehlen, die nicht viel Zeit haben, aber möglichst erfolgreich und rasch dieses prächtige Gestein aufsammeln wollen. Man fahre auf der Autostraße im Remschenigtal bis zur Kapelle und Brücke, die sich 300 m westlich St. Margarethen befinden. Von dort wandere man 1,4 km zu Fuß auf gutem Karrenweg, immer längs des Remschenigbaches aufwärts nach E in Richtung Staatsgrenze. Bei der ersten alten Mühle, an der eine Touristentafel (Abzweigung zur Uschowa, Eschenberg) angebracht ist, folge man nicht dem südlich über eine Brücke führenden Uschowa-Touristensteig! Sondern man bleibe am N-Ufer und steige am Karrenweg geradeaus in östlicher Richtung parallel zum Remschenigbach etwa 150 m lang geduldig weiter an. Dort kommt man auf einen verhältnismäßig ebenen Platz, wo der Nebenbach von N in den Remschenigbach mündet. Die Stelle befindet sich bei der auf der österreichischen Karte 1 : 50.000 (Blatt 213, Eisenkappel, Ausgabe 1966) eingetragenen Mühle. Das ist die oberste Mühle im Remschenigtal. Sie befindet sich 270 m westlich der Staatsgrenze. Von der Mühle existieren in der Natur nur noch schwer kenntliche Ruinenreste. Aber das Einmünden des von N kommenden Nebenbaches in den Remschenigbach ist unverkennbar. Man verläßt nun den Karrenweg, überspringt brückenlos den Bach nördlich des Karrenweges und wandert weglos längs des von N einmündenden Seitenbaches noch 100 m nach N. Die dort in Seehöhe 1090 m angehäuften, reichlichen Bachgeschiebe bestehen vorwiegend aus dem sehr harten Sillimanit - Andalusit - Cordierit - Kalinatronfeldspat - Plagioklas - Biotit - Hellglimmer - Quarz - Hornfels mit flächigem Parallelgefüge und gefalteten Quarz-Feldspat-Lagen.

Megaskopisch ist das Gestein mittelkörnig und dunkelgrau. Es zeigt schwarzen Biotit, farblosen Hellglimmer, fettig grünlichgraue Partien (Cordierit) und rötliche Stellen (Andalusit). Das Gestein hat welliges flächiges Parallelgefüge und ist gefaltet. Es ist durchzogen von mitgefalteten Quarz-Feldspat-Lagen, die einige mm dick sind; mitunter auch von cm-dicken Quarzlagen.

Unter dem Mikroskop: Sillimanit ist reichlich vorhanden und bildet Büschel und Lagen parallel s des Gesteines. Die Einzelsäulchen von Sillimanit erreichen 0,5 mm Länge und 0,02 mm Dicke (Güterweg Jurjoutz—St. Margarethen). Mitunter umfassen die Sillimanitlagen löffelförmig die viel größeren und gedrungenen, augenartig in sie eingebetteten Andalusitsäulen. Die Sillimanitfasern sind meist postkristallin gebogen und dementsprechend auch undulös auslöschend. Es finden sich aber auch radialstrahlige Büschel und Garben mit mechanisch ungestörtem, quer zur Schieferung des Gesteines orientiertem und nicht undulösem Sillimanit. Unverlegte und verlegte helizitische Einschlußzüge von Sillimanit finden sich besonders in Cordierit, Kalinatronfeldspat und Plagioklas. Zusätzlich kommen im Cordierit zarte, nicht verbogene und mitunter radialstrahlig angeordnete Sillimanitnadelchen vor, welche wahrscheinlich später kristallisiert sind als der Cordierit-Wirt.

Andalusit bildet 5 mm lange Säulen. Pleochroismus: farblos bis rosa. Die Säulchen liegen meist mit ihrer Längsrichtung (c-Achse) in s des Gesteines. Helizitische Einschlüßzüge und unregelmäßig orientierte Einschlüsse von Biotit. Randlich und an Spalten im Andalusit siedelt Sillimanit, der wohl sekundär aus Andalusit hervorgegangen ist.

Cordierit bildet xenomorphe, bis 7 mm große Blasten, die optisch kaum gestört und somit postkinematisch kristallisiert sind. Es handelt sich um runde Formen oder auch um langgestreckte Säulen, deren c-Achse zumeist in der Schieferungsfläche des Gesteines liegt. Der Cordierit ist reich an helizitischen Einschlüßzügen und auch an ungerichteten Einschlüssen der übrigen Gesteinsgemengteile. Am Aufbau der helizitischen Einschlüßzüge beteiligen sich besonders Sillimanit, Biotit und Opazit. Stellenweise hat die Kristallisation des Cordierits sicher die Kristallisation des Sillimanits überdauert. Der Cordierit dringt gegen Kalinatronfeldspat warzenförmig vor. Stellenweise ist Pinit vorhanden.

Der **Kalinatronfeldspat** ist flauer Mikroklin und wahrscheinlich Orthoklas. Er ist xenomorph. Selten zeigt er an der Grenze zu Quarz idiomorphe Formen. Mitunter ist ein Zonenbau vorhanden. Faser-, Ader- und Fleckenperthit. Klares Korn. Keine Zersetzung. Helizitische Einschlüßzüge von Sillimanit.

Der **Plagioklas** tritt mengenmäßig gegenüber Kalinatronfeldspat zurück. Er zeigt klares Korn, nicht gequälte polysynthetische Zwillinglamellen und mitunter helizitische Einschlüßzüge von Sillimanit. Myrmekit am Rande gegen Kalinatronfeldspat kommt vor.

Der **Biotit** ist hellgelb bis rotbraun. Teils ist er in s des Gesteines eingeschichtet. Teils durchsetzt er das Gestein kreuz und quer. Die charakteristischen Biotit-Opazit-Aggregate sind vorhanden (Probe 240 m südsüdöstlich P. 1092). Der Biotit ist hauptsächlich postkinematisch kristallisiert.

Hellglimmer kann mit Einschlüssen von Biotit und Opazit postkristallin gequält sein (Lesesteine im Quellgebiet des Remschenigbaches). Häufiger jedoch ist er postkinematisch kristallisiert und durchsprießt das Gestein kreuz und quer.

Quarz erweist sich in einigen Proben als postkristallin deformiert (gelängt in s, verzahnte Individuen, Einregelung zu Großindividuen, undulös). Er ist einschlußarm, xenomorph, kann jedoch an der Grenze zu Kalinatronfeldspat idiomorph ausgebildet sein.

Accessoria: Opazit, Turmalin (mit Einschlüssen von Opazit), „Wurmbiotit“, Epidot (farblos bis hellgrün; bis 0,35 mm groß), Zirkon (? Monazit) und Chlorit.

Da Sillimanit im nicht-kontaktmetamorphen Eisenkappeler Altkristallin fehlt, jedoch im vorliegenden Hornfels ganz prächtig entwickelt ist, halte ich es für erwiesen, daß der Sillimanit im Eisenkappeler Raum ein kontaktmetamorphes Mineral ist. Siehe auch Ch. EXNER (1966, p. 229 und 230). Es besteht gute Übereinstimmung mit den Beobachtungen von GIAMB. DAL PIAZ (1934) und A. BIANCHI (1934), die im geologischen Rahmen des Rieserferner-Plutons wohl kontaktmetamorph gesproßten Sillimanit, jedoch im nicht-kontaktmetamorphen oberostalpinen Altkristallin der Umgebung keinen Sillimanit fanden.

Granat - Sillimanit - Andalusit - Cordierit - Kalinatronfeldspat - Plagioklas - Biotit - Hellglimmer - Quarz - Hornfels. Fundorte: Liegendes des Diorit-Linsenzuges vom Pettauer, Seehöhe 780 m, 420 m ost-südöstlich Kaspriere (Profil 4 der Abb. 1). Ferner am S-Rand desselben Dioritlinsenzuges, 270 m westlich der Staatsgrenze. Es handelt sich um den Aufschluß im Wasserriß unter dem Karrenweg bei der Quelle in Seehöhe 1300 m. Kontaktmetamorphose A.

Freisichtig sieht das Gestein wie das Vorgenannte aus, doch erkennt man 4 mm große, rundliche rote Granatkristalle.

Mikroskopisch zeigt der Granat teils idiomorphe Umrisse, teils Skelettwachstum, teils korrodierte Ränder. Er findet sich meist frei im Grundgewebe des Gesteines; mitunter aber auch als Einschluß in Cordierit und in Kalinatronfeldspat. Häufig ist Opazit im Granat eingeschlossen. Der übrige Mineralbestand entspricht dem des vorgenannten Gesteines. Unter den Accessorien wurde auch Apatit angetroffen.

Man wird den Granat dieses Hornfelses teils zum altkristallinen Gesteinsbestand, teils zu den kontaktmetamorphen Neubildungen zählen dürfen.

Zum Vergleich ist es interessant, daß sich Granat auch in den entsprechenden, aus altkristallinen Gneisen hervorgegangenen Hornfels am Rande des Rieserfernerplutons (F. BECKE 1892, p. 457; L. WALDMANN 1929, p. 6; K. SCHOKLITSCH 1933, p. 258—259; Giamb. DAL PIAZ 1934; A. BIANCHI 1934 und W. SENARCLENS-GRANCY 1965, p. 249—250) und des Adamelloplutons (ZUSAMMENFASSUNG VON E. JUSTIN-VISENTIN und B. ZANETTIN 1968) findet. JUSTIN-VISENTIN und ZANETTIN konnten zeigen, daß der Granat als kontaktmetamorphe Neubildung dort auftritt, wo die betreffenden Hornfelse aus schon vor der Kontaktmetamorphose granatführendem altkristallinem Gestein hervorgegangen sind. Die kontaktmetamorphe Regeneration des Granats konnten sie detailliert verfolgen. Nach ihren Beobachtungen umschließt letztlich Cordierit den regenerierten Granat, was mit den Beobachtungen an meinem Gestein bei Eisenkappel übereinstimmt. Sie konnten ferner zeigen, daß bei Zunahme der Kontaktmetamorphose parallel zum Überhandnehmen des Cordierites der Granat verschwindet. So fehlt der Granat dem innersten Kontakthof des Adamelloplutons.

Staurolith habe ich in den Gesteinen bei Eisenkappel nicht angetroffen.

Spinell-Korund-Epidot-Hornblende-Magnetit-Hornfels. Graben nördlich des Remscheniger Riegel. Siehe Abb. 9. Die Entfernung vom mittelkörnigen Granit beträgt bloß 5 bis 6 m. Innerer Kontakthof des Eisenkappler Granitzuges in der Makesch-Querstruktur. Kontaktmetamorphose B. Es handelt sich um mittel- bis feinkörniges, dunkel graugrünes Gestein mit flächigem Parallelgefüge. Freisichtig sind säulenförmige Minerale (Epidot und Hornblende) erkennbar.

Spinell wird bis 0,4 mm groß und bildet Körnchenzüge parallel s des Gesteines. In der Regel ist er grasgrün. Spinelle, die in Körnchen hofartig um Opazit angeordnet sind, zeigen braungrüne Färbung. Die größeren Spinellkörner sind xenomorph. Kleine Körnchen lassen die Oktaederform erkennen.

Korund wird bis 0,3 mm groß, zeigt tonnenförmige Umrisse, meist mit Einregelung der Längsachse der Tonne in die Schieferungsebene des Gesteines. Er ist farblos mit violetten Flecken. Diese sind pleochroitisch: a = graubraunviolett, c = blauviolett. Optisch einachsiger negativ, Charakter der Hauptzone negativ. Starke Lichtbrechung, niedrige Doppelbrechung. Die Körnchen treten frei im Grundgewebe des Gesteines auf. Mitunter sind sie eingeschlossen im Epidot.

Epidot (2,2 mm) bildet unregelmäßig begrenzte Säulchen, meist parallel s des Gesteines. Farblos. Optisch zweiaxsig negativ mit sehr großem Achsenwinkel. Hohe Lichtbrechung. Mittlere Doppelbrechung.

Hornblende (1,1 mm): Farblos bis hellgrün. $Z/c = 17,5^\circ$. Außer den mitelkörnigen Individuen bildet sie auch kleinkörnige Lagen.

Magnetit ist teils fein verteilt, teils zeigt er 1 mm lange quadratische oder in s gelängte, rechteckige Umrisse. Diese größeren Körner werden häufig von einem kleinkörnigen Spinellhof umgeben.

Accessorium: Chlorit.

Der mega- und mikroskopische Charakter des Gesteines machen es wahrscheinlich, daß es sich um einen hornfelsierten Amphibolit des Eisenkappler Altkristallins handelt.

Zum Vergleich sei folgendes angeführt: H. V. GRABER (1897, p. 287) fand Hornblende-Zoisit-Schieferhornfels (ohne Spinell und ohne Korund) unterhalb von Paul im Remschenigtal. Er erwähnt, daß die Hornblende dieses Gesteines „von einer Unzahl von winzigen Interpositionen durchsetzt ist“.

H. V. GRABER (1933, p. 2) erwähnt Korund als „dichtgescharte länglich-runde Tröpfchen im Andalusit und Biotit, ... die auf größere, einst zusammenhängende Korundindividuen schließen lassen“. Er gibt sonst keine nähere Beschreibung und auch keinen Fundort innerhalb der Hornfelse bei Eisenkappel an. Seiner Deutung, daß „der Korund ein älterer, schon vorgranitischer Bestandteil dieser Kontaktschiefer“ sei, kann ich mich nicht anschließen, da die von mir beobachteten, selbständig im Hornfels auftretenden, recht großen (0,3 mm), tonnenförmig idiomorphen, schön gefärbten Korunde mit großer Wahrscheinlichkeit als Neubildungen im Zuge der Kontaktmetamorphose anzusprechen sind.

Spinell war bisher aus dem Gebiet von Eisenkappel nicht bekannt gewesen.

Spinell und Korund sind aus dem kontaktmetamorphen Altkristallin am Rande des Rieserferners (L. WALDMANN 1929, p. 7), Spinell aus Hornfels der Quarzphyllitserie am S-Rande des Brixner Granits (W. PETRASCHECK 1905, p. 67—68), des Kontakthofes der Klausenite (F. TELLER und C. v. JOHN 1882, p. 665—668) und des Diorits von Lüssen (E. CASTEGNARO 1955, p. 51) bekannt. Spinell und Korund kennt man von vielen Stellen in den kontaktmetamorphen Hornfelsen des Altkristallins am Rande des Adamelloplutons (W. SALOMON 1890, p. 525—526; G. B. TRENER 1906, p. 477; Korund: B. ZANETTIN 1956, p. 52, 55 und Tafel V, Fig. 3) und in den Hornfelsen am Rande des Cima d'Asta-Plutons (W. SALOMON 1898, p. 200 und 208).

4. Migmatitzone

Die Intrusionen des Eisenkappler Granits in das Eisenkappler Altkristallin unter Bildung prachtvoller Bänder-, Ader-, Schollen- und Nebelmigmatite sind in der Makesch-Querstruktur erhalten.

Im Gebiete nordwestlich Makesch streicht das steilstehende Altkristallin

NE. Ohne Änderung der Streichrichtung der s-Flächen und der NE-streichenden Faltenachsen wird das Altkristallin hornfelsiert, migmatisiert und im mittelkörnigen Granit aufgelöst. Vielfach kann man flächiges Parallelgefüge und Lineationen bis in die im mittelkörnigen Granit isoliert schwimmenden Hornfelschollen verfolgen. Diese werden mitunter auch im Granitbad gekippt und die Gefüge daher verdreht.

Die Aufschlüsse findet man in kleinen Felspartien des bewaldeten Bergrückens zwischen Leppen- und Remschenigtal, teils in der Kammregion zwischen P. 836 und Kach, teils im Abhang zum Leppental bis 100 m über dem Talgrund südwestlich Pasterk und letztlich mehr in Lesesteinen am Remscheniger Abhang bis zur 700-m-Isohypse.

So steht zum Beispiel östlich P. 843 granitisch injizierter, gebänderter Hornfels mit meßbarer Faltenachse (Streichen: N 65° E, Neigung: 20° NE) an. Sie bildet die ungestörte Fortsetzung der in gleicher Richtung im südwestlich anschließenden, nicht kontaktmetamorphen Gneis ausgeprägten Faltenachse. Weiter nördlich kann man im Abhang gegen das Leppental (nordöstlich P. 843) in einigen Felswänden sehr gut den Schollen- und Nebelmigmatit beobachten:

Hier zeigen die Schollen des hornfelsierten Altkristallins, welche im mittelkörnigen Granit schwimmen, zunächst noch das flächige Parallelgefüge der oben betrachteten Hornfelse. Dann sind nur noch flach abgeplattete, eckige, den Absonderungen des geschieferten Altkristallins entsprechende Begrenzungen vorhanden. Jedoch der Inhalt dieser Schollen ist bereits massiger, sehr cordieritreicher Hornfels mit echter Bienenwaben-Hornfelsstruktur ohne, oder nur mit Relikten von flächigem Parallelgefüge. Diesem Gestein fehlt Andalusit. Der letzte Lösungsvorgang (Nebulit) und Übergang zu Hybridgranit bis zu reinem Mittelkorngranit dürfte sich wahrscheinlich über das Zwischenstadium von Cordieritgranit vollziehen. Ich habe von hier zwar den massigen Hornfels (siehe Beschreibung unten!), aber leider nicht die Nebulite und Hybridgranite mikroskopisch untersucht, da das Gesteinsmaterial wenig frisch ist.

Mittelkörniger Granit und Aplit bauen das Neosom der Migmatite auf. Beide sind als mobile Randfazies des Eisenkappler Granites anzusprechen. Wo sich Diorit und Grobkorngranit der Migmatitzone des Altkristallins nähern (Graben südlich Ziffer „7“ der Zahl „637“ im Leppental), werden sie ebenfalls von Mittelkorngranit und Aplit durchdrungen, zu Migmatiten umgewandelt und aufgelöst.

Man kann aus dieser Sachlage schließen, daß hier nur granitisches und aplitisches Magma die Fähigkeit hatte, lagen- und aderförmig ins altkristalline Gneisdach einzudringen und es migmatisch aufzulösen. Grobkörnige Granit-Kristallisation war offensichtlich in der migmatischen Randzone wegen der dort rascheren Abkühlung des Magmas nicht möglich.

Mylonitische Harnische der Spätbewegungszonen der Gebirgsbildung zerschneiden diskordant die Migmatitzone z. B. im 6 m hohen Wandzug nordöstlich P. 843. Der Harnisch streicht N 78° E und fällt 35° S.

Für Exkursionisten zum Zwecke der Besichtigung der Migmatitzone ist Fahrt ins Remschenigtal bis zur Holzbrücke, 100 m westlich Schuchar (kleiner behelfsmäßiger Parkplatz) und Anstieg zu Fuß am Karrenweg zum Makesch empfehlenswert. Ein bequemer, 800 m langer Karrenweg führt vom Makesch-Bauern leicht ansteigend in nordöstlicher Richtung durch den Wald bis auf den bewaldeten Hauptkamm zwischen P. 836 und P. 843. Dort anstehende Hornfelse und Migmatite! Die strukturelle Resistenz der Hornfelse und ihre Auflösung im Granit beobachtet man in den kleinen Felswänden der Kammregion. Die schönsten Migmatitaufschlüsse zeigen allerdings die unbequem zugänglichen Schrofen im dicht bewaldeten Hang, der ziemlich steil und weglos gegen das Leppental abfällt. Ohne Weg, aber ganz bequem, kann man die Höhenwanderung über P. 843 zum verlassenen Bauernhof Kach machen, auf einem Karrenweg absteigen und zum behelfsmäßigen Parkplatz im Remschenigtal zurückgehen. Ein solcher Rundgang macht den aufmerksamen Beobachter mit zahlreichen Erscheinungen des Eisenkappeler Altkristallins, seiner schwachen und starken Kontaktmetamorphose und seiner magmatischen Durchdringung mit Eisenkappeler Granit vertraut.

4.1. Hornfelsschollen im Migmatit

Massiger Cordierit-Kalinatronfeldspat-Plagioklas-Biotit-Hellglimmer-Quarz-Hornfels. Fundort: Migmatitzone am Berg Rücken zwischen Leppen- und Remschenigtal, Felswand nordöstlich P. 843. Die Felswand besteht aus Bänder- und Schollenmigmatit. Paläosom: Hornfels. Neosom: mittelkörniger Granit. Die Hornfelsschollen haben Durchmesser in m-, dm- und cm-Dimension und gehen in nebulitische Gebilde in mm-Dimension über. Die großen Hornfelsschollen zeigen Übergänge von Hornfels mit flächigem Parallelgefüge zu massigem Hornfels. Aus dem letztgenannten stammt die untersuchte Gesteinsprobe.

Der massige Hornfels ist mittelkörnig, grau violett mit speckigem Habitus. Freisichtig sind Feldspatleisten, Biotitblättchen und lokale Reste eines flächigen Parallelgefüges wahrnehmbar.

Unter dem Mikroskop zeigt der Quarz typisches granoblastisches Bienenwabengefüge, also echte Hornfelsstruktur. Die Durchschnitte durch die Quarzkörner sind annähernd isometrische Polygone und zwar Schnitte durch Bipyramiden mit kurzen Prismenflächen. Die Durchmesser betragen 0,3 bis 1,5 mm. Im jeweiligen Zentrum eines Quarzkornes befinden sich mitunter Einschlüsse von Biotit, untergeordnet auch von Opazit und Mikrokl. Sonst haben die Quarzkörner klares Korn und nur wenige Porenzüge. Der Quarz ist nicht oder kaum undulös.

Cordierit bildet bis 5 mm große, gedrungene Säulen mit xenomorphen Rändern, deren Längserstreckung teilweise der ehemaligen Schieferung des Gesteines folgt. Er ist häufig vollgestopft mit Einschlüssen der übrigen Gemengteile. Meist sind die Einschlüsse ungerichtet. Es finden sich aber auch stellenweise unverlegte helizitische Einschlußzüge von Opazit und Biotit als Reste der alten Gneisstruktur. Volumetrisch nimmt Cordierit den Hauptanteil an der Zusammensetzung des Gesteines ein. Stellenweise ist er pinitisiert.

Kalinatronfeldspat tritt reichlich auf. Er enthält weder Makro-

noch Mikroperthit im optischen Auflösungsbereich des petrographischen Arbeitsmikroskopes. Er ist hart gegitterter Mikroklin, xenomorph und meist frei von Einschlüssen des Grundgewebes. Sekundäre Zersetzung durch Hellglimmer und Epidot.

Plagioklas (Oligoklas) tritt mengenmäßig im Vergleich zu Kalinatronfeldspat zurück. Schwacher Zonenbau. Einfachzwillinge und nur selten polysynthetische Zwillinge. Tendenz zu Leistenform. Sonst xenomorph. Einschlüsse von Biotit, Opazit und Zirkon (? Monazit). Aggressive Quarzgewächse. Zersetzung durch Hellglimmer und Epidot.

Biotit zeigt Pleochroismus von hellgelb bis rotbraun. Er ist reich an pleochroitischen Höfen um Zirkon (? Monazit). Sagenit tritt auf. „Wurmbiotit“ kommt vor.

Hellglimmer bildet einschlußreiche Großindividuen (Siebstruktur) mit 2 mm Durchmesser im Pinit. Ansonsten sind kleine Hellglimmerblättchen des Grundgewebes besonders mit Cordierit und Biotit verwachsen. Sie treten zusammen mit Epidot als Zersetzungsprodukte der Feldspate auf.

Ferner: Opazit, Epidot, Chlorit, Turmalin, Apatit, Titanit und Zirkon (? Monazit).

Resistenter als die gewöhnlichen Hornfelse (Abkömmlinge altkristalliner Gneise) sind die Hornfelse mit Hornblendelagen, die aus altkristallinen Amphiboliten hervorgegangen sind. Ihr flächiges Parallelgefüge ist widerstandsfähiger und blieb z. B. nordöstlich P. 843 erhalten, wo die übrigen Hornfelsschollen im Granit bereits homogenisierte Gefüge aufweisen.

Eine Probe des Hornfelses mit Hornblendelagen stammt aus Seehöhe 820 m im Graben südlich Pasterk. Charakteristisch sind 1 bis 5 mm dicke, beinahe monomikte, megaskopisch graugrüne bis schwarze Hornblendelagen mit Kleinfältelung. Nach den Hauptgemengteilen des Gesteines handelt es sich um Kalinatronfeldspat - Plagioklas - Hornblende - Biotit - Hornfels.

Kalinatronfeldspat ist xenomorpher Mikroklin mit einschlußfreiem Korn. Der xenomorphe Plagioklas weist polysynthetische Zwillingslamellen, Zonenbau und Leistenform auf. Er ist mit Epidot gefüllt. Die Hornblende zeigt Pleochroismus von hellgrün bis braungrün. Sie hat klares, optisch ungestörtes, meist einschlußfreies Korn und stellt eine postkinematische Neubildung dar. Biotit hat hellgelben bis rotbraunen Pleochroismus. „Wurmbiotit“ ist vorhanden. Ferner: Opazit bildet Körnchenreihen parallel s des Gesteines und auch unverlegte Einschlüßzüge im Plagioklas. Epidot (farblos bis hellgrün).

H. DER GRANIT VON EISENKAPPEL (KARAWANKEN-GRANIT)

Der langgestreckte schmale Pluton ist eine tektonisch transportierte und als starrer Körper mylonitisch deformierte Lamelle. In genereller alpiner Streichrichtung durchzieht sie die östlichen Karawanken auf einer Länge von 43,7 km (F. TELLER 1898, p. 126). Im vorliegenden Untersuchungsbereich zwischen Vellach und österreichisch-jugoslawischer Staatsgrenze gelangt ein 8,4 km langes Stück dieser Lamelle zur Beobachtung. Dabei ist die Lamelle an der engsten Stelle hier bloß 270 m (südlich Javornik) und an der dicksten 900 m (Makesch-Querstruktur bei Pasterk) breit.

Der Pluton hat im N Tonschiefer der paläozoischen Grünschieferserie

zu Cordierit-Knotenschiefern kontaktmetamorph verändert. Nach der Kontaktmetamorphose hat er die Grünschieferserie N-vergent überschoben. Der heutige N-Rand des Eisenkappler Granitzuges entspricht dem Ausstrich einer mittelsteil südlich einfallenden Überschiebungsfäche. Diese ist feldgeologisch im Aufnahmegebiet recht gut erschlossen: Südliches Einfallen der Grünschieferserie unter den Granitzug. Harnische und Mylonite an der Überschiebung.

Die S-Grenze des Plutons haben wir bereits im vorangegangenen Kapitel eingehend behandelt. Sie ist gekennzeichnet durch Intrusion des Plutons ins Eisenkappler Altkristallin und nachträgliche Zerschierung und tektonische Verengung der Intrusionszone im E des Aufnahmegebietes, während im W der Intrusionskontakt gut erhalten blieb (Makesch-Querstruktur).

Der interne Aufbau des Eisenkappler Granits wird hier erstmals auf einer geologischen Karte dargestellt. Es sind nur wenige Aufschlüsse vorhanden, dafür viele Lesesteine. Mein Begehungsnetz ist eng und ich habe mich bemüht, die selektive Verwitterung, welche bei Lesesteinkartierung Granit/Diorit eine große Rolle spielt, entsprechend zu berücksichtigen. Grobkorngranit zerfällt in den tropischen bis subtropischen tertiären Verwitterungsschwarzen rascher zu Sand als der härtere Mittelkorndiorit. Meine geologische Karte möge im Bereiche des Eisenkappler Granits als eine erste Annäherung an die Verhältnisse der Natur betrachtet werden, die durch technische Eingriffe (Wegebau, Hausbau, Quellfassungen etc.) sich in Zukunft verbessern lassen wird. Motto: Besser eine Lesesteinkarte als gar keine geologische Karte!

Manches Neue, bisher nicht Bekannte läßt sich aus der geologischen Karte herauslesen: Grobkorngranit und Mittelkorndiorit sind im Aufnahmegebiet in annähernd gleicher Menge am Aufbau des Karawanken-Granits beteiligt. Ich benütze deshalb gerne den Ausdruck: **Eisenkappler Granitzug**, wobei die Betonung auf dem tektonischen Charakter der Lamelle oder des „Zuges“ liegt und weniger auf dem Granit, der sich ja tatsächlich nur zur Hälfte am Aufbaue dieser Lamelle beteiligt.

Die Grenzen zwischen Granit und Diorit, ferner manche dünne Gesteinszüge (teilweise auch echte Gänge) von Granodioritporphyr und Aplit streichen in der Makesch-Querstruktur NE; im westlichen Abschnitt (zwischen Vellach und Querstruktur) ENE und im langen schmalen östlichen Abschnitt zwischen Querstruktur und Staatsgrenze ESE. Dieser zuletzt genannte Abschnitt scheint am kräftigsten in die alpine Spättektonik eingeregelt zu sein.

Die internen Gesteinsgrenzen stehen meist steil bis vertikal. Verhältnismäßig aufschlußreiche Querprofile liefern das rechte Ufer des Vellachtales (Abb. 3) und das Bachbett in der S-Flanke des Leppentales westlich Pasterk (Abb. 4).

Die Gesteine des Granitzuges sind massig und zeigen im allgemeinen weder Schieferung, noch Regionalmetamorphose, noch hydrothermale Ver-

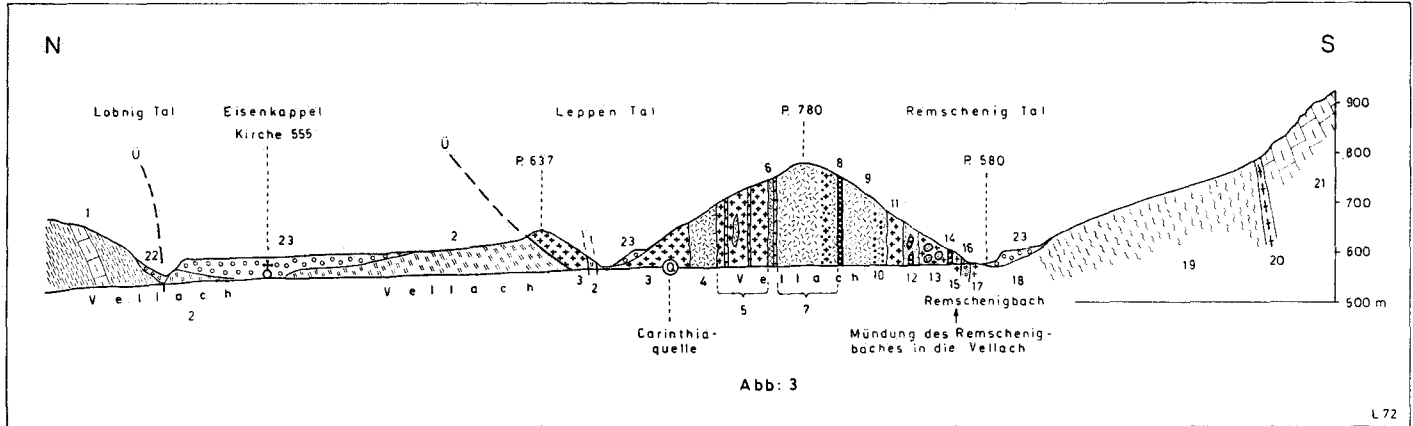


Abb. 3: Profil durch Eisenkappler Granitzug und Tonalitgneis. Das Profil folgt dem rechten Ufer der Vellach und quert das Remschenigtal nahe dessen Einmündung ins Vellachtal. 1 = Nördliche Trias (mitteltriadischer Mergel und Kalk). 2 = Paläozoische Grünschieferserie (Grünstein, Tonschiefer, Graphitquarzit, Grauwacke und Diabas). Eisenkappler Granitzug: 3 = Grobkorngranit; 4 = mittelkörniger Diorit (70 m mächtig); 5 = Grobkorngranit (100 m) mit 2 Aplitgängen (je 2 m mächtig) und mit einer Dioritscholle; 6 = mittelkörniger Diorit (10 m) und Aplit (3 m); 7 = mittelkörniger Diorit (120 m). Er ist auch im Felsbett der Vellach aufgeschlossen. In einer Seitenschlucht durchschlägt ihn ein Grobkorngranitgang (2 m). Beiderseits dieses Ganges sprossen 1 bis 2 cm große Feldspate im Diorit; 8 = Gang (10 m) aus Granodioritporphyr mit zonar gebauten großen Feldspaten vom Rapakiwi-Typus. Die Lokalität befindet sich 400 m südlich der Carinthiaquelle; 9 = mittelkörniger Diorit (76 m); 10 = mittelkörniger Diorit (62 m), von Grobkorngranit injiziert und gefeldspatet. 3 cm große Feldspate sprossen im Diorit; 11 = Grobkorngranit (33 m); 12 = mittelkörniger Diorit (30 m). Er wird gangförmig und diffus durchdrungen von Granodioritporphyr mit zonar gebauten großen Feldspaten vom Rapawiki-Typus; 13 = Grobkorngranit (60 m). In ihm schwimmen bis 1 m große Dioritschollen (mittelkörnig), welche rindenförmig umgeben sind von Granodioritporphyr mit zonar gebauten großen Feldspaten vom Rapawiki-Typus. Aufgeschlossen im Felsbett und am Felsufer der Vellach; 14 = Gang (10 m) aus Granodioritporphyr mit zonar gebauten großen Feldspaten vom Rapakiwi-Typus. Reste einer Steingewinnung. Die Lokalität befindet sich gegenüber den Zollhäusern; 15 = Grobkorngranit, 3 m (Hang gegen das Remschenigtal, ebenso die folgenden Aufschlüsse!); 16 = Granodiorit; 17 = Grobkorngranit; 18 = verdeckte Kontaktzone infolge Bedeckung durch Alluvionen und Terrassenschotter. 19 = Eisenkappler Altkristallin (Paragneis und Phyllonit). 20 = Tonalitgneis. 21 = Südliche Trias (hellgrauer gebankter Kalk mit farblosen Kalzitadern). 22 = Bergsturz; 23 = Terrassenschotter und Alluvionen.

änderungen. Nur an lokalen tektonischen Störungszonen treten postkristalline Verschieferung, Diaphthorese, hydrothermale Umkristallisation, Mylonitisation, Ultramylonitbildung und Harnische auf.

Erstmals anstehend gefunden habe ich 3 Vorkommen des berühmten Eisenkappler Gabbros, der bisher im Arbeitsgebiet nur in Lesesteinen bekannt war. Er zeichnet sich durch die Erhaltung des primären magmatischen Mineralbestandes aus und gilt als das besterhaltene Gabbro-Gestein Österreichs. Er bildet kleine Linsen im Diorit.

Das prachtvollste, von den Geologen meist bestaunte Gestein (Granodioritporphyr) des Eisenkappler Granituzuges zeichnet sich bekanntlich durch große, grau bis rötlich anwitternde Kalialronfeldspatleisten aus, die regelmäßig von einem weiß anwitternden Plagioklassaum umhüllt werden, also einen aberranten Feldspat-Zonenbau vom Typus des finnischen Rapakiwi-Granites besitzen. Man hat zwar petrologisch theoretisiert über die Genese der Rapakiwi-Struktur der Feldspate in diesem außergewöhnlich prächtigen Eisenkappler Gestein, aber man hat sich bisher nicht der Mühe unterzogen, das feldgeologische Auftreten dieses Gesteines zu klären. F. TELLER und alle bisherigen Nachfolger nannten das Gestein „Randporphyr des Granits“. Die bisher einzig vorliegende kartenmäßige geologische Einzeichnung (F. TELLER 1894 und 1898) zeigt den „Randporphyr“ am Rande des Granits wie ein Saßband. Das ist aber unzutreffend. Das Gestein bildet teils echte Gänge inmitten des Plutons, teils schmale granodioritische Reaktionszonen zwischen älterem Diorit (auch Monzonit) und jüngerem Granit. Petrographisch ist das Gestein auf Grund meiner Beobachtungen als Granodioritporphyr anzusprechen.

Auf der geologischen Karte ausgeschieden habe ich ferner die verschiedenen Diorit-Varietäten und die von H. V. GRABER in Lesesteinen beschriebenen, nunmehr von mir in einem Großaufschluß (Steinbruch Miklaumühle) anstehend beobachteten, sehr interessanten Mischgesteine zwischen älteren basischen Differentiaten des Plutons und Granitintrusion. Die Reaktionswirkungen sind aplitisch-pegmatitische Stoffdurchdringung und diffuse Feldspatisation mit kugeliger Quarzneubildung im älteren gabbroidisch-dioritischen plutonischen Stoffbestand. Die Mischgesteine sind: Titanitfleckendiorit, Grobkorndiorit, Hornblendepegmatit mit 15 cm langen spießigen Hornblendekristallen (sehr beliebt in den Kärntner Mineraliensammlungen) und 1 cm großen Titanitkristallen, ferner Monzonit, Syenit und Quarzsyenit.

Die Ausbildungen mittelkörnigen Granits habe ich vom gewöhnlichen Grobkorngranit kartenmäßig abgetrennt. Es zeigt sich, daß der Mittelkorngranit besonders in der Dachzone angereichert ist (Makresch-Querstruktur), worauf im vorangegangenen Kapitel näher eingegangen wurde. Der Mittelkorngranit wird hybrid und nimmt z. B. Granat auf.

Aplit und Hornblendepegmatit repräsentieren das saure, die erstmals im Eisenkappler Granituzug von mir aufgefundenen Lamprophyre das basi-

sche Gangfolge. Aplitapophysen des Eisenkappler Granitzuges durchsetzen auch das südliche Nebengestein (siehe vorangegangenes Kapitel).

Primärer magmatischer Mineralbestand, plutonische Erstarrungsstrukturen und das Bowen-Reaktionsschema in Plutonen der Alkalikalkreihe vom zuerst erstarrten olivinführenden Gabbro über Pyroxen- und Hornblendediorit zu Granodiorit und zu Granit bis in die jüngsten lamprophyrischen und aplitisch-pegmatitischen Spaltprodukte der Magmendifferentiation sind großartig und in einer für die österreichischen Alpen jedenfalls einmalig klaren Entwicklung vorhanden. Es fehlen hier die pathologischen Merkmale des Grundgebirges, welche andernorts in unserem Lande durch Regionalmetamorphose und Diaphthorese hervorgerufen werden.

I. Die Aufschiebung des Granits auf die paläozoische Grünschieferserie

Die N-Randstörung des Granits ist eine mylonitische Überschiebung auf die nördlich angrenzende paläozoische Grünschieferserie. Sie erfolgte später als die Granitintrusion und Kontaktmetamorphose. Der Granitpluton war bereits erstarrt. Die Gesteine des Granitzuges sind längs der N-Randstörung mylonitisiert und von prächtigen, viele Quadratmeter umfassenden Harnischflächen durchzogen. Diese streichen und fallen vorwiegend parallel zur Überschiebung und zwar E—W, 45° S. Die Aufschlüsse längs der 4 km langen Strecke parallel zum Leppental sind verhältnismäßig gut. Weiter östlich bis zur jugoslawischen Grenze sind die Aufschlüsse mangelhaft, jedoch durch die Anschnitte eines ganz neu errichteten Güterweges ebenfalls eindeutig. Im Arbeitsgebiet sieht man an mehreren Stellen unmittelbar die paläozoischen Tonschiefer, Grünsteine und Diabase 30 bis 50° nach S unter den Granitzug einfallen.

1. Feldgeologische Detailbeschreibung der Aufschiebung

Südlich des Leppenbaches fällt paläozoischer Tonschiefer 350 m südöstlich Keschar unter Grobkorngranit ein. Der Tonschiefer streicht N 130° E und fällt 35° S.

Kontinuierliche Aufschlüsse bietet die Grünschieferserie unter dem Grobkorngranit im nächsten Graben, 550 m südwestlich Keschar. Das ist 330 m ostnordöstlich Brücke P. 681. Von der Talsohle des Leppentales bis Seehöhe 760 m stehen im Bachbett Tonschiefer und Grünsteine an, welche N 92° E streichen und 40° S fallen. Darüber ist der Grobkorngranit aufgeschlossen. An der Überschiebung befindet sich ein 2 m hohes aufschlußloses Gehängestück. Die Grenze kann auch an den beiden Karrenwegen zwischen diesem und dem vorgenannten Graben studiert werden.

Die N-Grenze des Grobkorngranits quert den Talgrund des Leppentales zwischen Brücke P. 681 und Karrenweg ostnordöstlich Pasterk, Seehöhe 700 m.

Es folgen die prächtigen Aufschlüsse der Überschiebung in der N-Flanke des Leppentales zwischen Pasterk und Knolitsch. Im Seitengraben nördlich

Pasterk, dessen Bach bei P. 658 in den Leppenbach mündet, ist die Überschiebung in Seehöhe 725 m unmittelbar zu sehen. Der Granit schwebt auf den Grünschiefern. Die Überschiebungsfläche fällt 45° S. Mittelbar läßt die geologische Karte aus dem Verlauf der geologischen Grenze in den steil eingeschnittenen Seitengräben das S-Fallen der Überschiebungsfläche erkennen. Siehe Abb. 5.

An der Leppental-Autostraße westlich Pasterk steht der mylonitische, von S-fallenden Harnischen zerscherte Grobkorngranit an.

Im Graben, der bei Aubrecht entspringt und 550 m westlich Pasterk in den Leppenbach mündet, grenzt der Grobkorngranit in Seehöhe 715 m an Grünstein. Siehe Abb. 4.

Auf der Bergrippe südlich P. 883 grenzt der Grobkorngranit in Seehöhe 825 m an Grünstein. Ein 2 m breites, aufschlußloses Gehängestück befindet sich an der Überschiebung.

Die Bergrippe 200 m ostnordöstlich Knolitsch erschließt die Grenze in Seehöhe 800 m. Der Grobkorngranit ist hier an der Überschiebung mylonitisch und von prächtigen Harnischen durchzogen. Das aufschlußlose Stück an der Überschiebung ist 10 m breit. Dann folgt Uralitdiabas und weiter nördlich folgt Grünstein.

Nach Unterbrechung der Aufschlüsse durch den Bergsturz Knolitsch-Miklau findet man die N-Grenze des Eisenkappler Granitzuges am linken Ufer des Leppenbaches 170 m ost-südöstlich Brücke P. 590. Hier grenzt mittelkörniger Diorit des Eisenkappler Granitzuges an Diabas der Grünschieferserie.

Weiter westlich besteht das südliche Ufer des Leppenbaches aus den Gesteinen des Granitzuges, die nördliche Talflanke hingegen aus der Grünschieferserie.

Erst gegenüber Schloß Hagenegg tritt Grobkorngranit auch wiederum nördlich des Leppenbaches auf. Er bildet die Kuppe P. 637, die im N und W als Deckscholle auf der Grünschieferserie lagert. Ihr E-Rand folgt einer steilen, NNE streichenden mylonitischen Störung, deren östliche Scholle aus Diabas und Tonschiefer besteht, während die westliche Scholle aus Grobkorngranit aufgebaut wird.

Am N-Rand der Deckscholle P. 637 waren im Jahre 1960 im Wiesengelände Aufschlüsse violetter Tonschiefer und Grünsteine vorhanden (Aushub für die Errichtung von elektrischen Leitungsmasten). Sie streichen E—W und fallen 32° S. Ebenso fallen die Tonschiefer bei der Mündung des Leppenbaches unter den Grobkorngranit der Deckscholle P. 637. Sie streichen N 65° E und fallen 28° S.

Es dürften aber auch im westlichen Teil der Deckscholle steile Störungen vorhanden sein (siehe geologische Karte). Sie bedingen, daß im S der Deckscholle Glieder der Grünschieferserie (Diabas, grauer und violetter Tonschiefer) fensterförmig unter dem Grobkorngranit auftauchen (an der Güterstraße nördlich der Leppentalstraße). Siehe Abb. 3.

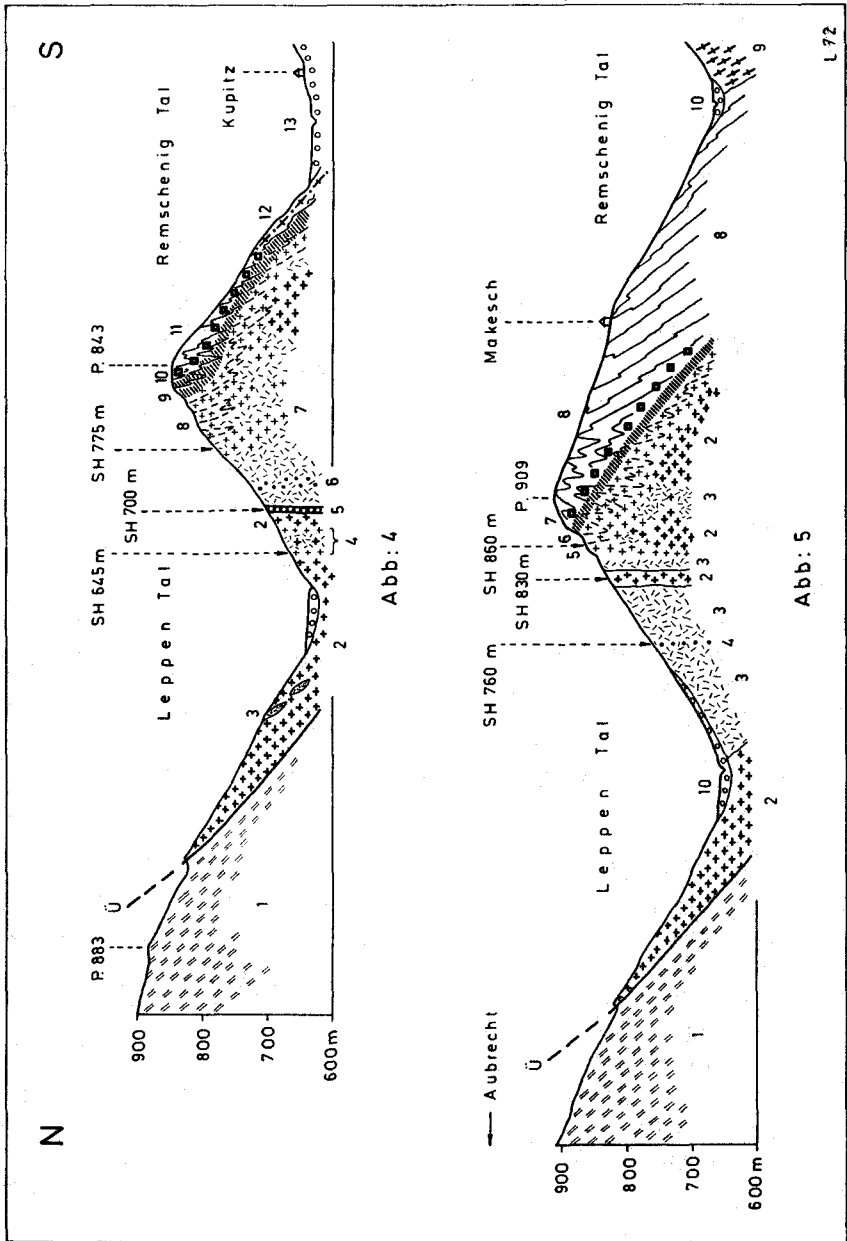


Abb. 4: Profil durch den Eisenkappler Granitzug und sein kontaktmetamorphes Dach nördlich Kupitz. Dargestellt ist die Überschiebung an der N-Flanke des Leppentales. Durch die S-Flanke des Leppentales folgt das Profil den Aufschlüssen im Felsbett jenes Nebenbaches, der bei Ziffer „7“ der Zahl „637“ in den Leppenbach mündet. Die Kammregion und die Bergflanke ins Remschenigtal befindet sich in der Ma-

Die Harnische im mylonitisierten Grobkorngranit der Deckscholle P. 637 streichen vorwiegend E—W und fallen nach S. Diese Harnische sind besonders am Hohlweg 40 m westlich P. 637 mit Streichen N 110° E und Fallen 80° S aufgeschlossen und waren auch im Jahre 1960 bei einem Hausbau 100 m nördlich Carinthiaquelle beobachtbar.

Die Carinthiaquelle entspringt nach neuesten Untersuchungen von Professor F. KAHLER auf Grund der neu geschaffenen Aufschlüsse bei der Quellfassung (freundliche briefliche Mitteilung vom 21. 12. 1971) Klüften im mylonitischen Grobkorngranit im Bereiche einer „fast genauen E—W-Störung“.

Im Bachbett der Vellach südlich der Carinthiaquelle beobachtete ich im Jahre 1955 anstehenden mittelkörnigen Diorit mit Harnischen, welche N 140° E streichen und eine 1 m mächtige Mylonitzone begrenzen. Auch der Grobkorngranit am rechten Vellach-Ufer gegenüber den Zollhäusern ist kräftig mylonitisiert.

Ungünstig sind die Aufschlußverhältnisse zwischen Keschar und Staatsgrenze.

Hier quert die N-Grenze des Eisenkappler Granituzuges die Wasserscheide zwischen Leppen- und Remschenigtal am Kamm südwestlich Javornik. Dessen Gipfel und SW-Kamm werden von Grünschieferserie (Diabas, Diabasmandelstein und Grünstein), hingegen die Einsattelung unterhalb Seehöhe 1345 m von Diorit und Grobkorngranit des Eisenkappler Granituzuges aufgebaut.

kesch-Querstruktur. 1 = Grünstein und Diabas der paläozoischen Grünschieferserie; 2 = Grobkorngranit; 3 = Schollen von mittelkörnigem Diorit; 4 = mittelkörniger Diorit, durchdrungen von Grobkorngranit und Feldspatanreicherungen. Nördlich und südlich wird er von Mittelkorngranit begrenzt; 5 = Granodioritporphyr mit zonar gebauten großen Feldspaten vom Rapakiwi-Typus; 6 = mittelkörniger Diorit, lokal durchhäert von Feldspatanreicherungen; 7 = mittelkörniger Diorit, durchdrungen von Mittelkorngranit; 8 = Migmatitzone. Paläosom: hornfelsiertes Eisenkappler Altkristallin (gefaltet). Neosom: mittelkörniger Granit. Gute Aufschlüsse in Felswänden oberhalb Seehöhe 775 m, besonders nordöstlich P.843; 9 = stark kontaktmetamorphes Eisenkappler Altkristallin, Hornfelse. Gute Aufschlüsse in Felswänden unterhalb Kuppe P.843; 10 = schwach kontaktmetamorphes Eisenkappler Altkristallin, Fleckgneis. Aufschlüsse 100 m nordnordöstlich P.843; 11 = nicht kontaktmetamorphes Eisenkappler Altkristallin; 12 = epidotisierter Tonalitgneis von Kupitz; 13 = Alluvium und Terrassenschotter.

Abb. 5: Profil durch den Eisenkappler Granitzug und die Makesch-Querstruktur. Das Profil folgt im S-Hang des Leppentales jenem Seitenbach, der bei der Pasterkmühle (100 m westlich P.658) den Talgrund erreicht. 1 = Grünstein und Diabas der paläozoischen Grünschieferserie; 2 = Grobkorngranit; 3 = mittelkörniger Diorit; 4 = gefeldspateter mittelkörniger Diorit; 5 = Migmatitzone. Mittelkorngranit mit Hornfelsschollen; 6 = stark kontaktmetamorphes Eisenkappler Altkristallin. Hornfels; 7 = schwach kontaktmetamorphes Eisenkappler Altkristallin, Fleckgneis; 8 = nicht kontaktmetamorphes Eisenkappler Altkristallin; 9 = Tonalitgneis; 10 = Alluvium.

Der in der S-Flanke des Javornik in den Jahren 1970 und 1971 errichtete Güterweg zeigt an mehreren Stellen im schleifenden Schnitt, — der Güterweg verläuft annähernd parallel zur N-Grenze des Eisenkappler Granitzuges —, die Überschiebung. In den Anschnitten des Güterweges 320 m südsüdöstlich Javornik liegt Gfobkorngranit auf Grünstein und Diabas. Der Gfobkorngranit ist an der Überschiebung mylonitisch und weist Harnische auf, welche N 103° E streichen und 63° S fallen. Die Überschiebung selbst ist durch einen 10 m breiten, aufschlußlosen Streifen (wahrscheinlich ultramylonitische Gruszone) markiert. Darunter folgt mylonitischer Grünstein und darunter recht massiger Diabas.

II. Reste kontaktmetamorpher Einwirkung des Granits auf die paläozoische Grünschieferserie

Erstmals erkannte H. V. GRABER (1933, p. 2) kontaktmetamorphe feinschichtigen Tonschiefer der paläozoischen Grünschieferserie am N-Rande des Eisenkappler Granitzuges. Es handelt sich um das im gegenständlichen Arbeitsgebiet befindliche Vorkommen von Lesesteinen südwestlich des Leppener Riegelgig (siehe geologische Karte). GRABER bezeichnete das Gestein als „Cordieritfleckenhornfels“ oder „Cordierit-Glimmerhornfels vom Typus Monte Doya der Adamellogruppe“ und die Lokalität südwestlich des Leppener Riegelgig als „am Übergang von Keschar nach St. Margarethen“ befindlich. Das Gestein war andernorts in Slowenien in Rollstücken bereits gefunden (Knotenschiefer von E. REYER 1878, p. 298), später von F. TELLER (1896, 1898) übersehen und daher geologisch nicht berücksichtigt, von H. V. GRABER (1897) in Slowenien und beim Scheidasattel wieder entdeckt und eingehend petrographiert, drei Jahrzehnte später als kontaktmetamorpher Grödnener Sandstein im Vorkommen beim Scheidasattel mißdeutet (H. V. GRABER 1929, p. 42) und endlich eben richtig als kontaktmetamorpher Tonschiefer der nördlich an den Eisenkappler Granitzug anschließenden paläozoischen Grünschieferserie angesprochen worden (H. V. GRABER 1933, p. 2).

Ein zweites Vorkommen dieses Gesteines fand ich als Lesesteine südwestlich Spitzberg (siehe geologische Karte). Diese Lesesteine liegen nicht unmittelbar an der N-Grenze des Granitzuges, sondern 200 m nördlich. Es dürften Grünsteine und Diabas zwischengeschaltet sein (keine Aufschlüsse).

Als Bachgeschiebe auf sekundärer Lagerstätte sammelt man das Gestein des zuletzt genannten Vorkommens im Graben 800 m südwestlich Spitzberg unweit von P. 1295. Hier ist die reichhaltigste Fundstelle. Man folge von Jurjoutz dem annähernd horizontal verlaufenden Karrenweg in nordöstlicher Richtung (auf der topographischen Karte eingetragen). Im ersten Graben beschreibt dieser Weg eine spitze Kurve 270 m nordnordöstlich P. 1092. Der nächste Graben ist der unserer Fundstelle. Und zwar macht hier der annähernd horizontale Weg wiederum eine spitze Kurve bei der Brücke 360 m östlich P. 1092. Nun geht man

nicht über die Brücke, sondern folgt jenem Karrenweg, der am westlichen Ufer des Baches grabenaufwärts führt. Der Weg verschwindet nach etwa 250 m. Man folgt dann weglos dem Bachbett aufwärts und erreicht die Fundstelle im Bachbett zwischen Seehöhe 1300 m und 1330 m.

Ein zweites Vorkommen sekundär abgelagerter Bachgeschiebe befindet sich im Bachbett des Tälchens bei P. 1343, 730 m nordwestlich Marold Alm.

1. Cordierit-Knotenschiefer

Für das Gestein möchte ich die GRABER'sche Benennung „Hornfels“ vermeiden, sondern die Bezeichnung: **Cordierit-Knotenschiefer** gebrauchen. Das Gestein unterscheidet sich auf den ersten Blick und auch auf Grund der mikroskopischen Untersuchung wesentlich von den kontaktmetamorphen altkristallinen Gneisen und Hornfelsen.

Es ist ein grau anwitternder feinlagiger ebenflächiger bis gefalteter dunkler, sehr feinkörniger Schiefer mit schwarzen, bis 3 mm großen, meist linsenförmig gelängten Knoten, welche sich unter dem Mikroskop als xenomorphe Cordieritporphyroblasten erweisen. Die Transversalschieferung des Gesteines ist jünger als die Cordieritblastese und erzeugt auf der sedimentär angelegten Haupt-s-Fläche des Gesteines eine Lineation. Unter dem Mikroskop ist das ursprüngliche Sedimentgefüge kenntlich. Glimmerreiche, ehemalige tonige Lagen werden von eckig begrenzten, etwas gröber körnigen Quarz-Feldspat-reichen Bruchstücken (Agglomeraten) und Lagen unterbrochen. Eindeutige Blasten der Kontaktmetamorphose sind Cordierit und Biotit. Das Edukt ist als Tuffit der paläozoischen Grünschieferserie anzusprechen. Im frischen Quer- und Längsbruch zeigt der Schiefer einen violetten Farbton (Reichtum an Cordierit). Auf Grund des Mineralbestandes kann das Gestein als feinkörniger tuffitischer Biotit-Hellglimmer-Quarz-Plagioklas-Opazit-Schiefer mit Porphyroblasten von Cordierit und Biotit bezeichnet werden. Das Gestein ist progressiv-monometamorph. Die Metamorphose entspricht dem äußeren Kontakthof des Plutons. Die sedimentäre Struktur und Faltung vor der Kontaktmetamorphose sind gut erhalten. Die kontaktmetamorphen Blasten (Cordierit und Biotit) kristallisierten unter statischen Verhältnissen.

Die von mir gesammelten Proben von den Lesestein-Vorkommen südwestlich des Leppener Riegel, südwestlich des Spitzberges und der Bachgeschiebe des genannten sekundären Fundortes im Graben 800 m südwestlich Spitzberg habe ich mikroskopisch untersucht. Sie zeigen recht gleichartig folgendes:

Die Cordierit-Porphyroblasten sind xenomorph, eiförmig oder linsenförmig, gelängt in s. Mitunter, besonders an Zwillingen und Durchkreuzungsdrillingen ist ein eigengestaltlicher kristallographischer Umriss angedeutet. Ansonsten greift der Cordierit ganz unregelmäßig und auch pseudopodienförmig gegen das Gesteinsgrundgewebe vor. Die Por-

phyroblasten des Cordierits sind annähernd gleichmäßig im Gestein verteilt, erreichen 3 mm Länge und nehmen wie gefüllte, plattgedrückte Bälle $\frac{1}{3}$ (in einer Probe auch $\frac{1}{2}$) des Gesteinsvolumens ein. Meist sind sie frisch. Örtlich kommt Pinitisierung vor, wobei zunächst nur ein schmaler Rand und dann das gesamte Korn in Chlorit umgewandelt wird. Der Chlorit des Pinit hat sehr geringe Doppelbrechung und ist im einfach polarisierten Durchlicht gelblich ohne Pleochroismus.

Die Cordierit-Porphyroblasten führen unverlegte, sehr dichte, feinkörnige Einschlusszüge, die ohne Hiatus ins Gesteinsgrundgewebe fortsetzen. Das Volumen der Einschlusszüge ist ein Mehrfaches der Cordierit-substanz. Es handelt sich um typisch beltropes Wachstum der Cordierit-Porphyroblasten, wobei das vor der Blastese bereits vorhanden gewesene und gefaltete Gesteinsgewebe behutsam umschlossen und nur geringfügig verdrängt wurde. Mitunter ist noch der primäre Aufbau des Gesteinsgrundgewebes aus Lagen toniger und sandiger Schichtung auch innerhalb der Cordieritporphyroblasten erkennbar. Die Einschlusszüge im Cordierit werden von Hellglimmer, Opazit, Quarz und Biotit aufgebaut.

Hellglimmer und Quarz sind intern und extern (bezüglich Cordierit) gleich beschaffen. Opazit besteht intern aus zahlreichen, aber sehr kleinen (0,004 mm), in s gelängten Linsen und Stäbchen. Sie bedingen die megaskopisch schwarze Farbe der Cordieritknoten. Im Gegensatz dazu ist der externe Opazit nur in wenigen, aber größeren Körnern (0,03 mm) angereichert. Es hat also nach der Kristallisation des Cordierits eine externe Sammelkristallisation des Opazits stattgefunden. Plagioklas konnte intern nicht beobachtet werden, ist aber extern nachgewiesen. Der Biotitgehalt ist intern bedeutend geringer als extern.

Die Transversalschieferung des Gesteines bewirkt ein Zergleiten der Cordierite mit Kornzerfall und undulösen Partien. Die gefalteten Einschlusszüge im Cordierit werden durch die Transversalschieferung nochmals geknickt. Die Transversalschieferung des Gesteines ist also jünger als die Cordierit-Kristallisation.

Die Biotit-Blasten sind nur unter dem Mikroskop sichtbar. Maximal erreichen sie 0,13 mm Durchmesser. Pleochroismus von hellgelb bis rotbraun. Unverlegte Einschlusszüge aus Opazit und anderen, wegen ihrer Kleinheit und der Eigenfarbe des Biotits nicht bestimmbar. Querbiotit kommt vor. Die Biotitblasten befinden sich vorwiegend außerhalb des Cordierits.

Das Gesteins-Grundgewebe zeigt glimmerreiche Lagen, bestehend aus Biotit (hellgelb bis rotbraun), Hellglimmer (maximal 0,08 mm), rundlichem, kaum undulosem Quarz, Plagioklas (xenomorph, polysynthetisch verzwilligt) und Opazit. Eingeschaltet sind eckige Gesteinsbrocken von mehreren mm Durchmesser, in denen Quarz (0,08 mm) und Plagioklas gegenüber den Glimmern vorherrschen. Eine solche Zusammensetzung haben auch die 0,1 bis 0,2 mm dicken glimmerarmen Gesteinslagen mit Quarz,

Plagioklas, Biotit, Hellglimmer und Eisenglanz. Accessorisch tritt Turmalin auf. Das Grundgewebe wird so wie die Porphyroblasten von der Transversalschieferung durchsetzt. Jüngste Scherklüfte sind durch Quarz und Opazit (0,1 mm) ausgeheilt.

Im nicht kontaktmetamorphen Grünstein der paläozoischen Eisenkapppler Grünschieferserie ist Chlorit Hauptgemengteil. An seine Stelle treten im kontaktmetamorphen Schiefer Biotit und Cordierit.

Zusammen mit Cordierit-Knotenschiefer wurde in den Bachgeschieben 800 m südwestlich Spitzberg auch Hornblende - Titanit - Biotit - Plagioklas - Opazit - Hornfels gefunden. Er wird von Äderchen, die aus grünen Hornblendeaggregaten bestehen, durchzogen. Vielleicht handelt es sich um kontaktmetamorphen Diabas.

III. Das Fehlen übriger Kontaktgesteine am N-Rande des Granits

Es fehlen aber heute im allgemeinen am N-Rande des Eisenkapppler Granitzuges die zu erwartenden Hornfelse (innerer Kontakthof), Migmatite und Intrusionsadern. Gegenteilige Behauptungen von H. V. GRABER (1929 und 1933) sind unzutreffend (siehe unten).

Zur Erklärung dieses Fehlens der zu erwartenden Kontaktgesteine kann man sich denken, daß entweder die Hornfels-Migmatit-Intrusions-Serie erodiert, oder überschoben, oder verschluckt, oder schließlich durch eine Kombination dieser Vorgänge unserem Auge entzogen wurde. Dabei steht sicher fest, daß der Eisenkapppler Granitzug nach seiner Intrusion bereits in starrem Zustand die Grünschieferserie überfuhr. Daher ist es recht wahrscheinlich, daß er dabei seine eigene nördliche Kontaktserie überdeckte.

Eine „kalte“ Intrusion des Eisenkapppler Granits am N-Rande (ohne Intrusionsadern, Migmatite und Hornfelse) ist unwahrscheinlich, da ja der S-Rand des Eisenkapppler Granits die Auswirkungen „heißer“ Intrusion vorzüglich erkennen läßt.

Überdenkt man die magmatische Differentiation und die tektonische Gesamtsituation, so kommt man zur Schlußfolgerung, daß der Eisenkapppler Granitzug heute einen dünnen lamellierten Rest eines ursprünglich viel größeren Plutons darstellt, dessen nördliche Intrusions-, Migmatit- und Hornfelszone heute nicht mehr sichtbar ist. Nur kleine Reste des äußeren Kontakthofes (Cordierit-Knotenschiefer) sind der Beobachtung obertags zugänglich.

IV. Argumente gegen die Graber'sche Diabas-Einschmelzungshypothese im Zuge der Dioritbildung

In seinen späten Alterswerken meinte H. V. GRABER (1929 und 1933), den Nachweis mittels Beobachtungen erbracht zu haben, daß der Granit des Eisenkapppler Granitzuges in die paläozoische Grünschieferserie eindringe und den paläozoischen Diabas dieser Serie zu Diorit und mannig-

faltigen Mischgesteinen einschmelze. Ja, H. V. GRABER (1929) ging in seinen Gedanken so weit, daß er überzeugt war, Beobachtungen gesammelt zu haben, die beweisen sollten, daß Gabbro und Diorit des Eisenkappler Granitzuges bloß unverdaute und teilweise umkristallisierte und migmatische Reste des paläozoischen Diabases im Granitmagma seien. Er bezeichnete die Diabase der paläozoischen Grünschieferserie als „Mikrogabbro“ und behauptete, diese in basischen Schollen gabbroid-dioritischer Zusammensetzung im Eisenkappler Granitzug wiederzuerkennen. Kritiklos wurden diese Hypothesen des alternden GRABER in folgende geologische Übersichtswerke übernommen: „Die Südalpen“ in SCHAFFERS Geologie von Österreich (F. HERITSCH 1943, p. 193 und in der Neuauflage, überarbeitet von O. KÜHN 1951, p. 289). Und „Bau der Karawanken und des Klagenfurter Beckens“ (F. KÄHLER 1953, p. 51).

Schon nach meinen ersten Begehungen bei Eisenkappel (Ch. EXNER 1956, p. 20) und dann nach meinen Erfahrungen an anderen periadriatischen Plutonen, die ohne benachbarte paläozoische Diabase ebenfalls gabbroid-dioritische Differentiationsprodukte wie die des Eisenkappler Granitzuges besitzen, wurde ich skeptisch gegenüber der GRABERSchen Einschmelzungshypothese und stellte programmatisch eine genauere diesbezügliche Untersuchung durch Feldgeologie und Petrographie in Aussicht (Ch. EXNER 1961, p. 305). Diese ist nun abgeschlossen:

Was GRABER als intrusive Lagergänge deutete, erweist sich als tektonische Schuppen (bei der Mündung des Leppenbaches in die Vellach, 90 m südlich und südwestlich von P. 637; siehe geologische Karte und Beschreibung auf Seite 61). Was GRABER als Mikrogabbro in der paläozoischen Grünschieferserie ansprach, ist Diabas. Von diesem mineralogisch und strukturell eindeutig verschieden sind Gabbro, Diorit, Mischgesteine und Lamprophyr des Eisenkappler Granitzuges. Ihr Gesteinschemismus ist allerdings ähnlich. Siehe Analysen auf Seite 90. Feldgeologisch streichen die Diabaszüge der paläozoischen Grünschieferserie unverändert an den Eisenkappler Granitzug heran und werden von diesem auf mylonitischer Gleitfläche überschoben. Im unteren Abschnitt des Lobnigtales, welches ich recht genau untersucht und kartiert habe, sind mir keine Apophysen des Granits in der Grünschieferserie bekanntgeworden. Es kann sich dort nicht um „Gabbro“, sondern nur um Diabas „im Verbande mit Grossularkalksilikatfels“ gehandelt haben. Dies geht übrigens auch klar aus der Beschreibung und aus dem Profil hervor, welche GRABER (1897, p. 232—233) sehr exakt geliefert hat. Seine Umdeutung 30 Jahre später ohne Beibringung neuer gegenständlicher Beobachtung ist ein Akt der Willkür. Eindeutig handelt es sich um einen Irrtum, den H. V. GRABER (1929) erzeugte.

Die Möglichkeit bleibt natürlich bestehen, daß in unbekanntem Tiefen eine Mischung und Einschmelzung des Diabases im Granitmagma stattgefunden hat (Stoffkreislauf der Gesteine). Nötig ist eine solche Annahme im gegenständlichen Falle nicht, da ja andere Plutone wie Adamello

(A. BIANCHI und GIAMB. DAL PIAZ, 1937), BIELLA (M. FIORENTINI-POTENZA 1959) und Bachergebirge (E. FANINGER 1965) prachtvolle gabbro-dioritische Randfazies besitzen, die als magmatische Frühkristallisation (Differentiation) erkennbar ist und in deren Umgebung Diabase fehlen. Die nachträglich nur wenig tektonisch deformierten Plutone des Adamello und von Biella haben die konzentrisch ringförmige Anordnung der Differentiate vom gabbro-dioritischen Außenring bis zum leukokraten Granit im Zentrum vorzüglich bewahrt. Eine ähnliche Anordnung besaß wahrscheinlich der einst viel größere Eisenkappler Granitpluton, bevor er zur schmalen Lamelle des heutigen Granitzuges tektonisch umgeformt wurde.

Jedenfalls bedeutet die GRABER'sche Einschmelzungshypothese mit unzutreffenden Hinweisen auf angeblich feldgeologische und petrographische Beobachtungen im Raume meines Arbeitsgebietes einen Kurzschluß, der abzulehnen ist.

V. Die Gesteine des Eisenkappler Granitzuges

1. Gabbro

wurde von H. V. GRABER (1929) in unserem Gebiete als Blockwerk im Leppental gefunden und beschrieben. Ich fand anstehenden Gabbro an folgenden 3 Lokalitäten:

(1): Fels 10 m südlich unter dem Kamm, der Leppen- und Remschenigtal scheidet. Der Aufschluß liegt in Seehöhe 825 m und zwar 420 m nördlich des Remscheniger Riegelngig, bzw. 110 m nordwestlich P. 836. Es handelt sich um eine 0,5 m mächtige Gabbroscholle im Diorit.

Lesesteine in der Fallinie zum Remschenigtal zeigen an, daß dieses Gabbrovorkommen ursprünglich größer war, aber erodiert wurde. So finden sich Gabbro-Lesesteine bis 0,8 m Durchmesser in der Fallinie in Seehöhe 710 m (10 m westlich vom Riegelngigbach) und andere Blöcke tiefer unten in der Fallinie. Ein Gabbroblock befindet sich derzeit neben der Autostraße im Remschenigtal, 240 m westlich Riegelngig (eingetragen auf der geologischen Karte!).

(2): Felspartie in der Abrißnische des Bergsturzes südsüdwestlich Keschar (Leppental). Der Gabbro ist 2,5 m hoch und 4 m lang aufgeschlossen. Seine Nebengesteine sind Diorit, gefeldspateter Diorit mit Rapakiwifeldspaten und Grobkorngranit. Der Aufschluß liegt in Seehöhe 920 m und zwar 530 m südsüdwestlich Kapelle Keschar, bzw. 340 m nordwestlich P. 1117.

Massenhaft kann man Lesesteine dieses Vorkommens im darunter befindlichen Bergsturzblockwerk in der Fallinie zum Leppental aufsammeln, besonders in Seehöhe 860 bis 890 m, oberhalb des Karrenweges, der vom Keschar zum Kach führt. Gabbroblöcke in den Alluvionen des Leppenbaches (z. B. südsüdöstlich Miklau, gefunden von EXNER im Jahre 1955; oder nahe der Mündung in die Vellach, gefunden und beschrieben von H. V. GRABER 1929) dürften ebenfalls von diesem Vorkommen stam-

men. Derzeit befindet sich ein solcher Grabbrock neben der Autostraße im Leppental im Bett des Leppenbaches nordöstlich Brücke 681 und zwar 70 m straßenabwärts des Transformators (eingetragen auf der geologischen Karte!).

(3): Kleine Gabbroscholle in Diorit. Felspartie am Eingang zu einer Höhle, ca. 500 m südlich Javornik, im Quellgebiet des Remschenigtales.

Grobkörniger Olivin-Pyroxen-Hornblende-Biotit-Plagioklas-Gabbro. Fundorte Nr. 1, 2 und Geschiebe im Leppenbach, südsüdöstlich Miklau. Megaskopisch zeigt das massive Gestein tiefschwarze, bis 2,5 cm große Hornblenden, mehrere mm große Biotitblättchen, farblosen Feldspat und grüne Körner (Olivin und Pyroxen).

Unter dem Mikroskop zeigt der Olivin bis 4,8 mm Durchmesser. Er ist farblos, idiomorph oder rundlich korrodiert, wobei Größe und Tracht meist erkennbar bleiben. Feine Umwandlungsprodukte liegen als linsen- und stäbchenförmige Interpositionen parallel zu den Spaltebenen. Außerdem gibt es breite Anreicherungen von teils durchsichtigen, teils opaken Umwandlungsprodukten in unregelmäßig verlaufenden Klüftchen des Olivins (Maschenstruktur). Die Ränder gegen Plagioklas sind durch hellgrüne Strahlstein-Reaktionsräume gekennzeichnet. Messung des Achsenwinkels am U-Tisch ergab $2VZ = 89-92^\circ$, also Forsterit mit 8-13% Fayalit.

Monokliner Pyroxen: Bis 3 mm Durchmesser. Häufig idiomorph. Farblos oder ockerbraun. Mitunter schwacher Pleochroismus von blaß ocker bis kräftig ockerbraun. Zonenbau kommt vor. Polysynthetische, Zwillingslamellen nach (100). Optisch positiv. Am U-Tisch wurde der Achsenwinkel $2VZ = 54-58^\circ$ und der Auslöschungswinkel in der Achsenebene $Z/c = 41-43,5^\circ$ bestimmt. Also: Diopsid mit 10-50% Hedenbergit.

Monokline Hornblende: Breite Säulen. Mitunter idiomorph an der Grenze zu Plagioklas. Pleochroismus von hellgelb bis rotbraun, bzw. von hellgelb bis grün. Häufig findet man einen Zonenbau folgender Art: Die innersten rotbraunen Partien der Hornblende sind mit Opazit gefüllt, der häufig Skelettkristalle bildet (wahrscheinlich Ilmenit). An diesen Kern schließt ungefüllte rotbraune Hornblende an. Den Randsaum bildet ungefüllte grüne Hornblende. Ferner führt die Hornblende zahlreiche Einschlüsse von Olivin und Pyroxen. Mitunter zeigt sie Parallelverwachsung mit Pyroxen und Biotit.

Biotit weist Pleochroismus von farblos oder hellgelb bis rotbraun auf. Beinahe klares Korn. Nur wenige feine opake Interpositionen in den Spaltrissen.

Der Plagioklas ist Bytownit und Labradorit mit bis 8 mm Durchmesser. Er bildet die Zwickelfüllung zwischen den bisher genannten Mineralien und umschließt sie leistenförmig. Er zeigt vorwiegend sehr klares, nicht entmischtes und nicht verändertes Korn mit polysynthetischen Zwillingslamellen nach Albit- und Periklingesetz und mitunter Karlsbader Zwillinge mit einspringender Zwillingsnaht. Normaler Zonenbau kommt vor. Ein nicht zonares Großkorn bestimmte ich am U-Tisch (Reinhard-Methode) als Labradorit mit 66% An und $2VZ = 82^\circ$. Etwas getrübe Körner mit Zonenbau ergaben im Kern (Einstellung senkrecht MP) 73-76% An bei optisch negativem Charakter, also Bytownit.

Von den Accessorien erweist sich am auffälligsten der Apatit. Seine schlanken, mechanisch ungestörten, bis 3,6 mm langen und 0,2 mm breiten Nadeln durchziehen kerzengerade Plagioklas, Hornblende und Biotit. Besonders häufig sind sie im Plagioklas eingewachsen. Diese verhältnismäßig sehr großen Apatite lassen violette bis hellbraune Farbtönungen mit schwachem Pleochroismus erkennen. Sie zeigen die gute Spaltbarkeit parallel zur Hauptzone und

die unregelmäßigen Querabsonderungen. Weitere Accessorien sind: Opazit, Chlorit, Epidot, Hellglimmer, Titanit und Karbonat.

Mittelkörniger Pyroxen-Hornblende-Biotit-Plagioklas-Gabbro. Fundorte: Nr. 2 und 3. Freisichtig erkennt man im dunklen Gestein Hornblende, Biotit und Feldspat. Mikroskopisch zeigt der Pyroxen Kornzerfall und Uralitisierung. Der übrige Mineralbestand entspricht dem vorgenannten, jedoch sind die sekundären Minerale reichlicher vertreten.

2. Mittelkörniger Diorit

Die geologische Neuaufnahme ergab, daß schwarz-weiß gefleckte mittelkörnige Diorite, an denen man megaskopisch neben dem farblosen Feldspat dunkle Hornblendesäulchen und Biotitblättchen erkennt, eine sehr große Verbreitung besitzen. Z. B. besteht der Bereich: Vellachtal bis südlich Miklau und das Gebiet südlich vom Leppener Riegel hauptsächlich aus diesem mittelkörnigen Diorit und nur untergeordnet aus Granit.

Der mittelkörnige Diorit ist an zahlreichen Stellen, leider meist recht verwittert, aufgeschlossen. Er ist jünger als Gabbro, welcher schollenförmig in Diorit eingeschlossen ist und vom Diorit aufgezehrt wird. Die Umwandlungsstadien vom Gabbro zum Diorit hat schon H. V. GRABER (1929, p. 31—33) beschrieben. Andererseits ist der Diorit älter als der Granit, was tausendfältig sehr gut zu sehen ist. Der Granit und seine Gänge durchdringen den Diorit und zehren ihn allmählich auf. Alle Stadien der Verdrängung des Diorites durch den jüngeren Granit sind beobachtbar.

Auf Grund der feldgeologischen Merkmale kann gar kein Zweifel herrschen, daß in unserem Gebiet eine ganz gewöhnliche magmatische Differentiationsreihe vom Gabbro über Diorit zum Granit besteht. Dies stimmt auch gut mit dem mikroskopischen Erscheinungsbild überein.

Zur Petrographie des mittelkörnigen Diorites sei hier nur ein Beispiel gebracht: Hornblende - Biotit - Plagioklas - Diorit. Fundort: Wasserscheidener Kamm zwischen Leppen- und Remschenigtal, Kuppe 200 m östlich P. 780, bzw. 600 m südöstlich Carinthiaquelle. Freisichtig ist es ein massiges schwarz-weiß gesprenkeltes Gestein mit 5 mm langen farblosen Feldspatleisten, schwarzen bis dunkelgrünen Hornblendesäulchen, nur wenige mm großen und spärlicher vorhandenen schwarzen Biotitblättchen und mit vereinzelt auftretenden, bis 2 mm großen braunen Titanitkörnern.

Unter dem Mikroskop erkennt man zwei Hornblendegenerationen. Die ältere Generation ist vorwiegend idiomorph, zeigt Pleochroismus von farblos bis rotbraun und ist dicht mit opakem Staub gefüllt. Die jüngere Generation hat Pleochroismus von hellgelb bis grün, klares ungefülltes Korn und bildet Säume um die braune Hornblende oder baut auch selbständige Individuen auf.

Der Biotit ist hellgelb bis rotbraun.

Der Plagioklas bildet teils große automorphe Leisten, die reich an Einschlüssen der übrigen Gemengteile sind, teils bildet er mit xenomorpher Umgrenzung kleine Zwickelräume zwischen den dunklen Gemengteilen. Häufig ist

normaler Zonenbau ohne basische Rekurrenzen. Die Kerne sind dicht gefüllt und bestehen aus Bytownit bis Labradorit. Füllungs freie Randsäume und ungefüllte selbständige Individuen sind Andesin. Gemessen wurde am U-Tisch in der Einstellung senkrecht MP mit dem Resultat 76 und 62% An (Kerne); 51% An und darunter (Hülle). Polysynthetische Verzwilligung nach Albit- und Periklingesetz.

3. Grobkorndiorit

Das österreichische Staatsgebiet reicht bei der Marold-Alm über die Wasserscheide hinweg in den Einzugsbereich des Miestales. Am Karrenweg und im Bachbett in Seehöhe 1390 m, 400 m nördlich der Marold-Alm steht ein mehrere Meterzehner mächtiger grobkörniger Dioritkörper an. Da weder Aplite, noch Pegmatite, noch diffuse Feldspatwolken zu sehen sind, dürfte es sich nicht um ein Mischgestein, sondern um ein echtes grobkörniges dioritisches Differentiationsprodukt handeln.

Freisichtig läßt das massige Gestein die typische dioritische Dunkel-Hell-Sprenkelung erkennen. Man sieht die grünen Pyroxene (einige mm Durchmesser), die gedrungenen tiefschwarzen Hornblendeprismen (bis 2 cm lang und 7 mm breit) und die porzellanweißen Feldspate (Plagioklase). Das Gestein ist als grobkörniger Pyroxen-Hornblende-Plagioklas-Diorit zu bezeichnen.

Der Pyroxen erweist sich unter dem Mikroskop als vorwiegend farblos. Er zeigt Kornzerfall.

Es sind 2 Hornblendegenerationen vorhanden.

Die großen Hornblenden gehören der älteren Generation an. Ihr Pleochroismus reicht von hellgelb bis dunkelbraun. Sie besitzen sehr interessante Entmischungsstrukturen (Füllung mit Opazit, wahrscheinlich Ilmenit). Eine ältere, im Hornblendekorn gleichmäßig verteilte Entmischungsstruktur besteht aus zartgliedrigen Opazit-Skelettkristallen (analog zum Faserperthit der Feldspate). Durch Resorption verschwinden sie dort, wo dicke linsenförmige Opazitlamellen und Opazitstäbchen einsetzen (analog zum Aderperthit der Feldspate). Diese Linsen und Stäbchen sind parallel zueinander und annähernd äquidistant angeordnet. Sie sind meist 0,75 mm lang und 0,05 mm breit.

Die junge grüne ungefüllte Hornblende (Pleochroismus von hellgelb bis grün) bildet Randsäume um die soeben genannte. Sie bildet auch kleine Einzelindividuen.

Die Plagioklase zeigen intensiven Kornzerfall.

Ferner: Chlorit, Opazit, Apatit (lange schmale Säulchen wie im Gabbro) und Titanit.

4. Mischgesteine (Titanitfleckendiorit, Grobkorndiorit, Monzonit, Syenit, Quarzsyenit und Hornblendepegmatit)

Schon H. V. GRABER beschrieb die im Granitzug von Eisenkappel gar nicht selten auftretenden prächtigen Mischprodukte basischer Gesteinskörper mit den sauren Spaltprodukten des Granits (aplitische Substanzen, Pegmatite, diffuse Feldspatitisation). Er zeigte, daß es sich dabei um lokale Reaktionsprodukte und nicht um größere Erstarrungskörper einer magmatischen Differentiation handelt. Er erkannte die Analogie dieser Eisenkapper Mischgesteine zu den ihm durch eigene Arbeiten wohlvertrauten und bedeutend größeren Mischgesteinskörpern der Böhmisches Masse im Mühl-

viertel und Bayrischen Wald (H. V. GRABER 1929, p. 32—35; „Redwitzite“ etc. 1929, p. 19 und 21).

In solchen Fällen sind wir meist nicht restlos informiert über die Beschaffenheit des ursprünglichen basischen Gesteinskörpers, welcher der Mischgesteinsbildung verfiel. Hinweise liefern in unserem Falle der Eisenkappler Mischgesteine Reliktminerale und zwar sehr basische gefüllte Plagioklase (Bytownit, Labradorit), ummantelt von neugebildetem, ungefülltem Andesin bis Oligoklas; braune gefüllte Hornblende, ummantelt von neu gebildetem, ungefülltem, grünem bis bläulich grünem Aktinolith und die langnadeligen Apatite. Bezüglich der Pyroxene, welche in den Mischgesteinen nach meinen Beobachtungen als Diopside auftreten (— GRABER 1929, p. 32, erwähnt allerdings auch „diallagartigen Augit“ —), möchte ich eher auf Grund ihres Vorkommens an Neubildungen denken.

Die basischen Gesteinskörper, aus denen unsere Eisenkappler Mischgesteine entstanden sind, mögen Gabbros und Diorite gewesen sein. Sie verfielen der aplitisch-pegmatitischen Stoffdurchdringung und diffuser Feldspatisation mit kugeligem Quarzneubildung (siehe Seite 77). Dabei wurden die Mischgesteine erzeugt.

H. V. GRABER konnte seine Mischgesteinsbeobachtungen nur an Lesteinen ausführen, die an verschiedenen Stellen in der Gegend herumlagen, so wie sie das auch heute tun. Sie zeigen an, daß an verschiedenen Stellen des Granitzuges von Eisenkappel kleine Mischgesteinskörper in cm-, dm- bis m-Dimension vorkommen. Mitunter sieht man anstehende Partien als basische Einschlüsse im Granit oder im Randbereich zwischen Diorit und Granit. Solche kleine Vorkommen habe ich auf der geologischen Karte nicht eigens ausgeschieden.

Auf der geologischen Karte eingetragen habe ich nur die ebenfalls geringmächtigen Mischgesteine südlich P. 780 und im Großaufschluß des Steinbruches bei der Miklaumühle im Leppengraben. Diese Lokalität befindet sich am orographisch linken Ufer des Leppenbaches, 450 m ost-südöstlich Brücke P. 590. Der Steinbruch war im Jahre 1955 zur Gewinnung von Straßenbausteinen in Betrieb und ist seit dem Jahre 1960 verfallen und heute bereits dicht verwachsen. Ich sammelte im Jahre 1955 anstehende Mischgesteine dioritischer, monzonitischer, syenitischer, quarzsyenitischer und hornblendepegmatitischer Zusammensetzung. Sie bilden einen Grobmengungsbereich zwischen klein- bis mittelkörnigem Diorit einerseits und Granodioritporphyr, Aplit, Pegmatit und diffusen Feldspat-Quarz-Körpern andererseits. Im Aufschluß war die pegmatoide Aufgliederung und grobkörnige Umkristallisation des ursprünglichen klein- bis mittelkörnigen Diorites gut zu sehen. Dabei bilden sich Titanitfleckendiorite mit gelbbraunen Titanitkristallen in den vergrößerten farblosen Feldspatflecken (Feldspataggregaten). Es bilden sich am Rande des bereits zu Grobkorndiorit umgebauten Diorits gegen die diffus verteilten pegmatitischen Partien massenhafte, bis 1 cm große, idiomorphe, gelbbraune Titanitkristalle.

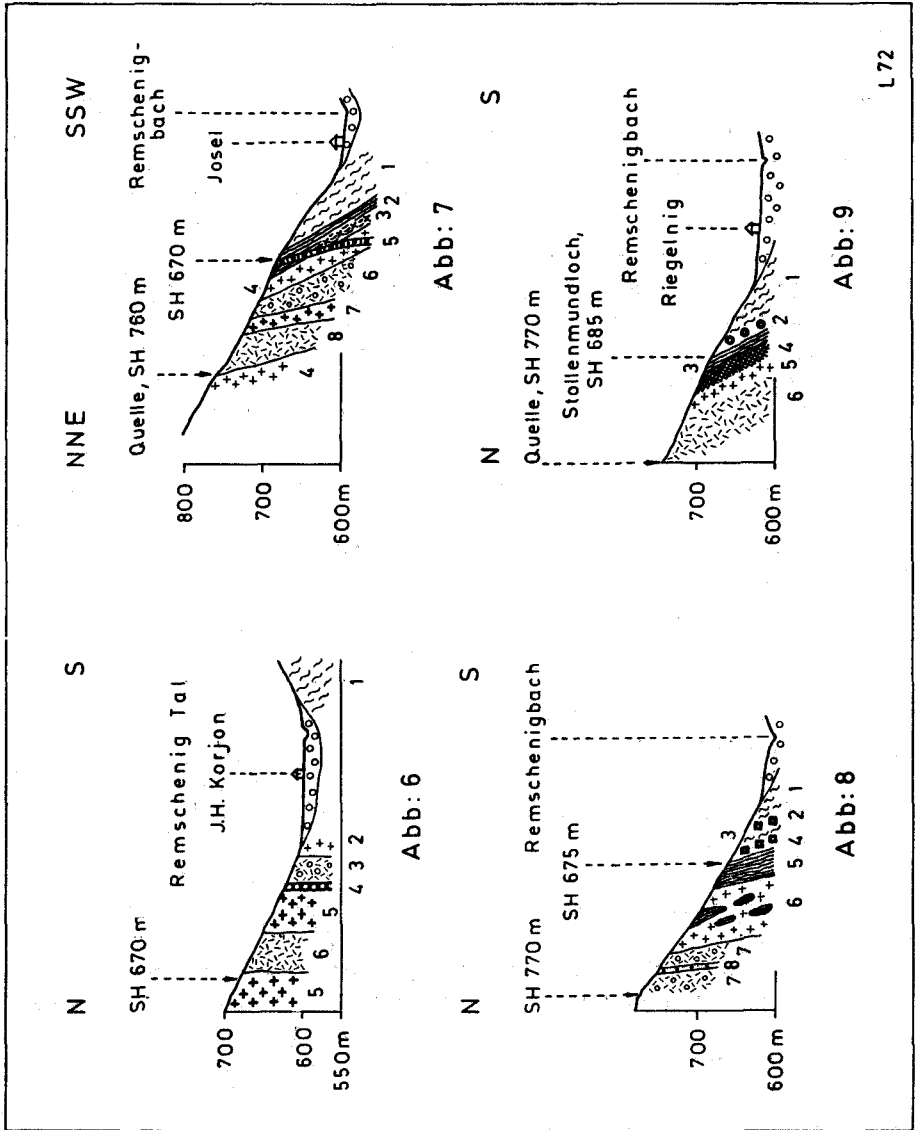


Abb. 6 bis 9: Profile durch den S-Rand des Eisenkappler Granituzuges längs der Seitenbäche des Remschenig-N-Hanges.

Abb. 6: Seitenbach nordnordwestlich Korjon Jagdhaus. 1 = phyllonitischer Paragneis; 2 = mittelkörniger Granit; 3 = Granodiorit; 4 = Granodioritporphyr mit zonar gebauten Feldspäten vom Rapakiwi-Typus; 5 = Grobkorngranit; 6 = mittelkörniger Diorit.

Abb. 7: Seitenbach nördlich Josel. 1 = phyllonitischer Paragneis; 2 = Andalusit-Cordierit-Hornfels; 3 = Migmatit; 4 = Mittelkorngranit; 5 = Lamprophyrgang (Hornblendekersantit); 6 = Granodiorit; 7 = Grobkorngranit; 8 = mittelkörniger Diorit.

Die diffusen pegmatitischen Körper stellen ein Treibhaus für das Kristallwachstum der aus dem dioritischen Ausgangsmaterial stammenden Hornblende dar, welche nun in den pegmatitischen Partien wirt nach allen Richtungen als Säulen bis 15 cm Länge und 2,5 cm Breite sprießt.

Neben den grobkörnigen dioritischen und hornblendepegmatitischen Mischgesteinspartien des Steinbruches Miklaumühle treten in diesem Steinbruch im innigsten Verband und mit Übergängen zu den dioritischen und hornblendepegmatitischen Gesteinen klein- bis mittelkörnige grasgrüne Diopsidfelse teils in reinerer Ausbildung, meist aber gemengt mit Feldspaten, Titanitflecken oben genannter Art, durchwachsen mit Aktinolithblasten und mit sonderbaren kugelförmigen Quarzeinschlüssen (wahrscheinlich Quarzblasten) und auch mit kugelförmigen Diopsid-Randsäumen um Feldspataggregate auf. Je nach der Zusammensetzung der Feldspate, Fehlen oder Vorhandensein von Quarz kann man bei den zuletzt genannten Grobmengungen von monzonitischen, syenitischen bis granosyenitischen Typen sprechen.

Einige mikroskopische Beobachtungen an den Mischgesteinen des Steinbruches Miklaumühle seien im folgenden mitgeteilt:

Mittel- bis grobkörniger Diorit, der aus dem Grenzbereich gegen Hornblendepegmatit stammt: Es handelt sich um Hornblende-Plagioklas-Titanit-Diorit.

Die reliktsische Hornblende bildet einige wenige idiomorphe Hornblendekerne, die von breiten Säumen neugebildeten Aktinoliths umwachsen werden. Die reliktsische Hornblende ist teilweise gefüllt, meist jedoch zersetzt und chloritisiert. Man erkennt noch erhaltene Reste mit Pleochroismus von hellbraun zu dunkelbraun. Die ungefüllte junge Hornblende zeigt Pleochroismus von hellgelb bis blaugrün. Es dürfte sich um Aktinolith handeln. Z/c in einem nicht genau, aber nahe an die Achsenebene herankommenden Schnitt beträgt 18,5°.

Reliktischer Plagioklas bildet dicht gefüllte Kerne in polysynthetisch nach Albit- und Periklingesetz verzwilligter Oligoklashülle, welche normalen Zonenbau ohne basische Rekurrenzen aufweist. Die Oligoklase sind auch als selbständige Individuen mit normalem Zonenbau, Kern: 29% An, Hülle: 22 bis 17% An (gemessen in Schnitten senkrecht MP), vertreten.

Der Titanit baut idiomorphe Großkörner von 4,5 mm Durchmesser auf. Es finden sich Titanitflecke (Einzel titanitkristalle in Feldspataggregat).

Ferner: Apatit (bis 1,7 mm lange schmale Nadeln), Opazit, Chlorit, Epidot und Karbonat.

Der monzonitische Mischgesteinstypus am Rande des Pegmatits ist mittelkörnig massig und läßt freisichtig grünen Diopsid (bis 5 mm Durchmes-

Abb. 8: Seitenbach 350 m östlich Josel. 1 = phyllonitischer Paragneis; 2 = Fleckgneis; 3 = Fleckgneis, pegmatitisch injiziert; 4 = Fleckgneis; 5 = Hornfels mit Aplit, Pegmatit und Quarzadern; 6 = Migmatit, Mittelkorngranit mit Hornfelsschollen; 7 = Granodiorit; 8 = Aplit (2 m).

Abb. 9: Seitenbach nördlich Remscheniger Riegel. 1 = phyllonitischer Paragneis; 2 = schwach kontaktmetamorpher Paragneis mit Epidot und „Wurmbiotit“; 3 = Hornfels mit flächigem Parallelgefüge. Durchädert von Aplit, Pegmatit und Quarz. 4 = Spinell-Korund-Epidot-Hornblende-Magnetit-Hornfels; 5 = mittelkörniger Granit; 6 = mittelkörniger Diorit.

ser), schwarze bis grünschwarze Hornblende (8 mm), farblosen Feldspat (7 mm) und gelbbraunen Titanit (3 mm) erkennen. Auffallend sind grüne Diopsidringe (2 bis 3 mm dick) um 2 bis 8 mm große Einzelfeldspate und Feldspataggregate. Es handelt sich um kugelige bis eiförmige Gebilde. Nach den Hauptgemengteilen kann man das Gestein als Pyroxen - Hornblende - Plagioklas - Kalinatronfeldspat - Titanit - Monzonit bezeichnen.

Der Pyroxen ist teils xenomorph, teils idiomorph und zeigt schwachen Pleochroismus von farblos bis hellgrün. Am U-Tisch wurde $2VZ = 62^\circ$ gemessen. Es dürfte sich um Diopsid handeln. Unter dem Mikroskop wurde beobachtet, daß die Feldspatkerne der Diopsidschalen gefüllte Plagioklase vom Relikttypus sind (siehe unten!). Die Diopsid-Kugelschalen und eiförmigen Schalen dürften somit Reaktionssäume um die anorthitreichen Plagioklase des basischen Ausgangsgesteines darstellen.

Die Hornblende ist sehr deutlich in 2 Generationen vertreten. Die ältere braune Hornblende ist gefüllt und bildet idiomorphe Kerne. Die Fülle besteht teilweise aus staubförmigen, teilweise aus den stäbchenförmigen (siehe oben) Opazitaggregaten.

Um diese Kerne legt sich als xenomorpher Saum der jüngere Aktinolith (Pleochroismus von hellgelb bis blaugrün, ungefüllt). Er bildet in großer Menge auch selbständige, teilweise idiomorphe Individuen. Z/c im Schnitt annähernd parallel zur Achsenebene beträgt 16° . Es dürfte sich um Grammatit handeln.

Der Plagioklas ist ebenfalls sehr deutlich in 2 Generationen vorhanden. Die ältere Generation bildet dicht mit Klinozoisit und Hellglimmer gefüllte, polysynthetisch verzwilligte, leistenförmige Kerne mit enorm hohem Anorthitgehalt. Am U-Tisch wurde mit der Reinhard-Methode, Indikatrix gegen (010) und (001), 80% An gemessen.

Der jüngere Plagioklas hat klares ungefülltes Korn und normalen Zonenbau. Er bildet breite Schalen um die vorgenannten reliktschen Kerne und sehr häufig selbständige Individuen. Polysynthetische Verzwilligung nach Albit- und Periklingesetz. Auch Karlsbader Zwillinge sind vorhanden. In Schnittlagen senkrecht MP wurden gemessen: innen 45 und 37% An, außen 25 und 24% An.

Der Kalinatronfeldspat (flauer Mikroklin, Aderperthit) bildet xenomorphe Zwickelfüllungen.

Der Titanit baut idiomorphe Großkörner auf.

Ferner: Biotit (farblos bis braun; vielfach zu Chlorit umgewandelt unter Ausscheidung kleiner Titanitkörnchen), Opazit, Apatit (bis 1,3 mm lange Säulchen), Chlorit und Karbonat.

Der quarzsyenitische Mischgesteinstypus zeichnet sich durch bis 7 mm große kugelige bis eiförmige Quarzaggregate in feinkörnigem grünem Diopsidgewebe aus. Schwarze Hornblende bildet bis 5 mm lange Prismen. Die farblosen Feldspate (durchwegs Kalinatronfeldspat) sind unregelmäßig wolkig verteilt. Die Hornblende ist besonders dort angereichert, wo diopsidreiche an feldspatreiche Gesteinspartien angrenzen. Gelbbrauner Titanit bildet 2 mm große Körnchen. Das Gestein kann als mittelkörniger Diopsid-Aktinolithfels mit Blasten von Kalinatronfeldspat und mit kugel- bis eiförmigen Quarzaggregaten bezeichnet werden.

Der Pyroxen ist im Dünnschliff farblos und häufig idiomorph. Einfachzwillinge nach (100). Z/c in der Achsenebene beträgt 39° . Es handelt sich um Diopsid.

Die Hornblende ist ungefüllt, zeigt Pleochroismus von hellgelb bis grün und Zwillinge nach (100). Z/c im Schnitt annähernd parallel zur Achsenebene beträgt 14° . Es dürfte sich um Aktinolith handeln.

Der Kalinatronfeldspat ist xenomorpher flauer Mikroklin. Aderperthit. Er bildet ungemein einschlußreiche, bis 4 mm große Porphyroblasten. Außerdem füllt er in Form kleinerer Körner die Zwickel zwischen den übrigen Gemengteilen. An den Grenzen zum Quarz weist er granophyrische Quarzgewächse auf.

Quarz ist xenomorph und einschlußfrei. Er bildet die erwähnten kugel- bis eiförmigen Aggregate. Sie bestehen jeweils aus einigen wenigen Quarz-Großindividuen. H. V. Graber (1897: Tafel VI, Figur 5 und p. 270—271) hat analoge Quarzaggregate, „umhüllt von einem dunklen aus dichtgescharten Augit- und Hornblende kristallen bestehenden Mantel“ aus dem Topiatal (Slowenien) abgebildet und beschrieben. Er bezeichnet sie als „erbsenförmige Quarze“. Er deutet den „Quarz als wahrscheinlich älteste Ausscheidung eines basischen Magmas“. Ich glaube, es handelt sich um Quarz-Blastese im Zuge der Pegmatitisierung (Mischgesteinsbildung). Die feldgeologische Situation des Mischgesteines und auch die granophyrischen Quarzgewächse in diesem Gestein sprechen für meine Interpretation.

Ferner: Titanit und Opazit.

Freisichtig lassen die putzenförmigen Hornblendepegmatitkörper in den dioritischen Mischgesteinspartien bis 15 cm lange grünschwärze Hornblendesäulen, bis 3 cm große schneeweiße Feldspate (Plagioklas), graue Quarzaggregate, deren Einzelkörner nur wenige Millimeter messen, und bis 1 cm große idiomorphe gelbbraune Titanitkristalle erkennen. Unter dem Mikroskop erweisen sie sich als Hornblende-Plagioklas-Quarz-Titanit-Pegmatit.

Die Hornblende ist zonar gebaut. Der Kern beinhaltet Relikte gefüllter brauner Hornblende (Pleochroismus von hellbraun bis dunkelbraun; Füllung mit opazitischem Staub und mit Opazitlamellen in Form äquidistanter Entmischungsstäbchen). Rundherum folgt ein breiter Gürtel grüner ungefüllter Hornblende, welche den Hauptbestand der Hornblendeindividuen bildet (Pleochroismus von gelbgrün bis grün). Außen stellt sich eine schmale Hülle ungefüllter blaugrüner Hornblende ein (Pleochroismus von hellgelb zu blaugrün). Alle 3 Zonen sind miteinander parallel verwachsen. Ganz außen findet man stellenweise einen schmalen Saum fiedertförmig angewachsener farbloser Hornblendeaggregate.

Der Plagioklas besitzt dicht mit Hellglimmer und Klinozoisit gefüllte reliktsche Kerne. Um sie legen sich normalzonare Hüllen von Andesin bis Oligoklas, die bedeutend weniger Fülle aufweisen als die Kerne, ja mitunter klares Korn besitzen. Sie sind leistenförmig automorph und polysynthetisch nach Albit- und Periklingesetz verzwillingt. Der äußerste Randsaum zeigt den geringsten Anorthitgehalt und ist xenomorph. Gemessen wurde im Schnitt annähernd senkrecht MP im inneren Teil der normalzonaren Hülle 45% An, im äußeren Teil der automorphen Hülle 29% An und im xenomorphen Randsaum 22% An.

Quarz bildet mittelkörnige xenomorphe Aggregate, die eventuell durch Kornzerfall einstiger Großindividuen entstanden sind. Titanit zeigt die bekannte Rautenform.

Ferner: Apatit (lange Nadeln in Plagioklas und Hornblende), Opazit (Skelettformen weisen auf Ilmenit), Chlorit (sekundär nach Hornblende mit Ausscheidung von Titanit), Epidot und Hellglimmer.

5. Granodiorit

Untersucht wurde das Granodioritvorkommen nördlich Korjon Jagdhaus im Remschenigtal (siehe geologische Karte). Es ist ein mittelkörniges Ge-

stein mit geflecktem Kontrast graugrüner und farbloser Gemengteile. Auffallend sind 1 bis 2 mm dicke kugelförmige dunkle Ränder (Hornblende und Biotit) um Feldspat. Das Gestein ist auch nahe der Mündung des Remschenigbaches in die Vellach und nördlich Josel (siehe Abb. 3, 6, 7 und 8) aufgeschlossen. Es handelt sich um Hornblende-Biotit-Plagioklas-Kalinatronfeldspat-Quarz-Granodiorit.

Die Hornblende ist unter dem Mikroskop hellgelb bis grün pleochroitisch, ungefüllt, mit Z/c (parallel Achsenebene) = $15,0^\circ$. Der Biotit ist hellgelb bis braun. Der Plagioklas ist der herrschende Feldspat. Er ist automorph leistenförmig, zeigt gefüllten basischen Kern und ist nach Karlsbader Gesetz und polysynthetisch nach Albit- und Periklingesetz verzwilligt. Hornblende und Biotit bilden Hüllen um Plagioklas. Der Kalinatronfeldspat tritt mengenmäßig zurück, ist xenomorph und zeigt flauwe Mikroklingitterung und Aderperthit. Quarz bildet xenomorphe Zwickelfüllungen.

Ferner: Myrmekit, Apatit (lange schmale Nadeln), Opazit, Titanit, Chlorit und Karbonat.

6. Granodioritporphyr mit zonar gebauten großen Feldspäten vom Rapakiwi-Typus

In den Schau- und Lehrsammlungen des mineralogisch-petrographischen Institutes der Universität Wien bestaunten und „lernten“ wir vor 40 Jahren diesen sehr eindrucksvollen und schönen Gesteinstyp. Er lief damals wie auch bis heute unter der Bezeichnung, die ihm TELLER (1894) gab: „Randporphyr des Granits“. Von unseren Lehrern wurde er als Muster für Granitporphyr (aschistes Ganggestein granitischer Zusammensetzung mit porphyrischer Struktur) in Vorlesungen und Übungen vorgewiesen, wobei sie aber damals schon betonten, daß die geologische Situation des natürlichen Vorkommens dieses Gesteines bei Eisenkappel nicht ganz klar sei. Man wies uns wohl darauf hin, daß solche Granitporphyre durch rasches Abkühlen von granitischem Magma, welches Feldspateinsprenglinge mitschleppt, durch Einströmen in Gangspalten (Ganggestein) oder in randlicher Lage gegen kälteres Nebengestein (Randporphyr) zustandekämen. Bei Eisenkappel wären Gänge und Randlagen wohl wahrscheinlich. Aber die Sache wäre geologisch nicht recht geklärt; TELLERS Karte diesbezüglich nicht ganz verlässlich, die Aufschlüsse schlecht und mehrdeutig. Auf den sonderbaren Zonenbau der großen Feldspäte mit dem Kalinatronfeldspat-Kern und der schön regelmäßigen, weißen Plagioklashülle wurden wir hingewiesen. H. V. GRABER (1897) hatte bereits den Vergleich mit dem Zonenbau im Rapakiwigranit gezogen. Eine genetische Erklärung dieses Zonenbaues vom Rapakiwitypus wurde damals noch kaum versucht, aber uns irgendwie bereits als ein zu lösendes Problem ans Herz gelegt.

Es war natürlich eine interessante Aufgabe, als ich vom Direktor der Geologischen Bundesanstalt nach Eisenkappel als Aufnahmegeologe und Feldpetrograph entsendet wurde, mich mit diesem Problem zu befassen, wobei die Feldgeologie und simple Mikroskopie im Vordergrund standen (Ch. EXNER 1956, p. 21). Etwas später hat sich unser geschätzter Kollege W. RICHTER (1966) mit dem gleichen Problem befaßt, wobei beson-

ders Methoden und Erkenntnisse der modernen Petrologie, einschließlich experimenteller Petrologie im Vordergrund standen.

Auf Grund meiner Beobachtungen möchte ich die Bezeichnung „Granodioritporphyr“ anstatt des bisher üblichen Namens „Randporphyr des Granits“ vorschlagen.

6.1. Feldgeologie: Gänge (Fundorte Nr. 1 und 2)

Es sind wenige Aufschlüsse, aber viele Lesesteine vorhanden. Gegenüber der Verwitterung ist das Gestein mit seinem klein- bis mittelkörnigen Grundgewebe widerstandsfähiger als der gerne zu Grus zerfallende Grobkorngranit.

Keinesfalls bildet der Granodioritporphyr in meinem Arbeitsgebiet einen mehr oder weniger zusammenhängenden südlichen Randstreifen des Granits. Die diesbezügliche Darstellung auf den geologischen Karten von TELLER (1895 und 1898) ist unzutreffend, worauf übrigens schon H. V. GRABER (1929, p. 40) hinwies.

Auf Grund meiner geologischen Kartierung läßt sich erstmals die Existenz eines Gangzuges des Granodioritporphyres mit großer Wahrscheinlichkeit belegen. Es ist jenes langgestreckte, vielleicht in einzelne Linsen zerfallene Gebilde, das zwischen dem Vellachtal (südlich der Carinthiaquelle) und dem Steinbruch Miklaumühle im Leppental in ENE-Richtung streicht. Der Gang steht saiger. Bei bloß maximal 10 m Mächtigkeit erreicht er eine Länge von 1,1 km. Das Nebengestein besteht aus mittelkörnigem Diorit.

Der Gang ist am rechten Hangfuß des Vellachtales, 400 m südlich der Carinthiaquelle aufgeschlossen (Abb. 3). Der nächste Aufschluß befindet sich am Güterweg, 125 m südwestlich P. 780. Dann sind die Lesesteine in der Kammregion zwischen Leppen- und Remschenigtal, 250 m ost-südöstlich P. 780 zu berücksichtigen. Anstehende Partien des Ganges gibt es am Hang zum Leppental längs des Jagdsteiges in Seehöhe 720 m und zwar in den steilen Gräben 200 m nordnordöstlich P. 859. Dann folgt der Großaufschluß im Steinbruch Miklaumühle, wo der Granodioritporphyr als Gang den Diorit durchschlägt, wobei jüngere Aplite diskordant den Granodioritporphyrgang durchkreuzen.

Ein zweiter, ebenfalls 10 m mächtiger und saigerer Gang durchschlägt den Grobkorngranit am rechten Ufer des Vellachtales gegenüber den Zollhäusern (Abb. 3). Diese Lokalität dürfte älteren Beobachtern und Exkursionisten bekannt gewesen sein, weil man den rot angewitterten Aufschluß von weitem sieht und Spuren anzeigt, daß der recht harte Granodioritporphyrgang auch zur Steingewinnung hier abgebaut wurde, was allerdings viele Jahre oder Jahrzehnte vor Beginn meiner Tätigkeit bei Eisenkappel (1955) sich vollzogen haben dürfte.

Ich glaube, es ist hoch an der Zeit, die Behauptung zu wagen, daß dieses Vorkommen (gegenüber den Zollhäusern) und der vorgenannte lange

Zug (400 m südlich Carinthiaquelle bis Steinbruch Miklaumühle) echte magmatische Gänge darstellen. Man kennt ja auch die aschisten (ungespalteten) porphyrischen Ganggesteine vom Adamello-Pluton (A. BIANCHI und GIAMB. DAL PIAZ (1937).

6.2. Feldgeologie: Reaktionszonen (Fundorte Nr. 3 und 4)

Die vielen anderen Vorkommen unseres Gebietes (siehe geologische Karte) stellen nur geringfügige Aufschlüsse und Anhäufungen von Lesesteinen dar. Auf Grund meiner feldgeologischen Beobachtungen kann geschlossen werden, daß alle diese Vorkommen so wie die vorgenannten Gänge in ihren Ausmaßen recht beschränkt sind. Sie dürften mehr oder weniger linsenförmigen Charakter haben. Ihre Mächtigkeit dürfte 15 m niemals überschreiten. Vielfach wird es sich nur um Mächtigkeiten von dm bis wenigen m handeln. Echte Gänge oder unregelmäßig gangförmige Partien mögen vorkommen. Wirklich beobachtbar und exakt nachgewiesen sind unter diesen zahlreichen kleinen Vorkommen Reaktionszonen. An zwei Lokalitäten ist dies besonders deutlich zu sehen (Fundorte Nr. 3 und 4).

Fundort Nr. 3 befindet sich am rechten Vellachufer gegenüber den Zollhäusern, nur wenige Schritte nördlich des genannten Ganges. Abb. 3. Die Vellach strömt hier über Felsplatten, die aus Grobkorngranit bestehen. In diesem sind rundliche Mittelkorndioritschollen mit bis 1 m Durchmesser eingeschlossen. Als dm-mächtiger Reaktionssaum tritt Granodioritporphyr mit zonar gebauten großen Feldspäten vom Rapakiwi-Typus auf.

Fundort Nr. 4 sind Lesesteine im Leppental beim Bauernhof Keschar und zwar unmittelbar beim Bauernhof und auf der verlehnten Terrasse unter dem Bauernhof (neuer Güterweg!) sowie als Geschiebe im Leppenbach.

Das Anstehende dazu muß sich in den S-Hängen des Leppentales befinden. Dort habe ich im vegetationsreichen Hangschutt aber nur an 3 Stellen winzige anstehende Stellen von Granodioritporphyr ohne spektakuläre Grenzbildungen zum Nebengestein gefunden (westnordwestlich P. 1034; nordöstlich P. 1934 und zwar südlich des Gabbroaufschlusses; und endlich nahe der Kammregion östlich P. 1117). Diese und auch die kleinen Vorkommen bis zur slowenischen Grenze (nördlich Poset und Strutz; südlich Javornik; südlich Spitzberg; nördlich Marold Alm) und die westlichen Vorkommen (nordnordwestlich Jagdhaus Korjon Abb. 6; im Graben südlich des Buchstabens „u“ des Wortes „Carinthia Qu.“; im Graben gegenüber Knolitsch; und im Graben südlich „7“ der Ziffern „637“ Abb. 4) befinden sich teils im Diorit, teils an der Grenze von Diorit und Granit.

Petrologisch bedeutsam ist das Lesesteinvorkommen bei Keschar insofern als sehr deutliche Übergänge von Diorit und Monzonit zum granodioritischen Grundgewebe unseres Granodioritporphyres und das Auftre-

ten der zonar gebauten großen Feldspäte vom Rapakiwi-Typus auch in den dunklen, dioritischen bis monzonitischen Gesteinspartien zu sehen sind. Das Ganze macht den Eindruck von Reaktionsbildung zwischen älterem basischem und jüngerem saurem Material; also von Mischgesteinsbildung und ich möchte behaupten, von Feldspatblastese.

Durch die Mikroskopie läßt sich der scheinbare Widerspruch alter Einsprenglinge und neuer Blasten beseitigen, indem sich herausstellt, daß von ein- und derselben Mineralgruppe (z. B. Feldspate und Quarz) sehr deutlich mehrere Generationen unterscheidbar sind. H. V. GRABER (1929, p. 40) erwähnt bereits vom Keschar (= Jezar) „dunklere Partien ähnlich basischen Konkretionen und Porphyritgänge“.

Auf Grund meiner mikroskopischen Untersuchung erweisen sich die basischen Schollen beim Keschar als klein- bis mittelkörniger Pyroxen-Hornblende-Biotit-Plagioklas-Kalinatronfeldspat-Monzonit. Der dunkle graugrüne Monzonit geht allmählich in das etwas hellere granodioritische Grundgewebe des Granodioritporphyres mit zonaren Feldspaten vom Rapakiwitypus über. Bis 1,5 cm große Feldspatindividuen mit Rapakiwi-Zonenbau befinden sich isoliert im Monzonit. In Bezug auf Größe, Gestalt und Zonenbau gleichen sie denen des Granodioritporphyres. Außerdem beobachtet man im Monzonit noch Hornblende-Großkristalle von 1,2 cm Länge, die den gedrungenen grünlich schwarzen Hornblendesäulen des Granodioritporphyres durchaus entsprechen.

Unter dem Mikroskop erweist sich der Pyroxen als farblos und hellgrün. Stellenweise ist er mit Hornblende parallel verwachsen. Die Hornblende zeigt Pleochroismus von hellgelb bis grün. Sie wird von Biotitringen umgeben. Der Biotit ist hellgelb bis dunkelbraun. Der Plagioklas bildet im Grundgewebe automorphe leistenförmige Individuen mit gefüllten basischen Kernen. Großindividuen zeigen Karlsbader Zwillinge und polysynthetische Verzwilligung nach Albit- und Periklingesetz. Sie werden 4,5 mm lang und besitzen langleistenförmige Umrisse. Der Kalinatronfeldspat ist im Grundgewebe xenomorph. Er zeigt Mikroklingitterung, Faser-, Ader- und Fleckenperthit. Die 1,2 cm langen tafelförmigen Großindividuen werden rings vom 1 bis 3 mm breiten Rapakiwi-Plagioklassaum umrandet.

Ferner: Apatit (schlanke Nadeln, besonders in Feldspat eingeschlossen), Opazit, Titanit, Epidot und Chlorit.

6.3. Petrographie

Es existieren zwar schon ausgezeichnete mega- und mikroskopische Beschreibungen von H. V. GRABER (1897, p. 257—269) und W. RICHTER (1966) mit vorzüglichen Abbildungen, auf die verwiesen sei. Da ich auf Grund der feldgeologischen Beobachtungen zu einer etwas abweichenden Interpretation der Genese des Zonenbaues der großen Feldspäte vom Rapakiwi-Typus gelangt bin (Ch. EXNER 1956, p. 21), so glaube ich, auch die petrographischen Indizien für meine Interpretation darstellen zu müssen. Das geschieht aber am besten, indem ich einfach das von mir selbst gesammelte Beobachtungsmaterial beschreibe. Dabei ergeben sich auch einige neue Beobachtungen, die auf das petrologische Problem ebenfalls neues Licht werfen.

Meine mikroskopischen Beobachtungen stützen sich auf 11 Dünnschliffe von den Fundorten Nr. 1, 2 und 4. Fundort (1) entspricht dem anstehenden Gang, 400 m südlich Carinthiaquelle und zwar im rechten Hangfuß des Vellachtales, Abb. 3. Fundort (2) ist die Fortsetzung dieses Ganges im Steinbruch Miklaumühle. Fundort (4) sind Lesesteine vom Granodioritporphyr bei Keschar. Siehe oben!

Megaskopisch erkennt man an den Proben der Fundorte (1), (2) und (4) ein klein- bis mittelkörniges, dunkles bis fleckig graues, biotitreiches Grundgewebe und im Gegensatz dazu große, annähernd idiomorphe, häufig zonar gebaute Feldspate und große Hornblenden. Die großen Feldspate sind 0,5 bis 3,2 cm lang, haben leistenförmige Gestalt und häufig einspringende Winkel (Karlsbader Zwillinge). Meist zeigen sie den sehr regelmäßigen Zonenbau wie die Rapakiwi-Granite, nämlich einen idiomorphen, grau anwitternden Kalinatronfeldspat als Kern und eine weiß anwitternde Plagioklashülle, die nach außen mehr rundlich eiförmig abgegrenzt ist. Bei näherer Betrachtung erkennt man aber auch idiomorphe Großfeldspate, die weiß anwittern und zur Gänze aus Plagioklas bestehen. Die grünlich schwarzen Hornblende-Großkristalle bilden 0,5 bis 1,2 cm lange Säulen mit idiomorpher Prismenzone, aber unregelmäßig abgeflachten Enden. Biotitaggregate ähnlicher Umrissform dürften stellenweise Pseudomorphosen nach Hornblende sein. Der Quarz ist megaskopisch weniger deutlich. Biotit bleibt stets klein.

Auf Grund des Überwiegens von Plagioklas gegenüber Kalinatronfeldspat und der für einen „Granit“ viel zu reichhaltig vorhandenen dunklen Gemengteile, besonders im Grundgewebe, möchte ich die Gesteinsbezeichnung Granodioritporphyr vorschlagen. Das Gestein ist als Hornblende - Biotit - Plagioklas - Kalinatronfeldspat - Quarz - Granodioritporphyr mit zonar gebauten Feldspaten vom Rapakiwi-Typus zu bezeichnen.

Hornblende ist meist ungefüllt. Selten zeigt sie etwas Opazitfülle. Korrodierte Formen. Pleochroismus von hellgelb bis grün. Z/c im Schnitt annähernd parallel zur Achsenebene beträgt 14° . Im Gestein des Fundortes (4) überwiegt Hornblende volumetrisch den Biotit. An den Fundorten (1) und (2) tritt Hornblende gegenüber Biotit mengenmäßig zurück und kann im Fundort (2) auch stellenweise im dm-Bereich ganz fehlen. Dort stellen recht auffallende Biotitaggregate (mit Titanit, Opazit, Apatit und Orthit) mit rechteckigen Umrissen und entsprechender Größe wahrscheinlich Pseudomorphosen nach Hornblende dar.

Biotit ist auf das Grundgewebe beschränkt und wird nicht größer als 2 mm. Pleochroismus von hellgelb bis braun. Korrosionsformen. Mitunter Neubildung auf Kosten von Hornblende. Auch parallel verwachsen mit Hornblende.

Zwei Plagioklas-Generationen sind deutlich zu unterscheiden.

Plag alt ist älter als Kalinatronfeldspat. Er stellt die Hauptmasse der Grundgewebefeldspate dar. Er zeigt bis 9 mm große automorphe Leisten. Diese weisen meist deutlichen normalen Zonenbau mit schwachen basischen Rekurrenzen auf. Der Kern ist gefüllter Andesin. Helliglimmer, Klinozoisit und einzelne größere Epidotkörnchen bilden die Fülle. Die Hülle besteht aus ungefülltem Oligoklas. An nicht zonarem Individuum, das ungefüllt ist, wurde im Schnitt senkrecht zur Mittellinie X Oligoklas mit 28% An gemessen. Ein zonar mit mehreren scharfen basischen Rekurrenzen gebautes, idiomorphes, 3 mm großes Individuum im Schnitt senkrecht MP ergab im gefüllten Kern 41% An und in der äußersten ungefüllten Hülle 19% An. Die polysynthetische Verzwilligung gehorcht hauptsächlich dem Albitgesetz, in untergeordnetem Maße dem Periklingesetz. Sehr häufig sind Karlsbader Zwillinge mit einspringender Zwillingsnaht.

Der Kalinatronfeldspat ist flau bis hart gegitterter Mikroklin mit Faser-, Ader-, Flecken- und seltener Zonarperthit. Ein gewisser Zonenbau ist mitunter daran erkennbar, daß die Auslöschung vom Kern zur Hülle wandert. Die kleineren Körner sind in der Regel xenomorph. Die größeren Körner zeigen automorphe Leistenform. Reichlich finden sich Einschlüsse orientiert oder nicht orientiert eingebauter alter Plagioklaskörner, an denen Aderperthit protuberanzenförmig ansetzt. Karlsbader Zwillinge sind besonders bei den größeren Individuen häufig. Sie weisen die einspringende Zwillingsnaht auf. Außer den Plagioklaseinschlüssen finden sich Einschlüsse von Tropfenquarz (teilweise idiomorph) und von den anderen Gesteinsgemengteilen. Der Plag alt wird häufig von metasomatischem Antiperthit orientiert verdrängt. Eine ganz eigentümliche Erscheinung unseres Gesteines besteht darin, daß Plag alt nicht allzu selten (— in 3 Dünnschliffen meines Beobachtungsmaterials und zwar von den Lokalitäten (2) und (4) —) mit einer eiförmigen, 0,2 bis 0,4 mm dicken, einheitlich auslöschenden Kalinatronfeldspat-Schale umgeben ist. Die Knaf-Schale und die Antiperthitflecke im Plag alt gehen gleichzeitig in Auslöschung. Wo der Plag alt ein Karlsbader Zwillingsnaht ist, entspricht auch die eiförmige Knaf-Schale diesem Gesetz. Siehe Abbildung 16.

Plag neu baut polysynthetisch nach Albit- und Periklingesetz verzwilligte, ungefüllte, oder nur schwach gefüllte Oligoklase mit Anorthitgehalt um 20% auf. Es handelt sich um kleine Körner des Grundgewebes, um Anwachsäume an Plag alt, um bis 2 cm große selbständige, häufig nach dem Karlsbader Gesetz verzwilligte Oligoklase und um die Oligoklasrinden vom Rapakiwi-Typus.

Die Oligoklasrinden vom Rapakiwi-Typus sind meist 1 bis 3 mm dick und umgeben sehr regelmäßig eiförmig den 0,5 bis 3,0 cm großen Knaf-Kern. Durchkreuzungszwillinge nach Karlsbader Gesetz sind ebenfalls gleichmäßig von der Oligoklas-Rinde umzogen, wobei unter dem Mikroskop deutlich wird, daß auch die Oligoklas-Rinde nach dem Karlsbader

Gesetz verzwillingt ist. Die Zwillingnaht in der Rinde setzt genau in der Fortsetzung der Zwillingnaht des Knaf-Kernes weiter und bildet in der Rinde mitunter eigens abgewinkelte Stellen so wie im Knaf-Kern.

Die Grenze der Oligoklas-Rinde gegen den Knaf-Kern ist eine unregelmäßig gezackte und ausgebuchtete Korrosionsnaht (Abb. 14 und 15). Es hat die Oligoklas-Rinde den Knaf unregelmäßig verdrängt. Das sieht man auch daran, daß der Knaf-Kern meist durchspickt ist von orientiert eingewachsenen Perthitflecken, die gleichzeitig mit der Oligoklashülle auslöschten (Abb. 14). H. V. GRABER 1897 (p. 260) bestimmte an orientierten Schnitten, daß der Plagioklas der Perthite des Knaf-Kernes 7% An aufweist. Die Rinde zeigt mitunter einen schwachen normalen Zonenbau von innen nach außen, wobei der innere Teil der Rinde eine schwache Fülle in Form dichter Bestäubung aufweist. Ich bestimmte am U-Tisch in der Schnittlage senkrecht MP für den schwach gefüllten Innenteil der Rinde 19% An und für den ungefüllten Außenteil 17% An.

Die Rinde besteht häufig nur aus einem Korn, das gleichmäßig in Auslöschung geht, oder aus zwei Individuen, die sich in Karlsbader Zwillingstellung befinden, vorausgesetzt, daß auch der Knaf-Kern diese Verzwillingung besitzt. Mitunter, aber seltener, sind mehrere Oligoklas-Individuen am Aufbau der Rinde beteiligt, wobei einige Individuen mit ihren Pinakoidflächen subparallel, andere annähernd senkrecht zu den betreffenden Pinakoidflächen des Knaf-Kernes orientiert sind, so daß die Gesamtrinde in solchen Fällen ein parkettiertes Mauermuster aufweist.

Der Oligoklas der Rinde vom Rapakiwi-Typus ist meist eng und fein zwillinglamelliert nach Albitgesetz (Abb. 14 und 15), weniger häufig nach Periklingesetz. An der Naht zwischen Knaf-Kern und Oligoklas-Hülle siedelt mitunter Quarz. Der Außensaum der Oligoklas-Rinde entsendet mitunter Myrmekitknospen gegen externen Knaf des Grundgewebes.

Quarz ist in 5 Ausbildungsformen im Granodioritporphyr vorhanden:

(I) Zur ältesten Quarzgeneration dürften die Tropfenquarze (teilweise idiomorph) in den Feldspaten gehören.

(II) Die zweite Quarzgeneration wird durch prächtig idiomorphe und auch rundliche, nicht oder kaum undulöse Großquarze dargestellt. Ihr Korndurchmesser erreicht 6 mm. Die idiomorphen Umrisse zeigen 6- bis 8-seitige Polygone. Das Zentrum der Großquarze ist, abgesehen von den Porenzügen, einschlußfrei. Die peripheren Bereiche des Großquarzes sind häufig vollgestopft mit vorwiegend korrodierten Feldspateinschlüssen. Das Interessanteste an den großen Quarzen des Gesteines ist ihr von sonstigen Gesteinsquarzen ganz abweichendes Verhalten bei der Zerlegung des Großkornes in schwach undulöse, sehr lange, meist das ganze Quarzkorn durchziehende und recht breite (0,1 bis 0,4 mm) Subindividuen. Diese sind nämlich nicht wie sonst üblich parallel zur c-Achse des Großkristalles, son-

Ch. Exner: Geologie der Karawankenplutone östlich Eisenkappel, Kärnten

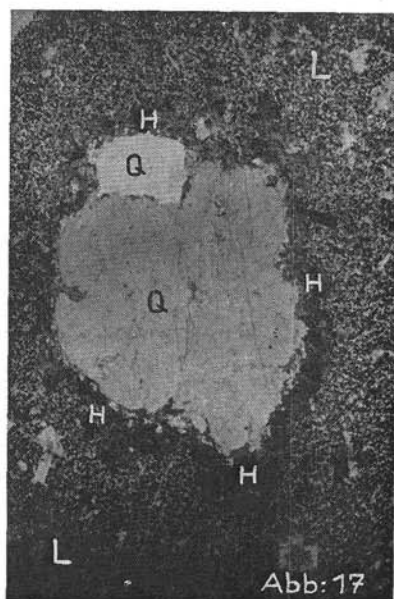
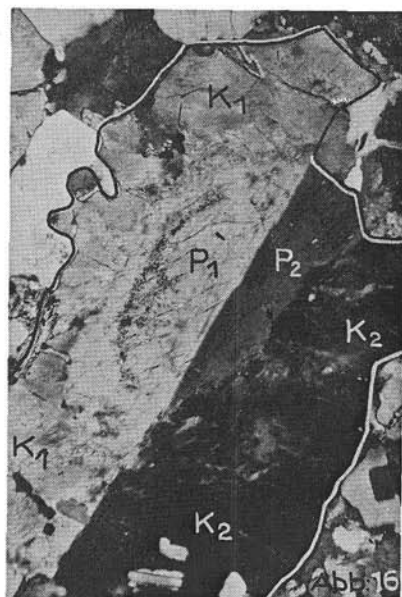
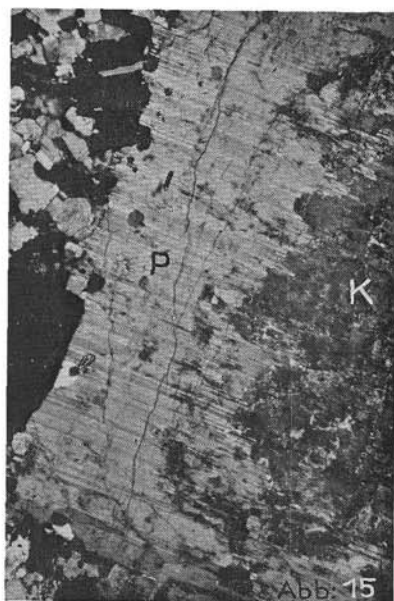
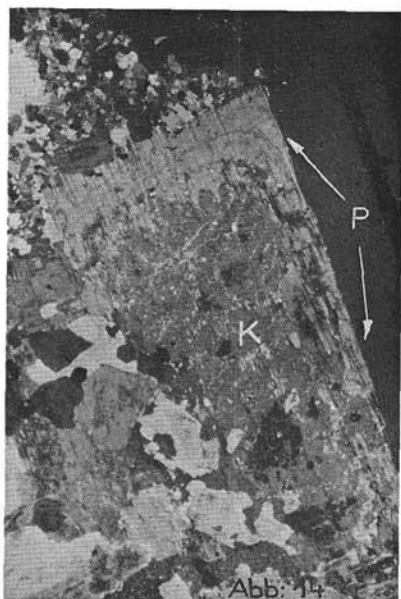


Abb. 14: Großer Feldspat mit Zonenbau vom Rapakiwi-Typus. Kalinatronfeldspatkern (K) und Plagioklashülle (P). Der Plagioklas des Ader- und Fleckenperthits bildet helle Partien im dunklen Kalifeldspatkern (K) und verbindet sich mit der Plagioklashülle (P). Plagioklas des Perthits und Plagioklas der Hülle sind parallel orientiert. Sie löschen gleichzeitig aus und zeigen dieselbe Zwillingslamellierung nach dem Albitgesetz. Granodioritporphyr mit zonar gebauten großen Feldspaten vom Rapakiwi-Typus aus dem Eisenkappler Granitzug. Lesestein beim Keschar im Leppental. Vergrößerung 8fach, schiefe Nicols.

Abb. 15: Stärker vergrößerter Querschnitt der Grenzfläche zwischen Kern (K) und Hülle (P) des oberen Teiles des großen Feldspates vom Rapakiwi-Typus der Abb. 14. Beachtenswert sind der unregelmäßige Verlauf der Grenzfläche und der allmähliche Übergang vom Plagioklas der Hülle zum Plagioklas des Fleckenperthits im Kern. Vergrößerung 20fach, gekreuzte Nicols.

Abb. 16: Großer Feldspat mit Zonenbau, welcher dem des Rapakiwi-Typus entgegengesetzt ist und der normalen Kristallisationsfolge in Granitoiden entspricht. Dieselbe Gesteinsprobe und derselbe Dünnschliff wie Abb. 13 und 14. Karlsbader Zwillings. Plagioklaskern (P_1 und P_2) und Kalinatronfeldspathülle (K_1 und K_2) sind jeweils nach Karlsbader Gesetz verzwillingt. Die Zwillingsnaht ist für beide identisch. Die Schnittlage ist schräg zur Zwillingsnaht. Deshalb sind die polysynthetischen Lamellen nach Albitgesetz in P_1 nur undeutlich und in P_2 nicht sichtbar, jedoch in anderer Stellung des Mikroskoptisches erkennbar. P_1 zeigt einen Zonengürtel mit entmischem Klinozoisit. K_1 und K_2 bestehen aus flau gegittertem Mikroklin mit Perthitadern. Vergrößerung 46fach, gekreuzte Nicols.

Abb. 17: Quarz mit Hornblendesaum in Lamprophyr. Der Lamprophyrgang (Hornblende-Biotit-Plagioklas-Kernsantit) wurde sekundär von Aplit injiziert. Eisenkappler Granitzug. Steinbruch Miklaumühle. 2 Quarzkörner (Q) mit kleinen, eckig begrenzten Quarz-Feldspat-Einschlüssen. Umhüllt werden die beiden Quarzkörner von einer gemeinsamen, recht gleichmäßig dicken Hülle (H), welche aus zahlreichen kleinen Körnern von Hornblende und Titanit besteht. Außen schließt an die Hülle das Mineralgewebe des Lamprophyrs (L) an. Es setzt sich aus Plagioklas, Hornblende, Biotit, Titanit, Opazit und Apatit zusammen. Vergrößerung 8fach, 1 Nicol.

dern in unserem Falle stets senkrecht zur c-Achse orientiert. Es handelt sich um Gleitlamellen subparallel zur Basis (0001) des Großquarzes. Die Lamellen sind nur unter gekreuzten Nicols sichtbar. Der Vorgang befindet sich somit hier noch im Anfangsstadium des Zergleitens der Großquarze parallel zur Basisfläche und hat noch nicht das sonst in anderen alpinen Gesteinen häufig beobachtbare Rekristallisationsstadium der Lamellen mit Hinterlassung Böhmischer Streifen erreicht. In unserem Gestein sind noch keine Böhmischen Streifen im einfach polarisierten oder nicht polarisierten Lichte sichtbar.

(III) Xenomorpher Grundgewebsquarz. Er ist einschlußfrei oder äußerst einschlußarm und zeigt, wenn er undulös ist, die gewöhnlichen länglichen kleinen und dünnen Teilindividuen subparallel zur c-Achse des Quarzes.

(IV) Myrmekeit dürfte in unserem Gesteine vorwiegend eine recht junge Bildung sein. So gibt es, wie schon oben erwähnt, Myrmekeitwarzen, die von der Oligoklas-Rinde der nach Rapakiwi-Typus gebauten Großfeldspate ausgehen und in den Knaf des Gesteinsgrundgewebes eindringen.

(V) Granophyrquarz durchdringt und verdrängt aggressiv sämtliche Feldspate (Plag alt, Knaf, Plag neu) unseres Gesteines. Da er auch die Oligoklas-Rinde der nach Rapakiwi-Typus zonaren Großfeldspate durchsetzt und überhaupt rücksichtslos bei konstanter optischer Orientierung die verschiedensten Gesteinsgemengteile im Bereiche mehrerer cm korrodiert, dürfte er die jüngste Quarzgeneration unseres Gesteines darstellen.

Ferner: *Opazit* (mitunter mit Titanitsaum). *Apatit* bildet lange schmale Säulen, besonders in Feldspat. Als bemerkenswerte Seltenheit beobachtete ich Anreicherung der Apatitsäulchen in den nach Rapakiwi-Typus zonaren Großfeldspaten in der Grenzregion zwischen Knaf-Kern und Oligoklas-Rinde. *Zirkon* (? Monazit). Viel *Titanit*. Beschränkt auf die Feldspatfülle ist der *Hellglimmer*. *Epidot* (in Feldspatfülle und selten außerhalb der Feldspate). *Orthit* (selten. Korrodierte idiomorphe Körner bis 0,26 mm Durchmesser, ohne Epidotrand. Pleochroismus von hellgelb bis dunkelbraun). *Granat* (selten). *Chlorit* (sekundär nach Biotit und weniger häufig nach Hornblende).

Die untersuchten Gesteinsproben des Granodioritporphyrs haben massiges, annähernd regellos körniges Gefüge. Das mikroskopische Bild zeigt nur selten und in sehr beschränktem Maße postkristalline Deformation wie Kornzerfall der Feldspate, Verbiegung der Feldspatleisten, Verbiegung polysynthetischer Plagioklaszwillinglamellen, Verbiegung der Karlsbader Zwillingsnähte und Verbiegung von Biotitblättchen. Quarz ist, wie schon erwähnt, häufig nicht undulös.

6.4. Zur Genese der in diesem Gestein auftretenden großen Feldspate mit Zonenbau vom Rapakiwi-Typus

Schon H. V. GRABER 1897 und W. RICHTER 1966 haben aus dem Struktur- bild unseres Gesteines herausgefunden, daß die Feldspatkristallisation mit

Plagioklas begann (mein Plag alt), dann Kalinatronfeldspat mitkristallisierte und am Ende die Feldspatkristallisation mit Plagioklas (mein Plag neu) allein aufhörte. Das stimmt mit meinen Beobachtungen überein und wird durch einige von mir neu gefundene Details, die in der soeben gegebenen Beschreibung mitenthalten sind, auch noch fester erhärtet.

Die Entstehung der Rapakiwi-Struktur des Feldspatzonenbaues geht darauf zurück, daß unter besonderen physiko-chemischen Bedingungen, die W. RICHTER 1966 näher darlegt, das gewöhnliche granitische Kristallisationsschema der Feldspate im Endstadium durch kräftige Oligoklaskristallisation verändert wird, wobei die Kristallisation des Kalinatronfeldspates vorzeitig aufhört.

Ich habe das erklärt durch Alkaliumschwung des Lösungsumsatzes in der Endphase der Feldspatkristallisation, bedingt dadurch, daß sich in der Endphase wiederum der Einfluß des dioritischen Nebengesteines in der Zusammensetzung des Lösungsumsatzes durchsetzt. Der Lösungsumsatz wird zum Schluß wiederum Ca-reich. Es ist einfach das Prinzip des Einflusses des Nebengesteines auf die chemische Zusammensetzung des Mobilisates (Ch. EXNER 1956, p. 21). RICHTER hat dementsprechend den Einflüssen des basischen Nebengesteines auf die Kristallisationsfolge zumindest eine zusätzliche Wirkung beigemessen.

Hauptsächlich wollten aber GRABER (1897) und RICHTER (1966) eine „rasche Kristallisation“ im angeblichen „Randporphyr“ des Granits zur Erklärung des vorzeitigen Aufhörens der Knaf-Kristallisation im Gestein verantwortlich machen. Dem stehe ich skeptisch gegenüber. Ich möchte eher langsames Wachstum der großen Feldspate mit entsprechenden Verdrängungserscheinungen (Blastese, Korrosionen) auf Grund der mikroskopischen Struktur und der feldgeologischen Beobachtungen betonen (Übergänge: Diorit-Granodiorit-Granit).

Ich glaube, der nächste Schritt in der Erforschung des Granodioritporphyrs mit den zonar gebauten großen Feldspaten vom Rapakiwi-Typus sollte es sein, die sonderbare Duplizität von migmatischer Blastese und gangförmigem Auftreten dieses Gesteines zu klären. Im slowenischen Anteil des Eisenkappler Granitzuges gibt es mehrere steile Quertäler. Vielleicht kommt man dort zu besseren Aufschlüssen und genetischen Einsichten.

Ein sehr ähnliches Gestein wurde jüngst als „porphyroblastischer Quarzmonzonit“ und „Porphyrgranit“ ebenfalls mit koexistierenden zonaren Feldspaten (Rapakiwi- und Knaf-Hülle/Plag-Kern-Typus) aus dem Präkambrium Südnorwegens beschrieben, wobei die großen zonaren Feldspate als Spätbildung im Zuge der Feldspatisation erstausgeschiedener basischer dunkler Gesteine gedeutet werden (O. H. J. CHRISTIE et al., 1970, p. 22—27, Figuren 11 a und 11 b).

7. Übergang vom Granodioritporphyr zum Grobkorngranit

Fundorte: Steinbruch Miklaumühle; Aubrechtgraben Seehöhe 690 m und zwar anstehend am Fußweg westlich des Baches; Karrenweg vom Leppental zum Kach, südlich P. 681; und an der Remscheniger Flanke nördlich Poset. Diesen Vorkommen ist gemeinsam, daß sie zwar im Grobkorngranit, aber in der Nähe von Dioritschollen auftreten.

Die großen Hornblenden und die großen, zonar gebauten Feldspate vom Rapakiwitypus sind vorhanden, jedoch ist das Grundgewebe heller. Es fehlen die selbständigen Plagioklas-Großkristalle. Das Gestein nimmt granitischen Charakter an und leitet zum Grobkorngranit über.

8. Grobkorngranit

Er ist in der Regel frei von Hornblende, frei von Großplagioklasen und frei von Rapakiwi-Zonenbau der Feldspate. Es handelt sich um massigen Granit mit 2 bis 3 cm großen, farblosen, häufig rötlich anwitternden, oft nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingten Kalinatronfeldspatleisten. Die porzellanweißen Plagioklase bleiben stets kleiner und treten mengenmäßig gegenüber Kalinatronfeldspat zurück. Der glasklare Quarz bildet nicht selten mit idiomorpher Ausbildung Großindividuen bis 1 cm Durchmesser. Die Biotitblättchen sind verhältnismäßig klein. Sie erreichen bloß wenige mm Durchmesser und dürften im Gestein anscheinend ziemlich regellos verteilt sein. Da die Biotitblättchen den großen Kalinatronfeldspaten ausweichen, sind sie in Form von Biotitaggregaten häufig an deren Peripherie angereichert.

Frische Aufschlüsse von Grobkorngranit fehlen im Untersuchungsgebiet. Das Gestein ist wenig widerstandsfähig, verwittert tiefgründig und zerfällt zu Grus.

Mikroskopisch wurden Proben vom Steinbruch Miklaumühle und vom Fels am Kamm zwischen Leppen- und Remschenigtal, östlich P. 859 untersucht. Es handelt sich um Biotit-Kalinatronfeldspat-Plagioklas-Quarz-Granit.

Der Kalinatronfeldspat ist flau bis hart gegitterter Mikroclin, leistenförmig oder xenomorph. Häufig sind Karlsbader Zwillinge mit einspringender Zwillingnaht. Faser-, Ader- und Fleckenperthit. Orientierte Plagioklaseinschlüsse und Einschlüsse von Tropfenquarz. Der Plagioklas ist vorwiegend nach Albit- und Karlsbadgesetz verzwillingt. Es kommen auch Zwillinglamellen nach dem Periklingesetz vor. Die älteste Generation ist durch automorphe Leisten mit oszillierendem Zonenbau und Füllungsmikrolithen vertreten. Jüngere Plagioklase mit 22% An zeigen ungefülltes Korn und nur sehr schwachen normalen Zonenbau ohne basische Rekurrenzen. Die jüngsten Plagioklase sind ungefüllt und nicht zonar. Sie bleiben klein und weisen 8 bis 5% An auf (Messungen in Schnitten senkrecht MP). Metasomatischer Antiperthit ist häufig. Biotit weist Pleochroismus von hellgelb bis rotbraun, oder von hellgelb bis dunkel grünlichbraun auf. Er ist stark korrodiert. Quarz findet sich (a) als Tropfenquarz in Kalinatronfeldspat, (b) als große, teilweise automorphe, nicht undulöse oder nur breite Felderteilung mit Längsrichtung der Felder subparallel zur Basisfläche (0001) aufweisende Körner, (c) xenomorphe Körner, meist schwach undulös mit Felder-Längsteilung parallel zur

c-Achse, und schließlich (d) granophyrische Quarzgewächse in Feldspaten. Myrmekit kommt vor.

Ferner: Opakes Erz (mitunter mit Titanitsaum), Titanit, Zirkon bzw. ? Monazit (mit radioaktiven Höfen in Biotit), Apatit, Chlorit (sekundär nach Biotit) und Hellglimmer (sekundär in beiden Feldspaten).

Mylonitisierter Grobkorngranit zeigt Flaserstruktur mit Kornzerkleinerung und oft viele Quadratmeter umfassende, limonitische Harnische. Extreme Kornzerkleinerung mit Ausbildung einer feinen grauschwarzen Grundmasse ist für die Ultramylonite des Grobkorngranits bezeichnend. Schattenhaft erkennt man in ihnen stellenweise noch Umrisse der großen Granitfeldspate.

9. Mittelkörniger Granit

Er zeigt denselben Mineralbestand wie der Grobkorngranit. Bloß fehlen die großen Kalinatronfeldspate und die großen Quarze. Die Kalinatronfeldspate werden bloß einige mm lang und sind häufig nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt.

Der Mittelkorngranit findet sich besonders als Randbildung gegen das südliche Nebengestein (Eisenkappler Altkristallin) und hier als Neosom der Injektionsmigmatite. Normalerweise ist er massig. Wenn er viele Xenolithe aufgenommen hat, nimmt er flächiges Parallelgefüge an. 2 cm große, teilweise automorphe Quarze, die im Mittelkorngranit der Kammregion zwischen Leppen- und Remschenigtal, südlich P. 859 in Lesesteinen vorkommen, sind fraglicher Entstehung (Blasten oder Xenolithe?).

10. Mittelkorngranit mit 1,2 cm großen Granatkristallen

Die Granatkristalle werden von 1 mm dicken Biotit-Rinden umgeben. Der Gesteinstyp ist anscheinend ein Hybridgranit. Er findet sich nur in der Migmatitzone der Makesch-Querstruktur. Er wurde dort nur als Lesestein und in angewittertem Zustand gefunden und zwar: Nordnordöstlich Kupitz in Seehöhe 810 m und nordnordwestlich Makesch. Beide Vorkommen dürften nicht weit vom Anstehenden sein und wurden auf der geologischen Karte eingezeichnet. Hingegen wurden Geschiebe im Bach 350 m ostnordöstlich Josel in der Karte nicht berücksichtigt. Im Dünnschliff konnte ich die Beziehungen des Granats zum übrigen Gesteinsgewebe noch nicht klären. Es bleibt vorläufig die Frage offen, ob die großen Granatkristalle im Granit Xenolithe oder Blasten sind. Ihr Auftreten erinnert an die Granat-Großkristalle im Tonalitporphyrit der Rieserfernergefölgenschaft in den Gängen der Steinbrüche des Iseltales bei St. Johann im Walde (Osttirol).

11. Lamprophyr-Gänge

Lamprophyre waren bisher aus dem Gebiet der Karawanken-Plutone noch nicht bekannt. Ich fand im Eisenkappler Granitzug des Aufnahmegebietes 5 Vorkommen: (1) Steinbruch Miklaumühle. Der Lamprophyr-gang wird von jüngerem Aplit intrudiert. (2) In der Migmatitzone der

Makesch-Querstruktur. Remschenigtal. Graben nördlich Josel, Seehöhe 670 m. (3) Als Lesesteine in Diorit und Grobkorngranit des Rückens zwischen Leppen- und Remschenigtal, 380 m nordwestlich Sluga. (4) 160 m südöstlich P. 1117. (5) Anstehender, verwitterter, 0,5 m mächtiger Gang in Diorit und Grobkorngranit am neuen Güterweg, 380 m südsüdwestlich Javornik.

Die Vorkommen (1) und (2) lieferten frisches, für die Untersuchung geeignetes Gestein. Es ist massig, feinkörnig, dunkelgrau bis schwarz und ohne freisichtige Mineralgemengteile. Eine Ausnahme machen im Vorkommen (1) farblose rundliche Quarzkristalle, die bis einige cm vom intrudierenden Aplit entfernt sind. Die Quarze erreichen 6 mm Durchmesser.

Das Gestein der Vorkommen (1) und (2) erweist sich unter dem Mikroskop als Hornblende-Biotit-Plagioklas-Kersantit mit porphyrischem Gefüge.

Die chemisch analysierte Gesteinsprobe stammt aus dem Kersantitgang des Steinbruches Miklaumühle (Fundort 1) und zwar abseits aplitischer Intrusion. Sie besitzt deshalb keinen Quarz und repräsentiert den reinen Hornblende-Biotit-Plagioklas-Kersantit. Die Probe ist ganz frisch und zeigt weder sekundäre hydrothermale Umwandlung noch Verwitterung. Der volumetrische Mineralbestand wurde mit dem Zeiss-Integrationsokular ermittelt und beträgt: Plagioklas 42,0 Vol%; Hornblende 34,7; Biotit 15,1; Titanit 3,8; Opazit 3,0 und Apatit 1,4 Vol%.

Plagioklas und Hornblende bilden die Einsprenglinge des porphyrischen Gefüges. Plagioklas baut automorphe lange schmale Leisten mit Durchmesser bis zu 2,6 mm auf. Sie sind tafelig nach (010) mit Karlsbader Zwillingen und polysynthetischen Lamellen vorwiegend nach dem Albitgesetz. Wenn Zonenbau vorhanden, sind die Kerne mitunter gefüllt. Oszillierender Zonenbau kommt vor. Die nicht gefüllten Plagioklas-Einsprenglinge sind Labradorit. Am U-Tisch wurde mit der Methode Reinhard (010) zur Indikatriz gemessen mit dem Ergebnis: 67% An und $2VZ = 84^\circ$ im ungefüllten Kern eines oszillierend zonar gebauten Einsprenglings. Ein anderes, nicht zonares ungefülltes Einsprenglingskorn hat 65% An. Die kleinen Grundgewebsplagioklase sind xenomorph. Die Hornblende erreicht bloß 0,8 mm Durchmesser. Ihr Pleochroismus ist hellgelb bis grün. Ein schwacher Zonenbau mit schwach gefüllten Kernen kann mitunter beobachtet werden. Oft ist die Hornblende zu Häufchen aggregiert, wobei sich auch Biotit am Aufbau dieser Häufchen (? Pseudomorphosen nach ? Pyroxen) beteiligt. Der Biotit bleibt recht klein und zwar unter 0,26 mm Durchmesser. Sein Pleochroismus reicht von hellgelb bis rötlich dunkelbraun. Ferner: Opazit, Titanit und sehr zarte lange Säulen von Apatit, die besonders im Feldspat eingeschlossen sind. Die längsten von ihnen erreichen 0,6 mm Länge bei bloß 0,013 mm Dicke. Wenig Zirkon (? Monazit).

Die chemische Analyse dieser Gesteinsprobe wurde von Herrn Dipl.-Ing. K. FABICH im Laboratorium der Geologischen Bundesanstalt Wien ausgeführt. Siehe Probennummer 1 der Tabelle! Auffallend ist der hohe Wert für SiO_2 . Die vorläufige Feldbezeichnung „Mikrogabbro“ (K. FABICH und W. PRODINGER 1957, p. 96) ist nunmehr durch Hornblende-Biotit-Kersantit zu ersetzen. Die Niggli-Werte zeigen Ähnlichkeit mit den „alpinen Kersantiten“ P. NIGGLI (siehe A. BIANCHI 1934, Tabelle auf Seite 196). Jedenfalls

ist der Kersantit im Eisenkappler Granitzug bedeutend weniger sekundär verändert als alle bisher aus der Rieserfernergruppe beschriebenen Kersantite (siehe F. BECKE 1892, p. 442—443 und A. BIANCHI 1934, p. 194—198).

Chemische Gesteinsanalysen

(Analytiker: K. FABICH, chemisches Laboratorium der Geologischen Bundesanstalt Wien)

Probe Nr. 1: Kleinkörniger Hornblende-Biotit-Plagioklas-Kersantit.
Gang im Steinbruch Miklaumühle. Eisenkappler Granitzug. Leppental. Probe gesammelt von Ch. EXNER im Jahre 1955.

Probe Nr. 2: Kleinkörniger Diabas (sekundär umgewandelt mit Bildung von Uralit, Titanit, Epidot, Chlorit und Karbonat). Paläozoische Grünschieferserie von Eisenkappel. Lobnigtal. Aus dem Blockwerk des Bergsturzes westnordwestlich Leppen-berg. Gesammelt von Ch. EXNER im Jahre 1955.

	Probe-Nr.	
Gewichtsprocente	1	2
SiO ₂	55,65	47,86
TiO ₂	2,42	3,08
Al ₂ O ₃	15,10	15,64
Fe ₂ O ₃	2,81	5,33
FeO	5,07	6,95
MnO	0,04	0,05
CaO	6,71	6,04
MgO	3,66	4,69
K ₂ O	2,81	1,86
Na ₂ O	4,07	4,57
H ₂ O bis 110° C	0,31	0,51
H ₂ O über 110°	0,95	2,55
CO ₂	0,01	0,49
P ₂ O ₅	0,46	0,48
Gesamt-S	0,10	0,12
BaO	0,02	0,02
Cr ₂ O ₃	0,02	0,025
V ₂ O ₃	0,03	0,04
ZrO ₂	unter 0,01	unter 0,01
U	0,015	nicht nachweisbar
Cl	0,01	0,01
	100,26	100,32
Spezifisches Gewicht	2,85	2,91

Niggli-Werte

si	161	123
ti	5,3	6,1
p	0,5	0,5
al	26,4	24,1
fm	35,9	44,5
c	20,9	16,8
alk	16,9	14,6
k	0,31	0,21
mg	0,48	0,43

Wie schon oben erwähnt, führt der Hornblende-Biotit-Plagioklas-Kersantit des Steinbruches Miklaumühle, dort, wo er von jüngerem Aplit intrudiert wird, rundliche, bis 6 mm große Quarzkristalle. Der übrige Mineralbestand ist derselbe.

Die Quarzkristalle (Abb. 17) sind von sehr regelmäßigen, 0,4 bis 0,8 mm dicken Hornblenderinden umgeben, an deren Aufbau sich auch Titanit beteiligt. Die Quarze stellen große rundliche Einzelkörner dar. Sie sind entweder nicht undulös oder nur schwach undulös, wobei die Längserstreckung der undulösen Teilfelder subparallel zur Basisfläche (0001) des Quarzes orientiert ist. Die Großquarze sind in der Regel einschlußfrei, wenn man von den Porenzügen absieht. Mitunter finden sich aber auch aplitische Gesteinseinschlüsse, bestehend aus Kalinatronfeldspat, Plagioklas und Quarz (Abb. 17). Da dieselbigen dem Kersantit sonst vollständig fremd sind, ist anzunehmen, daß sie zugeführt sind (Aplitintrusion). Die Großquarze möchte ich als Blasten im Kersantit am Rande der Aplitintrusion deuten. Die Hornblende-Titanit-Rinde der Großquarze dürfte eine basische Front im Kleinen darstellen. Der wachsende Quarz-Blast schob unverdauliche basische Partien des Kersantitgrundgewebes an seinen Rand.

Der Hornblende-Biotit-Plagioklas-Kersantit des Fundortes (2) zeichnet sich bei gleichem Mineralbestand durch Hornblende mit gefüllten Kernen aus.

12. Aplit

Aplitgänge sind im untersuchten Gebiet des Eisenkappler Granit-zuges recht häufig. Die wichtigsten wurden in der geologischen Karte eingezeichnet. Mikroskopisch habe ich sie nicht untersucht.

Die beiden Aplitgänge im Diorit und Grobkorngranit in Seehöhe 700 m am neuen Güterwege westlich P. 780 sind zum Beispiel 0,5 bzw. 0,3 m mächtig. Sie streichen N 80° E, wobei der eine mit 70° N fällt und der andere saiger steht.

Der Aplitzug im Eisenkappler Altkristallin südlich und südöstlich Kach kann wegen seiner Hornfels-Begleitung mit großer Wahrscheinlichkeit als Apophyse des Eisenkappler Granit-zuges gedeutet werden. Problematisch ist die Herkunft der 0,2 m mächtigen Aplitlage am Güterweg nördlich

Jurjoutz in Seehöhe 1185 m und der 1 m mächtigen Aplitlage in Seehöhe 1105 m am Güterweg unter Lippusch. Beide sind dem altkristallinen phylonitischen Paragneis konkordant ohne Hornfels eingeschaltet und könnten eventuell auch zum altkristallinen Gesteinsbestand gehören.

13. Hornblendepegmatit

Unregelmäßig begrenzte Hornblendepegmatitkörper treten im Steinbruch Miklaumühle auf. Sie wurden bereits beschrieben (Seite 77). Wegen Platzmangels konnten sie dort auf der geologischen Karte nicht eingetragen werden. Jedoch wurden in der Karte andere kleine Vorkommen eingezeichnet und zwar: (1) Anstehender Hornblendepegmatit, der zusammen mit Aplit den mittelkörnigen Diorit durchdringt. Neuer Güterweg nordöstlich Jurjoutz, Seehöhe 1260 m. (2) Kammregion zwischen Leppen- und Remschenigtal, Lesesteine 160 m östlich P. 859 und (3) Lesesteine 400 m östlich P. 1117. (4) Leppental, Lesesteine in Seehöhe 750 m, das ist 430 m ost-südöstlich Pasterk.

Die mikroskopische Untersuchung des Hornblendepegmatits vom Fundort (4) zeigt im Gegensatz zum Mischgesteinspegmatit (Seite 77) Vorhandensein von Kalinatronfeldspat (flauer Mikroklin, eventuell Orthoklas, schwach bis kaum perthitisch, xenomorph) und damit auch von metasomatischem Antiperthit und von Myrmekit. Zusätzlich zu den dort genannten Accessorien kommen hier auch Zirkon (? Monazit) und Granat vor. Der übrige Mineralbestand ist sehr ähnlich. Das Gestein des Fundortes (4) ist somit als Hornblende - Biotit - Plagioklas - Kalinatronfeldspat - Quarz - Pegmatit zu bezeichnen.

I. DER N-RAHMEN DER KARAWANKENPLUTONE

Paläozoische Grünschieferserie, S-Rand der nördlichen Permo-Trias und Transgression des Kohlentertiärs seien hier nur ganz kurz erläutert, um auch den nördlichen Rahmen der Plutone zu kennzeichnen. Im wesentlichen beschränke ich mich auf einige feldgeologische Beobachtungen, die ich während der Kartierung des nördlichen Rahmens machte.

Eine vorzügliche Neubearbeitung des paläozoischen Diabaszuges (Grünschieferserie) liegt aus dem westlichen Nachbargebiet von J. LOESCHKE (1970) vor. Die nördliche Permo-Trias wurde von F. K. BAUER (1970) monographisch dargestellt. Über das Kohlentertiär unseres Aufnahmegebietes berichteten R. CANAVAL (1919), F. KAHLER (1929, 1932) u. a.

I. Die paläozoische Grünschieferserie

Die paläozoische Grünschieferserie meines Arbeitsgebietes ist ein Teil des 50 km langen und maximal 3,5 km breiten, von F. TELLER kartierten, aber nicht detailliert gegliederten Grünschieferzuges in den nördlichen Karawanken zwischen Zell Pfarre und Oberrasswald (Slowenien). In meinem Arbeitsgebiet befindet sich die maximale Breitenentwicklung (3,5 km). Der Grünschieferzug streicht hier WNW, und biegt im schmäl-

leren westlichen Teil zur E—W Richtung um. Es handelt sich wiederum um eine steil stehende, schmale tektonische Einheit. Sie ist auf die transgredierende Permo-Trias im N überkippt. Im S wird die paläozoische Grünschieferserie, wie schon mehrfach erwähnt, vom Eisenkappler Granit zug überfahren und zwar in Slowenien (siehe geologische Karte von F. TELLER) anscheinend so intensiv, daß westlich Schwarzenbach längs einer 4 km langen Strecke der Granit zug bis an die nördliche Trias auffuhr und die Grünschieferserie obertags unsichtbar wurde. Seit F. KAHLER (1953) wird die Grünschieferserie der nördlichen Karawanken als Analogon und Fortsetzung des oberen Teiles der Magdalensbergserie nordöstlich Klagenfurt aufgefaßt.

Die Gesteine der Grünschieferserie des Arbeitsgebietes sind schwach regionalmetamorph, also „submetamorph“, wie die russischen Geologen dieses Vorstadium der Metamorphose nennen.

Die nur sehr schwach metamorphen grünen Schiefer bezeichne ich als „Grünstein“ (nach ROSENBUSCH-OSANN), um den Unterschied gegenüber epimetamorphen Grünschiefern der Hohen Tauern, der nördlichen Grauwackenzone oder der Metadiabasserie bei Murau auch im Namen zum Ausdruck zu bringen. Dieser Unterschied ist ja auf den ersten Blick auffallend. Die Grünsteine meines Arbeitsgebietes sind sehr feinkörnig, bilden noch prächtig die sedimentären Strukturen ab, zeigen Transversalschieferung ohne generelle differentielle Teilbewegung und nur schwache Sammelkristallisation.

Folgende Unterteilung der Grünschieferserie meines Arbeitsgebietes konnte ich kartieren:

1. Grünstein

Deutliche Schichtung, häufig Kreuzschichtung im mm-Bereich, Transversalschieferung. Sehr feinkörnige färbige Lagen wechseln mit etwas größeren farblosen ab. Jedoch bleibt die Korngröße stets unter 0,2 mm. Im frischen Zustand ist die Farbe des Gesteines grün, grau oder violett; im verwitterten Zustand rot bis braun. Megaskopisch erkennt man mitunter winzige Helliglimmer-Blättchen. Auf den s-Flächen der Transversalschieferung hat das Gestein seidigen Glanz und häufig feine Runzelungen mit einer oder mit mehreren Lineationen. Das Gestein ist als submetamorpher vulkanischer Tuff bis Tuffit anzusprechen.

Unter dem Mikroskop (Probe aus dem Lobnigtal) erweisen sich als Hauptgemengteile: Chlorit (mitunter radialstrahlig), Plagioklas (xenomorph bis leistenförmig; Zonenbau; polysynthetische Zwillingslamellen), Quarz (xenomorph) und Helliglimmer (häufig parallel mit Chlorit orientiert). Im An- und Dünnschliff ist der Lagenbau mit Kreuzschichtung zu sehen. Die färbigen phyllosilikatreichen Lagen besitzen sehr feines Korn (unter 0,05 mm Korndurchmesser). Die farblosen, feldspat- und quarzreichen Lagen sind etwas größer zusammengesetzt (Korndurchmesser 0,2 mm). Accessoria: Turmalin (0,08 mm; farblos bis dunkelgrün), Opazit und Leukoxen.

Röntgendiagramme wurden freundlicherweise von Frau Dr. E. KAHLER-FLÜGEL von 2 anderen, ebenfalls im Lobnigtal von mir gesammelten

Grünsteinproben im Institut für Mineralogie und Kristallographie der Universität Wien im Jahre 1961 aufgenommen und ausgewertet. Diese Proben stammen von Seehöhe 740 m und zwar 250 m nordnordöstlich P. 865. Die eine Probe war grün, die andere violett. Beide ergaben denselben Mineralgehalt: 30 Vol% Quarz; Chlorit (14 A-Chlorit) und Muskovit. Plagioklas konnte in diesen Proben nicht festgestellt werden. Die Farbe des Gesteines scheint bloß vom Oxydationsgrad des Eisens abzuhängen.

2. Chlorithältiger Tonschiefer

Deutliche Schichtung. Sehr feinkörnig. Seidenglanz. Grau (frisch) bis bräunlich (verwittert). Winzige Hellglimmerblättchen freisichtig erkennbar. Transversalschieferung. Mitunter Knitterung der s-Flächen. Das Gestein ist als submetamorpher Tuffit anzusprechen. Der Chloritgehalt ist geringer als im Grünstein. Die feldgeologische Abgrenzung gegen diesen ist nur in frischen Aufschlüssen (W-Teil des Kartierungsgebietes) möglich. Charakteristisch für die chlorithältigen Tonschiefer sind zwischenlagernde Quarzite.

Hauptgemengteile des chlorithältigen Tonschiefers (untersuchte Probe aus dem Remschnigtal, südöstlich Javornik) sind Hellglimmer, Quarz, Opazit und Chlorit. Die Korngrößen des Gesteines bleiben unter 0,1 mm. Feldspat (Plagioklas) ist wegen der Kleinkörnigkeit nicht sicher nachweisbar. Er dürfte in geringen Mengen vorhanden sein (xenomorph, Andeutungen von Zwillinglamellen und Zonenbau; einschlußführend).

3. Quarzit, Graphitquarzit und Arkosequarzit

bilden charakteristische Einlagerungen im chlorithältigen Tonschiefer. Auf der geologischen Karte eingetragen habe ich den Quarzit bei der Miklaumühle (verrutschte Scholle im Bergsturz im Leppental, 300 m südöstlich P. 590), den Graphitquarzit im Vellachtal (420 m südsüdöstlich der Kirche 555 in Eisenkappel) und den Arkosequarzit (an der Straße im Lobnigtal, 200 m südwestlich Kapelle Schlöschitz).

Der zuletzt genannte Arkosequarzit hat graue Farbe und ist recht massig, hart und feinkörnig. Freisichtig erkennt man Hellglimmerschüppchen. Unter dem Mikroskop erweist sich, daß die Korngrößen des Gesteines unter 0,18 mm bleiben. Hauptgemengteile sind Quarz, Plagioklas (leistenförmig bis xenomorph; polysynthetisch verzwillingt) und Hellglimmer. Sonderbar reichhaltig zusammengesetzt ist der Gehalt des Gesteines an Accessorien und zwar finden sich: Mikroklin, Apatit, Zirkon, Turmalin, Orthit (?), Opazit und Chlorit.

Der accessorische Mineralgehalt des Arkosequarzites paßt nicht gut zu den basischen Gesteinen der Grünschieferserie, sondern weist eher auf ein granitisches Herkunftsgebiet der Sedimentation.

4. Grauwacke

Fein bis grob brecciös. Eckige Gesteinsbruchstücke von Tonschiefer, Sandstein und schwarzem Lydit. Einzelkörner mit klastischen Umrißfor-

men von Quarz, Plagioklas (polysynthetische Zwillinglamellen), Schachbrettalbit und Blättchen von Hellglimmer. Feinkörniges Grundgewebe aus farblosen Körnchen (Quarz und Feldspat), Hellglimmer, Chlorit und Opazit mit accessorischem Turmalin.

Kleinkörnige Grauwacke baut die Straßenböschung im Lobnigtal, 200 m südwestlich Kapelle Schlöschitz auf.

Dunkle Grauwacke mit 1,5 cm großen Tonschiefer- und 1 cm großen Lyditkomponenten steht 450 m südsüdöstlich Kirche 555 (Eisenkappel) an.

Grobkörnige Breccie mit bis 3 cm großen Gesteinsbruchstücken (Sandstein und Tonschiefer) findet sich als Lesesteine im Leppental, 100 m südöstlich Gobanz.

5. Grober Tuff

Im nämlichen Vorkommen (südöstlich Gobanz) treten Lesesteine mit Grünstein-Matrix und 10 cm langen vulkanischen Bomben von Spilit (kleinkörnig, massig, grün) und zahlreichen dunklen eckigen Gesteinsfragmenten von 0,5 bis 2 cm Durchmesser auf.

6. Diabas und Spilit

Bezüglich ihrer Geologie und Petrographie sei auf die Bearbeitung im westlichen Nachbargebiet von J. LOESCHKE (1970) verwiesen. Die petrographische Bearbeitung meines Probenmaterials soll an anderer Stelle mitgeteilt werden. Hier sei nur darauf verwiesen, daß es sich um zahlreiche, vorwiegend WNW streichende Züge handelt. Die mächtigsten unter ihnen bilden auch morphologisch markante Bergkämme und erreichen lokal etwa 250 m Mächtigkeit (Leppenbergl). Wo sie steil oder sogar saiger stehen, bewirken sie Bergstürze. Diese sind auch rezent noch teilweise in Bewegung, z. B. westnordwestlich und westsüdwestlich Leppenbergl (siehe geologische Karte). Abweichende Streichrichtungen (ENE und NW) stellen sich östlich der Triasscholle der Goreca und zwar im Gebiete um Moschgan ein. Hier dürfte es sich um eine alpidische Querstruktur handeln.

Kissenlaven fand ich östlich der Goreca, also in der nordöstlichen Ecke der geologischen Karte Tafel 1 nahe der jugoslawischen Grenze. Es handelt sich um 3 Stellen, die im Streichen des betreffenden Spilitzuges liegen:

(1) Eine Stelle befindet sich längs des neuen Güterweges in Seehöhe 1300 m, 700 m ostnordöstlich Goreca, bzw. 180 m nordnordwestlich P. 1409. Der untere Teil der natürlichen, 12 m hohen Felswand wird vom Güterweg angeschnitten und zeigt deutliche Kissen. Diese besitzen 0,5 bis 2 m Durchmesser und folgen einem Lagengefüge, das N 118° E streicht und 78° N fällt. Die Kissen bestehen aus feinkörnigem Spilit mit flasriger Rinde. Mandelsteine sind vorhanden. Im südöstlich ansteigenden Hang folgen bis 20 m hohe Felswände mit Kissenlava.

(2) Lesesteine von Kissenlava am Kamm in Seehöhe 1450 m, 500 m südöstlich der Lokalität (1).

(3) SE- und S-Wand der Kuppe P. 1534 am Moschganberg-NW-Kamm. Die Felswand ist 10 m hoch und besteht aus spilitischer Kissenlava. Die Kissen zeigen 0,5 bis 1,5 m Durchmesser und einen etwa N-S streichenden Lagenbau, der 30° E fällt. Das Gestein der Kissen ist mittel- bis feinkörnig. Der sehr feinkörnige Rand der Kissen (ursprünglich wahrscheinlich glasige, durch Abschreckung bedingte Erstarrungszone) ist deutlich entwickelt. Kalzit-Mandelsteine sind vorhanden.

Noch näher zu untersuchende Mandelsteine, deren Mandeln nicht aus Kalzit bestehen, treten als Lesesteine in der SW- und W-Flanke des Javornik auf. Grobkörniger Diabas mit Intersertalgefüge und 1,5 cm langen Feldspatleisten findet sich nordöstlich Maly (Lesesteine, Leppental). Völlig uralitisierter Diabas kommt südöstlich Javornik vor (Lesestein). Chloritreicher Epidositfels mit Resten der Diabasstruktur steht in Seehöhe 900 m, 320 m südsüdwestlich Osenik (Lobnigtal) an.

In Kluffüllungen im Diabas (z. B. Bergsturzgebiet westnordwestlich Leppenberg) beobachtet man Quarz, Kalzit, Epidot, Chlorit und Roteisenerz. Anreicherungen von Roteisenerz sind im Arbeitsgebiet in Diabas und Spilit sehr verbreitet. Sie geben häufig Anlaß zu tektonischen Bewegungsbahnen mit prächtigen Roteisenstein-Harnischen. Rote Hornsteine (Jaspis) sind am Leppenberg-W-Kamm vorhanden; ebenso auf den Halden der alten Bergbaue südöstlich Eisenkappel (siehe geologische Karte). Diese alten Bergbaue stellen Schürfe auf Zinnober dar und wurden von O. M. FRIEDRICH (1955) beschrieben. Den Rest eines zusätzlichen alten Schurfes fand ich im Leppental bei der Kapelle 100 m westsüdwestlich des Bauernhofes Maly. Neben der Kapelle befinden sich verwachsene Gruben und Lesesteine feinkörnigen Diabases (? oder Spilites) mit Karbonat, Quarz, Pyrit, Malachit und Limonit.

Im Laboratorium der Geologischen Bundesanstalt Wien (Analytiker Dipl.-Ing. K. FABICH) wurde die Probe eines feinkörnigen, sekundär stark veränderten Diabases aus dem Bergsturzblockwerk westnordwestlich Leppenberg im Lobnigtal chemisch analysiert. Die Probe wurde von mir im Jahre 1955 gesammelt und erhielt zunächst die Feldbezeichnung: „Diabasgrünschiefer“. Mikroskopisch ist das Intersertalgefüge noch deutlich. Die Plagioklase bilden schmale Leisten mit polysynthetischen Zwillingslamellen. Pyroxen (hellgelb bis hellbraun) ist randlich uralitisiert, Aktinolith und hellbraune Hornblende sowie Opazit (Skelettkristalle) bilden die übrigen Hauptgemengteile. Ihnen schließen sich in beträchtlichen Mengen Epidot, Titanit, Chlorit und rhomboedrisches Karbonat an. Die chemische Analyse und die Niggli-Werte sind auf der Tabelle der Seite 90 mitgeteilt (siehe auch K. FABICH und W. PRODINGER 1957).

Die chemische Analyse eines von H. V. GRABER bei Eisenkappel im Jahre 1931 gesammelten Tuffites (Analytiker: HACKL und FABICH) ist im Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt Wien, Band 95, Jahrgang 1952, p. 245 mitgeteilt.

7. Pyroxenit-Serpentin und Talkschiefer

Erstmals von H. V. GRABER (1933) im Arbeitsgebiet als „mehrere in mächtiger Lagergang“ in der paläozoischen Grünschieferserie nahe P. 1129 (beim Schertou) genannt, konnte ich dieses Vorkommen zwar bisher nicht wiederfinden, jedoch ist unweit ostnordöstlich davon derzeit ein anderer sehr guter Aufschluß als Anschnitt eines neuen Güterweges vorhanden.

Es handelt sich um 2,5 m mächtigen, serpentinierten Pyroxenit, der konkordant im Grünschiefer eingebettet und von diesem durch Quetschzonen mit Harnischen abgegrenzt ist. Der wahrscheinlich linsenförmige Gesteinszug streicht N 135° E und fällt 67° SW. Der innere Teil der Linse ist grobkörnig und massig. Er zeigt megaskopisch schwarze, bis 9 mm lange und bis 4 mm breite Pyroxenprismen in einem dunklen grünlichgrauen feinkörnigen Grundgewebe. Die äußeren Partien der Gesteinslinse sind feinkörnig und stärker serpentiniert. Die Lokalität befindet sich am neuen Güterweg im Leppental zwischen Papp und Gregoritsch in Seehöhe 950 m, 240 m westlich Gregoritsch.

Nur als Lesestein wurde Talkschiefer mit Kalzitporphyroblasten im Leppental, 150 m südsüdöstlich Gobanz gefunden (Seehöhe 630 m). Es handelt sich um das typische Begleitgestein umgewandelter Ultrabasite, von denen aber sonst dort im aufschlußarmen Terrain keine Spuren gefunden wurden. Der graugrüne Talkschiefer ist gefältelt. Die Kalzit-Rundlinge stellen bis 4 mm große Einkristalle dar, welche Einschlüsse von Plagioklas und Opazit führen. Das feinblättrige Grundgewebe besteht aus Talk, Chlorit, Opazit und kleinen xenomorphen Plagioklaskörnchen (mit Zwillingslamellen und schwachem Zonenbau). Das Gestein ist postkristallin etwas deformiert mit örtlicher Verbiegung der Kalzitlamellen und der Blättchen der Phyllosilikate.

II. Die Überkipfung der paläozoischen Grünschieferserie auf die nördliche Permo-Trias

Die N-vergente Überkipfung der paläozoischen Grünschieferserie auf ihr stratigraphisch Hangendes, nämlich die Permo-Trias der nördlichen Karawanken (Ursulaberg — Petzen — Hochobir) haben E. SUESS (1868), F. TELLER (1896, 1898) u. a. beschrieben. Die Grenzfläche zwischen beiden Einheiten steht teils saiger, teils fällt sie 48 bis 75° (Mündungsschlucht des Lobnigbaches 300 m westnordwestlich Brücke 623), oder 50° (Güterstraße 200 m südwestlich Schlöschitz), oder 70° (nordöstlich Aubrecht) nach S bzw. nach SSW. Es mag bereits vor der alpidischen Orogenese eine postvariszische Winkeldiskordanz an der Transgressionsfläche des roten permo-skythischen Konglomerates und Sandsteines vorgelegen haben. Darauf weist mit einiger Wahrscheinlichkeit die aus meiner geologischen Kartierung ablesbare Winkeldiskordanz zwischen WNW oder NW streichenden Gesteinszügen der paläozoischen Grünschieferserie und W—E streichender Permo-Trias längs des Lobnigtales von

Eisenkappel bis Schlöschitz und längs des Tales der Kopreiner Petzen (nordöstliche Kartenecke westlich Luscha Alm) hin.

Sehr deutlich ist jedenfalls der *Metamorphose-Hiatus* zwischen submetamorpher Grünschieferserie und nicht metamorpher Permo-trias. Es ist im Aufnahmegebiete eindeutig beobachtbar, daß die schwache Metamorphose der paläozoischen Grünschieferserie älter ist als die Transgression des Permo-Skyths, somit also jüngstens der variszischen Orogenese zugehört. Die Transversalschieferung der Grünschieferserie mag alpidisches Alter haben und mit der alpidischen Einengung, steilen Aufpressung, randlichen Überkipfung und Aufschiebung auf die nördliche Permo-Trias gleichzeitig erfolgt sein. Die Transversalschieferung ist jünger als die Cordieritblasten der durch die Intrusion des Eisenkappler Granits in die Grünschieferserie verursachten Kontaktmetamorphose (siehe Seite 65). Die nördliche Permo-Trias hat keine Kontaktmetamorphose im Bereiche des Aufnahmegebietes erlebt.

An der Störung zwischen paläozoischer Grünschieferserie und Permo-Trias haben sich *differentielle Gleitbewegungen* abgespielt. Sie bedingen im geologischen Kartenbild den Ausfall stratigraphischer Schichtglieder. So fehlt der rote permoskythische Sandstein im unteren Lobnigtal zwischen Eisenkappel und westlich Osenik. Es scheinen hier die schwarzen Mergel mit Rauhwacke der Mitteltrias unmittelbar an die Grünschieferserie anzugrenzen. Allerdings ist die Grenzfläche selbst von Alluvionen und Bergsturz bedeckt. Östlich der Goreca dringt die Grünschieferserie längs einer Querstörung (Linksseitenverschiebung) 1,5 km gegen N vor. An der N—S streichenden Grenze der beiden Einheiten fehlt der permoskythische Sandstein. Es stellen sich Rauhwacken ein (Lesesteine im Sattel östlich Goreca).

Eine gleichsinnige, N—S streichende Linksseitenversetzung in kleinerem Maßstabe ist übrigens auch innerhalb der Trias an der NW-Ecke des Aufnahmegebietes, 1,6 km nordnordwestlich Marktkirche Eisenkappel eindeutig aufgeschlossen. Das saiger stehende und N 103° E streichende, 15 bis 20 m mächtige Band der Raiblerschichten westlich der Vellach ist jenseits der Störung 200 m linksseitenversetzt. Es ist östlich der Vellach 10 m mächtig. Der Querstörung folgt hier die Vellach-Durchbruchsschlucht.

Verfolgen wir die Aufschlüsse des transgredierenden *permoskythischen Sandsteines* (Grödner bzw. Werfener Konglomerat und Sandstein mit Rotfärbung) im Aufnahmegebiet von W nach E, so ist zunächst ein winziges und nicht sicher anstehendes Vorkommen am S-Ufer des Lobnigbaches, 220 m westnordwestlich Osenik zu erwähnen (bei der Abzweigung des Güterweges zum Osenik von der Lobnig-Talstraße). Ein größeres Vorkommen ist durch Lesesteine und Rotfärbung des Bodens bei der Abzweigung des Güterweges zum Grabner markiert. Im Hohlweg Seehöhe 830 m, 100 m westlich Schlöschitz ist der rote Sandstein 5 m mächtig aufgeschlossen, Er streicht N 105° E und fällt 70° S, also unter die paläozoische Grünschieferserie ein.

Ein weiteres Vorkommen fand ich unter dem Bergsturz und unter dem Kohlentertiär im Leppental ost-südöstlich Petschnik. Am Karrenweg zwischen der Häusergruppe 200 m südöstlich Petschnik und der Brücke 783 („Winkelkeusche“) ist längs 15 m langer Böschung muskovitführender roter Sandstein aufgeschlossen und weiter westlich auch noch an der Rotfärbung des Bodens verfolgbar.

Die Aufschlüsse in der Kopreiner Petzen (westlich Luscha Alm) sind bereits bei F. TELLER (1895) berücksichtigt. Hier steht rotes Konglomerat mit 3 cm großen Quarzgeröllen und roter Sandstein an.

Bezüglich der nördlichen Trias sei auf die stratigraphische Gliederung, geologische Übersichtskarte 1 : 25.000 und im gleichen Maßstab gehaltene Profile von F. K. BAUER (1970) verwiesen.

III. Die Transgression des Kohlentertiärs

Über dem alpidischen Bau des nördlichen Triaszuges und der überkippten paläozoischen Grünschieferserie transgrediert das wahrscheinlich miozäne und zwar sarmatische (F. KAHLER 1953) limnische Tertiär im Inneren der Karawanken. Im Bereich der aufgenommenen geologischen Karte ist der südliche Teil der Tertiärmulde des hinteren Lobnigtales dargestellt. Abweichend vom bisher Bekannten ergab meine Kartierung eine südliche Ausdehnung der Tertiärmulde beinahe bis zum Talgrund des Leppentales beim Petschnik.

Wie das Kartenbild zeigt, transgrediert dieses Tertiärvorkommen auf Grünschieferserie, Permoskyth und Trias. Die tertiären Schichten zeigen muldenförmigen Bau mit Zentrum der Mulde bei P. 999, wo tertiärer Schotter söhlig auf Schiefertone liegt. Leider ist die Transgressionsfläche über dem vortertiären Untergrund nicht aufgeschlossen und war anscheinend auch nicht im Profil des Schurfstollens zu sehen, von dem R. CANAVAL (1919) berichtet („bei der Hoinigmühle“). Das Mundloch ist verbrochen. Seine Lage habe ich nur mutmaßlich in die geologische Karte eingetragen.

Das tiefste im Arbeitsgebiet aufgeschlossene Schichtglied des Kohlentertiärs sind graue, grünlichgraue bis schwarzbraune, glimmerige bis sandige Schiefertone (R. CANAVAL 1919) mit Muschelresten und kleinen Glanzkohlenflözchen, welche H. HOLZER kürzlich an einem neuen, 10 m mächtigen Aufschluß an der Böschung des Güterweges südsüdöstlich Ischepp beobachtete (Aktennotiz in der Lagerstättenabteilung der Geologischen Bundesanstalt Wien). Der graue sandige Schiefertone steht auch bei P. 999 an. Graugrüner Schiefertone ist derzeit auch im Leppental aufgeschlossen: Künstliche Quellfassung 100 m westnordwestlich und am Karrenweg ost-südöstlich Petschnik.

Darüber folgen tertiäre Schotter, die stellenweise konglomeriert sind. Die Durchmesser der Gerölle betragen einige cm. Als Gerölle beobachtete ich Quarz, stark verwitterte Gneise und Glimmerschiefer, Aplitgneis, Muskovitpegmatit, Phyllit, Epidosit, schwarzen Kieselschiefer, Quarzkonglo-

merat, Quarzit, roten Sandstein, schwarzen Kalk, Kalk mit Hornsteinbändern und dichten farblosen Kalk. Schon F. KAHLER (1929) machte darauf aufmerksam, daß er keine Eruptivgesteine der Karawankenplutone in dieser Geröllgesellschaft auffinden konnte. Mir glückte es auch nicht.

Die Tertiärmulde wird randlich von haushohen Blöcken (östlich und süd-südöstlich Ischegg; ferner beim Wenetik, Hoinig und Petschnik) und von abgeglittenen Felspartien bis 250 m Durchmesser (nordöstlich Auprich) des Wettersteinkalkes überrollt und überfahren. Es handelt sich um den gewaltigen Bergsturz der Oistra-S-Flanke und um die Abbrüche der Dertsche-SW-Flanke. Im Prinzip ist dieses Phänomen seit R. CANAVAL (1919) wohlbekannt und erweist die junge Hebung der Karawanken nach Bildung der auf verhältnismäßig flacher Landoberfläche abgelagerten tertiären Schichten.

J. DAS ALTER DER INTRUSION DER KARAWANKENPLUTONE

Es handelt sich bekanntlich um ein noch offenes und umstrittenes Problem.

Die Verfechter eines paläozoischen Intrusionsalters der Karawankenplutone haben in letzter Zeit wieder Zulauf erhalten, da der Bau der Karawanken annähernd autochthon und nur schwach gestört sei, die Plutone also dem Grundgebirgssockel angehören, über dem nördliche und südliche Trias der Karawanken mit Faziesverzahnungen ineinander übergehen und keinerlei magmatische Beeinflussung durch jüngere Plutone aufweisen sollen. Außerdem beruft man sich auf teils publizierte, teils noch unpublizierte radiometrische Daten, welche angeblich für Brixner Granit und Rieserfernerpluton paläozoisches Intrusionsalter anzeigen.

Andere hingegen meinen, die Interpretation der Karawankenplutone als alttertiäre oder frühestens kretazische Intrusionen vorläufig nicht aufgeben zu müssen, indem sie sich z. B. mit H. P. CORNELIUS (1949) und A. WINKLER-HERMADEN (1957, p. 630) auf die bekannten Argumente stützen: Narbe zwischen N- und S-Stamm der Alpen ist wahrscheinlich die tiefgreifendste Störungszone im Alpenbau. An ihr haben auch sehr beträchtliche Einengungen stattgefunden. Analogie zum Adamello-massiv (seit E. SUESS 1868). Analogie der Tonalitgneislamelle des Sulzberges (Val di Sole) in der tektonisierten NE-Fortsetzung des Adamelloplutons zum ebenfalls lamellierten Karawankentonalitgneis (Ch. EXNER 1961). Porphyrite von Prävali durchschlagen Oberjura-Aptychenkalke der N-Karawanken. Porphyrite im Granodioritpluton des Bachergebirges leiten als jüngere magmatische Nachschübe nach oben in miozäne Dazite über. Unzufällige Nachbarschaft der mächtigen oligozänen und miozänen Andesite und Andesittuffe östlich der Steiner Alpen zu den Karawankenplutonen. Spätalpidische Granit- und Tonalitplutone unter den zentralen Ostalpen als Ursache regionaler alpidischer Gesteinsmetamorphose (Ch. EXNER 1966).

Wieder andere wollen die Intrusionen der Karawankenplutone ausein-

anderreißen und 2 verschiedenen Orogenesen zuteilen. Es wurde die Meinung genannt (I. STRUCL 1965, zitiert in R. W. VAN BEMMELN 1970, p. 154), daß der Eisenkappler Granit variszisch, hingegen der Karawankentalit alpidisch intrudiert sei. Das halte ich für unmöglich, weil es den petrotektonischen Beobachtungen widerspricht (siehe unten!). Denkbar wäre die umgekehrte Lösung des Problemes, nämlich daß der Karawankentalit variszisch intrudiert und der Granit von Eisenkappel jünger sei (? triadisch nach B. BERGE 1960, oder jünger). So hält z. B. H. V. GRÄBER (1929, p. 48) die Intrusion des Tonalits für oberkarbonisch oder permisch und die des Granits für jünger. Ähnliche Probleme verschieden alter Magmenintrusionen an einer über mehrere Orogenesen andauernden Störungszone werfen auch die voroberkarbonen basischen und ultrabasischen Körper der Ivreazone auf, was zusammen mit anderen Beobachtungen an der insubrischen Linie darauf hinweist, daß die Narbenzone zwischen N- und S-Stamm der Alpen als Tiefenstörung auch schon im Paläozoikum sehr aktiv war (A. GANSSER 1968).

Damit ist der Widerstreit der Meinungen genügend gekennzeichnet. Im folgenden möchte ich kurz darlegen, welche exakten Beobachtungen und Vorbereitungen im Hinblick auf eine zukünftige Lösung der Altersfrage heute bereits vorliegen:

Stratigraphisch ist es jedenfalls erwiesen, daß die Intrusion des Karawankengranits nach der Sedimentation und dem Diabasvulkanismus der paläozoischen Grünschieferserie von Eisenkappel (nördliche Karawanken) und vor Ablagerung der mitteloligozänen Sotzkaschichten Sloweniens erfolgte. Auf Grund der Deformation der Plutone und ihrer Nebengesteine steht es mit Sicherheit fest, daß die Intrusion des Tonalitkörpers (heute: Tonalitgneis der Karawanken) vor der Intrusion des Karawankengranits vor sich ging. Die Intrusion des Karawankentalits erfolgte vor dem Mitteloligozän und nach dem Altpaläozoikum oder Präkambrium. Denn der Tonalitpluton der Karawanken intrudiert die wahrscheinlich altpaläozoischen bis präkambrischen Sedimente, Vulkanite und Plutonite des Eisenkappler Altkristallins.

Die Einstufung der paläozoischen Grünschieferserie von Eisenkappel ist heute noch unsicher. Manche Forscher halten sie für ordovizisch. Doch kommt L. LOESCHKE (1970, p. 98) auf Grund eingehender Erörterung der gegenwärtigen Sachlage zum Schluß, daß „die Frage ihrer Altersstellung somit bis auf weiteres offenbleiben muß“. Eine Einstufung der paläozoischen Grünschieferserie ins Unterkarbon (J. LOESCHKE und J. ROLSER 1971, p. 152), oder ins Unter- bis Mittelkarbon (G. B. VAI 1971, p. 169—170) wird ebenfalls zur Diskussion gestellt.

Es fehlen Gesteine der Karawankenplutone in den klastischen paläozoischen Serien. Sie fehlen auch in den Oberkarbonkonglomeraten und in den konglomeratischen Lagen des permoskythischen Sandsteines.

Daß die limnischen Sotzkaschichten am E-Ende der Karawanken über Granit und Tonalitgneis der Karawanken transgredieren, hat schon F. TEL-

LER (1896) klargestellt. Man sieht dies z. B. sehr gut am E-Ende des zusammenhängenden Tonalitgneiszuges bei Plesivec. Nach der Transgression wurden die Sotzkaschichten gefaltet. Und nachträglich wurde der Karawanken-Weitenstein-Faltenbau mitsamt dem Karawankentonalitgneis, der nach TELLER im Untergrund der Sotzkaschichten wahrscheinlich bis Weitenstein reicht, an der Lavant-Bachernrand-Querstörung abgeschnitten. Man erkennt daraus, wie kompliziert und mehrphasig selbst noch die jüngste geologische Geschichte ist und man sollte sich hüten, die ältere Geschichte, nämlich die der Intrusionen und wechselwirkenden Deformationen der Plutone zu simplifizieren.

E. FANINGER (1970, p. 100) konnte auch mehrere om große Gerölle von typischem Karawankentonalitgneis und Karawankengranit in den „mitteloligozänen Sotzkaschichten südlich Huda Luknja“ auffinden und ich konnte mich unter seiner freundlichen Führung an Ort und Stelle davon überzeugen und die Gerölle der typischen Karawankenplutone in den anstehenden Geröllhorizonten der Sotzkaschichten aufsammeln. Die Lokalität befindet sich an der slowenischen Packstraße (Autostraße von Windischgraz nach Wöllan) beim zweiten Eisenbahntunnel südlich Dolitsch. Huda Luknja („Verfluchtes Loch“) ist auch auf der geologischen Karte der Ostkarawanken und Steiner Alpen, Blatt Prassberg a. d. Sann (F. TELLER 1895) eingetragen. Dieses Blatt gibt übrigens einen vorzüglichen Überblick der Gesamtsituation am E-Ende der Karawankenplutone.

Früher galten die Sotzkaschichten als oberoligozän. Obige kurze Formulierung als „mitteloligozän“ (E. FANINGER 1970) dürfte besser sein und dem heutigen Stande der Kenntnis eher gerecht werden. Dazu erteilt mir Dozent F. STEININGER (Universität Wien) sehr dankenswerterweise folgende Information, welche ich wörtlich wiedergebe: Im Hangenden der limnischen Sotzkaschichten folgt bei Zagorje ein 300 m mächtiges Tonpaket mit marinen Faunen. Von PAPP (1954, 1956) wurden daraus *Lepidocyclus tournoueri* und *Miogypsina (Miogypsinoides) formosensis* beschrieben. Letztgenannte Form ist *M. septentrionalis* altersäquivalent, wodurch das hangende marine Tonmergelpaket dem Typus Egerien der zentralen Paratethys bzw. dem Typus Chattien Norddeutschlands entspricht. Die im Liegenden befindlichen Sotzkaschichten wären demnach ins ältere Egerien bzw. ältere Chattien oder tiefer einzustufen“ (F. STEININGER).

Ein radiometrisches Datum aus Belgrad (G. DELEON 1969) birgt bezüglich Herkunft der untersuchten Probe (? Tonalitgneis oder ? Granit der Karawanken bei Cerna, Schwarzenbach in Slowenien) und Methodik der Bestimmung angeblich noch Unklarheiten. Das Datum beträgt 199 ± 2 Mio. Jahre.

Auf Anregung des Verfassers wird sich E. JÄGER (Bern) der radiometrischen Altersbestimmung der Karawankenplutone in ihrem Laboratorium annehmen. Sie sammelte zu diesem Zweck Gesteinsproben im Sommer 1971 an möglichst frischen Aufschlüssen der Plutone in Slowenien und

Kärnten mit Genehmigung der Geologischen Staatsanstalt (Geoloski Zavod) in Ljubljana und der Geologischen Bundesanstalt in Wien gemeinsam mit E. FANINGER (Ljubljana), N. ANDERLE (Wien) und Verfasser.

K. ZEITLICHE BEZIEHUNGEN ZWISCHEN REGIONAL- UND KONTAKTMETAMORPHOSE, INTRUSION DER PLUTONE UND DEFORMATION DER GESTEINE

Eine der Aufgaben, an die ich mich in vorliegender Studie heranwagte, besteht in der petrotektonischen Klärung der relativen Folge jener geologischen Ereignisse, die sich aus Kristallisation und Deformation der Gesteinsgemengteile der Metamorphite und Plutonite des Arbeitsgebietes ableiten lassen. Aus den Beobachtungen kann folgende geologische Interpretation, vom Älteren zum Jüngeren fortschreitend, gegeben werden:

(1) Sedimentation, Vulkanismus und Plutonismus des Edukts des Altkristallins von Eisenkappel.

(2) Progressive mesozonare Regionalmetamorphose führt zur Prägung der Paragneise, Amphibolite und Orthogneise des Altkristallins von Eisenkappel. Die progressive mesozonare Regionalmetamorphose hat vor dem Silur stattgefunden. Es dürfte nämlich ein Hiatus der Metamorphose zwischen diesem Kristallin und den benachbarten submetamorphen bis nicht metamorphen paläozoischen Sedimenten der Karawanken (fossilbelegt ab Llandovery) vorhanden sein. Auf die vorzüglichen biostratigraphischen und lithologischen Arbeiten über das Paläozoikum der E-Karawanken von R. SCHÖNENBERG und Mitarbeitern, besonders auch auf die neueste diesbezügliche Zusammenfassung von F. KUPSCH et al. (1971) sei in diesem Zusammenhang mit Nachdruck verwiesen.

(3) Intrusion der dioritischen Vorläufermagmen (basische Fische im Tonalitgneis und Dioritlinsenzug vom Pettauer) und dann Intrusion des Tonalitmagmas. Die Intrusion erfolgt in das Eisenkappler Altkristallin. Domförmige Gestalt der Intrusion. Kontaktmetamorphose A des Eisenkappler Altkristallins mit innerem Kontakthof (Hornfelse mit Andalusit, Sillimanit, Cordierit etc.) und einem heute kaum noch erhaltenen äußeren Kontakthof (Lesesteine von Fleckgneis fraglicher Herkunft). Beachtenswerte geologische Verbreitung von tonalitischen und granodioritischen Gneisen längs der Narbenzone zwischen N- und S-Stamm der Alpen vom Tonalepaß über Sulzberg, Pustertal, Gailtal (Neufund von F. P. SASSI und A. ZANFERRARI 1971), westliche und östliche Karawanken bis an die Alpenquerstörung der Lavant-Bachernrand-Linie. Es ist unmöglich, dieses Phänomen zu bagatellisieren. Es ist anzunehmen, daß der Tonalitpluton der Karawanken nach der Intrusion ein etwa 120 km langer und 10 bis 20 km breiter, WNW streichender, domförmig im Altkristallin steckender Gesteinskörper war.

(4) Deformation des Eisenkappler Altkristallins und des Tonalitplutons bei niedriger Temperatur. Es herrschen äußerst intensive unmittelbare

Teilbewegungen (mechanische Kornbewegungen wie Rotationen, Gleiten, Kornzerfall und Kaltreckung). Die mittelbaren Teilbewegungen (Lösungsumsatz und Kristallisation epizonarer Sekundärminerale wie Aktinolith, Hellglimmer, Klinozoisit, Karbonate, Chlorit u. a.) sind schwach. Das Eisenkappler Altkristallin wird regressiv metamorph. Die Gesteine werden phyllitartig (Phyllonit = Phyllitmylonit). Der Tonalitpluton wird zu einem dynamometamorphen Tonalitgneis. Der plutonische Mineralbestand bleibt gut erhalten, wird jedoch intensivst mechanisch deformiert. Die Deformation ist B-tektonisch mit WNW streichender B-Achse. Im Bereich von Makesch betätigen sich im Eisenkappler Altkristallin auch B-Achsen, die NE, N—S und NW streichen. Tektonisch abgerissene Späne des Tonalitplutons werden in diese Querstruktur eingewalzt (epidotisierter Tonalitgneis von Kupitz). Die Querstruktur von Makesch mag auf ältere Anlagen zurückgehen, welche konform wiederbewegt werden. Diese Wiederbewegung erfolgt gleichzeitig mit der sonst herrschenden Wälzung um WNW-Achse. Der ganze Deformationsvorgang bewirkt Einengung und Lamellierung von Altkristallin und Tonalitpluton.

(5) Intrusion des Karawankengranits, beginnend mit Diorit, der kleine Gabbroschollen mitbringt. Der Diorit wird von granitischen Säften durchdrungen und teilweise zu Mischgesteinen umgeprägt und im Granitmagma wiederaufgelöst. Es folgt der granitische Magmenschub mit Erstarrung zu grobkörnigem Granit innen und mittelkörnigem, teilweise hybridem Granit außen. Das Ganggefüge besteht aus Lamprophyren, Apliten und Pegmatiten. Granodioritporphyr tritt gangförmig und in Reaktionszonen auf. Da eine geradezu modellförmige Magmendifferentiation herrscht, dürfte es sich um einen recht breiten (etwa 20 km) und langen (50 km), WNW streichenden Pluton gehandelt haben. Konzentrische Anordnung der Differentiate mit Gabbro und Diorit außen und Granit innen ist wahrscheinlich. Der Pluton dringt in das phyllonitische Eisenkappler Altkristallin und in die submetamorphe paläozoische Grünschieferserie ein. Beide Serien werden an der Grenze zum Granitpluton kontaktmetamorph (Kontaktmetamorphose B). Die Intrusion des Granits in das Eisenkappler Altkristallin geschieht mit Bildung von Intrusionsmigmatiten, innerem Kontakthof (Hornfelse mit Andalusit, Cordierit, Spinell, Korund u. a.) und äußerem Kontakthof mit Epidotbildung und Ausbildung von Fleckgneisen mit Porphyroblasten von Biotit, Andalusit, Cordierit u. a. Die kalt gewalzten, intensiv kornverzahnten Phyllonite des Altkristallins werden durch die Kontaktmetamorphose B entregelt. Tonschiefer der paläozoischen Grünschieferserie werden im äußeren Kontakthof des Karawankengranits zu Cordierit-Knotenschiefer mit Porphyroblasten von Cordierit und Biotit umgewandelt.

(6) N-vergenter Aufschub des Karawanken-Granitplutons auf die paläozoische Grünschieferserie. Ausbildung der steilen Transversalschieferung der Grünschieferserie. Die Transversalschieferung durchsetzt auch die Cordieritblasten der vorgenannten kontaktmetamorphen Cordierit-Kno-

tenschiefer. Einengung, rückschreitende Metamorphose und Phyllonitisierung der Kristallinserien in den Karawanken. Die Verengung des Granitplutons zu einer tektonischen Lamelle geht praktisch ohne Korn-für-Korn-Bewegungen im Pluton vor sich. Der Pluton wird als Block zerbrochen und als tektonische Lamelle transportiert. Die plutonischen Gesteine bleiben massiv und vielfach mineralogisch und strukturell unverändert. Nur an lokalen Quetschzonen treten regressive hydrothermale Umkristallisationen, Harnische, Mylonite und Ultramylonite auf. Die kontaktmetamorphen Höfe des Granitplutons werden teilweise tektonisch abgesichert und teilweise vom Pluton überschoben, oder bleiben in der Makesch-Querstruktur bis heute gut erhalten. Schließlich dürfte auch der N-vergente Aufschub der südlichen Trias (Uchow-Koschuta-Zug) über Paläozoikum hinweg bis auf den Tonalitgneis zur späten Einengungsphase gehören. Diese Spätbewegung erzeugt an der Überschiebung Ultramylonite.

L. LITERATUR

- Anderle, N.: Stratigraphische und tektonische Probleme im Bereich des österreichischen Anteiles der Westkarawanken zwischen Rosenbach und Thörl unter Berücksichtigung der alpinen Orogenese. — *Geologija, Razprave in Porocila*, **13**, Ljubljana 1970.
- Bauer, F. K.: Zur Fazies und Tektonik des Nordstammes der Ostkarawanken von der Petzen bis zum Obir. — *Jahrb. Geol. B. A.*, **113**, Wien 1970.
- Bericht 1970 zur Kartierung des Ostkarawanken-Südstammes (213/1, 212/2). — *Verh. Geol. B. A.*, **1971**, Wien 1972.
- Beck-Mannagetta, P.: Geologische Übersichtskarte des Bezirkes Wolfsberg 1 : 100.000. — *Planungsatlas Lavanttal*, Klagenfurt 1956.
- Becke, F.: Petrographische Studien am Tonalit der Rieserferner. — *Tschermaks Min. Petr. Mitt.* (2. Folge) **13**, Wien 1892.
- Berce, B.: On some Genetic Problems of the Mezica Ore Deposit. — *Geologija, Razprave in Porocila*, **6**, Ljubljana 1960.
- Bianchi, A.: Studi petrografici sull'Alto Adige orientale e regioni limitrofe. — *Mem. Ist. Geol. Univ. Padova*, **10**, Padova 1934.
- & Dal Piaz, Giamb.: Il settore meridionale del massiccio dell'Adamello. — *Boll. R. Ufficio Geologico d'Italia*, **62**, Roma 1937.
- Callegari, E. & Jobstraibizer, P. G.: I tipi petrografici fondamentali del plutone dell'Adamello. — *Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova*, **27**, Padova 1970.
- Canaval, R.: Das Kohlenvorkommen von Lobnig bei Eisenkappel in Kärnten und das Alter der Karawanken. — *Berg- u. Hüttenm. Jahrb.*, **67**, Wien 1919.
- Castegnaro, E.: Le rocce dioritiche di Luson in Alto Adige. — *Atti dell'Istituto Veneto die Scienze, Lettere ed Arti*, Cl. m. n., **103**, Venezia 1955.
- Christie, O. H. J., Falkum, T., Ramberg, I. B. & Thoresen, K.: Petrology of the Grimstad Granite II. — *Norges Geol. Undersøkelse*, **265**, Oslo 1970.
- Cornelius, H. P.: Die Herkunft der Magmen nach Stille vom Standpunkt der Alpengeologie. — *Sitzungsber. Österr. Akad. Wiss., m. n. Kl.*, **I**, **158**, Wien 1949.
- Dal Piaz, Giamb.: Studi geologici sull'Alto Adige orientale e regioni limitrofe. — *Mem. Ist. Geol. Univ. Padova*, **10**, Padova 1934.
- Nachruf auf Angelo Bianchi. — *Accad. Naz. Lincei, Celebr. Lincee*, **50**, Roma 1971.

- 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**, Beograd 1969.
- Drescher-Kaden, K. F.: Granitprobleme. — Berlin 1969.
- Exner, Ch.: Aufnahmen (1955) im Eruptivgebiet von Eisenkappel (Blatt 213). — Verh. Geol. B. A., **1956**, Wien 1956.
- Geologische Notizen aus der Adamellogruppe zur Beurteilung des Eruptivgebietes von Eisenkappel (Karawanken). — Anz. Österr. Akad. Wiss., m. n. Kl., **1960**, Wien 1961.
- Aufnahmen 1960, 1961, 1962 und 1970 im Gebiet von Eisenkappel, östlich der Vellach (213). — Verh. Geol. B. A., **1961—1963** und **1971**, Wien 1961, 1962, 1964 und 1972.
- Vergleichende kristallingeologische Exkursionen im mittleren und nördlichen Teil der Böhmisches Masse. — Der Karinthin, **52**, Klagenfurt 1965.
- Geologie von Österreich. — Erläuterungen zur geologischen und zur Lagerstättenkarte 1:1,000,000 von Österreich. Geol. B. A., Wien 1966.
- Zur geologischen Position des Auftretens von Sillimanit in metamorphen Gesteinen der Ostalpen. — Der Karinthin, **55**, Klagenfurt 1966.
- Fabich, K. & Prodingner, W.: Sonderbericht 1956 des chemischen Laboratoriums. — Verh. Geol. B. A., **1957**, Wien 1957.
- Faninger, E.: Cizlakit in neueren petrographischen Systemen. — Geologija, Razprave in Porocila, **8**, Ljubljana 1965.
- Tonalit von Pohorje und seine Differentiate. — Geologija, Razprave in Porocila, **13**, Ljubljana 1970.
- Fiorentini-Potenza, M.: Distribuzione delle principali facies petrografiche e della radioattività nel plutone „sienitico“ di Biella (Valle del Cervo). — Rendic. Soc. Mineralogica Italiana, **15**, Pavia 1959.
- Friedrich, O. M.: Schürfe auf Zinnober oberhalb Eisenkappel. — Carinthia II, **65**, Klagenfurt 1955.
- Gansser, A.: The Insubric Line, a Major Geotectonic Problem. — Schweiz. Mineral. u. Petr. Mitt., **48**, Zürich 1968.
- Graber, H. V.: Die Aufbruchzone von Eruptiv- und Schiefergesteinen in Süd-Kärnten. — Jahrb. Geol. R. A., **47**, Wien 1897.
- Neue Beiträge zur Petrographie und Tektonik des Kristallins von Eisenkappel in Südkärnten. — Mitt. Geol. Ges. Wien, **22**, Wien 1929.
- Die Redwitzite und Engelburgite als Mischformen von Graniten mit Amphiboliten. — Mitt. Geol. Ges. Wien, **22**, 1929.
- Vergleichende Beobachtungen an den Erstarrungsgesteinen des periadriatischen Bogens. — Anz. Akad. Wiss. Wien, m. n. Kl., **27**, Wien 1931.
- Neubegehungen im Gebiete der kristallinen Schiefer und Massengesteine von Eisenkappel in Südkärnten. — Anz. Akad. Wiss. Wien, m. n. Kl., Wien 1933.
- Heritsch, F. † & Kühn, O.: Die Südalpen. — In: Schaffer's Geologie von Österreich, 2. Aufl., Wien 1951.
- Heritsch, H.: Die Gesteine des Gailtaler Kristallinzuges zwischen Birnbaum und Dellach im Gailtal. — Mitt. Naturwiss. Ver. Steiermark, **77—78**, Graz 1948.
- Die Gesteine am Eingang zur Gailschlucht westlich Mauthen. — Carinthia II, Sonderheft **20**, Klagenfurt 1957.
- & Paulitsch, P.: Erläuterungen zur Karte des Kristallins zwischen Birnbaum und Pressegger See, Gailtal. — Jahrb. Geol. B. A., **101**, Wien 1958.
- Holzer, H.: Berichte über geologische Aufnahmen im Gebiet von Eisenkappel. — Verh. Geol. B. A., **1958, 1961—1967**, Wien.
- Aktennotiz bezüglich Glanzkohle im Lobnigtal südsüdöstlich Ischepp. — Unpublizierter Bericht der Lagerstättenabteilung in der Geol. B. A. Wien.
- Justin-Visentin, E. & Zanettin, B.: Genesi di cornubianiti a stauro-lite-granato-cordierite nell'aureola di contatto dell'Amadello. — Studi Trentini di Scienze Naturali, Sez. A, **45**, Trento 1968.

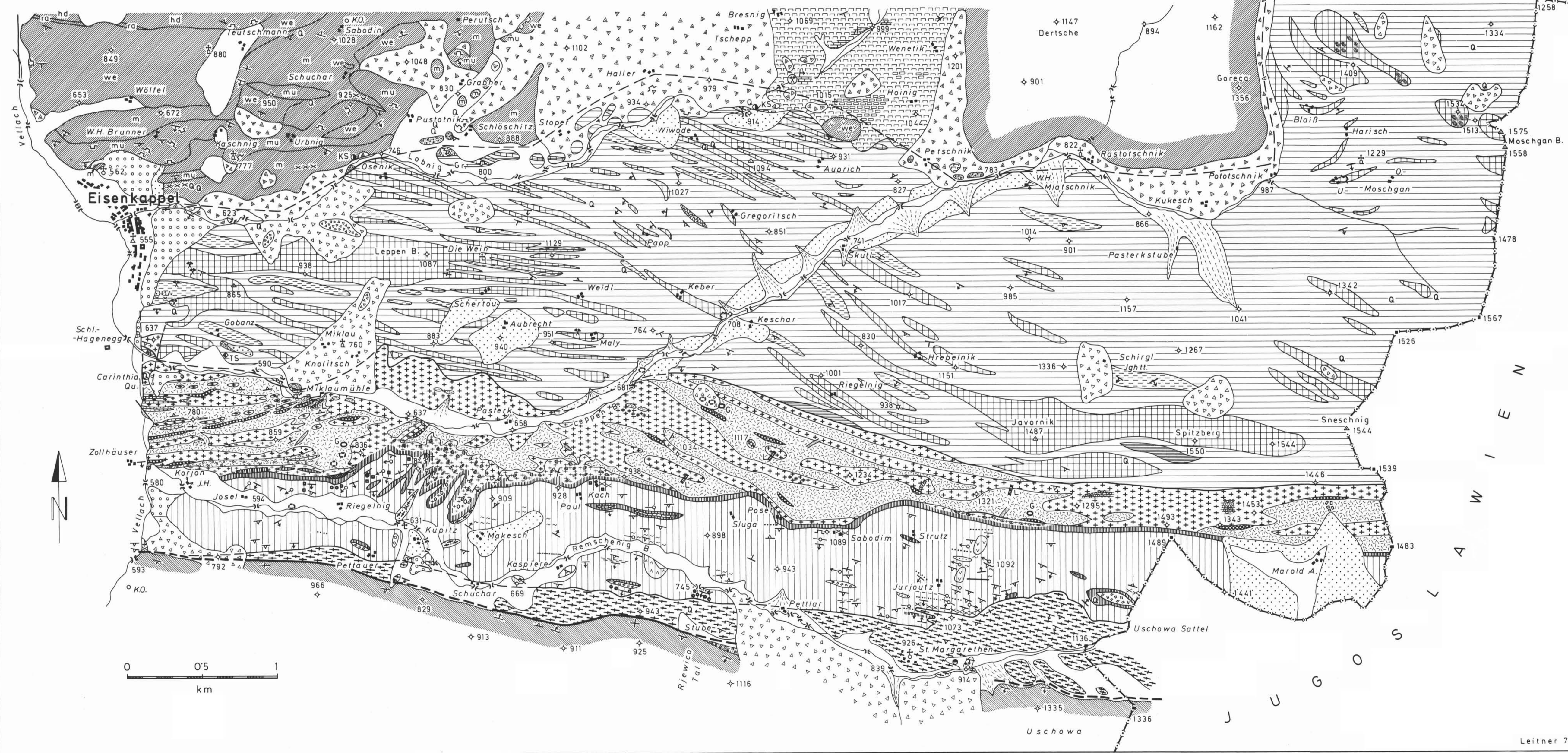
- Kahler, F.: Die Herkunft des Sedimentes der Tertiärablagerungen am Karawanken-N-Rand. — Centralbl. Mineralogie etc., Abt. B, 1929, Stuttgart 1929.
- Über die Verteilung der Tertiärablagerungen im Gebiete der Karawanken. — Centralbl. Mineralogie etc., Abt. B, 1932, Stuttgart 1932.
- Der Bau der Karawanken und des Klagenfurter Beckens. — Carinthia II, Sonderheft 16, Klagenfurt 1953.
- Kieslinger, A.: Die nutzbaren Gesteine Kärntens. — Carinthia II, Sonderheft 17, Klagenfurt 1956.
- Kostelka, L.: Beiträge zur Geologie der östlichen Karawanken (Gebiet des Hochobir). — Unveröffentlichte Dissertation. Geologisches Institut der Universität Wien, 1939.
- Kupsch, F., Rolser, J. & Schönenberg, R.: Das Altpaläozoikum der Ostkarawanken. — Z. Deutsch. Geol. Ges., 122, Hannover 1971.
- Loeschke, J.: Zur Geologie und Petrographie des Diabaszuges westlich Eisenkappel (Ebriachtal, Karawanken, Österreich). — Oberrhein. geol. Abh., 19, Karlsruhe 1970.
- & Rolser, J.: Der altpaläozoische Vulkanismus in den Karawanken (Österreich). — Z. Deutsch. Geol. Ges., 122, Hannover 1971.
- Malaroda, R.: Studi petrografici nell'Adamello nord-orientale. — Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, 16, Padova 1948.
- Petrascheck, W.: Über Gesteine der Brixener Masse und ihrer Randbildungen. — Jahrb. Geol. R. A., 54, Wien 1905.
- Reyer, E.: Reiseskizzen über das Smrekouz-Gebirge. — Verh. Geol. R. A., 1878, Wien 1878.
- Richter, W.: Die Feldspate des Granites von Eisenkappel (Kärnten) und seines Randporphyres. — Tscherma's Min. Petr. Mitt., 3. Folge, 11, Wien 1966.
- Riehl-Herwirsch, G.: Zur Altersstellung der Magdalensbergserie, Mittelkärnten, Österreich. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 19, Wien 1970.
- Salomon, W.: Geologische und petrographische Studien am Monte Avio'lo im italienischen Anteil der Adamellogruppe. — Z. Deutsch. Geol. Ges., 42, Berlin 1890.
- Über Alter, Lagerungsform und Entstehungsart der periadriatischen granitisch-körnigen Massen. — Tscherma's Min. Petr. Mitt., 2. Folge, 17, Wien 1898.
- Sassi, F. P. & Zanferrari, A.: Osservazioni sulla granodiorite affiorante lungo la linea della Gail presso Hollbruck (Tirolo orientale, Austria). — Studi Trentini di Scienze Naturali, Sez. A, 48, Trento 1971.
- Schoklitsch, K.: Gesteinskundliche und geologische Studien im Gebiet zwischen Venediger- und Rieserferner-Gruppe. — N. Jb. Mineralogie etc., Abt. A, Beilageband 66, Stuttgart 1933.
- Senarclens-Grancy, W.: Zur Grundgebirgs- und Quartärgeologie der Deferegger Alpen und ihrer Umgebung. — Verh. Geol. B. A., Sonderheft G, Wien 1965.
- Suess, E.: Über die Äquivalente des Rotliegenden in den Südalpen. — Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien, m. n. Kl., Abt. I, 57, Wien 1868.
- Teller, F.: Geologische Karte der östlichen Ausläufer der Karnischen und Julischen Alpen (Ostkarawanken und Steiner Alpen), Maßstab 1 : 75.000. — Geol. R. A., Wien 1895.
- Erläuterungen zur Geologischen Karte der östlichen Ausläufer der Karnischen und Julischen Alpen (Ostkarawanken und Steiner Alpen). — Geol. R. A., Wien 1896.
- Geologische Spezialkarte: Eisenkappel und Kanker, Maßstab 1 : 75.000. — Geol. R. A., Wien 1898.
- Erläuterungen zur Geologischen Karte Eisenkappel und Kanker. — Geol. R. A., Wien 1898.

- & John, C. v.: Geologisch-petrographische Beiträge zur Kenntnis der dioritischen Gesteine von Klausen in Südtirol. — *Jahrb. Geol. R. A.*, **32**, Wien 1882.
- Trener, G. B.: Geologische Aufnahme im nördlichen Abhang der Presanella-gruppe. — *Jahrb. Geol. R. A.*, **56**, Wien 1906.
- Tröger, W. E.: Optische Eigenschaften und Bestimmung der wichtigsten gesteinsbildenden Minerale. — *Handbuch der Mikroskopie in der Technik*, **4**, Frankfurt 1955.
- Vai, G. B.: Diskussionsbeitrag zu den Vorträgen über das „Variszikum der Ostalpen“. — *Z. Deutsch. Geol. Ges.*, **122**, Hannover 1971.
- van Bemmel, R. W.: Tektonische Probleme der östlichen Südalpen. — *Geologija, Razprave in Porocila*, **13**, Ljubljana 1970.
- Waldmann, L.: Ein cordieritreicher Kinzigit vom Rieserferner Tonalit in Osttirol. — *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **22**, Wien 1929.
- Winkler-Hermaden, A.: Neuere Forschungsergebnisse über Schichtfolge und Bau der östlichen Südalpen. — *Geol. Rundschau*, **27**, Stuttgart 1936. — *Geologisches Kräftespiel und Landformung*. — Wien 1957.
- Zanettin, B.: Il gruppo del Marsèr (Adamello occidentale), studio geologico-petrografico. — *Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova*, **19**, Padova 1956.

Bei der Schriftleitung eingelangt am 11. April 1972.

GEOLOGISCHE KARTE DER KARAWANKEN-PLUTONE ÖSTLICH EISENKAPPEL

Aufgenommen von CH. EXNER in den Jahren 1955 bis 1971



TAFEL 1

- Schichtung und Schieferung:**
- + horizontale Lage
 - horizontale Lage
 - > Fallen 60-90°
 - > Neigung 60-90°
 - > 110-180°
 - > 110-180°
 - > saigere Stellung
 - > 310-60°
- Störungen:**
- beobachtet
 - - - vermutet
- Steinbruch**
- ungefähre Lage eines verbrochenen alten Schurfstollens auf Glanzkühle (W Hainig)
 - Quelle des nördlichen Trias-Zuges
 - Mineralquelle ("Carinthiaquelle")
 - Kalksinter
 - Talalluvionen und Gehängeschutt
 - Schuttkegel
 - rezenten Bergsturz
 - Bergsturzblockwerk, bestehend aus Kalk und Dolomit der Mitteltrias
 - Bergsturzblockwerk im allgemeinen unter Wahrung des Schichtverbandes abgerutschte Gesteinsmassen
 - Terrassenschotter
 - Gehängelehm
 - Rotlehm (E St. Margarethen)
- LIMNISCHES TERTIÄR (wahrscheinlich Sarmat):**
- limnische Schichten im allgemeinen, meist Schotter
 - konglomerierter Schotter
 - Schieferung
- KONTAKTMETAMORPHER TUFFIT der paläozoischen Grünschieferserie im Hitzecontact mit Granit:**
- Cordierit-Knotenschiefer (Lesesteine, wahrscheinlich nahe vom Anstehenden)
 - Cordierit-Knotenschiefer (Bachgeschichte auf sekundärem Fundort)
- KONTAKTMETAMORPHE EISENKAPPLER ALTKRISTALLIN im Hitzecontact mit Tonalit oder Granit:**
- epidotführender Paragneis mit "Wurmbiotit" und Paragneis mit Andalusit (Mündung der Rjewica; WS Kaspiere; N Remscheniger Riegelgig)
- Fleckgneis**
- Hornfels mit flächigem Parallelgefüge
 - Spinnell-Korund-Epidot-Hornblende-Magnetit-Hornfels (N Remscheniger Riegelgig)
- Migmatit mit flächigem Parallelgefüge (Paläosom: Hornfels mit flächigem Parallelgefüge; Neosom: mittelkörniger Granit)**
- massiger Migmatit (Paläosom: homogenisierter, massiger Hornfels; Neosom: mittelkörniger Granit)
- KARAWANKEN-GRANIT (Granitzug von Eisenkappel):**
- Hornblendepegmatit
 - Aplit
 - Lamprophyr
 - Mittelkorngranit mit 1,2 cm großen Granatkristallen (NNE Kupitz und NNW Makesch)
 - mittelkörniger Granit
 - Grobkorngranit
 - Übergang vom Granodioritporphyr zum Grobkorngranit (W und E Pasterk)
 - Granodioritporphyr mit zonar gebauten großen Feldspäten vom Rapakiwi-Typus
 - Granodiorit (N Karjan Jagdhaus)
 - Mischgestein (bei Miklaumühle)
 - Grobkornporphyr (N Marold Alm)
 - mittelkörniger Diorit
 - Gabbro (anstehend)
 - Gabbro (Lesestein)
- KARAWANKEN-TONALITGNEIS (Tonalitgneis von Eisenkappel):**
- epidotisierter Tonalitgneis vom Kupitz
 - Tonalitgneis
 - Diorit Linsenzug vom Pettauer
- SÜDLICHE TRIAS:**
- grauer Kalk und Dolomit mit weißen Kalzitadern und Flaserkalk
 - Werrfener Schichten
- NÖRDLICHE PERMO-TRIAS:**
- Hauptdolomit (Nor)
 - Rauberschiefer (Karn)
 - Wettersteinkalk und -dolomit (Ladin)
 - dunkler Mergel und Kalk der Mitteltrias
 - Rauwacke
 - Kalk und Dolomit (Anis)
 - permo-skythischer Sandstein
- PALÄOZOISCHE GRÜNSCHIEFERSERIE:**
- serpentinisierter Pyroxenit (W Gregoritsch)
 - Talkschiefer (Lesestein SSE Gobanz)
 - Diabas und Spilit
 - spilitische Kissenlava (NW Moschganberg)
 - grober vulkanischer Tuff mit Spilitbomben (SE Gobanz)
 - Grauwacke (SW Schloschitz; SSE Kirche Eisenkappel; SE Gobanz)
 - Arkos Quarzit (SW Schloschitz)
 - Graphitquarzit (SSE Kirche Eisenkappel)
 - Quarzit (bei Miklaumühle)
 - chlorithaltiger Tonschiefer (teilweise Tuffit)
 - Grünstein (vulkanischer Tuff bis Tuffit)
- EISENKAPPLER ALTKRISTALLIN:**
- Amphibolit
 - Mikroklingneis
 - Phyllit (Phyllonit)
 - Biotit-Albit-Gneis (? Tuffit; NW Kaspiere)
 - graphitreicher Paragneis und Graphitquarzit
 - Paragneis und phyllonitischer Paragneis