

Zur Schichtfolge, Verbreitung und Tektonik des Stangalm-Mesozoikums (Gurktaler Alpen)

Von Hermann Stowasser *)

(Mit Tafel II und III und 11 Textabbildungen)

Inhalt

	Seite
Zusammenfassung	76
Einleitende Erforschungsgeschichte und Vorwort	76
A. Die gesteinhichen Einheiten und die Grundzüge deren Verbreitung	82
I. Das altkristalline Grundgebirge:	
1. Radentheiner Glimmerschiefer	83
2. Priedröf-Schiefergneis und phyllitische Glimmerschiefer	85
3. Bundschuh-Orthogneis	92
4. Quarzitische Ausbildungen („Pseudo-Verrucano“)	97
II. Die Schichtfolge des Stangalm-Mesozoikums	100
1. Basalgruppe — ? Perm — Skyth — Anis	101
2. Unterer Dolomit — Ladin	109
3. Dolomit, hellbraun, breccios — Karinth	112
4. Bockbühelschiefer — Ladin — Basalgruppe — Karinth	113
(„Pyritschiefer“)	
Rhät	
5. Tuffitlagen im Bockbühelschiefer — Karinth	117
Anhang: Phyllonite und Serizitphyllit als tektonische Einschaltungen	120
6. Netzkalk, Rippenkalk — Karinth	122
7. Oberer Dolomit und Lannernockkalk — Nor — Rhät	123
8. Mergelschiefer und Kalke — Rhät — Lias	124
9. Kieselkalkschiefer, Kalkschiefer — Jura	127
Anhang: Zur Vererzung des Stangalm-Mesozoikums	129
III. Die Gesteine der Gurktaler Überschiebungsdecke	130
1. Pfannockgneis	131
2. Gurktaler Quarzphyllit	132
3. Eisenhutschiefer (Metadiabase)	133
4. Oberkarbone Trümmergesteine	135
5. Werchzirmschichten — ? Perm, ? Skyth, ? Anis	138
Bock-Breccie — Perm	138
B. Die Lagerung und die örtliche Ausbildung der gesteinhichen Einheiten	142
I. Der innere Bau des Grundgebirges	143
II. Das Bild der Lagerung und der örtlichen Entwicklung des Stangalm-Mesozoikums, im Streichen verfolgt von Profil zu Profil	147
III. Die Interntektonik der Gurktaler Überschiebungsdecke	186
C. Der Gesamtbauplan	192
Literaturnachweis	197

*) Adresse: Mödling bei Wien, Anningerstraße 56

Zusammenfassung

Einleitend wird der geologische Erscheinungsraum des Kalkgesteinszuges Aigen bei Klein Kirchheim—Innerkrembs—Turrach—Flattnitz (Gurktaler Alpen) eingeeengt und die grundsätzliche Stellung dieses Kalkzuges im Verhältnis zu seiner altkristallinen Unterlage und der überdeckenden Grauwackenserie des steirisch-kärntnerischen Phyllitgebietes dargelegt. Die erforschungsgeschichtliche Darstellung der Entwicklung der durch fast völlige Fossilfreiheit unsicheren Alterszuteilung dieses Kalkzuges ergibt zwanglos das zu lösende Problem, nämlich durch zusammenfassenden Vergleich von Stoff und Verband des von einem Teil der bisherigen Bearbeiter für alterszweiseitig (paläozoisch und triadisch), von anderen einheitlich für triadisch befundenen Kalkzuges Bestätigung in diesem oder jenem Sinne zu erstreben. Grundlage bildete hiezu eine geologische Kartierung bisher nicht im einzelnen aufgenommenen wesentlicher Anteile als auch Begehungen des gesamten Kalkzuges.

In einem ersten Teil der Arbeit werden die gesteinhlichen Einheiten des Kalkzuges sowie jene, die diesen im Liegend wie Hangend begleiten, erläutert und deren Verbreitung im Grundzug beschrieben. Daraus ergab sich für den gesamten Kalkzug die Möglichkeit der Aufstellung einer einzigen, in ihren Stufen identifizierbaren — wenn auch paläontologisch kaum zusätzlich belegten — Schichtfolge, die nach einem altersmäßig bereits länger feststehendem Glied (Rhät der Eisentalhöhe bei Innerkrembs) insgesamt dem Mesozoikum zuzuteilen ist.

Im zweiten Abschnitt wird die Tektonik im weiteren Sinn zergliedert und hiebei die durch jene abgewandelte örtliche Ausbildung in Menge und Tracht der gesteinhlichen Einheiten in das Blickfeld gestellt. Dabei waren das kristalline Grundgebirge, der mesozoische Kalkzug und die überdeckende Grauwackenserie als gesonderte, die beiden letztgenannten aber als einander zugeordnete, großtektonische Körper erkennbar. Abschließend wird der Gesamtverlauf der Tektogenese entworfen, der für die Kenntnis des Baues des jüngeren Daches (Grauwackenzone plus Kalkalpin) des oberostalpinen Grundgebirges bedeutungsvoll ist.

Einleitende Erforschungsgeschichte und Vorwort

(Siehe hiezu Geologische Karte von Österreich 1 : 500.000 von H. Vettors und tektonische Übersichtskarte 1 : 75.000 des Verfassers, Tafel III)

Die drei österreichischen Länder Salzburg, Kärnten und Steiermark vereinigen sich am Gipfel des 2331 m hohen Königstuhl (Karlnock), der altberühmten Fundstelle pflanzlicher Versteinerungen des Oberkarbons¹⁾. Die ruhig lagernden Konglomerat- und Sandsteinbänke dieses Berges bilden den nordwestlichen Eckpfeiler einer sonst vorwiegend aus älteren, phyllitischen Gesteinen aufgebauten Gebirgslandschaft, die nach E bis etwas übers Krappfeld hinaus, nach S an die Drau reicht und nach dem es der Länge nach gegen E durchziehenden Flusse Gurk, Gurktaler Alpen genannt wird. N-wärts, mehr im Osten, liegen mit Murau als Herz bis an den Fuß der Niederen Tauern bei Oberwölz gleichartige Gesteine.

Während an der Drau die gegen N blickenden Kalkmauern der Karawanken die Unterlage dieses Phyllitgebietes wie ein Rahmen verbergen, ist diese in den drei anderen Himmelsrichtungen weithin entblößt. Meridional begleiten in auffälliger Symmetrie höchster Metamorphose genährte kristalline Schiefer: Die Seetaler Alpen und die Saulalpe im E und die Berge des Mirnock zwischen Millstatt und Villach im südlichen Westen. Den Nordwesten aber und den Norden nehmen weite Gefilde einförmiger, bald durch Granitgneiszüge, bald durch Amphibolit und Marmor belebter Glimmerschiefer und Schiefergneise ein, welche gegen die Hohen Tauern zu, in der Linie Mauterndorf—Katschberg—Gmünd, an den Manteldecken

¹⁾ Westfal D nach W. J. Jongmans (1938).

des Zentralgneises, den Radstädter Einheiten, klare Grenzen haben. Nach N zu aber bietet erst nach Überschreiten des Kammes der Niederen Tauern die am Ennstal erreichte Nördliche Grauwaackenzzone entschieden Neues. Näheres Zusehen zeigt noch, daß sich diese Unterlage von Schiefergneis und Glimmerschiefer im W als ein schmales Band auf die erwähnte höhermetamorphe Zone des Mirnock legt ¹⁾, im E aber von der übertretenden Einheit der Saualpe zu einem gleichfalls schmalen Streifen eingeeengt wird ²⁾. Auch im S, im Vorfeld der Karawanken zeugen Kristallinaufbrüche von der Anwesenheit dieser Gesteine. Im SE der Gurktaler Phyllitberge endlich, entlang dem Flößchen Wimitz, tritt der kristalline Unterbau fensterförmig zu Tage.

Die kristallinen Schiefer der Umrahmung und damit wohl auch der Unterlage der Gurktaler Berge weisen einen einheitlichen Grundzug der metamorphen Prägung auf. Mannigfache Ausgangsgesteine als Produkte älterer Regionalmetamorphose erfuhren nur örtlich durch eine schon varisch-alpidischen Phasen zuzuordnende, retrograde Verarbeitung letzte Beeinflussung. Das heutige Hangend, das Gurktaler Phyllitgebiet, kann gemäß der feststehenden Größenordnung seiner Mächtigkeit nur für diese letzte, rückschreitende Beanspruchung angrenzender, engster Bereiche des Grundgebirges ursächlich gemacht werden. Damit ist der kennzeichnende Gesamtzustand in der Metamorphose unseres Grundgebirges aus den gegenwärtigen Beziehungen zum Alpenbau nicht ableitbar und wird weiters von allen Gesteinen, die mit mehr oder weniger guter Begründung für paläozoisch anzusehen sind ³⁾, nirgends erreicht. Unter der Bezeichnung „Altkristallin“ für unser Grundgebirge ist somit eine Grobheit einer metamorphen Fazies mit bestimmter stratigraphischer Aussage zu begreifen.

Der „Hiatus“ in der Metamorphose zwischen Altkristallin- und Phyllitstockwerk gehört zur ältesten Erkenntnis ⁴⁾ unseres Gebietes. Noch ein weiterer Umstand erhöhte die Einprägsamkeit dieser Unterscheidung: Von dem am NW-Fuß des Königstuhles gelegenen Gebirgsdorfe Innerkrems aus erscheint altkristallines Grundgebirge und phyllitischer Oberbau gegen E (Turrach—Flattnitz) wie gegen S (Aigen bei Klein Kirchheim) auf je fast zwei Dutzend Kilometer Erstreckung getrennt durch einen lückenlosen, wenn auch stärker in der Mächtigkeit schwankenden Zug von Karbonatgesteinen. Nicht nur die Auffälligkeit dieser Lagerung, mehr noch der Reichtum an Eisenerz hauptsächlich des W—E streichenden Flügels dieses Dolomit-Kalkzuges im Raume Innerkrems-Turrach, heischte frühe Aufmerksamkeit. Mit dem Blick nach dem stratigraphischen Angelpunkt — nicht nur der engeren Umgebung —, dem Königstuhlkarbon, häufiger noch benannt nach dem am S-Hang dieses Bergmassivs gelegenen Hauptfundort der Pflanzenpetrefakte, der Stangalpe (Stangalm), erfolgte zwanglos die stratigraphische Einordnung dieses Kalkzuges zum Kohlenkalk ⁵⁾. Im Hinblick auf die spätere Erforschungsgeschichte unseres Gebietes darf der Angabe von K. Peters (1855) über die lithologische Ähnlichkeit mit Gutensteiner mancher kalkiger Abänderungen im Raume Innerkrems—

¹⁾ R. Schwinner (1927).

²⁾ E. Haberfelner (1933).

³⁾ R. Schwinner (1927).

⁴⁾ F. Rolle (1854), K. Peters (1855), V. Pichler (1858).

⁵⁾ F. Rolle (1854), K. Peters (1855), V. Pichler (1858).

Leobengraben des N—S streichenden Anteiles unseres Felsierzuges keineswegs ein erweiterter Sinn unterlegt werden. K. Peters hatte keinerlei stratigraphischen Verdacht. Sucht doch noch (1895) v. Kerner im Liegendkalk bei Turrach nach dessen paläontologischer Bestätigung als Kohlenkalk. Mit der einmal erkannten Schichtfolge Urgebirge—Kohlenkalk—Flözführendes Karbon war dem Erkenntnisanspruch der damaligen Ära Genüge getan, welche für jedes Übereinander dem additiven Absatz als axiomatische Ursache vertraute. Freilich paßte nicht jede Feldbeobachtung in den Akkord. Wieviel Mühe nimmt sich V. Pichler (1858), das E-fallende Oberkarbon am Turrachersee zum entgegengesetzten Verflächen zurückzubiegen, nur um das Prinzip der Steinkohlen„mulde“ aufrechtzuerhalten. Nach der Erkenntnis der Entstehung der Gebirge durch seitlichen Schub, und der Alpen als Teilstück eines weltweit zu verfolgenden Systems (Eduard Sueß, 1875, und sein Zeitalter) erhielt das Karbon der Stangalpe dokumentäre Bedeutung als Zeuge für das Bestehen älterer Gebirgsreste innerhalb des Rahmens der jüngeren, alpiden Faltenzüge (E. Sueß, 1909).

Ausgenommen dem höherer Ordnung dienenden Einbau des Stangalmkarbons in die Bewegtheit der Grauwackenzone durch L. Kober (1912) erhielt unser Gebiet späterhin kaum zusätzlich Beachtung. Während noch 1915 F. Heritsch keine Veranlassung hat, von der Alterszuteilung unseres Kalkzuges zum Kohlenkalk abzugehen, kann aber K. Holdhaus (1921, 1 und 2) seine Begehungen durch den Nachweis von fossilführendem Rhät krönen, das sich auf der Eisentalhöhe, einem westlich benachbarten Vorgipfel des Königstuhles in Form regelrechter Kössener Lumachelle darbot. K. Holdhaus (l. c.) interpretierte das Rhät als Dach einer lückenlosen Triasschichtfolge, deren Profil in der engeren Umgebung der Eisentalhöhe mit permischem Grundkonglomerat (Verrucano) an der Basis beginnt, über dem sich mehrere hundert Meter mächtiger Dolomit aufbaut, der durch ein auffälliges Band von Tonschiefer und Quarzphyllit als vermutlich karnisches Niveau in auch lithologisch wohlunterschiedenen Wetterstein- und Hauptdolomit trennbar ist. Im Dach des Schichtstoßes liegt das fossilführende Rhät, in dessen Hangend, an der Basis des überschobenen Karbons, nochmals Dolomit als tektonischer Span folgt. Bei der durch sichtbaren Zusammenhang und durch Beständigkeit der Stellung im Gebirgsbau ausgedrückten Einheitlichkeit des Kalkzuges war dieser zur Gänze in die Trias zu stellen. Die Überlagerung des Kalkzuges durch das mit phyllitischen Gesteinen vereinte Oberkarbon wurde zu augenfälliger alpidischer Überschiebung. Ebenso eindringlich ergab sich der regionale Vergleich mit der verblüffend ähnlichen Überdeckung des Tribulaunmesozoikums durch das Nöblacher Karbon, in symmetrischer Ortsstellung am anderen Ende der Hohen Tauern (K. Holdhaus, l. c., L. Kober, 1922, R. Staub, 1924).

R. Schwinner in „Geologie von Steiermark“ (F. Heritsch, 1922) ersieht auf Grund gleicher Gesteinsvergesellschaftung weitgehendste Ähnlichkeit mit der Grauwackenzone und ordnet unseren Kalkzug zu einem Äquivalent des „erzführenden Kalkes“ derselben. Hervorzuheben ist R. Schwinner's damalige Auffassung quarzitischer Gesteine an der Basis des Kalkzuges bei Turrach als „rekristallisierter Granitgrus“, als Äquivalent des Plattelquarzes (Weißstein) der Grauwackenzone. Die mit dem Karbonkonglomerat verknüpften phyllitischen Schiefer („untere“ und

„obere“ der Alten) werden in Analogie zum Grazer Paläozoikum etwa mit Grenzphyllit und Semriacher Schiefer parallelisiert¹⁾. Zwischen W—E streichendem Altkristallin und den ENE bis NE streichenden Falten des Paläozoikums, worunter also Kalkzug plus Schiefer plus Oberkarbon verstanden wird, ist eine deutliche Diskordanz wahrnehmbar, vor allem aber ein Hiatus in der Metamorphose. Tektonische Ablösung des Paläozoikums von der altkristallinen Unterlage wird auf Grund von Zertrümmerung im Kalkzuge vermutet. In der Anmerkung auf S. 222 verarbeitet R. Schwinner die sichtlich nach dem Satze des oben zitierten Textes eingelangte Anzeige K. Holdhaus' (1921, 1) über die Auffindung des Rhät: Das Paläozoikum, im W fast nur mehr durch Karbonkonglomerat vertreten, überschiebt die N—S (InnerkremS—St. Oswald) streichende Trias mit kurzer Förderweite gegen Westen. Die Einheitlichkeit des W—E (InnerkremS—Turrach—Flattnitz) streichenden Kalkzuganteils wird aufgespalten in verschiedene, ENE schief zur Grenze austreichende Kalkzüge, wodurch die offensichtlichen „tektonischen Erscheinungen am N-Rand“ als Blattverschiebung zu deuten sind.

R. Schwinner's Auffassung bestätigt sich im maßgeblichen durch die Kartierungsarbeit von A. Thurner (1927). Demnach ist Triasalter nur für den N—S streichenden Teil des Kalkzuges zuzubilligen, der sich in InnerkremS tektonisch über den W—E streichenden, paläozoischen Anteil legt. Letzterer Zug ist dadurch tektonisch gequält. Der Verrucano K. Holdhaus' wird von A. Thurner textlich nicht erwähnt, auf der beigegebenen Karte aber an einer Stelle, wo K. Holdhaus Verrucano angibt, feldspatführender Kristallinmylonit ausgeschieden; das karnische Schieferband wird als Mylonit, bzw. Phyllonit nach Hochkristallin angesehen, während der Hauptdolomit des Holdhaus'schen Profiles nach Thurner im Hangend des Rhät liegt und diesem zuzuordnen ist. Zusammengefaßt lautet A. Thurner's Profil vom Liegend zum Hangend: Paläozoische Kalke und Dolomite (Bänderserie) mit W—E-Streichen ohne sedimentäre Basisbildung auf Altkristallin. Darüber W-bewegt die Schuppe des N—S streichenden triadischen Peitlerdolomites; in dessen Hangend ein schmales Phyllonitband als aufgeschürfter Untergrund, im Dach gefolgt von fossilführendem Rhät, welches zuoberst durch Dolomit vertreten wird. Im Hangend des gesamten Schichtstoßes folgt die gleichfalls W-bewegte Schubmasse des Königstuhl-Karbons. Ein sehr junger, besser gesagt persistenter, im Ausklingen noch diluviale Verebnungen schneidender, NE verlaufender Bruch zerstückelt den Schuppenbau.

F. Heritsch (1926) gibt im Borträger-Führer unter Ankündigung A. Thurner's Arbeit von 1927, mithin wohl sicher unter Wissen um deren Ergebnisse, ein Profil der Eisentalhöhe, welches bemerkenswerterweise noch im Hangend des Rhät als Basis des Karbons einen Diaphthorit angibt. Bei Turrach gibt F. Heritsch (l. c. pag. 41) Kalk vom Charakter der Murauer Kalke und des Schöckelkalkes an, u. zw. in einem „großen Steinbruch aufgeschlossen“. Pag. 44 vermutet der gleiche Forscher allerdings in dem hinter dem Gasthof Pfeffer in Turrach aufgeschlossenen Kalk-Mesozoikum. Die Örtlichkeiten von pag. 41 und 44 decken sich aber praktisch. Auf

¹⁾ Letztere Parallels erfolgte für die gleichen Bildungen der Murau—Neumarkter Mulde bereits durch G. Geyer (1893).

dem Wege im Streichen unseres Kalkzuges gegen NE werden von F. Heritsch rhätähnliche Kalke angegeben; am Kamm, der vom Eisenhut nördlich abstreicht, bei P. 1758 — Triasdolomit mit Fragezeichen. Das gleiche Profil hat schon vorher die Bemerkung „gebänderte Kalke (Trias?)“ erhalten. Am Wege Allachalm—Harderalm, d. i. an der Basis des Kalkzuges N vom Wintertaler-Nock, sieht der gleiche Autor „Rauchwacken (vom Typus jener der Radstädter Tauern)“. Und schließlich wird der Kalk des Wurmsteins wieder durch ein „(Trias?)“ hervorgehoben. Dieses anscheinend überflüssig genaue Zitat wurde deswegen gebracht, um zu zeigen, wie wenig sich die paläozoische Bänderserie Innerkrams—Turrach—Flattnitz für jenen Beobachter verschieden zeigt, der gerade das Profil der Eisentalhöhe begangen hat.

Im Jahre 1932 nimmt K. Holdhaus Stellung zu A. Thurner's Aufnahme der Innerkrams von 1927. A. Thurner (1937) antwortet. Beide Autoren beharren auf ihren früheren Aussagen. Die dargebotenen Einzelheiten aus dem engen Raum der Innerkrams sind nicht sehr geeignet ein weiter ausgreifendes Bild zu geben. K. Holdhaus' Ausblicke in die weitere Erstreckung des Kalkzuges bieten Hoffnung auf Klärung: Ein Profil am Pfannock liefert anisverdächtige Crinoidenstielglieder, schwarze Kalke in der Flattnitz erinnern an Rhät. Insbesondere aber ist die Mitteilung wertvoll, daß sich regelmäßig ein kalkiger Horizont an der Oberkante des Raibler-niveaus findet. A. Thurner führt — zumindest örtlich gültig — den Nachweis, daß der Verrucano-„Teppich“ Holdhaus' durch das Herantreten heterogener quarzitischer Glieder des Altkristallins an die Basis des Kalkzuges vorgetäuscht erscheint. Der Hinweis nach dem entfernteren Murau, wo in nächster Nachbarschaft einer besonders in der tektonischen Stellung mit unserem Kalkzug vergleichbaren Kalkgesteinsserie grapholithenführendes Silur nachgewiesen wurde (F. Heritsch-A. Thurner, 1932), ist ein gewichtiges Argument.

Etwa um die gleiche Zeit legt aber A. Thurner (1935) selbst Bresche in seine eigene, angeblich paläozoische Vergleichskette Murau—Innerkrams: Rauchwacken und brecciöse Dolomite — letztere von großer gesteinerlicher Ähnlichkeit mit dem Rhätolomit der Eisentalhöhe — ließen sich von der Stolzalpe bei Murau westwärts bis zum Hansennock in der Paal verfolgen, u. zw. in ebenderselben tektonischen Stellung zwischen Grundgebirge und überschobener Karbon-Phyllitserie, wie sie in der Innerkrams gegeben ist. Befremdend erscheint aber das Außerachtlassen einerseits der Angabe von F. Heritsch (1926) über die Rauchwacke zwischen Allach- und Harderalm an der Basis des Kalkzuges zwischen Turrach und Flattnitz und andererseits der Aufzeigung des Widerspruches, „daß die in der Innerkrams sehr spärlich auftretenden Rauchwacken“ (A. Thurner, l. c. pag. 224, 4. Abs.) dort in der für paläozoisch angesehenen Bänderserie liegen (A. Thurner, 1927).

In diesen eben dargestellten Zeitraum des Widerspruchs der Meinungen K. Holdhaus' und A. Thurner's fällt R. Schwinn's Veröffentlichung (1932), die unseren Kalkzug in eine — insbesondere tektonisch — zusammenfassende Darstellung auch des weiteren Nockgebietes einbaut. Hervorgehoben erscheint die Bedeutung des Phyllonitbandes (= Raibler K. Holdhaus') als trennendes Element zweier Schuppen innerhalb der gegen S sich fortsetzenden Innerkramser Trias. Die paläozoische Bänder-

serie enthält zwar „manche Dolomite“ als „kosmopolitische Durchläufer“, wie sie auch in der sicheren Trias der Innerkrems auftreten, im übrigen aber erscheint A. Thurner's (1927) Auffassung bestätigt, daß in der Innerkrems die W—E streichende, paläozoische Bänderserie durch die gegen W bewegte, N—S streichende Trias überschoben erscheint. Diesen lokalen Bauplan ordnet R. Schwinner (l. c.) nun folgendermaßen in ein Gesamtgeschehen ein: In der variszischen Faltungsära wurde Gurktaler Phyllit plus Eisenhutschiefer — letztere als Äquivalent der Wildschönauer Serie — in W—E streichende Falten gelegt, die in N-vergenter Überschiebung die von Innerkrems nach der Flattnitz ziehende Bänderserie überdeckten. Nach der Ablagerung von Oberkarbon und Trias erzeugte die alpidische Faltungsära eine Schär N—S streichender Falten, die in W-wärts gerichteter Überschiebung die von Innerkrems nach S ziehende Trias überwältigten. Zum Beweis wird insbesondere ein örtliches Triasprofil N von St. Oswald als nur tektonisch deutbar angeführt, dessen Gegenüberstellung zu einem Schnitt aus der Bänderserie aber schon des Gesteinsgegensatzes wegen als unvergleichbar abgelehnt. Meridional bis NW streichende tektonische Elemente — von Blattverschiebungen bis zu liegenden Falten — innerhalb der Karbon-Phyllit-Schubmasse werden dem NE streichenden Kremsbachbruch A. Thurner's (1927) „spiegelbildlich konjugiert“ als Komponenten des alpidischen Faltungsaktes. Mit einer späteren, ausführlicheren Darstellung des eben skizzierten Bildes bringt R. Schwinner (1938) im Grundzug nichts zusätzliches.

Im Jahre 1935 erhielt der Verfasser von dem verewigten Professor Dr. F. E. Sueß den Versuch einer Klärung des durch die vorhergehenden Zeilen beleuchteten Zwiespaltes der Anschauungen als frei erfüllbaren Rahmen zu einer Doktorarbeit überantwortet. In den Sommern 1935 bis 1937 wurde mit geldlicher Unterstützung des damaligen Deutschen und Österreichischen Alpenvereines eine Kartierung des Raumes Turrach—Flattnitz sowie der Pfannockgruppe im Maßstabe 1 : 25.000 auf der Grundlage der Originalaufnahmssektionen der österreichischen Spezialkarte ausgeführt (Tafel II). Weiters wurde auf Grund der veröffentlichten Karten verschiedenen Maßstabern der Autoren K. Holdhaus (1932), W. Petrascheck (1927), R. Schwinner (1927, 1931), A. Thurner (1927, 1929, 1930, 1935, 1936) und der obengenannten Aufnahmen des Verfassers eine Zusammenzeichnung zu einer tektonischen Übersichtskarte im Maßstabe 1 : 75.000 vorgenommen (Tafel III). Die Niederlegung dieses Textes erfuhr durch Berufsaufnahme in die Erdölindustrie und Krieg Verzögerung. Erinnernde Exkursionen in den späteren Jahren, zuletzt eine umfassendere von vierwöchiger Dauer 1946 sowie frühere Bereisungen der Brennertrias, der Radstädter Tauern, des Semmeringmesozoikums als auch natürlich der Murauer Berge und der engeren Umgebung der Aufnahmegebiete boten Ergänzung.

In den Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt Wien, 1945, erschien im Jahre 1947 ein gedrängter Auszug der vorliegenden Arbeit unter gleichem Titel; leider konnten damals weder Karten noch Profile beigegeben werden. Jene kurze Mitteilung hat seitdem dem Verfasser mehrfache Zustimmung eingetragen, worunter nur jene von Herrn Professor O. M. Friedrich (Leoben) genannt sei. Andererseits hat sich Herr Professor

A. Thurner weiterhin mit dem angrenzenden Raum des Murauer Paläozoikums befaßt und ist, soweit sich Beziehungen zum „Stangalm-Mesozoikum“ des Verfassers ergeben, auf seinem oben zitierten Standpunkt verblieben. All diese neueren Ergebnisse zu berücksichtigen, sieht sich Verfasser jedoch außerstande; ist er doch in den letzten Jahren in einem mit der Geologie nur mittelbar verknüpften Berufe, zudem fern der heimatlichen Berge tätig. Trotz des Umstandes, daß die Ergebnisse der vorliegenden Arbeit bald zehn Jahre, die Feldaufnahmen zum Teil sogar 20 Jahre zurückliegen, erfreut es den Verfasser, daß Herr Direktor H. Küpper der Geologischen Bundesanstalt Wien, vor allem auf Grund des Fehlens neuerer wesentlicher Erkenntnisse in dem im folgenden behandelten Gebiete, die Veröffentlichung des vollständigen Textes anregte und im Jahrbuche der alterwürdigen Geologischen Bundesanstalt Wien Raum gewährte. Hiefür möchte der Verfasser Herrn Direktor Dr. H. Küpper den aufrichtigsten Dank aussprechen.

Tiefbewußte Dankesschuld will der Verfasser erstatten: In Gedenken an seinen vergangenen ersten Mentor Professor Dr. F. E. Sueß, für die freundliche Einführung im Felde und stete Bereitwilligkeit zu jeglicher Auskunft an Herrn Reg.-Rat Direktor Dr. K. Holdhaus und an Herrn Professor Dr. L. Kober, der dem von der Hochschule längst geschiedenen Verfasser wieder die Brücke zur Einarbeit am Geologischen Institut der Universität Wien öffnete und die Fortführung und Vollendung der Arbeit unter seine Betreuung nahm.

Seinem lieben Freunde Herrn Direktor Dr. R. Janoschek möchte der Verfasser vielen herzlichen Dank sagen für die tatkräftige Hilfe, die er in den schweren Nachkriegsjahren durch die Förderung der Ausführungsmöglichkeit der Arbeit gegeben hat.

Weiters sagt der Verfasser seinen Freunden Dr. E. Braumüller und Dr. S. Prey herzlichen Dank für viele Hilfe im doch so wichtigen einzelnen.

Für einige wertvolle Ratschläge sei dem verewigten Forscher H. P. Cornelius ein ehrfurchtsvolles Gedenken gewidmet. Schließlich möge Herrn Professor L. Waldmann für einige freundliche Auskünfte herzlich gedankt sein.

A. Die gsteinlichen Einheiten und die Grundzüge deren Verbreitung

Die folgende Beschreibung der gsteinlichen Einheiten, die einerseits den Kalkgesteinszug Aigen/Klein Kirchheim—Innerkrams—Turrach—Flattnitz selbst zusammensetzen und anderseits denselben im Hangend wie Liegend begleiten, ist dem Umfang nach verschieden, dem Inhalt aber nach gleichwertig der Bedeutung, welche ihnen einzeln für die Grundfrage zukommt, welche lautet: Läßt sich durch Vergleich der Zusammensetzung der sich von Innerkrams über Turrach nach Flattnitz erstreckenden, angeblich paläozoischen Bänderserie mit jener, die sich von Innerkrams aus in der südlichen — allgemein als triadisch gewerteten ¹⁾ — Ausdehnung des Kalkzuges erkennen läßt, die A. Thurner'sche Auffassung der Alters-

¹⁾ K. Holdhaus (l. c.), W. Petrascheck (1927), R. Schwinner (l. c.), A. Thurner (l. c.).

zweiteilung des Gesamtzuges unterbauen, oder ist die Verbreitung der Innerkremser Trias auf Kosten eines Teiles oder der ganzen Bänderserie im Sinne K. Holdhaus' auszudehnen? Hiezu ist einer Durchleuchtung der mit tektonischer Zerschlitzung bestrittenen¹⁾ triadischen Schichtfolge der Eisentalhöhe, die sich unter dem fossilbelegten Rhätdach birgt, als Angelpunkt einer sich mehr und mehr entfernenden Vergleichung besonderes Augenmerk zu schenken. Örtliche Ausbildung und tektonisches Schicksal kann das gültig vergleichbare — den gesteинlichen Stoffbestand — allerdings in Menge und Tracht schwer wiedererkennbar gestalten. Deshalb wird dieser Verknüpfung bei der später erfolgenden Besprechung der Lagerung der gesteинlichen Einheiten der umfassendere Raum vorbehalten.

I. Das altkristalline Grundgebirge

1. Radentheiner Glimmerschiefer²⁾

Als tiefstes Glied der altkristallinen Unterlage des Turracher Eisensteinzuges (Bänderserie nach A. Thurner, l. c.) erscheinen in der NW-Ecke des auf der geologischen Karte der Umgebung von Flattnitz dargestellten Aufnahmegebietes (Tafel II), N von Turrach den Bergkamm Vorderhüttenneck (2203 m)—Am Hohen Sitz (1976 m) aufbauend, helle bis silberige, bald an Muskowit, bald an Quarz reichere Granatglimmerschiefer. Ihr wellig-knolliger Hauptbruch ist übersät mit stecknadelkopfgroßen erbsengroßen Granaten. Manchmal reichlich, im allgemeinen aber in sehr lockerer Streuung finden sich auf den S-Flächen winzige — gerade noch dem freien Auge erkennbare — Porphyroblasten von tief schwarzbraunem Biotit. Der Querbruch, in dem die hellen feinen Quarzlagen besonders hervortreten, ist nur selten ebenschiefrig, sondern erscheint zumeist durch Scherflächen langlinsig zerlegt; vielfach ist aber heftige phyllitische Fältelung wahrnehmbar.

In der Tiefe des Predlitzgrabens sind die Granatglimmerschiefer im Dach gegen den hangenden Schiefergneis wegen der reichlichen Führung von großschuppigem, goldgelbem Biotit, der die S-Flächen mit fast lückenlosen Häuten überzieht, hervorzuheben. Etwa 600 m S des Hannebauers finden sich am westlichen Straßenrande, südlich einer kleinen Hangverbauung bei einer Quelle, einige kleine aber deutliche Aufschlüsse in solchem hellgrauen, quarzreichen Glimmerschiefer, der neben den die S-Flächen überstreuenden stecknadelkopfgroßen Granaten reichliche Biotitführung erkennen läßt; u. zw. einerseits in goldgelben Häuten auf einzeln, die allgemeine Feinlagentextur schräg schneidenden Scherflächen, vor allem aber als wirr gelagerte, zum großen Teil deutlich senkrecht zum S stehende, schwarzbraune Querbiotite. Lagen, in denen der helle Glimmer vorherrscht, zeigen bei starker phyllitischer Fältelung erbsengroße Granaten und winzige, tiefbraune Porphyroblasten von Schichtflächenbiotit.

U. d. M. (S 12)³⁾ zeigt dieses Gestein: Quarz als unregelmäßiges, eckig bis seichtbuchtig verzahntes Haufwerk von Körnern mit Durchmesser von 0.08 bis 0.5 mm, die nur geringe undulöse Auslöschung zeigen. Muskowit füllt als feines, aus kleinen Scheitern zusammengesetztes Zerreibsel die Zwickel zwischen den Quarzkörnern und

¹⁾ A. Thurner (1927).

²⁾ R. Schwinner (1927).

³⁾ S 12 = „Schliff 12“ als Inventarbezeichnung.

erscheint in unscharf begrenzten Lagen angereichert, derart das allgemeine s des Gesteines markierend. Biotit tritt dagegen in 2 Erscheinungsformen auf: einerseits im feinen Zerreibsel zwischen den Quarzkörnern, dem Muskowit an Größe gleich, andererseits in großen, eigengestaltlichen Porphyroblasten von 0.4 bis 1.2 mm Länge. Der dunkle Glimmer — Pleochroismus blaßgelb — kräftig gelbbraun — liegt im allgemeinen parallel zum s der Muskowitstreifen, manchmal mit größeren Exemplaren des Muskowits parallel verwachsen, doch sehr oft auch senkrecht zum s . Biotit-Muskowit-Porphyroblasten ziehen oft von den gewälzten Granaten (siehe unten!), in Form gleichsam weggeschleudert, geschwänzter Aggregate in die Glimmerlagen hinein, zum Teil erscheinen die Granaten aber auch von Glimmerstrahlen gänzlich umflossen, wobei die Glimmer deutliche Polygonbögen bilden. Auf den c -Flächen mancher Biotite — weil nur besonders gut sichtbar in Schnitten, die der Basis genähert sind (ohne oder wenig Spalttrisse und verringerter Pleochroismus) — erscheinen lanzettförmige Ausscheidungen schwarzer, opaker Substanz. Ein vereinzelter Feldspat von 0.3 mm Durchmesser zeigt neben Spalttrissen den Schnitt annähernd \perp zu einer optischen Achse, wodurch sich sein optisch + Charakter erkennen läßt. Die Lichtbrechung n^{γ} in Kreuzstellung zu ω -Quarz ist deutlich geringer. Mithin Albit. Granat tritt in deutlich 4—6eckigen (Dodekaeder), kantenrunden Körnern von 1 bis 3 mm Durchmesser auf; stark rissig und zum Teil reich an Einschlüssen von Quarz und schuppig-körnigem Graphit. Alle Körner sind gedreht, so daß ihr s \perp auf das s des Schiefers steht, einige aber sind zertrümmert und zwischen die Fragmente hat sich Chlorit angesiedelt, der teils lavendelblaue, teils normale Interferenzfarben zeigt. Von Nebengengteilen können Apatit und Rutil beobachtet werden. Selten sind Einschlüsse winziger Zirkone mit pleochroitischen Höfen im Biotit.

Im NE verlaufenden Kammprofil Kilnprein (2410 m) — Vorderhüttenneck ist das Hangendste der Glimmerschiefer durch sehr starke, in rasch aufeinanderfolgenden Lagen auftretende, feinlagige Sekretionsverquarzung ausgezeichnet; damit ist heftige Fältelung verbunden, die sich örtlich zu förmlicher Zerknetung steigert. Gegen das Vorderhüttenneck zu werden die Schiefer glimmerreicher und lagenweise dunkler — durch Hornblendeführung —, die Granaten wachsen, bis sie endlich am Gipfel des genannten Berges als schön ausgebildete Rhombendodekaeder Kirschengröße erreichen. Winzige wirr gelagerte Turmalinädlehen erscheinen auf den S -Flächen. Auf dem gegen E zum Hohen Sitz ziehenden Kamm tritt als langlinsige, einmal unterbrochene Einlagerung prächtiger Granatfarbenamphibolit mit bis schreibfedergroßen, wirrsperrig gelagerten Hornblendebüscheln auf. In dem dünnplattelligen Gestein wechseln an spärlich glimmerbesetzten S -Flächen hellgraue, quarzreiche Lagen mit solchen, in denen dunkelgrüne Hornblende überwiegt. Granaten mit bis 2.5 mm Durchmesser sind besonders in den hellen, quarzreichen Lagen ziemlich reichlich eingestreut. Der graugrüne Ton der letzteren gibt Verdacht auf Mineralien der Zoisit-Epidot-Gruppe.

In der streichenden, ost-südöstlichen Fortsetzung des Amphibolites vom Hohen Sitz erscheint unten im Predlitzgraben knapp S des Hannebauers, den Predlitzgraben und den N-Fuß des Eisenhutmassivs nach dem Miniggraben zu übersetzend, ein aus schmalen Lagen gebündelter Zug von nur sehr vereinzelt und dann spärlich Granat führendem Amphibolit, der von einigen gleichfalls nur dünnen Marmorbändern begleitet wird. Dunklere, mehr feinkörnige Typen dieser Marmore scheinen Hornblende zu führen, die heller grauen sind feingebändert und ziemlich grobkristallin. Der Glimmerschiefer selbst zeigt in dieser Gegend manchmal sehr schmale graphitische Lagen, in denen die schwarz glänzenden S -Flächen eine feinriefige phyllitische Fältelung annehmen. Weiters ist zu erwähnen, daß von dem normalen Glimmerschiefer zu den Amphibolitschnüren eine Reihe wechselnd stark Hornblende führender Übergänge vermitteln.

Einige kleine, von der eben beschriebenen Hauptmasse der Granatglimmerschiefer auffällig getrennte Vorkommen sind an die Grenze Schiefergneis—Bundschuhorthogneis im Bereiche des gegen S blickenden, orographisch linken Hanges des Steinbachgrabens W von Turrach geknüpft. Alle diese kleinen Vorkommen zeigen die gleiche Vergesellschaftung der verschiedenen Ausbildungen, wie wir sie in der Hauptverbreitung der Granatglimmerschiefer kennengelernt haben. Insbesondere finden sich auch amphibolitische Schlieren in den Vorkommen an dem Wege, der ziemlich horizontal gegen W zum Steinbachsattel führt; etwa 200 m W des großen, vom Geiger (1999 m) herabziehenden Grabens in 1830 m Seehöhe. Diese Örtlichkeit ist außerdem durch das häufige Auftreten bis *cm*-starker Sekretionsquarzlinsen ausgezeichnet. Als letztes seien zwei schmale Lagen von granatführendem Glimmerschiefer im Rohrerwald NE von Turrach innerhalb der im nächsten Absatz besprochenen Schiefergneise angeführt. Doch handelt es sich hier um sehr glimmerreiche Lagen innerhalb des Schiefergneises, der ebenfalls manchmal sporadisch winzige Granaten führt, hier aber örtlich angereichert ist.

Auf der beiliegenden Karte der Pfannockgruppe erscheinen im N des dargestellten schmalen Kristallinstreifens, am orogr. linken S-Hang des Leobengrabens, die aus dem Pressingbergzuge, der jenseitigen, nördlichen Begrenzung dieses Tales, herüberziehenden Hellglimmerschiefer A. Thurner's (1927) angedeutet, aus denen ein Vorkommen amphibolitischer Schlieren W der Stürzeralm, SW der Zechneralm hervorzuheben ist.

Nach den eben mitgeteilten Kennzeichen wie auch nach ihrer Stellung im Verband der übrigen gesteinhlichen Einheiten des Kristallins bestehen wohl keine Bedenken, unsere Granatglimmerschiefer zu den Radenthainern R. Schwinner's (1927) zu stellen, wie dies schon im Titel des Abschnittes ausgedrückt wurde.

2. Priedröf-Schiefergneis (R. Schwinner, 1927) und phyllitische Glimmerschiefer

Die ausgedehnteste Verbreitung unter den kristallinen Schiefen der beiden Aufnahmskarten (Tafel II) nehmen in der Ausbildung im einzelnen stark schwankende, im ganzen aber recht eintönige Schiefergneise ein, die im Raume Turrach—Flattnitz sowie W von St. Oswald große Schuppen des Bundschuhorthogneises beherbergen. Auf der Flattnitzer Karte erscheinen diese Gesteine in einem breiten, W—E ziehenden Streifen, im W den Kilnprein, dann nach Querung des Predlitz- und Minigrabens gegen E zu die Berge Grünbühl (2169 m), Dameggernock (2105 m) und dessen östliche Rückfallkuppe Sonntagsbügl (1924 m) aufbauend. Nach Übersetzen des obersten Paalgrabens tauchen sie im N unter die phyllitischen Glimmerschiefer oberhalb des Grafenriegels, während sie weiter südlich nur bis zu dem Wegsattel ziehen; der über den östlichen Begrenzungskamm des Flattnitzer Hochtales gegenüber der Scharalm in das Felfernigtal hinüberleitet. Auch hier sinken sie unter die phyllitischen Glimmerschiefer.

Die Pfannockkarte weist Schiefergneise in den schmalen dargestellten Streifen von Lenzbauerkopf (2204 m) am Leobengraben im N bis zum Priedröfberg (1959 m) im S auf. Der N von letztgenanntem Gipfel gelegene Priedröfnock (ohne Höhenangabe — etwa 1890 m) hat durch R. Schwinner (1927) den Namen für die ihn aufbauende gesteinhliche Einheit gegeben.

Die Schiefergneise dieser beiden Aufnahmegebiete sind mit einer noch aufzuzeigenden Ausnahme sehr feinkörnige Gesteine von meist gut feinelagiger Textur, die durch allgemeine Quarzvormacht, die sich zu immer wiederkehrenden, manchmal bis mehrere *dm* mächtig werdenden Quarzitlagen steigert, und Vorherrschen des dunklen Glimmers — besonders in Form typischer S-Flächen-Porphyrblasten — vor dem hellen, der aber stets gemeinsam auftritt, charakterisiert erscheinen. Sind die Glimmerlagen, die die quarzreichen Lagen bis Bänkechen begleiten, nur Bestege, dann erfolgt daraus ein verhältnismäßig glatter Hauptbruch, macht sich der Glimmer aber zu stärkeren, meist gehäuft auftretenden Lagen auf, dann ergibt dies einen kleinwelligen, rauhen Hauptbruch, nach dem die Schiefer verwittern und unter dem Hammer brechen; das Gestein gleicht dann sehr einem Glimmerschiefer. Quarz tritt ferner noch in Form von ganz feinen bis mehrere *cm*, ja manchmal 2 *dm* starken Sekretionsquarzflatschen auf. Bis 1 *cm* lange, 1 *mm* starke, stets zerbrochene Turmalinsäulchen lassen sich verhältnismäßig häufig in wirrer Lagerung erkennen. Feldspat ist im Handstück meist nicht erkennbar.

Die petrographische Ausbildung der Schiefergneise soll nun an einigen Beispielen erläutert werden. So zeigt eine quarzreiche Lage, orogr. links an der Mündung des Rohrerwaldgrabens, 700 *m* NE der unteren Brücke im Orte Turrach, im Handstück ziemlich ebenflächige, plattelige Absonderung und bricht an klein- und rauhwelligen, glimmerigen Bestegen, die sich zwischen im Durchschnitt 3 *cm* mächtige, im Querbruch feinebenschiefrige, sehr feinkörnige bis dichte quarzitisches Lagen einschalten. Der Hauptbruch zeigt silberige und goldgelbe Häute, die aus beiden Glimmern in fleckiger Verteilung bestehen, wobei der Biotit sich auch noch in schärfer ausgeprägten, schwarzbraunen Porphyrblasten hervorhebt. Weiters deutet sich eine Streckung in einer schwachen linearen Anordnung der Glimmer an.

U. d. M. (S 60) liegt ausschließlich der Schnitt durch eine quarzitisches Lage vor, \perp zum Hauptbruch und \perp zur Streckung, die folgenden Mineralbestand nach Flächenprozenten zeigt: Quarz 75, Biotit 15, Muskowit 4, Granat 3, Feldspat 2, Chlorit 1 und Akzessoria von Apatit, Zirkon und Magnetit. Der Quarz tritt in im Durchschnitt 0.5 *mm* starken, langgestreckten, oft nur aus einem einzigen Kristall bestehenden Linsen auf, wodurch ein ausgezeichnetes, feinelagiges *s* markiert erscheint. Bei stark wogender Auslöschung erscheint er sehr gut eingeregelt, weil Schnitte \perp zur c-Achse selten sind. Die Verzahnung ist kleinwellig gut. Der Biotit erscheint recht regelmäßig verteilt in gut in *s* liegenden, lanzettförmigen Querschnitten, während der viel spärlichere Muskowit bei gleichartigem Auftreten zum Teil mit dem Biotit parallel verwachsen ist. Granat bildet wenige, trübe Körner von im Durchschnitt 0.3—0.5 *mm* Durchmesser, die zertrümmert und zu langinsigen, in *s* liegenden Häufchen zerlegt sind. Spärlicher Chlorit (Pennin, mit den charakteristischen lavendelblauen Interferenzfarben) findet sich manchmal in den Zwischenräumen der Granattrümmer oder umschließt die Granat Häufchen in langgeschwänzten Hüllen, die in *s* auskeilen. Selten kommt Chlorit auch nicht als Begleiter des Granates vor, zeigt aber dann bei blättriger Aggregation normale Interferenzfarben. Feldspat kann nur sehr vereinzelt und in sehr kleinen (0.1—0.2 *mm*), aber einschlußreichen (Muskowit) Exemplaren in Aufblätterungen der Quarzlagen auffindig gemacht werden. Es zeigen sich weder Zwillinglamellen noch Spaltrisse, so daß eine nähere Bestimmung unmöglich ist. Nach der Lichtbrechung liegt sehr saurer Plagioklas vor.

Ein Schliff (S 17) aus Schiefergneis von der gegenüberliegenden, orogr. rechten Flanke des Rohrerwaldgrabens an dessen Mündung zeigt Quarzlagen, die einerseits aus wenigen, gut verzahnten, langinsigen Kristallen zusammengesetzt sind, andererseits bestehen sie jedoch aus einem Haufwerk völlig unregelter, feiner Körner, die in einem nur schwachwellig verzahnten Pflasterverband stehen. Das schon durch die Quarzlagen deutliche *s* wird ausgeprägt durch sehr dünne, aber langgestreckte (0.15 × 1.5 *mm*) Biotitporphyrö-

blasten — Pleochroismus blaßgelb : kräftig gelbbraun —, die in seltene, das allgemeine s schräg durchsetzende Scherflächen einbiegen und in diesen ausdünnen. Die Biotite führen sehr reichlich stattliche Rutilite, zum Teil in Sagenit-Ausbildung. An den schrägen Scherflächen finden sich ferner Spuren von Chlorit. Feldspat, sehr selten und klein (0.1 mm Durchmesser), zum Teil lamelliert, ist nach der Lichtbrechung albitreicher Plagioklas. Granat, verhältnismäßig reichlich, aber stets unter 0.1 mm Durchmesser bleibend, tritt in schönen Dodekaedern auf. Muskowit ist sehr selten, bildet aber kräftige Scheiter. Akzessoria: Apatit und Erz.

Eine schon mit freiem Auge vermutbare Abänderung des Mineralbestandes läßt eine feinschieferige Lage in 1310 m SH am orogr. rechten Hang des Rohrerwaldgrabens erkennen, indem der Hauptbruch hell-dunkelgrüne Fleckigkeit aufweist.

U. d. M. (S 31) umschließt feinkörniger Muskowit in Strahlen linsenförmige, gut buchtig verzahnte Quarzlagen von 0.2 bis 0.5 mm Stärke, während der reichliche Chlorit (Klinochlor) sichtlich jüngere Scherflächen bevorzugt, die der durch das Quarz-Muskowitgefüge gegebenen Schieferung gleichlaufen. An diesen Scherflächen, die mit Erzstäubchen erfüllt sind, bricht das Gestein. Gut parallel dem s liegt Hornblende (na' hellgrünlich : ny' kräftigbläulichgrün) in einzelnen großen (bis 0.5 × 2 mm) Porphyroblasten, randlich zu Biotit umgewandelt und letzterer zu blättrig-strahlig aggregiertem Chlorit. Meist aber ist nur der Sprung Hornblende zu Chlorit zu sehen, während vom Zwischenstadium Biotit nur mehr Reste — besonders in geschützten Zwickeln der Hornblendewirte — aufzufinden sind. Man beobachtet hierbei geradezu blättrichen Ersatz des Biotites durch Chlorit in Form regelrechter Wechsellagerung. Während Klinozoisit in örtlich gehäuftem winzigen Körnchen auftritt, ist winziger Granat spärlich und von Feldspat nichts zu sehen. Ein winziger, blaugrüner Turmalin präsentiert sich in einem Basischnitt. Ferner etwas Apatit.

Aber auch im Hangend der großen Bundschuhorthogneisschuppe W von Turrach ist am orogr. rechten S-Hang des Steinbachgrabens der hier sehr quarzreich ausgebildete Schiefergneis in mehreren Lagen merklich Chlorit führend, was sich in einer graugrünen Gesteinsfärbung ausdrückt.

In R. Schwinner's Karte (1931) der Umgebung von Turrach ist im Hangend des Bundschuhorthogneises „Quarzitgneis“, im Liegend desselben „Schiefergneis“ ausgeschieden. Einige Aufschlüsse am unteren Ausgange des Steinbachgrabens zeigen tatsächlich Vorherrschen von durchwegs quarzitischem Schiefergneis, aber schon am S-Hang des oberen Grabens ist das Gestein mit seinen mannigfach abändernden Glimmerlagen von der Hauptmasse der Schiefergneise nicht verschieden. Ebenso läßt sich der schmale Streifen von Schiefergneis unmittelbar NE von Turrach im Hangend des Orthogneis nicht aussondern, umso mehr weil nach dem östlichen Schluß der großen Orthogneisschuppe jedwede Trennung weiterhin unmöglich erscheint, einfach weil — kurz gesagt — Liegend und Hangend dasselbe sind.

Das schmale Schiefergneisband knapp NE von Turrach zeigt im Hangend des Orthogneises ziemlich dunkelgrauen, biotitreichen Schiefer mit welligem Hauptbruch. Im Querbruch fallen bis 3 × 20 mm messende Sekretionsquarzlinsen auf. Während das Gestein allgemein einen grünlichen Stich aufweist, bildet der dunkle Glimmer vieler — aber nicht aller — S-Flächen förmliche Häute, die stellenweise individualisierte Porphyroblasten enthalten.

U. d. M. (S 18) erscheint Quarz vor allem als rundliche bis polygonale Körner (0.04 bis 0.15 mm Durchmesser) in einem seicht-buchtig verzahnten, sehr deutlichen Pflasterverband, der absolut unregelmäßig ist. Undulöse Auslöschung tritt nur selten und schwachgradig auf. Außerdem treten langlinsige Lagenquarze (bis 3 × 20 mm) auf, die aus wenigen aber größeren, innig buchtig verzahnten Einzelkristallen bestehen, welche die Trener'sche Einregelung und stärkere undulöse Auslöschung aufweisen. Reichlich Biotit (Pleochroismus hellgelb bis grünlichtiefbraun), dessen große Menge von 30% des Schliff-

bildes durch die ziemlich schräge Schlißlage noch übertrieben erscheint, durchzieht als förmliche S-Bestüge den Schliß in langen Strähnen, derart eine ausgezeichnete Schieferung abbildend. Dem langwelligen s sind die Glimmerlamellen durch Verbiegungen angepaßt. Deutliche Querbiotite sind nicht gar selten. Örtlich erscheint der dunkle Glimmer ausgebleicht unter Änderung des Pleochroismus zu hellgelb—grünlichgelb und Darbietung muskowitzähnlicher Polarisationsfarben. Vereinzelt Einschlüsse von Zirkon mit pleochroitischen Höfen. Sehr bemerkenswert erscheint, daß sich entlang eines die Schieferung annähernd \perp durchsetzenden Klüftchens Biotit angesiedelt hat, besser gesagt dieses förmlich erfüllt. Muskowit kommt verhältnismäßig spärlich in schönen, mit dem Biotit parallel verwachsenen Scheitern vor. Chlorit erscheint nur ganz wenig am Biotit, insbesondere in dem gerade genannten Haarriß. Feldspat in der Durchschnittsgröße von 0.3 mm Durchmesser ist nicht sehr häufig zu finden. Xenomorph zeigen sie vereinzelt Lamellierung, meist aber nicht einmal Spaltrisse. Zum Teil sind sie sehr einschlußreich und erweisen sich nach der Lichtbrechung im Verhältnis zu Quarz praktisch als Albite. Ein Achsenschnitt liefert optisch + Charakter. Akzessorisch ist Magnetit in würfelförmigen Durchschnitten ziemlich häufig; ferner Apatit.

Ganz im Dach dieses Schiefergneisbandes, schon nahe der leider nicht aufgeschlossenen Grenze gegen den Dolomit des Stangalm-Mesozoikums erscheinen mit bis einige dm mächtigen Lagen von reinem, fast glimmerfreiem Quarzit graugrüne, chloritische, hellglimmer- und quarzreiche Schiefer mit großwelligem, feinphyllitischen Hauptbruch. Einzelne S-Flächen zeigen goldgelbe Biotithäute mit einzelnen dunkelbraunen Porphyroblasten. Der Querbruch ist feinlagig-schiefrig. Senkrecht auf die feinphyllitische Fältelung der S-Flächen und senkrecht auf diese selbst verläuft eine enge Schar feiner Klüfte.

Im Dünnschliff (S 42) erscheint Quarz als feinkörniges — Korngröße stark wechselnd — verzahntes Haufwerk aggregiert zu teils rundlichen, teils linsenförmigen Gruppen. Zusammen mit großen (bis 2 mm Durchmesser), ungemein einschlußreichen — Quarz, Muskowit, wenig winziger Zirkon, doch auch Granat und ein Biotit —, nach der Lichtbrechung sehr albitreichen, xenomorphen Plagioklassen sind sie durch ein Flechtwerk von ein schlechtes s bildenden Muskowitsträhnen in mehrminder langlinsige Partien zerrissen. Hauptsächlich, aber nicht ausschließlich wird der reichliche Chlorit von diesen Muskowitsträhnen beherbergt. Der Chlorit ist in der Hauptmenge Pennin mit lavendelblauen Interferenzfarben, zum Teil aber auch Klinochlor, besonders in blätterigen Aggregaten. Von dem aus dem Handstück leicht zu präparierendem und optisch zu bestätigenden Biotit ist in dem Schliß nichts zu sehen außer einem einzigen Basisschnitt mit Rutilnadelchen. Turmalin [Pleochroismus $\alpha x (\epsilon)$ graugelb; $\alpha y (\omega)$ olivgrün] sehr viel, in zerbrochenen Säulchen bis 1.2×2.6 mm, ist oft stark zonar gebaut und führt manchmal Einschlüsse von Quarz, Muskowit, Chlorit und auch Albit. Entlang der Muskowit-Chloritsträhne findet sich diffuses Karbonat. Ferner reichlich Magnetit und wenig aber stattlicher Titanit.

Der Lagerung nach zweifellos den liegenden Anteilen desselben Schiefergneisbandes angehörig ist das aus historischen Gründen für die später zu behandelnde Frage einer permischen Grundbildung des Kalkzuges wichtige Vorkommen an der unteren Brücke im Orte Turrach ¹⁾. Es ist ein dünnlagiger, durch sehr deutliche dicksäulige Streckung ausgezeichneter Quarzitgneis. Feldspat ist nur wenig erkennbar, desto deutlicher, wenn auch nicht allzu reichlich eingestreuter, grobschuppiger Biotit.

Das kleine Schiefergneisvorkommen, das bei der Allachalm am S-Fuß des Grabensteinecks aufgeschlossen ist, zeigt sich lagenweise als ziemlich massiger, nur undeutlich geschieferter, hornblendereicher Gneis.

U. d. M. (S 1) zeigt sich ein sehr verschiedenkörniges, absolut unregelmäßiges und ungeordnetes Quarzgefüge von guter, eckiger Verzahnung. Zahlreiche sehr saure Plagioklasse, die nur ganz selten Zwillingslamellierung erkennen lassen, fallen durch

¹⁾ Siehe hiezu Abschnitt Erforschungsgeschichte, pag. 7: R. Schwinner's (1922) „Plattelquarz“.

ihren großen Reichtum an Einschlüssen auf, die in ihrer Hauptmenge aus Muskowitschüppchen, dann aus etwas Quarz und Klinozoisit sowie gut idiomorphen Granaten bestehen. Große, stets zertrümmerte Hornblenden — Pleochroismus blaßgelbgrün: blaugrün — sind oft bis auf Reste in feinschuppigen Biotit umgewandelt. Auch der reichliche Granat erscheint manchmal biotitisiert. Muskowit tritt nicht besonders reichlich, aber in kräftigen, gleichsam abgehackten Scheitern auf. Ein Fortschreiten der Umprägung bezeugt das Auftreten von reichlich Chlorit (Klinochlor), zum Teil in blätterigen Aggregaten, der einerseits deutlich aus Biotit hervorgeht, andererseits isoliert vorkommend die großwellige Schieferung markiert, die außerdem durch Einschwenken der Glimmer und durch Lagenquarze gekennzeichnet ist. Von Nebengemengteilen ist ziemlich reichlicher Titanit sowie Apatit zu nennen. Weiters sind lagenweise gehäufte, kleine Klinozoisite zu vermerken.

Ein durch sein Auftreten unmittelbar im Liegend des Dolomites des Stangalm-Mesozoikums besonders auffälliger, nur wenige Meter mächtiger Quarzitzug findet sich im Hangend des eben beschriebenen Schiefergneisvorkommens der Allachalm. Unterhalb einer kleinen Brücke W der Almhütte erscheint gut aufgeschlossen im Handstück grünstichiggrauer, sehr feinkörniger, platteliger Quarzit. Der Hauptbruch zeigt winzige Schüppchen von Muskowit, vor allem aber an Biotit.

U. d. M. (S 2): Gut in s liegender Biotit trennt in sehr dünnen Lamellen 0.15—0.3 mm starke Quarzlagen, die aus gut buchtig verzahnten, parallel s verlängerten Quarzkörnern mit Durchmesser von 0.08—0.15 mm bestehen. Der Biotit zeigt schuppige Struktur und einen Pleochroismus von hellgrünlichgelb—dunkelgraugrün. Manchmal ist noch ein Kern erkennbar, dessen Pleochroismus gelbbraun—kräftig dunkelbraun ist. Muskowit, spärlich, aber als kräftige Scheiter, ist zum Teil parallel mit dem dunklen Glimmer verwachsen und oft deutlich verbogen. Ziemlich reichlicher Feldspat in rundlichen „Augen“, deren Durchschnittgröße (bis 0.15 × 0.4 mm) über jener der Quarzkörner liegt, erweist sich nach der Lichtbrechung — sehr viel kleiner als Quarz, vereinzelter Mikroklingitterung sowie Andeutung kryptoperthitischer Schüre und fast ausnahmslos gewisser Trübung zumeist sicher als Kalifeldspat. Zwei Achsenschnitte ergeben damit übereinstimmend optisch negativen Charakter. Von Akzessorien kann nur Magnetit genannt werden.

Weniger das gut buchtig verzahnte Quarzgefüge — das auch sonst manchmal vorkommt — als die reichliche Führung von Kalifeldspat lassen dieses Gestein etwas aus der Reihe der Schiefergneise treten.

Das Quarzitband ist gegen den Sattel E der Allachalm deutlich zu verfolgen. Hier kann graugrüner, mittel- aber ungleichkörniger Quarzit von ebenschiefriger Textur geschlagen werden, der auf den s-Flächen einen dichten Filz beider Glimmer erkennen läßt.

U. d. M. (S 4): Ein deutliches s ist gegeben durch den ganzen Schlift im Abstand von 0.15 bis 0.4 mm durchziehende Glimmerlamellen, die linsenförmige Quarzaggregate umschließen. Hierbei ist Biotit — Pleochroismus hellbräunlichgelb: dunkelgraugrün, Struktur stark schuppig — sehr oft mit schönen Muskowitschreitern parallel verwachsen. Die oft deutlich gebogenen Glimmerlamellen sind vielfach von Scherflächen begleitet, die von einem diffusen Erzstaub erfüllt sind. Quarz — sehr verschiedenkörnig und stets gut buchtig verzahnt — setzt einerseits linsenförmige Aggregate (bis 1.2 × 3.0 mm) weniger aber gut verzahnter Körner mit stark undulöser Auslöschung und Mörtelsäumen zusammen, bildet aber andererseits hauptsächlich ein feinkörniges (0.3—1.4 mm Durchmesser), unregelmäßiges Körnerwerk, das in einem förmlichen Mörtelbrei noch feinkörniger (0.015 mm Durchschnittsdurchmesser) Quarze liegt. Von kleinen, seltenen Feldspäten zeigt einer ohne Spaltrisse die Lichtbrechung nach n' nur sehr wenig größer als Kanadabalsam: mithin praktisch Albit. Von Nebengemengteilen ist neben wenig Zirkon und Magnetit ein Granat von 0.15 mm Durchmesser zu nennen.

Von der Einmündung des Felfernigbaches in den oberen Paalgraben zieht gegen S der Kamm des Lerchriegels. In 1350 m Höhe wurde von hier ein Schiefergneis u. d. M. untersucht (S 30), dessen Biotitlamellen oft stark gebogen erscheinen und einen Pleochroismus von hellgelblichgrün—schuppig graugrün aufweisen. Es mag dies wohl

eine beginnende Chloritisierung bedeuten, wenn auch Chlorit (Klinochlor) selbst nur sehr spärlich auftritt. Das schon bekannte eckig bis seichtbuchtig verzahnte, feinkörnige Quarzgefüge birgt noch gefüllten Plagioklas sowie ziemlich reichlich Klinozoisit und Epidot.

Etwas höher am Kamm des Lerchriegels, fast unmittelbar im Liegend des Dolomites des Sumperbühels (E Wurmstein) tritt geringmächtiger, weißlichgrauer, dünnplattelliger, sehr feinkörniger Quarzit auf, dessen ziemlich ebenflächiger Hauptbruch dicht mit sehr kleinen Muskowitporphyroblasten besetzt ist.

U. d. M. (S 28) bildet Quarz ein eckig bis seichtbuchtig verzahntes Gefüge von ziemlich gleichmäßigem Korn von im Durchschnitt 0.05—0.1 mm Durchmesser. Eine schwache Regelung wird sehr verdeutlicht durch das deutliche s kleiner Muskowitscheiter. Seltener, zum Teil spärlich glimmererfüllter Feldspat in der Größenordnung der Quarzkörner, ohne Zwillinglamellen und nur selten mit Spaltrissen, erweist sich nach seiner Lichtbrechung als Albit. Akzessorisch Titanit, etwas erdig zersetzt, zum Teil in spitzrhomboedrischen Querschnitten. Ferner Apatit, winzige Zirkone und etwas Erz.

Auf die petrographische Ausbildung dieser letztgenannten Quarzitvorkommen der Schiefergneise, die an die Basis des Stangalm-Mesozoikums als „Pseudo-Verrucano“ herantreten, wird im Zusammenhang mit der Frage einer psammitischen, permischen Grundbildung („Verrucano“) des Kalkgesteinszuges in einem eigenen, anschließenden Kapitel hingewiesen werden.

Die im Anfange dieses Abschnittes (S. 86) erwähnte Ausnahme von der allgemein recht feinkörnigen Struktur der Schiefergneise kommt einem mittel- bis grobkörnigem, durch Feldspatreichtum auffallend hellen, festen, plattenförmigen Gneis zu, der reichlich grobschuppigen, teiles goldgelben, teils tiefbraunen Biotit führt. Das Vorkommen dieses Gesteines, das von A. Thurner (1927) in der Innerkrems als Meroxengneis beschrieben wurde, läßt sich in einem Zuge verfolgen, der etwas östlich des Steinbachsattels in der Mulde S des Kilnprein beginnt und sich nach dem zum Geiger abfallenden E-Kamm dieses Berges hinzieht, ihn in etwa 2150 m Höhe erreichend. Hier ist der helle Gneis bereits merklich feinkörniger geworden und ist in seiner weiteren Fortsetzung in der Tiefe des Predlitzgrabens, wo er 2 km N von Turrach orogr. links in einer Weitung des Grabens aufgeschlossen ist, nach der Größe des Kornes nicht mehr von den begleitenden Schiefergneisen zu trennen.

Ein Handstück von diesem Vorkommen zeigt einen hellen, innerhalb der plattelligen Lagen massigen, feinkörnigen Gneis mit gut in s liegenden Biotitporphyroblasten, die im Hauptbruch besonders hervortreten. Der Querbruch zeigt schon mit freiem Auge reichlich Feldspat, während die Handlupe noch blaßrosa Granat aufdeckt.

Das Schliffbild (S 14) läßt erkennen, daß eine schiefrige Textur nur durch die gute Parallellage der Biotitporphyroblasten gegeben ist, während das Quarz-Feldspatgefüge als granoblastisch — im Sinne von blastopsammitisch — zu bezeichnen ist. Die sehr ungleichmäßig großen (0.04—0.5 mm Durchmesser) Quarzkörner stehen in einem eckigen, nur schwach wellig-buchtig verzahnten, pflasterartigen Verband. Die stark xenoblastischen Feldspäte verzahnen sich zum Teil sehr innig mit dem Quarz derart, daß zwischen den im Plagioklas eingeschlossenen Quarzen und den durch Verzahnung mehrminder partiell umschlossenen fließende Übergänge bestehen. Die Feldspäte — ausgesprochene Xenoblasten bis 1×2 mm Durchmesser, etwa $\frac{1}{6}$ — $\frac{1}{4}$ der Schließfläche einnehmend — sind fast alle „gefüllt“ mit Einschlüssen von Muskowitschüppchen, Quarz und wenig Klinozoisit. Während ein einziger Zwillinglamellierung zeigt, ist ein anderer, einschlußleerer, senkrecht zu einer optischen Achse geschnitten und zeigt positiven Charakter. Seine Lichtbrechung n_{γ} ist in Kreuzstellung annähernd gleich ω von Quarz, was auf Plagioklas

mit zumindest 15% Anorthitgehalt zu schließen erlaubt. Ein anderes diesem Feldspat benachbartes Quarzkorn in Parallelstellung liefert deutlich $\epsilon' > n\gamma$. Ein weiteres, gleichfalls nicht gefülltes Feldspatkorn bringt mit einem Mittellinienschnitt annähernd \perp $n\alpha$ gegen M eine Auslöschungsschiefe von $+12^\circ$, was einen Gehalt von 29% An bedeutet. Bestätigt wird diese Basizität durch ein in Kreuzstellung anliegendes Quarzkorn, dessen ω nur ganz wenig geringer als $n\alpha$ des Feldspates ist, woraus auf einen An-Gehalt von 25 bis 30% zu schließen ist. Ein dritter Feldspat zeigt $n\gamma$ in Parallelstellung zu ϵ' Quarz deutlich geringer. Ein viertes Korn hat $n\alpha$ deutlich kleiner als Kanadabalsam. Somit treten Albit-Oligoklase bis Oligoklase auf. Der Biotit tritt in auffällig frischen Porphyroblasten (Durchschnittsgröße 0.15×0.7 mm) auf, deren Enden wie zerfranst aussehen. Der Pleochroismus ist hellgelb—gelbbraun; Einschlüsse winziger Zirkone mit pleochroitischen Höfen sind ziemlich verbreitet. Bei allgemeiner, das s — wie bereits gesagt — einzig beweisender Parallel-Lage, ist auch häufig eine Stellung \perp zu derselben als Querbiotit erkennbar. Vereinzelt treten ausgebleichte Biotite auf, die randlich Erzstäubchen führen und deren Pleochroismus $n\alpha$ -hellgelblichgrün, $n\beta/n\gamma$ -gelbgrün, in Lagen gelbbraun ist. Regelmäßig und reichlich eingestreut ist meist ausgezeichnet idiomorpher Granat in einer Durchschnittsgröße von 0.3 mm Durchmesser. Höchst wenig Muskowit tritt in kleinen, zerstreuten Scheiterchen vor allem in der Nähe der Plagioklase und innerhalb derselben auf. Chlorit (Pennin) ist nur spurenhaf am Granat vorhanden. Apatit in rundlichen Körnchen, vereinzelt aber auch in sechsseitigen Basisschnitten ist nicht gerade selten. Schließlich fallen noch Aggregate von Ilmenit mit dessen stark lichtbrechendem, weißlichem Zersetzungsprodukt Leukoxen auf.

Seine helle Farbe und die reichliche Biotitführung lassen diesen Fels auch wieder auf dem N-Kamm des Eisenhuts in 1760 m erkennen, wo er die Kante eines Steilabfalles bildet. Schließlich war dieses Gestein jenseits des Minigrabens, zu beiden Seiten des gegen E zum Dammeckerbock emporziehenden, gleichnamigen Grabens wiederzufinden.

Ost- und südostwärts an die bald östlich des oberen Paalgrabens untertauchenden Schiefergneise schließen in deren Hangend, in dem auf der Flattnitzer Karte dargestellten Raum als höchstes Glied des Altkristallins, phyllitische Glimmerschiefer an. Sie bilden die Umrählung und den Schluß des Felfernigtales und bauen den das Flattnitzer Hochtal östlich begrenzenden Bergkamm der „Unter Wänden“ (1828 m) auf. Auf der W-Seite des oberen Flattnitzerbaches erscheinen sie in kleinen Aufbrüchen in der NE-Flanke und am Fuße des Bock-Bühels (1672 m) als Erosionsfenster in der mesozoischen Bedeckung.

Im Handstück zeigen diese Gesteine einen zwischen Phyllit und Glimmerschiefer stehenden Habitus. Mit den Phylliten haben sie die feine Schichtung und eine lebhaftere Fältelung gemeinsam. Letztere erreicht aber, in der Gesamtheit der Einheit betrachtet, niemals jene Intensivität und Allgegenwart, wie sie der weiter unten besprochene Gurktaler Phyllit innehat. Den auf den ersten Blick „serizitischen“ Glanz der S-Flächen des Hauptbruches läßt aber schon die Handlupe als dichten Filz kleiner Muskowit-individuen erkennen. Näheres Zusehen zeigt in einzelnen Lagen goldgelbe Häutchen, in denen sich manchmal als Kern ein tiefbrauner Biotitporphyroblast ausnehmen läßt. Selten auftretende chloritische Lagen sowie Sekretionsquarzausscheidungen von weit geringerem Ausmaß als in den Schiefergneisen vervollständigen das Bild. Aber zu den kennzeichnenden Merkmalen dieser gesteinlichen Einheit gehört das örtlich gehäuft vorkommende Auftreten schmaler Einschaltungen von Kalkphyllit, welche durch Übergang im Streichen und innige Wechsellagerung mit karbonatfreiem phyllitischen Glimmerschiefer keinerlei Verdacht auf einheitsfremde tektonische Einbeziehung aufkommen lassen. Solche Kalkphyllitlagen finden sich insbesondere auf dem NW-Kamm der Unter Wänden nahe den liegenden

Schiefergneisen, hier zum Teil breccienartig verknüchtet und am westlichen Hang des oberen Klausbaches, am Fuße der NW-Flanke des Kusters (1672 m), SE des Almdorfes Flattnitz.

Ein Schliff (S 6) aus phyllitischem Glimmerschiefer, der etwa 500 m östlich des Flattnitzer Sattels an dem durch den oberen Teil der Johanniswand ziehenden Almweg („Römerstraße“) geschlagen wurde, zeigt ein sehr feinkörniges Quarzgefüge, dessen im Durchschnitt 0.05 mm Durchmesser besitzende Körner ohne jede Regelung in einem gut eckig bis buchtig verzahnten Verband stehen. Selten sind größere Körner von 0.2 mm Durchmesser. Durch Strähne kleinster (etwa 0.05 mm Durchmesser) Muskowitscheiterchen, die durch Bestäubung kohligter Substanz verdeutlicht sind, ist eine meist heftig gefälte Schieferung erkenntlich. Der sehr reichliche Chlorit (Klinochlor) ist zwar in den Glimmerlagen besonders kräftig aufgeblüht, im übrigen aber im ganzen Gestein gleichmäßig verteilt. Bemerkenswert sind einige winzige Biotite (0.05 mm Durchmesser) mit einem Pleochroismus von blaßgelb zu gelbbraun. Ebenso vereinzelt sind einige winzige Angehörige der Zoisit-Epidotgruppe. Ein einziger größerer Turmalin. Weiters sehr reichliche Streuung winziger Rutilnadelchen. Ferner etwas Magnetit.

Schon im Titel dieses Abschnittes wurde die Zugehörigkeit der eben beschriebenen Schiefergneise zu dem „Priedröf-Horizont“ von R. Schwinner (1927) ausgedrückt. Zu dem Hauptmerkmal der Führung reichlicher Biotitporphyroblasten hat A. Thurner (1927) das kennzeichnende eckig verzahnte Quarzgefüge hervorhebend hinzugesellt und aus dem Gebiete der Innerkrams die Variationsbreite dieses Gesteinskomplexes genügend umrissen, daß sich auch die weniger häufigen Typen unseres Aufnahmegebietes einordnen lassen. Auf das Verhältnis der Schiefergneise zu den eingelagerten Schuppen von Bundschuh-Orthogneis wird in dem dafür zuständigen Abschnitt über die Lagerung der gesteinlichen Einheiten eingegangen werden. Hier sei vorweggenommen, daß der Umprägungszustand beider Gesteine — Priedröfschiefergneis und Bundschuh-Orthogneis — sie zu einer Einheit gleicher metamorpher Fazies („Zone“ im Sinne von A. Kieslinger, 1928) vereinigt, womit sich Gleichschichtung im Gefüge verbindet.

Die Zuteilung der phyllitischen Glimmerschiefer der Flattnitz, die im Dache der Schiefergneise auftreten, ist an bereits bekanntes nicht ohne weiteres durchzuführen. Mit den „phyllitischen Zweiglimmerschiefern“ von Arriach (W. Petrascheck, 1927) wären sie an sich vergleichbar, doch hat R. Schwinner (l. c.) dieselben zufolge der Führung von Bänken des typischen Priedröfschiefergneises letzterem Horizonte zugeordnet. Da Priedröfneislagen in den phyllitischen Glimmerschiefern der Flattnitz fehlen und außerdem die erwähnten Kalkphyllitschmitzen dem Priedröfhorizonte fremd sind, müssen diese Gesteine selbständig ausgeschieden werden. Inwieweit sie mit dem nach A. Thurner (1931) ähnlich entwickelten, hangendsten Altkristallin des nördlich anschließenden Kreischberggebietes (Blatt Murau) in Beziehung zu bringen sind, ist auf Grund der Literatur allein nicht aufklärbar, während die eigenen Untersuchungen dieses Gebiet nicht mehr erreichten.

3. Bundschuh-Orthogneis

Hauptsächlich Mineralbestand und Tracht, in geringerem Maße als zu erwarten auch die Gestaltung der Landschaftsform, lassen den Bundschuh-Orthogneis als ausgeprägte Persönlichkeit aus den gesteinlichen Einheiten des Altkristallins hervortreten.

Die Flattnitz-Karte läßt zwei deutlich getrennte W—E verlaufende Züge erkennen. Der westliche beginnt etwa einen halben Kilometer östlich des Steinbachsattels, bildet anfangs beide Hänge des Steinbachgrabens bis über 2000 m Höhe hinauf, steigt am orogr. rechten S-Hang rasch zur Sohle, um etwa vom Beginn des untersten Grabendrittels an nur mehr im unteren Teil des orogr. linken N-Hanges des Steinbachgrabens aufzutreten. Sich allmählich verjüngend übersetzt der Gneiszug den Grund des Predlitzgrabens unmittelbar N der Ortschaft Turrach und taucht aber sogleich am rechten Talhang tunnelförmig in den Schiefergneisen unter, die ihn schon im Steinbachgraben im Liegend wie Hangend begleitet haben. Der östliche Zug des Bundschuh-Orthogneises setzt schlank ausspitzend im Rohrerwald nordöstlich von Turrach ein, übersteigt in seinem östlichen Verlaufe den N-Kamm des Eisenhutes (2441 m) etwas N des Sattels „Im Karnerboden“ (1758 m), senkt sich zur Sohle des Miniggrabens, hier den Diesingbach übersetzend, um sich sodann zum grobblockigen, graufelsigen Grabensteineck (2079 m) zu erheben. Knapp NE des Gipfels verläßt der Gneis wieder den Kamm, zieht gegen den Zusammenfluß des Schar- und Flattnitzbaches hinab und taucht hier, nachdem das unmittelbare Hangend etwa schon vom Meridian des Grabensteinecks an von Quartär verhüllt war, unter den Schutt des Talkbodens. Einen sehr wesentlichen Aufschluß von Bundschuh-Orthogneis zeigt schließlich der W-blickende Hang des P. 1502 („Sumperbichl“ der Älpler), hart NE und E des trigonometrischen Zeichens 1315 m beim Wurmstein. Hier zeigt sich zweifellos die Fortsetzung des vom Grabensteineck kommenden Gneiszuges, der ebenso wie sein westlicher Turracher Nachbar durch tunnelförmiges Eintauchen in dem ummantelnden Schiefergneis endigt. Die Verbindung dieses Vorkommens zum W-Kamm des Grabensteinecks ist in ihrem nördlichen Anteil der Erosion zum Opfer gefallen, im südlichen Bereich durch Schutt verdeckt.

Auf der Karte der Pfannockgruppe (Tafel II) erscheinen im Kammprofil W von St. Oswald in den Gipfelregionen des Wiesernocks (1969 m) und des Priedröfs (1959 m) zwei etwa W—E streichende Bundschuh-Orthogneiszüge ausgeschieden.

Die gesteinerliche Ausbildung des Bundschuh-Orthogneises ist in seiner gesamten eben geschilderten Verbreitung in einer einem verschieferten Massengestein geziemenden nur wenig schwankenden Einheitlichkeit anzutreffen. Zwei Merkmale sind es, die in Aufschluß und Handstück hervortreten: Der fast völlige Mangel dunkler Gemengteile sowie die auffällig gegen die Ränder der Gneiskörper zu stärker ausgeprägte, meist ausgezeichnete Regelung des Gefüges, die sich in einer überaus deutlichen Streckung ausdrückt.

In der Hauptmasse ist der Bundschuh-Orthogneis ein gut gebankter und geschieferter, heller Augengneis, dessen oft bis mehrere cm Durchmesser erreichende Mikroklinaugen besonders im Querbruch auffallen. Der Hauptbruch zeigt grünlich glänzende Häute von hellem Glimmer. Der Beschreibung u. d. M., die F. Heritsch (1924) gegeben hat, ist wenig hinzuzufügen. Die Kataklase zeigt sich an den wogend auslöschenden, oft von Mörtelkränzen umsäumten Quarzen; besonders deutlich aber an den zertrümmerten und verbogenen Zwillingslamellen der Plagioklase. Die zunehmende Ver-

schieferung gegen den Rand der Gneiszüge prägt sich in einer immer stärkeren feinschiefrigen Textur aus. Die Mikroklinaugen werden immer kleiner und bald dem freien Auge unkenntlich. Als Endprodukt ergeben sich sehr feinkörnige bis dichte, feinlagige, quarzitische Gesteine, die oft nichts mehr von dem Feldspat des ursprünglichen Gneises erkennen lassen. Diese Endglieder für sich betrachtet, würden kaum Anhalt für die Natur des ursprünglichen Ausgangsgesteines ergeben. A. Thurner (1927) hat einige Typen dieser mylonitischen Umwandlungsreihe aus der Innerkrems beschrieben. Diesen quarzitischen Myloniten kommt — ebenso wie den oben genannten Quarziten der Priedröf-Schiefergneise — infolge ihres Herantretens an die Basis des Stangalm-Mesozoikums als „Pseudo-Verrucano“ erhöhte Bedeutung zu, so daß ihre petrographische Ausbildung im folgenden näher zu beleuchten ist.

Während an dem westlichen Gneiszug quarzitische Mylonite nur an seinem untertauchenden Ende bei Turrach auftreten, konnten solche Gesteine vor allem im Hangend des östlichen Gneiszuages, aber vereinzelt nur an dessen Liegendsaum aufgefunden werden. Dies mag nur zum Teil den Aufschlußverhältnissen zuzuschreiben sein, besser wird dies durch eine weiter unten folgende tektonische Deutung erklärlich erscheinen.

Das Jagdsträßchen, das von Turrach zu dem Sattel „Im Karnerboden“ im Eisenhut-N-Kamm führt, erreicht in etwa 1620 m SH den östlichen Gneiszug, wobei es in Hochwald (anno 1946) eintritt. Der Grenze des Bundschuh-Orthogneises entlang verläuft hier ein von NE (Eisenhutkamm) gegen SW steil herabziehender Graben, in welchem sich massenhaft Leseesteine von grünlichgrauem, feinschiefrigen, ziemlich feinkörnigen Quarzit finden. Hellere (quarzreichere) Lagen bedingen eine streifige Lagigkeit des Querbruches. Der Hauptbruch zeigt reichlich feinschuppigen Muskowit.

U. d. M. (S 16): Quarz, undulös auslöschend, als zumeist in s linsig verlängerte, gut buchtig verzahnte Körner von einem Durchschnittsdurchmesser von 0.08 bis 0.15 mm weist eine ausgezeichnete Einregelung auf, indem rund 80% der Körner n'z parallel s zeigen. Zahlreiche trübe und fleckige Feldspäte, ohne Zwillinglamellierung, und nur selten mit Spaltrissen, in großen meist langlinsigen „Augen“ von 0.5 bis 1 mm Durchmesser, deren Lichtbrechung n'γ in einem Falle deutlich sehr geringer als Kanadabalsam ist. Vielfach zeigen winzige Spindelchen mit etwas verlagelter Auslöschung und um ein geringes höheren Interferenzfarben perthitische Entmischung an. Von Mikroklingitterung ist jedoch nichts zu sehen. Neben Kalifeldspat tritt noch Albit auf: Lichtbrechung n'γ geringer als ω-Quarz. Ein Achsenschnitt liefert optisch positiven Charakter. Feldspat, u. zw. zumeist der Albit, tritt ferner manchmal als Zwickelfüllung im Quarz mit demselben verzahnt auf. Hervorzuheben ist eine gewisse Einregelung der Feldspäte, indem n'γ fast stets parallel zum s liegt. Muskowit in kräftigen Scheitern markiert mit dem langlinsigen Quarz das gute s. Öfters werden die Feldspat-Augen durch den hellen Glimmer lidartig umschlossen! Ganz selten tritt Biotit auf mit schuppig-faseriger Struktur, dessen Pleochroismus hellgelb bis graugrün ist. Spärlicher Chlorit (Klinochlor) mit normalen Interferenzfarben zeigt zum Teil radialfaserige Struktur. Der Pleochroismus ist für n'z bläulichgrün, n'γ farblos aber grünstichig. Einige etwas größere Aggregate sind auffällig von Magnetit begleitet. Von Akzessorien findet sich wenig Apatit und Zirkon; ferner ein Turmalinsäulchen, dessen ε im s liegt.

In den genannten Graben mündet in 1530 m SH ein von links her (ESE) herabziehendes Gerinne. Nicht weit oberhalb der Einmündung steht in diesem 4 m mächtiger, grauer, sehr feinkörniger, im Querbruch fast dicht erscheinender Quarzit an. Der ebenflächige Hauptbruch verleiht dem Gestein eine dünnplattelige Absonderung und ist dicht mit kleinen Muskowitporphyroblasten besetzt.

U. d. M. (S 45): Quarz bildet ein ziemlich feinkörniges, gut buchtig verzahntes Gefüge vielfach in s verlängerter Körner, zwischen denen oft feiner, gleichfalls stark verzahnter Mörtel liegt. Die ausgezeichnete Einregelung der undulös anlöschenden Quarze äußert sich in einem vollkommenen Fehlen von Schnitten \perp der C-Achse. Nach dem Vergleich mit α des Gipses liegt in 50% der Körner α' , in etwa 30% γ' parallel s. Der Rest zeigt Zwischenlagen. Sehr reichlich Muskowit — hellgrünstichig, schwach pleochroitisch mit stärkerer Absorption nach $\eta\gamma$, in wohl ausgebildeten, ziemlich großen Scheitern markiert mit Quarz zusammen die vollendete Schieferung. Seine Lamellen sind öfters schwach verbogen; einige große, aber kurze, schräg- bis querstehende Porphyroblasten fallen auf. Die Enden vieler Scheiter erscheinen auffällig abgehackt. Parallel dem s verlaufen einige feine Risse, die mit limonitischer Substanz erfüllt sind; wo durch diese ein Muskowitscheit aufgespalten wird, findet keine Serizitisierung desselben statt. An Nebengemengteilen findet sich ein Apatit im Basisschnitt sowie ein kleiner, blasser Turmalin.

Auffällig erscheint die Feldspatfreiheit; der Gedanke an dessen restlose Muskowitierung drängt sich auf.

Das Sträßchen beschreibt nach dem Eintritt in den Hochwald eine große Schleife und quert mit deren oberem Ast abermals den erwähnten Graben. Hier findet sich etwa 15 m mächtig der verschiefernte Randsaum des Bundschuh-Orthogneises anstehend aufgeschlossen. Im Handstück ist es ein grünstichiggrauer, sehr feinkörniger Quarzit, dessen Feldspatreichtum sich besonders im Querbruch hervorhebt. Plattelige Absonderung zeigt sich nach dem Hauptbruch, der reichlich Muskowitschüppchen führt.

U. d. M. (S 43): Ungleichkörniges, feines, granoblastisches Quarzgefüge mit guter Einregelung bei guter buchtiger Verzahnung; häufig Mörtellagen. Feldspat in Augenartigen Porphyroklasten (0.3—0.7 mm Durchmesser), stets trüb, zeigt eine Lichtbrechung deutlich sehr geringer als Kanadabalsam. Fleckige und streifige Auslöschung ist nur zum Teil von unregelmäßig durchsetzenden Sprüngen bedingt, meistens deutet sich damit perthitische Entmischung an. Ein Achsenschnitt liefert optisch negativen Charakter. Muskowit, zumeist in kleinen Scheitern, bildet öfters zusammenhängende Strähne, welche das durch geregeltes Quarzgefüge gegebene s unterstreichen. Scherflächen, kenntlich an der Führung von diffusom Erzstaub, verlaufen zumeist im s der Glimmerlamellen, oft aber auch unregelmäßig schräg.

Der Quarzitzug übersetzt, stets im Hangend des Bundschuh-Orthogneises, den Eisenhut-N-Kamm in dem 1. Sattel N von der flachen Kammsenke „Im Karnerboden“, an welcher das Jagdsträßchen auf die östliche Flanke des Eisenhut-N-Kammes hinüberwechselt. In dem erstgenannten Sattel erscheint hellgrauer, etwas bräunlich anwitternder, sehr feinkörniger Quarzit mit reichlicher Führung winziger Feldspäte und platteliger Absonderung nach hellglimmerbesetzten s-Flächen.

U. d. M. (S 29): Schwach geregeltes, gleich- und feinkörniges, granoblastisches Gefüge im Durchschnitt 0.07—0.15 m Durchmesser aufweisender Quarze mit reichlich mörtelartigem Körnerwerk und Mörtelsäumen zwischen den größeren Körnern bei inniger buchtiger Verzahnung. Kleine, zusammenhanglose Scheitern von Muskowit markieren ein undeutliches s. Feldspat, ziemlich reichlich in stattlichen Augen von 0.3 bis 0.6 mm Durchmesser, weist bei stets deutlicher Trübung eine Lichtbrechung nach n α sehr deutlich kleiner als Kanadabalsam auf. Neben vielfachen Einschlüssen von Serizitschüppchen als auch kleiner Muskowitscheitern, umfließen bemerkenswerterweise Muskowitscheiter öfters den Kalifeldspat, wobei die Glimmerlamellen oft zerbrochen und verbogen sind. Fleckige Auslöschung der Feldspäte deutet auf perthitische Entmischung; hauptsächlich aber liegt Kataklyse vor. Mikroklingitterung ist nur selten und undeutlich anzutreffen. Viele Tafelchen dieser Feldspat-Trümmersaite sind klar und ungetrübt und zeigen etwas höhere Lichtbrechung als der umgebende Kalifeldspat. Hier dürfte es sich um neugebildete Albitsubstanz handeln! Nebenbei treten auch isolierte kleine, wasserklare Albite auf. An Akzessorien kommen vor: Magnetitoktaederchen winzige Zirkone sowie ein kleiner, blaugrüner Turmalin im Basisschnitt.

Vom Eisenhut-N-Kamm ist der mylonitische Randsaum des Bundschuh-Orthogneises bis in den Miniggraben hinab zu verfolgen, wo er in der Grabensohle als grauer Muskowitquarzit deutlich aufgeschlossen ist. Hier ist die einzige Stelle, wo die Aufschlußverhältnisse klar das unmittelbare Hervorgehen des Quarzitsaumes aus dem Bundschuh-Orthogneis erkennen lassen, wobei letzterer gegen das Hangend immer stärkere Feinschieferung sowie Führung von bis kopfgroßen Milchquarzknuern und -flatschen zeigt.

Im Liegend der Gneisschuppe konnte quarzitisches Randausbildung nur im Profil des Eisenhut-N-Kammes wenige Meter mächtig aufgefunden werden.

Die eben beschriebenen verschiedenen Typen des quarzitischen Randsaumes des Bundschuh-Orthogneises lassen sich — obwohl dies bei der geringen Anzahl von Proben ein Wagnis ist — zu einer Umwandlungsreihe ordnen, die von einem feinschiefrigen Augengneis zu einem praktisch feldspatfreien Muskowitquarzit führt. Der Schriff S 43 zeigt bei schon ziemlich guter Einregelung der Quarze noch deren ungleichkörniges, granoblastisches Gefüge wie im Kern des Bundschuh-Orthogneises. Die Kalifeldspäte erreichen bis 0.7 mm Durchmesser. S 16 bietet bei schon ziemlich gleichkörnigem Gefüge ausgezeichnete Einregelung. Der Kalifeldspat, in Augen bis 1 mm Durchmesser, ist meist von Muskowitscheitern lidartig umflossen. S 29 ist dem vorigen Schriff recht ähnlich. Wieder Muskowitscheiter als Lider um Kalifeldspat. S 45 endlich zeigt bei ausgezeichneter Einregelung gleichmäßige Körnung der Quarze. Sehr reichlich Scheitermuskowit, aber kein Feldspat bis auf einen winzigen, fraglichen.

Während die Hauptmasse des Bundschuh-Orthogneises makroskopisch eine deutliche Streckung aufweist, ist die damit angezeigte mechanische Regelung noch nicht bis zum Dünnschliffausmaß herabgestiegen, wodurch im Mikroskop sich lediglich richtungslose Kataklyse erkennen läßt. Der wenige Meter mächtige Randsaum des Gneises hingegen ist schon so fein vermahlen, daß das damit auch stärker geregelte Gefüge innerhalb des mikroskopischen Gesichtsfeldes erscheint. Der Vorgang ist zweifellos Kataklyse, u. zw. postkristallin in bezug auf Kalifeldspat und Quarz. Postkristallin nicht aber in bezug auf den hellen Glimmer. Die zertrümmerten Kalifeldspäte erscheinen nicht von feinschuppigem Serizit, sondern von kräftigen Muskowitscheitern umflossen. Entweder erfolgte die Kataklyse des Bundschuh-Orthogneises unter pt-Bedingungen, die die direkte Umwandlung Kalifeldspat — Scheitermuskowit gestatteten, oder eine Umbildung zu Serizit war von Rekrystallisation gefolgt. In beiden Fällen hat dies gleiche geologische Bedeutung. Auch die in den Schriffbeschreibungen aufgezeigten klaren Albite müssen einem Rekrystallisationsvorgang ihre Entstehung verdanken. Der zertrümmerte und rekrystallisierte Randsaum des Bundschuh-Orthogneises darf demnach als Blastomylonit bezeichnet werden. Geringe Verbiegung und Stauchung der Muskowitscheiter können einer völlig gesonderten, späteren und schwächeren Umprägungsphase zugeordnet sein. Aus einem weiter unten folgenden tektogenetischen Abschnitt, der den inneren Bau des Altkristallins erläutert, können hierfür entscheidende Gründe gewonnen werden.

4. Quarzitische Ausbildungen des Altkristallins („Pseudo-Verrucano“)

Genau in der Fuge Altkristallin—Kalkzug liegen vielenorts meist geringmächtige, quarzitische Gesteine, die auf Grund dieser Stellung — ohne nähere Prüfung — zweifellos als eine sandig-konglomeratische Grundbildung des Kalkzuges anzusehen wären. Schon K. Peters (1855) fand „im Liegend der Erzlager in Innerkrems stellenweise eine Arkose, ein Konglomerat von Quarzbrocken mit sehr stark kristallinischem, glimmerigem Bindemittel“. Peters mußte „die 3 Klafter mächtige Bank mehrmals abqueren, weil dieses Gestein dem Gneis täuschend ähnlich“ schien. Auch R. Schwinner (1922) in F. Heritsch: Geologie von Steiermark stellte das an der unteren Ortsbrücke von Turrach anstehende quarzitisches Gestein zum „Plattelquarz“, gleich dem „Weißstein“ der Grauwackenzone (l. c. pag. 25), dasselbe genetisch als „rekrySTALLISIERTEN GRANITGRUS“¹⁾ (l. c. pag. 144) erklärend. Diese damalige (seither revidierte) grundsätzliche Auffassung R. Schwinner's (l. c.) des Turracher Quarzites als Grundbildung einer jüngeren Sedimenthülle des Altkristallins ist unabhängig von der Alterseinstufung derselben. K. Holdhaus (1921, 1 und 2) hat in seinen ersten Mitteilungen über das Rhät und die Schichtfolge der Eisentalhöhe gleichfalls quarzitisches Basisbildungen des Kalkzuges beschrieben und in Perm-Untertrias eingereiht. A. Thurner (1927) gibt jedoch für Innerkrems keinerlei Hinweis auf Vorkommen sedimentärer quarzitischer Gesteine an der Basis des Kalkzuges. In der l. c. veröffentlichten Karte erscheinen insbesondere an jener Stelle im Heiligenbachgraben, wo K. Holdhaus (1921, 2) Quarzite angibt, feldspatführende Granitgneismylonite, bzw. Quarzitmylonite ausgeschieden. Auf Grund der folgenden Veröffentlichung K. Holdhaus' (1932), die das Vorkommen quarzitischer (sandig-konglomeratischer) Gesteine an der Basis des Kalkzuges in allgemeiner Verbreitung, als ein förmlicher Verrucano-„Teppich“ hervorhebt, bringt A. Thurner (1937) unter mikropetrographischer Stützung den Nachweis, daß in der Innerkrems heterogene quarzitisches Gesteine des Altkristallins an die Basis des Kalkschichtstoßes herantreten, u. zw. als „feldspatführende Quarzite, die den Granitgneisen angehören, Quarzite der Paragneise und quarzitisches Abarten von Hellglimmerschiefern“.

Der Vergleich der Schichtfolge und tektonischen Stellung der beiden Flügel des Kalkzuges führten uns notwendig auch zu näherem Befassen mit den genannten zwiespältigen Auffassungen über die Natur der quarzitisches Gesteine an der Basis des Kalkzuges im Raume von Innerkrems. Ein Rückschluß auf Erwartung ähnlicher Verhältnisse wie im Raum NE von Turrach war zulässig, wo Mylonite des Bundschuh-Orthogneises und Quarzite des Priedröf-Schiefergneises als Pseudo-Verrucano an der Basis des Kalkzuges festgestellt werden konnten.

¹⁾ Begriffsverfehlung ist es, daß ebenda (l. c. pag. 25 und 144) der Plattelquarz als „Hangendstes des Altkristallins“ bezeichnet wird, wiewohl an anderen Stellen (pag. 133 und 168) dessen postulierte Heterotope in der Grauwackenzone als sedimentäre Grundbildung der Grauwackenschiefer wohl definiert werden. Der gegebene, als ortständiges Trümmergestein dem liegenden Altkristallin entstammende Stoffbestand der Rannachgruppe führt bei Umprägung zu „alkristalliner“ Tracht. Deswegen darf es aber doch diesem nicht zugeordnet werden!

Verhältnismäßig leicht und sicher sind z. B. die quarzitischen Gesteine, die im ersten Bach E des Sauereggbaues an der Sohle des Kalkzuges vorkommen, dem Altkristallin zuzuordnen. Im Handstück sind es grünstichig-graue, feinkörnige und -schiefrige Quarzite mit reichlich feinschuppigem Muskowit auf den s-Flächen. In Lagen erscheinen vereinzelt eckige, geröll-ähnliche Quarze bis 8 mm Durchmesser.

U. d. M. (S 20) zeigt sich ein feinkörniges, gut buchtig verzahntes Quarzgefüge mit rundlichen Aggregaten, die in s zu langgezogenen Linsen ausschwänzen. Scheitermuskowit markiert die gute Schieferung und bildet auch Randsäume um die linsigen Quarzaggregate. Sehr albitreiche, lamellierte Plagioklase treten gut verzahnt im Quarzkornverband auf. Ein weiterer Schliff (S 21) zeigt dazu öfters einen Mörtelbrei feiner Quarzkörner zwischen größeren. Reichlich Feldspat erweist sich zum Teil als perthitischer Kalifeldspat.

Die Quarzite im Profil des Heiligenbachgrabens (SSE Innerkrams), die K. Holdhaus (1921, 2) beschrieben hat, müssen mit A. Thurner (1927) dem Altkristallin zugeteilt werden: Bis nußgroße Quarzknuern sind von einem glimmerschieferartigen Zement umflossen, der reichlich in s liegende Biotitporphyroblasten erkennen läßt.

U. d. M. (S 25) erweist sich das Gestein als stark kataklastisch. Intragranulär sehr innig buchtig verzahnte, oft rundliche Quarzaggregate schwimmen oft in einem Zerreibsel von feinem Scheitermuskowit, der schon mit schwacher Vergrößerung auflösbar ist. Die Größe der Glimmerscheiterchen geht nicht unter 0.04—0.08 mm Länge herab. In einem anderen Schliff (S 26), dessen Handstück bis erbsengroße, eckige Quarztrümmer in einer glimmerarmen, feldspatführenden, gneisigen Grundmasse aufweist, zeigen sich zwischen innig buchtig verzahnten Quarzaggregaten und riesigen, grobperthitischen Kalifeldspäten grobkörnige Mörtelzonen, die karbonatgetränkt sind.

In einer Rinne W der Kerschbaumeralm treten quarzitische Gesteine auf, die im Handstück gleichfalls „psephitischen“ Habitus zeigen. Da diese hier mit phyllitischen Kalk- und Dolomitfaserbreccien (= „dolomithaltige Phyllite“ K. Holdhaus', 1932) der Basis des Kalkzuges zusammen auf-treten, war bei Einordnung besondere Vorsicht nötig.

U. d. M. (S 13) zeigen sich zertrümmerte Riesenfeldspäte (bis 4 mm Durchmesser) in Form von Schachbrettalbit, vorwiegend aber große, buchtig stark verzahnte Quarz-linsen. Diese grenzen von Mörtelzonen aneinander, in welchen spärliche Muskowitfitterchen manchmal in subparallele Serizitströme übergehen. Das ganze Gestein ist reichlich mit limonitischem Karbonat infiltriert. In den Mörtelzonen auch ziemlich reichlich Magnetit. Die kataklastische Entstehung der „psephitischen“ Struktur muß auch hier als wahrscheinlichste Deutung angesehen werden.

Am Fuße der aus Basalgruppe und mächtigem unteren Dolomit bestehenden NW-Wand der Melitzen im Pfannockgebiet tritt aus der Schutthalde — kümmerlich aufgeschlossen — quarzitisches Gestein hervor, das im Handstück ebenfalls Trümmerstruktur zeigt. Die s-Flächen sind mit kräftigen, goldgelben Biotitporphyroblasten besetzt.

Im Dünnschliff (S 52) bietet sich das nun schon bekannte Bild eines kataklastischen Gneises. Große, perthitische Kalifeldspäte, meist Schachbrettalbitisierung zeigend, sind ebenso zertrümmert wie das von Mörtelzonen durchsetzte, gut buchtig verzahnte Quarzgefüge. An den Zwillingslamellen von sehr saurem Plagioklas zeigt sich besonders deutlich Verbiegung und Zertrümmerung. Grobes, dabei klares und durchsichtiges Muskowitzerreibsel ist selten; größere Muskowitscheiter sind zerbrochen. Akzessorisch findet sich reichlich Magnetit. Von dem makroskopisch erkennbaren Biotit ist im Schliff nichts zu bemerken. Fast das gleiche mikroskopische Bild (S 53) zeigen Lesesteine eines Trümmerstruktur aufweisenden, quarzitisches Gesteines, das am Hohenfürststadel S des Ochsenstandes aufgefunden wurde. Bemerkenswert sind nur in Sprüngen von Kalifeldspat auftretende Quarze, die zu einem gut verzahnten Mörtelsaum vermahlen sind.

Bevor in eine abwägende Gegenüberstellung der petrographischen Befunde der einzelnen Quarzitvorkommen eingegangen wird, muß noch auf das gleich im nächsten Abschnitt der Schichtfolge des Stangalm-Mesozoikums anfangs behandelte Auftreten von infolge der Lagerung sicher sedimentären Quarziten der Triasbasis beim Ochsenstand am W-Hang der Melitzen hingewiesen werden. In diesen Quarziten wird sich eine Konvergenz des Mineralbestandes zu den eben angeführten pseudosedimentären Quarziten ergeben, während die Struktur als abweichend zu befinden sein wird. Während der Pseudo-Verrucano im Raume NE von Turrach einerseits als mesozonarer Quarzit des Priedröfigneises (S 2, 4, 28 — pag. 89 ff.), andererseits als randlicher Blastomylonit des kataklastischen Bundschuh-Orthogneises (S 16, 45, 43, 29 — pag. 94 ff.) sicher dem Altkristallin zu zuordnen war, ist solches im Gebiete von Innerkrems nicht in allen Fällen gleich möglich. An den Quarziten im ersten Bach E des Saueregg-Grabens war zwar noch einwandfreie Zugehörigkeit zum Altkristallin zu erkennen (S 20, 21 — pag. 98); auch die im Heiligenbachgraben auftretenden Gesteine zeigten Rekristallisation (S 25 — pag. 98), die eine Überlastung erfordert, der das gegenwärtige Hangend (Stangalm-Mesozoikum plus Gurktaler Phyllitdecke), auch bei dessen Ergänzung um den vermutlichen Abtragungsbetrag (Trias über dem Werchzirmperm), mächtigkeitsmäßig nicht genügt. Aber das Quarzitvorkommen bei der Kerschbaumeralm bietet keine Merkmale einer gesunden Umprägung. Im Gegenteil konnte Umwandlung von Muskowit zu Serizit sowie Infiltrierung mit Karbonat (S 13) festgestellt werden. Dies gibt Anhalt, daß die letzte Beanspruchung unter verhältnismäßig oberflächennahen Bedingungen und bei Gegenwart des hangenden Kalkschichtstoßes stattgefunden hat. Es ergeben sich somit die Abbilder einer zweifachen Kataklase. Einer umfassenden ersten, die von Rekristallisation gefolgt war, und einer späteren, zerstörenden, die als posthumer, gleichartig wirkender Vorgang unter der Oberfläche mehr genäherten Umprägungsbedingungen nur zu geringerer, selten erkennbarer Einwirkung geführt hat. Die erste Kataklase bewies sich als der Zone des Altkristallins zugehörig und bietet schon die flächenhaft bedeutende Verbreitung der zahlreich in den Paraschiefern eingeschalteten Schuppen und Späne von durchwegs kataklastischem Bundschuh-Orthogneis¹⁾, wie sie so deutlich die Karte von A. Thurner (1927) zeigt, genügend Anhalt, daß auch ihr stellenweises Vorkommen an der Sohle des Kalkzuges nicht außergewöhnlich erscheint. Zur Erklärung der zweiten kataklastischen Phase, vor allem aber des gehäuften Auftretens der quarzitischen Gesteine an der Basis des Kalkzuges überhaupt, ist die noch später darzulegende allgemeine Abscherung des Kalkzuges heranzuziehen, wie sie gleichfalls — zwar in anderer tektogenetischer Deutung — schon von A. Thurner (1927, 1937) aus der Innerkrems beschrieben wurde. Die vortriadische Abtragung des Altkristallins ergab sicher ein Erosionsrelief mit zweifellos aus den widerstandsfähigeren Gliedern (Priedröfquarzit, Bundschuh-Orthogneis, quarzitische Mylonite) bestehenden morphologischen Hochzonen,

¹⁾ In dem von der Schulter (P. 2121 m SW Innerkrems) gegen ENE zum Heiligenbach hinabziehenden Graben zeigt der Bundschuh-Orthogneis in 1650 m SH, unmittelbar im Liegend des dort auftretenden Schiefergneisbandes, deutlich pseudopsephitische Struktur durch Führung bis doppelfaustgroßer Quarzflatschen, die zum Teil Geröllen täuschend ähnlich sehen.

deren Verlauf im tektonischen Streichen liegt. Die Abscherung führte nun einerseits zu weitgehender tektonischer Anpassung vor allem der tieferen Anteile des Kalkzuges an dieses Grundgebirgsrelief, woraus sich, bei dem verhältnismäßig geringen Winkel, der zwischen dem internen Streichen des Altkristallins und jenem des hangenden Kalkzuges liegt, leicht Gleichschichtung ergibt, die eine sedimentäre Konkordanz zwischen Pseudo-Verrucano und Kalkzugbasis vortäuscht. Die Beweisführung für dieses Verhältnis, das A. Thurner (l. c.) ebenfalls in Innerkrems beobachtete, wird für den Raum NE Turrach in einem später folgenden tektonischen Kapitel erfolgen. Andererseits können kleinere Härtlinge des alkristallinen Erosionsreliefs bei Abscherung des Hangenden leicht der Verschürfung zum Opfer fallen und zum Teil auch in die liegenden Anteile des Kalkschichtstoßes eingespießt werden (A. Thurner, l. c.). Die Überlieferung von Scherlingen dieser Art ist am Abtragungsrand der konservierenden Überdeckung fast einzig zu erwarten. Härtlinge größeren Ausmaßes hingegen, wie die Bundschuh-Orthogneisschuppen am N-Saume des Turracher Flügels des Kalkzuges, konnten einer Überwältigung widerstehen und im Gegenteil auf die — vor allem basale — Lagerung des abgesichert bewegten Kalkzuges bestimmend einwirken. Ergebnis ist Gleichschichtung (siehe oben!).

II. Die Schichtfolge des Stangalm-Mesozoikums

Der Karbonatgesteinszug des Stangalm-Mesozoikums, dessen räumliche Erstreckung und Grobeinordnung zwischen Altkristallin und Gurktaler Phyllit-Karbon-Serie in der einleitenden Erforschungsgeschichte bereits dargelegt wurde, soll, weil weitab von Vergleichbarem liegend, vorerst in der Gesamtheit seiner regionalaffizienten Erscheinung kurz charakterisiert werden:

Hauptgestein ist Dolomit, insgesamt bis rund 1000 *m* mächtig, dem Gestein nach deutlich zweigeteilt in eine untere und obere Abteilung. Die geringmächtige Basis und das bis 130 *m* mächtige Dach ist Kalk. Erstere wird im Liegend eingeleitet von rauchwackenartigem Trümmergestein. Nächstes Hauptmerkmal ist eine von der Basis bis ins Dach durchlaufende, bis 200 *m* Mächtigkeit erreichende Tonschiefer-(Pyritschiefer-)Fazies, die allein der oberen Dolomitstufe fremd ist. In der Fuge zwischen den beiden Dolomitstufen ist diese Pyritschieferfazies individualisiert durch das Auftreten vulkanogener Einstreuung und „Salbänder“ besonderer Karbonatgesteine im Liegend wie Hangend. Zum Stangalm-Mesozoikum wird die Stangalm-Trias durch das — wenn auch geringmächtige so doch unzweifelhafte — Hangende aus Kieselkalkschiefern und Kalkschiefern des Jura. Abwandlungen dieser Schichtfolge konnten ziemlich befriedigend getrennt werden in solche, die örtliche Besonderheit im Absatz und andere, die tektogenetischen Einfluß zur Ursache haben.

Die anschließend erfolgende Zuteilung zu mesozoischen Stufen kann vollgültig weiterhin lediglich durch das klassische Rhät der Eisentalhöhe — und auch da nur in deren engeren Umgebung — paläontologisch gestützt werden. Zusätzlicher Beleg durch Fossilien ergab sich durch ein nicht restlos beweisendes cf. *Pentacrinus*-Stielglied im Rhät-Lias der Turracher „paläozoischen Bänderserie“ und nicht näher bestimmbarer Radiolarien-

reste in beiden Flügeln des Kalkzuges. Ist schon in den Kalkalpen die strenge Forderung J. v. Pia's (1930) nach chronologischer Einteilung der Stratigraphie meist nur Ziel, so muß für „zentralalpines“ Mesozoikum nach geltendem Brauch die Kombination von geognostischer mit fazieller Einteilung (J. v. Pia, l. c.) — gestützt auf wenige fossilbelegte Angelpunkte — wohl für immer Maßstab bleiben. Weil aber paläontologischer Inhalt zu dem Sedimentcharakter, der den Lebensraum der Vorwelt kennzeichnet, in kausaler Beziehung steht und insbesondere der Rhythmus der mesozoischen Schichtfolge über weite Räume überraschend gleich bleibt, darf mit gutem Recht auch fossilereen, aber sowohl der petrologischen Ausbildung als dem gesetzmäßig erkannten Verband nach vergleichbaren Gesteinen die an sich anders zu begründende Zuteilung gegeben werden. Daß hiebei z. B. statt dem somit zu verantwortendem „Wettersteindolomit“ — „Unterer Dolomit“ („des Stangalm-Mesozoikums“) benannt wird, liegt in der Besonderheit der örtlichen Fazies, deren Art mit dem Lokalnamen gewahrt bleiben soll.

1. Basalgruppe — ? Perm — Skyth — Anis

Eine nur geringe Mächtigkeit von 30 bis 50 m erreichende, unruhige Gruppe von mannigfaltigen Rauchwacken, dunkler, dünn-schichtigen Karbonatgesteinen und schwarzen Tonschiefern leitet die Schichtfolge des Stangalm-Mesozoikums ein. Zwischen Altkristallin und der mächtigen unteren Dolomitentwicklung gelegen, kommt ihr eindeutig der stratigraphische Umfang von Perm — Skyth — Anis zu. Niemals in einem Profil gemeinsam, und nur selten zwischen dem genannten Liegend und Hangend zusammenhängend aufgeschlossen, ist eine Zuteilung der verschiedenen Gesteinstypen zu den einzelnen Stufen verschiedentlich unsicher, so daß eine Zusammenfassung unter einem die Stellung kennzeichnenden Sammelnamen „Basalgruppe“ am Platze ist. Übersichtlich zusammengestellt ergibt sich etwa folgende Ordnung vom Liegend zum Hangend:

- | | |
|---|------------------|
| a) Arkosequarzite | — ? Perm — Skyth |
| b) Rauchwackenartige Kalksandsteine und sandig-kalkige Rauchwacken zum Teil mit Quarzgeröllen | — Skyth |
| c) Polymikte, rauchwackenartige Breccien | — Skyth |
| d) Größere Kalk- und Dolomitbreccien | — Skyth — Anis |
| e) Phyllitische Kalk- und Dolomit-Flaserbreccien . | — Skyth — Anis |
| f) Kalkschiefer, schwarze Kalke, dünnlagige, zum Teil sandige, dunkle Mergel und Dolomite, zum Teil gebändert, schwarze Tonschiefer („Bockbühelschiefer“) | — Anis |

Im einzelnen bieten sich diese Gesteine folgend dar:

- a) Arkosequarzite — ? Perm — Skyth

Nur von einer Stelle bekannt — an der W-Flanke der Melitzen im Pfannockgebiet beim sogenannten Ochsenstand — kommt diesen Gesteinen infolge ihrer petrographischen Ausbildung eine besondere Note zu. Obwohl sie in den liegendsten Anteilen besonders im Mineralbestand, in der

Struktur schon weniger, ähnlich den vorhin beschriebenen kataklastischen Gneisspänen sind, müssen sie wegen ihrer geologischen Lagerung der triadischen Sedimenthülle des Altkristallins zugeteilt werden. Infolge dieses entscheidenden Umstandes muß das örtliche Auftreten der Arkosequarzite hier vorweg eingehender besprochen werden, statt in einem späteren zuständigen Kapitel:

Beim Ochsenstand (2065 *m* SH), in einer N—S ziehenden, flachen Rasenmulde zwischen dem NE-Gehänge des Kleinen Rosenocks und der flachen W-Abdachung des Melitzenstockes zieht ein wenige Meter tiefes, scharf eingeschnittenes, doch sehr sanftes Gerinne gegen N. Nach etwa 350 *m* Verlauf bricht es mit klammartig steilem Gewände zu jener Schlucht ab, die unter der steilen NW-Wand des nördlichen Melitzengipfels (P. 2066) zur Hofalm am Kaningbach hinabzieht. Längs des flachen Gerinnes liegen, besonders gut im südlichen Teil aufgeschlossen, auf den N 20 E streichenden, unter 30 gegen E fallenden grobfaserigen, glimmerreichen Schiefergneisen der Rosenockgruppe gleichgelagerte, gut gebankte und meist dünnlagig geschichtete Quarzite in etwa 25 *m* Mächtigkeit. Braun und sandig anwitternd zeigen sie weißen bis hellbläulichen Bruch. Meist ziemlich feinkörnig enthalten sie vereinzelt feinkonglomeratische Lagen mit dicht gepackten, eckigen Quarztrümmern; in den niedrigsten Metern werden solche Lagen auffällig grob durch locker eingestreute, eckige Quarz- und Feldspattrümmer, wovon erstere über Nußgröße erreichen. Bis auf diese grobkonglomeratischen, basalen Lagen brausen die Quarzite wechselnd schwach, aber stets deutlich mit Salzsäure.

U. d. M. (S 51) zeigt der grobkonglomeratische Quarzit sehr wechselnd große, nur zum kleineren Teil gerundete, sonst aber ziemlich eckige, meist längliche Quarzkörner, die zueinander gut parallel liegen. Die Quarzkörner sind sehr oft mehrkristallig und ist dann die intragranuläre Verzahnung der einzelnen Quarzkristalle innig buchtig. An den Stellen, wo sich verschiedene Körner berühren, fehlen — wie auch sonst — Mörtelzonen. In den Zwickeln zwischen den Körnern liegt, nur örtlich Übermacht gewinnend, feiner Muskowitgras; ansonsten aber bildet der Glimmerzement Lagen zwischen den einzelnen Quarzkörnern, daß diese in demselben oft förmlich schwimmen, woraus sich ein gutes *s* ergibt. Im Glimmerzement tritt ein der Größe der Muskowitfitterchen gleich feines Quarzkörnerwerk sehr zurück. Reichlich Feldspat: Große perthitische Kalkfeldspäte sind ziemlich idiomorph. Weiters zwillinglamellierter Plagioklas, dessen $n\gamma$ deutlich geringer als α -Quarz, bzw. nur wenig geringer als ω -Quarz ist, was auf etwa 15—20% Anorthitgehalt schließen läßt. Einige kleinere einschlußreiche („gefüllte“) Plagioklase erweisen sich nach der Lichtbrechung als fast reiner Albit.

Etwa 15—20 *m* vom Liegend der Quarzite entfernt, an der orogr. rechten Flanke des Gerinnes, im S-Teil desselben aufgeschlossen, schaltet sich erstmals eine 0.5 *m* mächtige Bank von blaugrau anwitterndem, im Bruche schwarzen, dünnschichtigen, mergeligen Kalk ein, in deren Hangend wiederum etwa 4—5 *m* mächtiger, dünnlagiger, graubraun anwitternder, dichter Quarzit mit reichlich Muskowitschüppchen auf den S-Flächen folgt. Abermals im Hangend folgen dann graue, dünnlagige bis feinschichtige, teils mehr mergelige, teils auch dolomitische Kalke und Kalkschiefer. Diese Gesteine sind in der weithin fast eben verlaufenden 6—10 *m* tiefen Wassergraben sehr klar aufgeschlossen. Die Schichtflächen zeigen oft gelbliche, welligwulstige Anwitterungsskulpturen. In der streichenden Fortsetzung der eingeschalteten Quarzitbank beobachtet man deren Auskeilen, bzw. Übergehen in dünnlagigen, braun anwitternden, im Bruche dunkelbläulichgrauen, grobkörnigen, sehr sandigen Kalkschiefer. Der Gehalt an scharfkantigem

Sand zeigt sich besonders deutlich an den rauhfächig anwitternden Schichtflächen. Quarzit und dunkler Kalkschiefer bilden eine sehr langlinsig Schicht an Schicht verzahnte sedimentäre Einheit. Mit N 25 E-Streichen und 20 E-Fallen herrscht völlige Konkordanz. Sowohl im Quarzit wie im Kalk zeigt sich derselbe unruhig oszillierende Sedimentationscharakter an von 0.5 bis 20 cm schwankenden Lagen. Quarztrümmersand- und Kalkgehalt schwellen in beiden Gesteinen wechselseitig an und ab. Dies ist ursprüngliches Ablagerungsverhältnis; tektonische Verschuppung anzunehmen wäre durch nichts beweisbar. Gegen das Hangend gehen die dunklen, dünnlagigen Kalke, die im Bruche zum Teil richtig schwarz erscheinen, in erst dünnlagige, dunkle Dolomite über, deren Schichtung sich allmählich verliert. Etwa 50 m von der Kristallingrenze, 25 m ober der eingelagerten Quarzbank, ist der Übergang zum hellbläulichgrauen, geklüfteten Unteren Dolomit der Melitzen vollzogen.

Nach den eben geschilderten Lagerungsverhältnissen kann an der Zugehörigkeit der quarzitischen Gesteine vom Ochsenstand zur Schichtfolge der triadischen Sedimenthülle des Altkristallins wohl nicht gezweifelt werden. Der Schliffbefund des basalen Arkosequarzites, der im Mineralbestand größte Ähnlichkeit mit den kataklastischen Gneisspänen der Umgebung (Melitzen NW-Wand-Fuß, Hohenfürstsattel, Innerkrams) zeigt, in der Struktur aber durch den in einem sedimentärem s liegenden Glimmergrus und dem Fehlen von Mörtelzonen an den Quarzkorn Grenzen deutliche Besonderheit aufweist, muß mit dem konvergenten Bild erklärt werden, das ein aus ortsständiger Aufarbeitung hervorgegangenes, nicht transportiertes Trümmersediment mit seiner Unterlage, deren Stoffbestand es entstammt, verbindet. Nicht weit im N (Fuß der Melitzen-NW-Wand) wie im S (Hohenfürstsattel) vom Vorkommen des Ochsenstandquarzites konnten — wie gesagt — kataklastische Gneisspäne in den Schiefergneisen beschrieben werden. Von diesen Härtlingen des vortriadischen Erosionsreliefs wäre das Material des Ochsenstandquarzites im Wege einer permisch-untertriadischen Aufarbeitung unschwer zu beziehen. Auf die lange umstrittene sedimentäre Natur des Stubai Verrucanos wie des Rannachkonglomerates, bei deren Einschätzung gleichfalls der in ein ortsständiges Sediment überlieferte Mineralbestand der kristallinen Unterlage Verwirrung schuf, sei hier zur Erläuterung hingewiesen.

Mit den Arkosequarziten vom Ochsenstand wurde zugleich ein örtliches Beispiel eines weiteren Gesteines der Basalgruppe, nämlich die „meist schwarzen, dünnlagigen Kalke, Kalkschiefer, Mergel und Dolomite“ besprochen, welchem aber in allgemeiner Betrachtung später nochmals Platz gewährt werden muß. Gleichzeitig aber haben uns die guten Aufschlüsse am Ochsenstand eines der seltenen vollständigen Profile durch die Basalgruppe gewährt. Eine Zuteilung der Quarzite zu Perm-Untertrias und der dunklen, dünnlagigen Karbonatgesteine bis zum Aisium hinauf kann am Ochsenstand angenommen werden.

b) Rauchwackenartige Kalksandsteine und sandig-kalkige Rauchwacken, zum Teil mit Quarzgeröllen — Skyth

Waren die im vorigen Abschnitt beschriebenen Quarzite vom Ochsenstand mehr ihrer geologischen Stellung als der petrographischen Ausbildung nach einer sandigen Grundbildung des Kalk-Dolomitschichtstoßes des

Stangalm-Mesozoikums zuzuteilen, so trifft dies nicht mehr zu bei den vom N-Fuß des Wintertaler Nocks in der Flattnitz bis an den E-Kamm des Steinernen Manns S von Innerkrems immer wieder an der Basis des Felsenzuges anzutreffenden Rauchwacken, deren gesteinhliche Ausbildung gleichfalls eindeutig für die Zugehörigkeit zu der triadischen Sedimenthülle des Altkristallins spricht. Es ist befremdlich, daß diese — allerdings unauffälligen — Gesteine trotz ihrer verhältnismäßig frühen, wenn auch nur örtlichen Entdeckung durch F. Heritsch (1926) bisnun keine oder doch nur recht nebensgehende Berücksichtigung erfahren haben.

A. Thurner (1927) gibt dolomitische Breccien „ähnlich der Radstädter Rauchwacke“, als tektonische Bildung gedeutet, in seinem paläozoischen Bänderdolomit am Grünleiten Nord- und Westabfall (Innerkrems) an, wobei dolomitische Komponenten in einem kalkigen Bindemittel erwähnt werden.

F. Heritsch (l. c.) gibt zwischen der Allach- und Harderalm am N-Fuß des Massivs des Wintertalernocks „Rauchwacken vom Typus jener der Radstädter Tauern“ an, welche sich „bei schlechten Aufschlüssen so ziemlich an der Grenze von Kristallin und sedimentärer Auflagerung“ vorfinden.

Die Flattnitzkarte (Tafel II) zeigt diese Rauchwacken besonders im unteren Teil des von der Allach- zur Harderalm ziehenden Grabens. Etwa 40 Höhenmeter bilden sie, nur in kleinen Rinnen stellenweise aufgeschlossen, dessen orogr. linkes Gehänge. Es sind undeutlich gebankte, rundlich und luckig anwitternde, bräunlichgraue Gesteine von sehr unruhiger Zusammensetzung, indem ihr Bruch von ockergelben, sehr stark feinsandigen, mürben Kalken bis zu meist graubraunen, etwas gröberen Kalksandsteinen durch Wechsellagerung und Schmitzenbildung alle Übergänge zeigt. Locker eingestreute eckige Quarzgeröllchen, Flitterchen von hellem, serizitischen Schiefer und regelmäßig — wenn auch nicht allzu reichlich — verteilter Muskowitgrus sind allgemein; dazu kommen, besonders in Lagen angereichert, bis erbsengroße, kantige Bruchstücke von stark feinstsandigem, eisenschüssigem Mergel, die in Verbindung mit nesterweiser in kleinen drusenartigen Hohlräumen auftretenden traubigen Karbonataggregaten dem Gestein ein buntfleckiges, breccienartiges Aussehen verleihen. Das starke Schwanken der Größe dieser verschiedentlichen Einsprenglinge sowie deren völlig regellose Lagerung bei Fehlen jeder Schichtung vervollständigen das Bild.

Mit den Rauchwacken, die A. Thurner (1935) vom Kreischberg-NW-Abfall und der Stolzalpe beschreibt, sind diese Gesteine vom Hardergraben vollkommen vergleichbar. An der erstgenannten Örtlichkeit, im Wallnergraben (SE von Stadl an der Mur) tritt nach eigenen Beobachtungen in Verbindung mit den ockerigen Rauchwacken hellbräunlichgrau anwitternder Quarzfeinsandstein auf, dessen heller Bruch durch eine zarte, aber ausgeprägte, violettrote Kreuzschichtung einen rosafarbenen Stich erhält. Der Vergleich mit Buntsandstein drängt sich beim ersten Anblick auf.

Als sandig-kalkige Rauchwacken sind weiters manche Gesteine zu bezeichnen, die sich aus den alten Halden der Eisenerzstollen im Rohrerwald NE von Turrach auslesen lassen. Von diesen mit Brauneisenmulm durchsetzten sandig-kalkigen Gebilden finden sich hier auch Übergänge zu dünn-schichtigen, glimmerig-sandigen Mergeln und Dolomiten, wie sie die weiter

unten beschriebenen höheren Anteile der Basalgruppe aufbauen. Wenn auch daran zu denken ist, daß die metasomatische Umsetzung der erzbringenden Lösungen und die spätere Hutbildung mannigfache und schwer erkennbare Veränderungen des ursprünglichen Gesteinscharakters mit sich bringen mögen, so kann doch keiner dieser Vorgänge für die Bildung von Gesteinen ursächlich sein, welche andernorts an der Basis des Kalkzuges auch ohne Gegenwart einer Eisenlagerstätte auftreten ¹⁾.

Bei gleichen Aufschlußverhältnissen — alte Halden — zeigen sich auch knapp W des Steinbachsattels (W Turrach) Lesesteine von gelber, sandiger, dolomitischer Rauchwacke, an welcher durch gelbe und braune Lagen oft deutlich Schichtung wahrnehmbar ist. Übergänge zu mulmig zersetztem Zellendolomit und starke Durchschwärmung mit Kalzitadern sind bemerkenswert.

Eindeutig anstehend ist jedoch das schmale Rauchwackenband auf dem nächstwestlichen Sattel, dem Knappenriegel, zwischen Kendlbruckergraben und Schönfeld. Hier finden sich in Form herauswitternder schichtungloser Blöcke schmutzibraun und -grau anwitternde Rauchwacken mit wie zerfressen aussehender Oberfläche; im Bruche wechseln gelbe, sandige mit rostigen und auch grüngrauen Lagen. Eckige bis nußgroße Quarztrümmer sind nesterweise eingestreut, während reichlich Hellglimmer als Grus, aber auch in größeren Flittern vorkommt. Dunkelgraugrüne nicht näher untersuchte Erzanzflüge (? Cu) und kleine kreidige, talkähnliche Schmitzen vollenden die unruhige Erscheinung.

c) Größere Kalk- und Dolomitbreccien — Skyth — Anis

Knapp ESE der Allachalm, am N-Fuß des N-Kammes des Wintertaler Nockes finden sich in einem etwa 150 m langen Vorkommen, das in der westlichen streichenden Fortsetzung der Sandsteinrauchwacken des zur Harderalm hinabführenden Grabens liegt, in Lesesteinen auftretend grobe Breccien, die in einem vorwiegend aus kristallinischem Kalzit bestehenden Zement bis nußgroße, eckige Trümmer von hellgrauem bis hellgelblichem, sandigen Dolomit und von dunkelgrauem, dünn-schichtigen Kalkschiefer führen. In Schmitzen eingelagert erscheinen ockerige, dünn-schichtige, stark feinsandige Mergel, wie sie als Komponenten der Rauchwacken im Hardergraben auftreten. Andere Brocken zeigen im kalzitverheilten Zement reichlich Muskowitgrus sowie als spärliche Einstreuung bis kleinfingernagelgroße Plättchen von schwarzem Tonschiefer. Putzenweise sind die oben erwähnten graugrünlichen Erzanzflüge zu erkennen, wie sie am Knappenriegel beobachtet werden konnten. Nach der Lagerung, die später beschrieben wird, sind diese Breccien den hangenden Anteilen der Basalgruppe zuzuordnen und reichen damit wahrscheinlich in das Anis.

d) Phyllitische Kalk- und Dolomit-Flaserbreccien — Skyth — Anis

Derart sollen im kurzen Wort nur sehr unzulänglich zu vermittelnde, schwer zu beschreibende Gesteine benannt werden, die eigentlich hauptsächlich aus ungleichkörnigem, vorwiegend grobem, sehr scharfkantigem

¹⁾ Zu der hier angeschnittenen Frage der Vererzung wird in einem unten folgenden eigenen Kapitel Stellung genommen.

Quarzsand mit einer eisenschüssigen, griesigen und luckigen, teils kalkigen, teils dolomitischen Füllmasse bestehen. Von schmutziggraubräunlicher Färbung, rauhfächig in Anwitterung und Bruch geben sie den Anblick einer rauchwackenartigen, feinkörnigen Breccie. Manchmal nur in vereinzelteten Lagen, zuweilen aber auch bis zur Hälfte des Gesteines ausmachend sind phyllitische, hellglimmerige Flatschen eingeschaltet, die sich oft langlinsig zusammenschließen, so daß in Querbruch eine flaserige Textur entsteht. Den ansonsten ganz unregelmäßigen, rauhfächigen Hauptbruch gestalten diese phyllitischen Flatschen zu etwas glatterer Ablösung, wobei sie höchst unregelmäßige, sehr ungleich große Flecken bilden. Weil diese Flatschen oft Lagen verschiedener Korngröße trennen, wie auch ihrer ganz regellosen Verteilung nach, sind sie eher als klastische Komponenten, denn als ursprüngliche tonige Schichtbestege zu deuten. Bemerkenswert sind seltene, bis erbsengroße, eckige Bruchstücke von gelblichem Mergel.

Während sich im Rauchwackenband des Knappenriegels nur geringe Andeutungen dieser Flaserbreccien vorfinden, stehen sie in der Innerkrems, W der Kerschbaumeralm am E-Kamm des Steinernen Manns (Peitler-*no*ck der Spezialkarte) in 2030 m SH in einem klaren Profil der Basalgruppe überzeugend an. Dieser Aufschluß ist — neben der wohl schon eindeutigen petrographischen Ausbildung — mitbeweisend, daß es sich nicht um ein „tektonisches Mischgestein“ (R. Schwinner, 1938) handeln kann. Das gelegentliche Auftreten von Sekretionsquarknauern ist das einzige Merkmal gewisser tektonischer Beanspruchung, die, wie im tektonischen Teil zu zeigen sein wird, an der Basis des Kalkzuges auch tatsächlich zu fordern ist. In den tiefer gelegenen Rinnen W der Kerschbaumeralm wurden diese Flaserbreccien von K. Holdhaus (1932) als „dolomithaltige Phyllite“ bezeichnet. Hier treten die sandig-kalkigen gegenüber den phyllitischen Lagen oft sehr zurück, wobei letztere oft goldgelbe Häutchen führen, die S-Flächen-Biotit sein dürften, welche auffällige Bildung wir später in eindeutiger Stellung innerhalb der dem Unteren Dolomit sedimentär eingelagerten Tonschieferlinsen noch kennenlernen werden.

e) Kalkschiefer, schwarze Kalke, dünnlagige, zum Teil sandige, dunkle Mergel und Dolomite, zum Teil gebändert, schwarze Tonschiefer („Bockbühelschiefer“) — Anis

Diese Gesteine bilden entschieden den oberen Anteil der Basalgruppe, weil oftmals — mit Ausnahme der linsenartig eingelagerten Tonschiefer — deren unmerklicher Übergang in den hangend folgenden Unteren Dolomit beobachtbar ist. Bei Anwitterungsfärbungen in verschiedenen Abstufungen von hellerem bis dunklerem Grau sind die Kalke im Bruche meist um einen Ton tiefer, oft schwarzgrau bis schwarz. Die Struktur steht in sichtlicher Abhängigkeit vom Stoffbestand, indem an rein kalkigen Lagen feinkristallinischer, bei zunehmendem Tongehalt, der zu einem recht kalkarmen Mergel führen kann, völlig dichter Bruch erscheint.

Mit der Erwähnung kristallinischer Struktur an den Kalkgesteinen der Basalgruppe wird ein Merkmal aufgezeigt, das den Umprägungsgrad des gesamten Schichtstoßes des Stangalm-Mesozoikums kennzeichnet. Während die die Basalgruppe charakterisierende Dünnschichtung, -lagigkeit bis -bankung an glimmersandbesetzten oder gelblich anwitternden, mergeligen,

oft welligwulstig skulpturierten Schichtflächen leicht erkennbar ist, muß ein öfters — besonders in den kräftiger gebankten, meist heller grauen Kalken — auftretendes, durch verschiedene Pigmentierung im homogenen Fels ausgedrücktes, liniges bis streifiges s („Bänderung“) in seiner Bedeutung näher beleuchtet werden. Der Meinung von E. Clar (1926), daß bei der Entstehung der Bänderung von Kalken neben tektonischer Wirkung eine ursprüngliche spezifische Anlage des Sedimentes zugrunde liegen dürfte, möchte der Verfasser mit Entschiedenheit zustimmen. Das Auftreten von Bänderung ist auch in höheren Anteilen der Schichtfolge des Kalkzuges — vor allem im Unteren Dolomit, aber auch im Rhät — sehr oft räumlich eng beschränkt (nach Metern messend), wobei sich eindeutig beobachtbarer, rascher lateraler Übergang in ungebändertes Gestein nicht mit örtlich abrupt wechselndem Umprägungsgrad erklären läßt. Diese damit ursprüngliche sedimentäre Eignung bestimmter kalkiger Gesteine Bänderung zu erlangen, ist deshalb durch einen Ausblick auf andere Bänderkalkvorkommen der Ostalpen auf Bewertung als stratigraphisches Merkmal zu überprüfen: Wohl zeigen tiefere tektonische Einheiten des Paläozoikums von Graz und der Karnischen Alpen Vorherrschen von Bänderkalken, doch ist auch im Mesozoikum der Tribulaune, der Radstädter Tauern und des Semmerings¹⁾ Bänderung zu beobachten, worauf K. Holdhaus (1932) hingewiesen hat.

Was schließlich das Gebiet des Stangalm-Mesozoikums selbst betrifft, so wird noch vielfach aufzuzeigen sein, daß mehrminder örtliche Bänderung in fast allen Stufen und in beiden Flügeln des Kalkzuges bis ins Rhät hinauf vorkommt. Eine Einteilung ist auf dieses Merkmal nicht zu begründen, noch dazu wenn durch A. Thurner (1927) der gesteinskundlich wohl eindeutige Begriff „Bänderung“, d. i. streifige Pigmentierung im homogenen Gestein, durch Ausdehnung auf eindeutig dünn-schichtige Gesteine verwässert wurde. Geradezu fehlsinnig wird aber die Bezeichnung „Bänderdolomit“ für ungeschichtete, brecciose Trümmerdolomite des Turracher Flügels, wie sie von A. Thurner (l. c.) und R. Schwinner (1931, 1932) sichtlich zur Stützung der Alterszweiteilung des Kalkzuges angewendet wurde.

In den Kalkgesteinen der Basalgruppe finden sich örtlich geringmächtig und in rasch auskeilenden Lagen schwarze (kohlenstoffreiche), dünn-schichtige, oft phyllitisch gefaltete, meist karbonatfreie Tonschiefer. Über diese „Bockbühelschiefer“, die eine den gesamten Schichtstoß des Stangalm-Mesozoikums durchlaufende Fazies darstellen, soll bei der gleich folgenden Besprechung des Unteren Dolomites, in welchem sie die Hauptverbreitung erlangen, näheres gesagt werden.

Die Verbreitung der dünn-schichtigen Karbonatgesteine der Basalgruppe zeigt sich als ein höherer Anteil derselben in geringerem Maße abhängig von der durch die allgemeine Abscherung des Kalkzuges erfolgten tektonischen Verschluckung als die tieferen Rauchwackengesteine.

¹⁾ Diese Vorkommen zeigen somit eine gewisse Einheitlichkeit der regionaltektonischen Stellung, während im Pennin Bänderung kaum erwähnt wird. Verfasser kann sich daher im Gegensatz zu E. Clar (l. c.) des Verdachtes nicht erwehren, daß das finale Umprägungsprodukt eines Bänderkalkgesteines nicht in kontrastscharf gebändertem, sondern in einem pigmenthomogenisiertem Gestein besteht. Damit würde Bänderkalkfazies einen mittleren Bereich metamorpher Beanspruchung von sedimentär hiezu prädestinierten Kalkgesteinen bedeuten.

SE der Flattnitz setzen die Johanniswand, welche die nach Mettnitz führende Straße durchquert, dunkelgraue bis schwarze, nur zum Teil etwas körnige, sonst dichte, dünnlagige Kalke und Kalkschiefer zusammen. Lagenweise reichlich auftretende schwarze Tonschieferbestege der Kalkschiefer sind meist serizitisch verschmiert, so daß das Gestein ähnlich einem Kalkphyllit wird. Schmale Lagen von dunkelgrauem, splitterigem Dolomit sind nicht selten. Größere Keile von Unterem Dolomit werden später als tektonisch disloziert erklärt werden. Die gleichen schwarzgrauen, dünnlagigen Kalke und Kalkschiefer ziehen am jenseitigen steilen NE-Abhang des Kusters (1672 m) unter den im Hangenden folgenden Unteren Dolomit hinein.

Hart NW des Lusthauses W des Flattnitzer Seeleins sowie an dem kleinen Straßensattel NNW der Flattnitz, schon nahe der Herthaleralm, zeigt sich dunkelgrauer, sehr dünnschichtiger Dolomit als Basis des Unteren Dolomites.

Am Bockbühel (1672 m) NW der Flattnitz treten, durch einen kleinen Aufbruch der altkristallinen Unterlage verursacht, geringmächtige, dunkelgraue Kalkschiefer im Liegend des Unteren Dolomites auf. Bei Besprechung der Tektonik und der örtlichen Ausbildung wird jedoch diesem Vorkommen infolge der oft ziemlich kalkigen Ausbildung des Unteren Dolomites im Raume des Bockbühels einschränkende Bewertung zu geben sein.

Gleiches gilt für dünnlagige, dunkle Dolomite bei der Allachalm am N-Fuß des Wintertaler Nocks, deren Beziehung zu den dortigen, oben genannten groben Kalkbreccien und dem Unteren Dolomit mehrdeutig ist.

Im Miniggraben N der Berneralm unter dem großen Kar des Diesingsees zwischen Eisenhut und Wintertalernock sind an der Basis des Unteren Dolomites 4 m äußerst dünnplatteller, dunkelgrauer Dolomit zur Basalgruppe zu stellen. Helle Lagen und serizitische Schichtbestege sind an demselben noch zu erwähnen.

Im Rohrerwald NE von Turrach sind vor allem aus den Halden der alten Eisenerzstollen dunkelblaugraue bis dunkelgraue, dünnlagige, oft dolomitische Kalke auszulesen. Fast immer sind sie im Bruche ziemlich kristallinisch, während sich serizitische Schichtbestege häufig finden.

Im mittleren Teil des Steinbachgrabens W von Turrach zeigen sich am Fuße des aus Unterem Dolomit bestehenden, steilen S-Hanges des Grabens geringmächtig und schlecht aufgeschlossen dunkelgraue Kalkschiefer mit Lagen von schwarzem Tonschiefer.

An dem Hang, der vom Sattel des Knappenriegels ins Schönfeld hinabzieht, findet sich in 1900 m SH bei einer Stollenpinge und in der Halde derselben grauer, dünnschichtiger, zum Teil mergeliger Dolomit.

Weiter westlich ist vorerst am Altenberg die sehr dünnschichtige Ausbildung des basalen Unteren Dolomites zu erwähnen, bis dann im linken Bach östlich vom Sauereggbach die dunkelgrauen, dünnschichtigen Dolomite mit eingelagerten Schmitzen von schwarzem Tonschiefer in einer Mächtigkeit von etwa 20 m sehr deutlich aufgeschlossen sind. Im Liegend sind Quarzite, die sich u. d. M. als Angehörige des Altkristallins zu erkennen gaben (siehe oben pag. 98) deutliche Begrenzung; doch auch im Hangend schaltet sich eine etwa 4 m starke Bank von vererztem Dolomit als begrenzendes Element gegen den hangenden Unteren Dolomit ein. K. Hold-

haus hat diese basalen Schichten 1932 als „Dolomitphyllite, wechsellagernd mit einigen grauen Dolomitbänken“ beschrieben. A. Thurner hat weder 1927 noch 1937 diese Gesteine aus dem übrigen „Bänderdolomit“ herausgehoben.

In dem von der Schulter (2121 m SW Innerkrams) gegen NE abziehenden steilen Bach liegt an der Basis des Kalkzuges, auf dem Bundschuh-Orthogneis, von 1690 bis 1705 m SH dünnlagiger, grauer, zum Teil gebänderter Dolomit von sehr ähnlicher Ausbildung wie im vorgenannten Bach E der Sauereggalm. Weiters treten dunkelgraue, dünn-schichtige, mürbe, in Lagen eisenschüssige Mergel auf, deren Gehalt an Glimmersand sich besonders auf den Schichtflächen häuft. Im Hangend folgt Unterer Dolomit.

Am E-Kamm des Steinernen Manns, in dem schon bei den Flaserbreccien erwähnten deutlichen Profil der Basalgruppe treten geringmächtige, schwarzgraue Kalke, Kalkschiefer und kohlenstoffführende Tonschiefer auf. Diese Stichproben in der Innerkrams überzeugen wohl, daß die dünn-schichtigen Gesteine der Basalgruppe den Hauptbestandteil der „Bänder-serie“ Thurner's (l. c.) ausmachen.

Die dünn-schichtigen, dunklen Gesteine der Basalgruppe am Ochsenstand an der Melitzen in der Pfannockgruppe wurden bereits bei der Beschreibung der liegenden Arkosequarzite mit dargelegt (siehe pag. 102).

Etwa 300 m NE des Ochsenstandes tauchen aus der Schutthalde am Fuß der aus Unterem Dolomit bestehenden NW-Wand des nördlichen Melitzengipfels (P. 2066) dunkelgraue, dünn-schichtige Mergel in einer Mächtigkeit von etwa 25 m auf, die auch die untersten Meter der Wand selbst aufbauen. In dünnen Lagen führen sie bräunlichgraue, nur ganz schwach kalkige, quarzreiche Tonschiefer, die reichlich bis 1-5 mm große Pyritwürfelchen führen.

Schließlich sieht man jenseits des SW-Abbruches der Ochsenstandhochfläche, S unterhalb des Hohenfürstsattels in 2040 m SH am Fuß der steilen SW-Wand des Melitzenstockes die Basalbildungen in Form von dünn-schichtigem, mittel- bis dunkelgrauem Dolomit, wenige Meter mächtig aufgeschlossen. In das Hangend geht dieser rasch in Unteren Dolomit über, während das Liegend durch die Schutthalde verhüllt ist. In Lagen ist der dunkle Dolomit recht kalkig, hiebei eine schwärmende Kalzitaderung zeigend.

2. Unterer Dolomit — Ladin

Mit bis 800 m erreichender Mächtigkeit, einer die Gesamtausdehnung des Karbonatgesteinszuges erfüllenden Verbreitung, starkem gsteinlichem und landschaftlichem Ausdruck bildet der Untere Dolomit den augenfälligsten Zug im geologischen Erscheinungsbild des Stangalm-Mesozoikums. Er ist ein hell (weißlich, gelblich, hellgrau) anwitternder Dolomit in zwei gut unterscheidbaren Ablagerungsfazies, die oft miteinander sehr verzahnt sind, gegeneinander aber mit raschem Übergang scharf begrenzt erscheinen. Die eine Ausbildungsform fällt durch ihre vollkommene, rhomboedrische Klüftung auf, deren Kantenlänge von 1 bis 5 cm, doch auch bis 10 cm schwankt. Eine dieser Klüftfugen zeigt sich oft durch hellglimmerige Bestege als Schichtfläche. Auch langes, ungestörtes Anhalten gibt manche Klüft als Schichtfugen zu erkennen, die in Abständen von 1 bis 2 m, manchmal auch 3 m verlaufend eine feinlinige Bankung andeuten.

Der Verwitterungszersfall erfolgt zunächst nach den sichtbaren Klüftfugen zu rhomboedrischem („würfeligem“) Grus; im späteren Stadium und bei tektonischer Beanspruchung erscheint das Klüftsystem gleichsinnig weiterzerlegt zu gleichkörnigem, rhomboedrischen, scharfsplitterigen Trümmerwerk. Im Felde wurde diese Ausbildungsart des Unteren Dolomits mit „Splitterfazies“ vermerkt; „Kleinsplitter-Fazies“ bis wenige *cm* Kantenlänge, „Grobsplitter-Fazies“ von da gegen 10 *cm* Kantenlänge. Der Untere Dolomit in Splitterfazies bildet Stöcke („Riffe“) von wenigen Metern bis zu 300 *m* Mächtigkeit. Erstere treten selbst im schuttbedeckten Waldbereich als Wandeln auffällig hervor; letztere — wenn sich freie Höhenlage mit mehr söhligler Lagerung verbindet — bilden Felsberge von schier Dolomitencharakter, wie sie die prachtvollen N- und S-Abstürze des Melitzenstockes in der Pfannockgruppe veranschaulichen.

Die andere Ausbildungsform des Unteren Dolomites umfließt einerseits die Stöcke der Splitterfazies, erreicht aber andererseits auch örtlich derart die Übermacht, daß die splitterigen Riffe nur mehr als eingelagerte Linsen erscheinen. Es ist dies ein ausgesprochen schichtiger Dolomit, dessen treffliche Bankung 20—70 *cm* schwankende Zwischenräume aufweist. Die Anwitterung der plattigen Schichtflächen ist eine karrenartige, die sich am besten mit eingehauenen Scharten vergleichen läßt. Im Gelände erhielt diese Dolomitausbildung die Bezeichnung „Karrenfazies“. Der Karrendolomit bildet niemals Wandeln, nur felsige Hänge, die in den Tiefen der vegetationsbedeckten Verwitterungshülle von unregelmäßig geformten, blockigen Trümmern überstreut erscheinen. Ablagerungsform und Struktur dieser Ausbildung des Unteren Dolomits ist wohl genetisch verknüpft mit dessen selten fehlenden, oft aber auch völlig überwiegenden Kalkgehalt. Insbesondere in der Flattnitz, wo die Einschaltung von mächtigen Zügen schwarzer Tonschiefer („Bockbühelschiefer“) das Faziesbild noch zusätzlich belebt, steht die Grenze des Karrendolomits gegen diese Schiefer oft — wenn auch nicht immer — unter Kalkvormacht.

Aus beiden Formen des Unteren Dolomites entwickelt der Hammer-schlag starken bituminösen Geruch; die Bruchflächen zeigen feinkristallinisches, glitzerndes Korn, das im reinen Dolomit als zuckerkörnig zu bezeichnen ist. In beiden Fazies zeigt sich im weißen bis hellbläulichgrauen Bruch gelegentlich blaugraue und graue Bänderung, in Lagen und Linsen bis zu nur metergroßem Ausmaß herab auftretend. Wieder kann nicht örtlich sprunghaft wechselnde tektonische Beanspruchung, sondern sedimentäre Anlage als Ursache der Bänderung angesehen werden. Der Karrendolomit wittert quer zur Bankung oft feinschichtig an, der Querbruch erweist sich aber meist homogen. Zeigt er Bänderung, dann ist diese in Breite und Rhythmus sichtlich der Feinschichtung derart zugeordnet, daß die dunklen Bänder den leichter verwitternden Rillen der schichtigen Anwitterungskulptur des Querbruches entsprechen. Sehr häufig — namentlich am Karrendolomit — läßt sich durch Reiben mit den Fingern ein Absanden erfüllen, womit eine rundlich-klotzige Verwitterungsform der Karrendolomitbänke zusammenhängen dürfte.

Die Einlagerungen von schwarzen Bockbühelschiefern, die bereits in der Basalgruppe auftreten, erlangen innerhalb des Unteren Dolomits derartige Ausdehnung in Streichen und Mächtigkeit, daß das gegenseitige

Verhältnis der beiden Gesteine als fazielle Vertretung zu bezeichnen ist. Ein wohl entscheidender Beweisgrund, daß es sich um einen vertikalen Wechsel zweier isotoper Fazies und nicht um tektonische Vergesellschaftung handelt, liegt in der gesteинlichen Änderung, die der untere Dolomit in den randlichen Metern gegen die Schiefergrenze wie auch in jenen schmalen Zügen aufweist, die im Raume des Bockbühels in der Flattnitz in den schwarzen Bockbühelschiefern eingelagert sind: Diese Änderung besteht zumeist in einer Verdunkelung zu mausgrau bis dunkelgrau bei gleichfarbener, wenn auch stets etwas heller getönter Anwitterung. Der Untere Dolomit wird dabei durch Tongehalt dicht und das Zuckerkorn ist zu einem staubglimmerigen Glitzern verändert. Zum Teil auch wird der Untere Dolomit an der Grenze gegen die Bockbühelschiefer dazu noch dünn-schichtig und fast rein kalkig.

Im unteren Dolomit wäre nach der Erfahrung an der Mehrheit¹⁾ in ähnlicher großtektonischer Stellung befindlicher, also ähnlich fossilzerstörend beanspruchter Dolomitvorkommen die Auffindung fossiler Algen zu erwarten gewesen. Mehr als Andeutungen in Form ringsegmentförmiger, grobkalkspätiger Auswitterungsleisten konnte nicht gefunden werden. Auch die von K. Holdhaus (1932) auf Grund einer Untersuchung durch F. Heritsch vom Kalkbrandsattel (Flattnitz) beschriebenen, Korallenästchen ähnlichen, kalziterfüllten Röhren haben keinerlei stratigraphischen Wert. Die Fundstelle dieser letztgenannten fraglichen Lebensspuren liegt in einer dunkelgrauen, etwas mergeligen Bank von den Bockbühelschiefern eingelagertem Unteren Dolomit, welche K. Holdhaus (l. c.) auf Grund des örtlichen petrographischen Befundes unrichtigerweise mit den rhätischen Schichten der Eisentalhöhe bei Innerkrams verglichen hat. Die Flattnitzkarte zeigt dieses Dolomitvorkommen mit herzförmigem Umriß in den Bockbühelschiefern E des Kalkbrandsattels; die Stellung in der Schichtfolge ist klar ersichtlich. Auch das Auftreten der für das Wettersteinniveau so bezeichnenden Großoolith-(Evinospongien-)Struktur konnte in unserem Unteren Dolomit nicht nachgewiesen werden. Somit bleibt als Grundlage für die Zuteilung dieser gesteинlichen Einheit zum Ladin einzig die Stellung im Verband der übrigen Glieder der Schichtfolge des Stangalm-Mesozoikums. Vollständig wird dies erst nach Vorstellung aller weiteren Einheiten des Karbonatgesteinszuges und der Einblicknahme in den Gebirgsbau zu begreifen sein.

Die umfassende Verbreitung des Unteren Dolomites wurde schon eingangs angedeutet, welche zusammen mit der die Hälfte bis neun Zehntel der Gesamtmächtigkeit des Dolomituzuges erfüllenden vertikalen Erstreckung das Kartenbild derart beherrscht, daß dieses für sich selbst sprechen kann.

Wegen der im Gebiete von Innerkrams augenfälligen Abweichung desselben von der Karte von A. Thurner (1927) muß der später folgenden örtlichen Beschreibung in diesem Raume in einem vorgegriffen werden: Jener Hangendanteil des paläozoischen Bänderdolomites von A. Thurner (l. c.), der nicht als dunkler, dünn-schichtiger Dolomit der Basalgruppe zuzuteilen ist, kann mit dem triadischen Peitler-Dolomit des gleichen Autors

¹⁾ Ausnahme ist der Untere Tribulaundolomit, der keine Diploporen geliefert hat und mit dem unser Unterer Dolomit — namentlich in der Splitterfazies — auch die beste Ähnlichkeit aufweist.

nicht anders als identisch bezeichnet werden. Wie z. B. das schöne Profil des von der Schulter (P. 2121) gegen NE abfallenden Grabens zeigt, geht die von Thurner gezogene Grenze Bänderdolomit—Peitlerdolomit mitten durch einen einheitlichen Gesteinskörper. Es ist daher der obengenannte Hangendanteil des Bänderdolomites von Thurner (l. c.) mit dem unabtrennbaren Peitlerdolomit durch einen einheitlichen Begriff „Unterer Dolomit“ zu kennzeichnen, der sich nicht nur örtlich, sondern für den gesamten Karbonatgesteinszug gültig erweist. Die Angabe von R. Schwinner (1932), daß man in beiden Flügeln des Kalkzuges „manche Dolomite als kosmopolitische Durchläufer wiederfindet“, ist als Bestätigung rein unserer petrographischen Beobachtungen gerne anzumerken.

K. Holdhaus (1921, 2, 1932) hat unseren Unteren Dolomit in die anisisch-ladinische Stufe gestellt. Von einer Abtrennung des anisischen Anteiles wurde abgesehen, obwohl deutlich auf die gesteinerliche Besonderheit des Liegenden des Unteren Dolomites hingewiesen ist. Insbesondere die Identifizierung des Unteren Dolomites vom Altenberg (= Bänderdolomit von A. Thurner, 1927) wird noch im tektonischen Teil dieser Untersuchung gewürdigt werden.

Bei der im Gegensatz zur unruhigen Basalgruppe einheitlichen gesteinerlichen Ausbildung des Unteren Dolomits muß lediglich die örtliche Verteilung der beiden Fazies dargelegt werden, was vorteilhaft im späteren Abschnitt von der Lagerung geschehen wird.

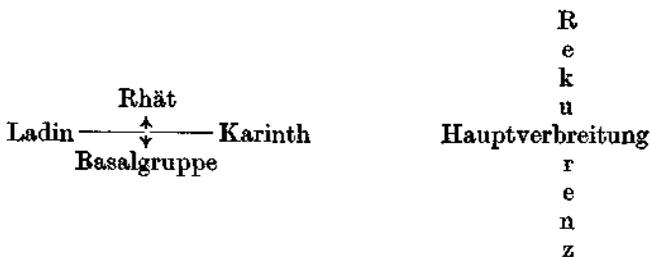
3. Dolomit, hellbraun, brecciös — Karinth

Der große regressive Einschnitt in die karbonatische Ablagerungsfolge der Trias durch tonige und sandige Sedimente der karinthischen Stufe ist vielerorts einerseits durch Rekurrenzen zum Liegend, andererseits durch oft wiederingeholte Vorläufer zum Hangend wechsellvoll belebt. So zeigt auch das Dach des Unteren Dolomites des Stangalm-Mesozoikums im Liegend der das Karinth vorherrschend darstellenden schwarzen Schiefer („Bockbühelschiefer“) ein örtliches, nur wenige *m* mächtiges Auftreten von einem hellbraun anwitternden, brecciösen, meist ziemlich kalkigen Dolomit. Bald dünn-schichtig, bald wieder kaum geschichtet wittert er oft zu kleinen, ruinenartigen Felsgebilden aus. Der hellbräunliche, hackige Bruch zeigt bläuliche Ablösungen. In gleicher Stellung fanden sich auf der karrenfeldartig verwitternden Dachschichtfläche des Unteren Dolomites bei P. 2012 S der Eisentalhöhe einige bis hühnereigroße Brocken von Brauneisenstein. Die Deutung als Bohnerzabkömmling einer spätladinischen Verlandungsphase im Sinne von K. Leuchs und R. Mosebach (1936) mag als Deutungsmöglichkeit am Rande vermerkt werden, obwohl ansonsten im Gebiete keine weiteren direkten Beobachtungen für ein solches Ereignis zu gewinnen waren.

Innerhalb der Verbreitung der karinthischen Bockbühelschiefer, die infolge tektonischer Ausdünnung vorwiegend nur im N—S streichenden Flügel des Kalkzuges erhalten sind, ist das örtliche Auftreten des basalen, brecciösen Karinth-Dolomites bald aufgezählt: Bei P. 2115 WSW der Eisentalhöhe, am E-Hang des Melitzenstockes an zwei Stellen zwischen der Bockhütte und dem P. 2198 (E-Gipfel der Melitzen) sowie oberhalb der Erlacherhütte im Langalmatal an dem zum Kanninger Bock führenden

alten Erzweg in etwa 1730 m SH. Die Vorkommen dieses karinthischen Dolomites heben sich durch ihre hellbraune Anwitterungsfärbung im Gegensatz zu dem weißlich anwitternden, unmittelbar liegenden Unteren Dolomit als deutliche Streifen schon aus größerer Entfernung ab.

4. Bockbühelschiefer („Pyritschiefer“)



Eines der kennzeichnendsten lithologischen Merkmale des Stangalm-Mesozoikums — bedeutungsvoll für dessen großfazielle Einordnung — ist das im gesamten Schichtstoß, von der Basalgruppe bis ins Rhät immer wiederkehrende (rekurrente) Auftreten kohlenstoffführender Pelite bis Feinsammite. Während diese Gesteine in der Basalgruppe und im Rhät meist nur rasch auskeilende Schmitzen bis wenige Meter mächtige Lagen bilden, treten sie im Unteren Dolomit (Ladin) außerdem in langanhaltenden Zügen auf, die bis 200 m Mächtigkeit erreichen. Dies erfolgt in der Flattnitz, wo sie den NW dieses Almdorfes sich zu 1672 m SH erhebenden Bockbühel aufbauen und nach diesem „Bockbühelschiefer“ benannt sein mögen. Das Karinthe schließlich bilden diese Tongesteine bis auf Basis und Dach zur Gänze, sind aber in dieser Stufe durch synsedimentäre vulkanogene (tuffitische) Einlagerungen ausgezeichnet. In dem N—S streichenden Flügel unseres Dolomitzuges beherbergen die Bockbühelschiefer tektonisch eingespießte Späne von Phyllonit und Serizitphyllit. Diese gruppenfremden Einschaltungen sowie das genannte Auftreten von Tuffiten waren die Gründe für die verschiedendeutige Auffassung, welche die Bockbühelschiefer bis nun erfahren haben (K. Holdhaus, l. c., A. Thurner, l. c., R. Schwinner, l. c.). Als einzige Ausnahme ist die gesteinerliche Einheit des Oberen Dolomites frei von Bockbühelschiefern.

Im Handstück sind die Bockbühelschiefer schwarzgraue bis schwarze, kohlenstoffreiche Tonschiefer mit stets ausgeprägter Feinschichtung. Selten genug werden sie durch Zurücktreten des C-Gehaltes etwas heller. Die Schichtflächen zeigen meist einen ganz feinen, matten Glanz, bei größerem Kohlenstoffgehalt sind sie graphitisch glänzend und dann ganz schwach abfärbend, während stahlblaue Färbung nur selten beobachtbar ist. Niemals kann man ausgesprochen serizitischen Glanz beobachten; erscheint heller Glimmer auf den S-Flächen — was sehr vereinzelt vorkommt — spricht dessen regelloses und unvermitteltes Auftreten für klastische Herkunft. Die Stellung der Bockbühelschiefer innerhalb einer durch eine Überschiebung konservierten Gruppe bringt es mit sich, daß sie bei solcherart gegebener scherender Beanspruchung als Gleithorizont ausgebaut und daher zumeist phyllitisch feingefältelt sind, wobei häufig eine deutliche Streckung zu beobachten ist. Erscheinen die Schiefer aber durch Ein-

lagerung innerhalb von etuiartig schützendem, starren Dolomit einer Beanspruchung entrückt, dann stellen sie sich als vollkommen ebenschichtige Gesteine dar; auch bei großer Mächtigkeit — wie am Bockbühel in der Flattnitz — finden sich natürlich eher derart verschonte Lagen.

Bevor noch über Mineralbestand und inneres Gefüge berichtet wird, möge der schon im Titel des Abschnittes angeführte Vergleich mit Pyritschiefer mit größter Bestimmtheit ausgesprochen werden. Wir haben die Pyritschiefer am Trunabach und bei St. Magdalena in der Tribulaungsgruppe besucht, haben in den Radstädter Tauern z. B. am Wege Pleislingalm—Tauernpaß gleiche Gesteine beobachtet und schließlich auch die „Kapellener Schiefer“ (H. P. Cornelius, 1933) am Semmering aufgesucht. War die Ähnlichkeit schon im Felde überzeugend, so können die Handstücke der verschiedenen Vorkommen ohne Wirkung in den Schachteln vertauscht werden. Daß auch die Pyritschiefer der klassischen Vorkommen nicht immer auch wirklich Pyrit führen, ist bekannt; ja was wir an den oben angeführten Örtlichkeiten davon sahen, enttäuschte geradezu, wenn auch dadurch die Vergleichsmöglichkeit mit den Bockbühelschiefern nur stieg, wo nur selten mit Gleichmäßigkeit verstreute Rostflecke an verrotteten Pyrit gemahnen. Schöne Pyritführung zeigen indessen Kalkschiefer der Basalgruppe an der Melitzen (siehe pag. 109), die wohl der Stellung, aber nicht dem Gestein nach Bockbühelschiefern entsprechen.

Einstreuung von Tuff und Einspießung von Phylliten und Phylloniten, die manchmal den den Bockbühelschiefern zustehenden Raum, diese oft fast völlig zurückdrängend, erfüllen, gestalten das karinthische Niveau zu einer komplexen Mischungszone, deren einzelne Glieder zwecks möglicher Trennung nach ursprünglichem Stoffbestand und eventuell später erworbenen Umprägungszeugen gründlich zu durchleuchten sind. Auch die ladinischen Bockbühelschiefer weisen dort, wo sie als mächtigere und langanhaltende Züge innerhalb des Dolomitschichtstoßes Schwächezonen bilden, heftige Bewegungserscheinungen auf.

Zur Aufklärung der ursprünglichen Natur der Bockbühelschiefer eignet sich daher vorzüglich ein Vorkommen derselben, das infolge der Ortsstellung tektogenetischer Beeinflussung bestdenkbar entzogen war: In der aus Unterem Dolomit aufgebauten NW-Wand des P. 2198 des Melitzenstockes findet sich in rund 1900 m SH eine etwa 200 m ausgedehnte, mehrere Meter mächtige, beiderseits narbenlos auskeilende Lage von Bockbühelschiefer. Dunkelgrau anwitternd zeigt der fein- und ebenschichtige Schiefer auf vielen S-Flächen eine eigenartige, regelmäßige Undulation, die am besten mit feinen Rippelmarks zu vergleichen ist, deren Tälchen von altgoldfarbenen Glimmerhäutchen erfüllt sind. Im spitzen Winkel von 20° durchqueren mehrfach Scherflächen die Hauptablösung des Gesteines.

U. d. M. (S 61) findet sich ein Mineralbestand von Quarz, kohlgiger Substanz und Biotit. Sehr wenig Serizit und Albit. Einige winzige Turmaline. Rutilnadelchen im Biotit. Akzessorisch weiters Apatit. Im Durchschnitt 1 mm breite, an kohlgiger Substanz reiche Bänder sind durch etwa gleichgroße C-freie Lagen getrennt, so daß sich derart ein ausgezeichneter Feinlagenbau abbildet. In den hellen Lagen zeigt das eckig bis seichtbuchtig verzahnte Quarzgefüge durchschnittliche Korngröße bis 0.08 mm (Feinsand C. W. Correns, 1939), während die kohlgigen Lagen feinstes, unauflösbares Quarzzerreibsel mit winzigen Serizitlanzettchen aufweisen, wobei die Korngröße höchstens und vereinzelt 0.02 mm erreicht. Die innerhalb dieser ehemals tonigen Lagen nach der Korngröße warwig zu Streifen gesonderten kohlgigen Körnchen lassen eine sehr regel-

mäßige, feine Fältelung erkennen. 25° spitzwinkelig zu dem durch die C-reichen Lagen deutlich markierten sedimentären s verläuft eine feine, aber unzweifelhaft erkennbare transversale Schieferung, die durch sehr verschieden große und unregelmäßig verteilte, zum größten Teil aber zueinander gut parallel liegende, meist verlängerte Biotitfitterchen bis 0.2 mm Größe ausgedrückt wird. Die Feststellung des Biotites ergab sich eindeutig aus den entsprechenden Polarisationsfarben, einem Pleochroismus von $n':\alpha$: hellbräunlichgelb bis $n'':\gamma$: sattbraun sowie dem charakteristischen kleinwinkelligen Achsenbild. Auch das schwach geregelte Quarzgefüge mitsamt den Serizitschüppchen liegt einwandfrei in dem gleichen transversalen s . Es ist wohl bestimmt nicht zufällig, daß die im Handstück auftretenden Scherflächen etwa im gleichen Winkel (20°) zu den kohlglen Streifen verlaufen wie die mikroskopisch erkennbare Transversalschieferung (25°). Da aber auch die C-führenden Bänder im Schriff eine Verbreiterung gegenüber jenen am Querbruch des Handstückes erkennbaren zeigen, ist eine etwas schräge Schrifflage ziemlich sicher für die Winkeldifferenz ursächlich.

Wenn wir die feine Fältelung der C-führenden Lagen nicht einer früheren tektonischen Beanspruchung zuordnen wollen, sondern als synsedimentäre subaquatische Fältelung auffassen, liegt durch den orientiert gewachsenen Biotit und die Regelung des Quarz-Serizitgefüges eine rein statische Kristallisationsprägung vor. Nur Druck und Temperatur können hier wirkend gewesen sein, lamellare Durchbewegung hätte unbedingt das sedimentäre s zerstört. Die spitzwinkelig zu letzterem, parallel der Transversalschieferung verlaufenden Scherflächen, die in Abständen über Dünnschliffausmaß auftreten, sind — wenn sie überhaupt Gleitbewegung beinhalten — räumlich beschränkt, da das zwischenliegende sedimentäre s unbeeinflusst geblieben ist.

Anhalt dafür, daß die Biotitfitterchen ursprünglich sedimentäre Porphyroklasten sind, die durch Umkristallisation in s eingeschichtet wurden, wäre in deren unregelmäßigen Größe und Verteilung zu erblicken. Wir neigen dieser Auffassung zu, obwohl kein weiterer Beweis zu erbringen ist.

Wurde soeben Stoffbestand und Metamorphosezustand eines dem ladinischen Unteren Dolomit eingelagerten Bandes von Bockbühelschiefer dargelegt, so soll als nächstes das Vorkommen dieser Schiefer im karinthischen Niveau erläutert werden, wo eine Vergesellschaftung mit tuffitischen Einstreuungen und tektonischen Spänen phyllitomorpher Gesteine die Augenfälligkeit ihres Auftretens zurückdrängt. Der Nachweis des Vorkommens der Bockbühelschiefer im Karinth hat große Bedeutung, weil dieser Horizont im Gebiete der Eisentalhöhe von F. Heritsch (1926), A. Thurner (1927) und R. Schwinner (1932, 1938) zur Gänze als Phyllonit nach Vollkristallin erklärt wurde. Freilich treten aus dem so deutlich zwischen dem Unteren Dolomit und dem Oberen Dolomit, bzw. Rhätmergeln verlaufenden karinthischen Schieferbande die aus Tuffiten, Phylloniten und Phylliten bestehenden, teils sedimentären, teil tektonischen Einschaltungen als augenfällige Felsrippen hervor, während ganz unauffällig, aber doch vorwiegend die Hauptmasse des Schieferbandes bildend, den Almboden der dunkelgraue, feine Schutt der leichter verwitternden Bockbühelschiefer durchsetzt, aus dem sich nur selten ein für die Dünnschliffuntersuchung brauchbarer Brocken auslesen läßt.

Knapp E des P. 2115, der SW des Gipfels der Eisentalhöhe (2174 m) gelegen ist, zeigt beispielsweise der Bockbühelschiefer des karinthischen Bandes im Handstück eine kräftige Fältelung, ohne daß aber der feinebenschiefrige Querbruch nennenswert gestört erscheint. Senkrecht auf die feinphyllitische Riefung des Hauptbruches verläuft eine enge ($5\text{--}8\text{--}12\text{ mm}$

Abstand) Schar feiner Klüfte, welche — Bruchteile von Millimeter klaffend — von einer hellen Substanz erfüllt sind, die sich weder als Karbonat noch Quarz erweist. Leider ist diese Kluffüllung nicht im Schliff gefaßt, doch konnte an einem Schliff aus der Flattnitz eine ähnliche Kluffüllung als aus Feldspat bestehend erkannt werden (siehe unten).

Auch im Dünnschliff (S 34) erwies sich der Bockbühelschiefer der Eisentalhöhe als ein sehr heftig gefaltetes Gestein, was sich an den zahlreichen, warwigen Zügen von kohligler Substanz überaus deutlich kundtut. Wie im vorherbeschriebenen Schliff S 61 trennen die kohligten Streifen Lagen verschiedener Quarzkorngröße: Neben einem kaum auflösbaren, winzigen Körnerwerk sind gröbere Lagen (bis 0.15 mm Korndurchmesser) häufig. Die Verzahnung der größeren Körnerlagen ist eckig bis seichtbuchtig, während das feine Körnerwerk eine innigere, jedoch nur die Bandsäume der Quarzkörner durchdringende Verzahnung darbietet. Das Quarzgefüge ist vollkommen unregelt. Längs der gefalteten, kohligten Streifen verlaufen serizitische Strähne mit vereinzelt, kräftigeren Muskowitscheiterchen. Biotit tritt sowohl im feinsten quarz-serizitischen Zerreibsel diffus begrenzt wie auch als größere (bis 0.3 mm) Flitter auf. In den Faltenumbiegungen, die durch die kohligten Lagen erkennbar sind, kann man sehr deutlich die postkristalline Verbiegung, Stauchung und Zertrümmerung des dunklen Glimmers erkennen, der fast stets ziemlich reichlich sperrig gelagerte, oft zu einem Filz aggregierte Rutilnadelchen führt. Bei manchen Biotiten hat es den Anschein, als ob sie sich ursprünglich in den Aufblätterungshohlräumen der Faltenumbiegungen angesiedelt hätten; nachkristallin sind sie aber deutlich kataklasiert. Einzelne der dunklen Glimmer sind etwas ausgebleicht, zeigen nur schwachen Pleochroismus und muskowitzähnliche Interferenzfarben (Baueritisierung). Hervorzuheben ist, daß von Chlorit nicht die Spur vorhanden ist. An Seltenheiten winziger Turmalin und Apatit.

Die im Unteren Dolomit des Turracher Steinbruches aufgeschlossene Bank von Bockbühelschiefer, der hier im allgemeinen ärmer an kohligler Substanz ist, zeigt in manchen Lagen auf den phyllitisch feingerieften, matt seidenglänzenden S-Flächen diffuse, hellbräunliche Häutchen, die vereinzelt, winzige, unscharf begrenzte Biotitporphyroblasten tragen. Mit einer scharfen Klinge abgehoben waren diese leicht u. d. M. zu identifizieren.

Sehr gleichmäßig feinkörnig (bis höchstens 0.015 mm Durchmesser) erweist sich das Quarz-Serizitgefüge der Bockbühelschiefer knapp ESE der Allachalm, am Beginn des großen Zuges, der sich innerhalb des Unteren Dolomites gegen die Flattnitz zu bedeutender Mächtigkeit aufzut.

S 5: Ein warwiger Rhythmus ist an den C-reichen Lagen nicht zu erkennen, während die durch diese erkennbare Fältelung besonders an sehr steil zum S verlaufenden klaffenden Scherflächen heftige Bewegung verrät. Diese Kluffugen erweisen sich bemerkenswerterweise durch zahlreiche, 0.08—0.3 mm große Feldspatkristalle erfüllt, die ein verzahntes Gefüge bilden. Meistens weisen sie eine Füllung diffuser Mikrolithe, aber keine Trübung auf. Teilweise sind Spaltrisse, vereinzelt Zwillinglamellen zu erkennen. Die Lichtbrechung ist deutlich geringer als Kanadabalsam. Leider war infolge des Fehlens geeigneter Durchschnitte und des fast völligen Mangels begleitender Quarze keine nähere Bestimmung möglich. Im feinen Quarzgefüge findet sich ziemlich wenig Chlorit, in größeren Porphyroblasten aber in der Kluffüllung. In die Kluffugen drang sichtlich später Erz ein, das sich limonitisch erhalten findet; innerhalb des unversehrten Schiefers ist mehrfach Magnetit anzutreffen.

Zur Verbreitung der Bockbühelschiefer in den Gebieten der eigenen Aufnahmen ist dem Kartenbilde nichts hinzuzufügen. Hervorgehoben sei nur, daß diese, sobald sie die Stellung zwischen den beiden Dolomitstufen einnehmen, dem Karinth zuzuordnen sind. In der Flattnitz jedoch können sie derart nur im Profile des Eisenhut-N-Kammes, in Form einer kleinen Linse als karinthisch angesehen werden. Ansonsten fehlen sie in diesem Raume, zusammen mit der Hauptmasse des Oberen Dolomites aus tek-

tonischer Ursache. Innerhalb der Basalgruppe und der Kalke und Mergelschiefer des Rhät, wo die Bockbühelschiefer nur sehr geringmächtig und wenig anhaltend auftreten, wurden sie nicht ausgeschieden.

Im Gebiet von Innerkrems hat K. Holdhaus (1921, 1) in dem Profil oberhalb der Fresenhalshütte in den „quarzphyllitischen Raiblerschichten“ das Vorkommen schier „normaler Tonschiefer“ angeführt. Auch vom NE-Hang des Grünleitennocks wird „sehr weitgehende Annäherung an normale Tonschiefer“ aufgezeigt. Wertvoll erscheint der Hinweis auf die „schwärzliche“ Schieferkappe der Schulter SW von Innerkrems. A. Thurner hat (1927) in seiner Bänderserie „Kalkphyllite“ beschrieben, wobei wir die Angabe von „ferritisch-schungitischer“ Substanz hervorheben möchten. Wir haben die Bänderserie Thurner's (= Hauptteil der Basalgruppe d. Verf.) bei weitem nicht restlos begangen, was aber zu sehen war, sind einerseits eindeutig (wohl dunkle, aber keineswegs C-führende) Kalkschiefer und andererseits C-reiche Tonschiefer. Es ist durchaus zu gewähren, daß letztere bei tektonischer Beanspruchung im Verband mit Kalkgesteinen örtlich auch mit Kalzit infiltriert wurden. 1937 gibt A. Thurner pag. 86 bereits eine gewisse Einschränkung, indem er von „Kalkphyllit bis Kohlenstoffphyllit“ spricht. Sind im Raume der Eisentalhöhe die Bockbühelschiefer gegenüber den phyllitomorphen Einschaltungen — wie oben erwähnt — weniger augenfällig und zum Teil auch mengenmäßig zurückgedrängt, so nimmt es doch wunder, daß Thurner die Kappe der typischen, C-reichen Bockbühelschiefer der Schulter, wo andersartige Einlagerungen unseren Begehungen nach völlig fehlen dürften, von den kohlenstoffführenden Phylliten der Bänderserie trennen zu können vermeint.

Im Gebiete der Flattnitz hat R. Schwinner (1938) die Bockbühelschiefer als „eigenartige, schwarze Tonschiefer“ erwähnt. Wir sind für diese indirekte Bestätigung der petrographischen Individualität dieses Gesteines dankbar, das der vielgewanderte und vergleichsgewandte Forscher bei Zutreffen sicherlich entsprechend in Parallele zu Bekanntem gesetzt hätte. Verfasser denkt hiebei an schwarze Schiefer des Karbon wie der altpaläozoischen Murauer Schiefer-Kalkgruppe.

5. Tuffitlagen im Bockbühelschiefer — Karinth

Wie die Bockbühelschiefer in der NW-Wand der Melitzen als zweifellose sedimentäre Linse innerhalb des ladinischen Unteren Dolomites eingelagert sind (siehe pag. 114), so bietet sich auch im karinthischen Schieferband ein ähnliches Bild, indem innerhalb ebenschichtiger, meist fast ungefältelter Bockbühelschiefer Lagen eines wenig bis ungeschichteten Gesteines auftreten, das bei grünlichgrauer bis bräunlichgrauer, rotfleckiger Anwitterung einen feinkörnigen, oft massigen, deutlich rauhen Querbruch aufweist. Dies war in dem zwischen den beiden Dolomiten liegenden karinthischen Band an der westlich zum Kaningbach steil abfallenden Flanke des Grethaler Riegels zu beobachten. Der Grethaler Riegel ist der lange, gegen E sanfter abdachende N-Kamm des aus Oberem Dolomit aufgebauten Lannernocks. In der Fallinie des P. 1953 (NE der Hofalm) wurde in 1790 m SH ein solches Grungestein geschlagen, das sich u. d. M. folgend darbietet:

S 49: Mineralbestand ist Chlorit, Albit, Quarz, Titanit, wenig Serizit sowie Andeutungen fraglicher Angehöriger der Zoisit-Epidotgruppe. In einem dichten Grundgewebe von Chlorit, das nur örtlich schuppige Aggregate zeigt, liegen massenhaft ein-

gestreut meist eiförmige, sehr oft rundkantig rechteckige Körner von Albit, die einen Größenbereich von 0.08 bis 0.25 mm umfassen. Wasserklar und fast einschlußfrei zeigen sie vereinzelt breite Zwillingslamellierung oder Spaltrisse. In dem Chloritgewebe tritt neben einem spärlichen, kaum auflösbar feinem Quarzgrus mit manchmal gehäuftem Serizitschüppchen reichlich Titanit auf. Zumeist körnig zeigt er vereinzelt Eigen- gestalt durch spitzrhombischen Querschnitt; erdig-trübe Umwandlung ist selten. Auffällig sind große, unregelmäßig eingestreute, scharfeckige, nur kantenrunde Quarz- trümmer. In Größen von 2 bis 6 mm Durchmesser schwankend erweisen sie sich als mehr- bis vielkristallig und zeigen sehr verschiedenes Interngefüge: Zu einem Teil sind sie sehr feinkörnig und innig buchtig verzahnt, zum anderen Teil bestehen sie aus wenigen großen Kristallen, die durch einen sehr innig verzahnten Mörtelsaum verschweißt sind. Allgemein haben die Quarze starke undulöse Auslöschung im Gegensatz zu den schlagartig ver- dunkelnden Albiten. An Rissen, die dem Umfang der Quarztrümmer entlang laufen, findet sich eine dünnfädige limonitische Imprägnation. Mineralien der Zoisit- Epidotreihe sind vielleicht in ganz vereinzelt, stengeligen Kriställchen mit zutreffender Licht- und Doppelbrechung vorhanden.

Eine Einordnung dieses Gesteines ist zweifellos heikel. Nachdem von F. Heritsch, A. Thurner und R. Schwinner (l. c.) aus der nördlichen Fortsetzung des Schieferbandes an der Eisentalhöhe Phyllonite genannt wurden, drängt sich vorerst diese Deutung auf. Nicht nur der atektoni- tische Strukturcharakter, sondern auch das Zusammenauftreten im engen Raum mit feinebensichtigem, unbeanspruchten Bockbühelschiefer spricht für Ablehnung. Auch die naheliegende Frage nach dem Ausgangsgestein eines derartigen Phyllonites bringt Verneinung: Sofort abzutun ist der eine Ast des bipolaren Sander'schen Phyllonitbegriffes, nämlich der eines kataklasierten, an sich progressiv metamorphen Tongesteines infolge Fehlen der typischen, serizitisch-quarzitischen Phyllitsubstanz; dafür Feldspat- reichtum und große, spießbeckige Quarztrümmer. Zum zweiten, rückschrei- tenden Teil des Phyllonitbegriffes, der sich hier — wie so oft — durch Neubildung höherzonarer Porphyroblasten vom Begriffe Diaphorit (F. Becke) schwer trennen läßt, fehlt der phyllitische Habitus sowohl wie Mineral-Relikte eines tieferzonaren Ausgangsgesteines. Wir möchten obiges Grüngestein als Mischgestein (U. Grubenmann-P. Niggli, 1924) eines der Alkalireihe genäherten, keratophyrischen Tuffes mit sedimentärer Einstreuung gröberer Quarzsandes deuten: Tuffit nach O. Mügge (zitiert bei O. H. Erdmannsdörfer, 1924); wobei wir uns bewußt sind, in einen gefährlich schwierigen Bereich spezieller Petrologie einzudringen: Das Auftreten des Titans weist auf Syenitmagma hin (F. Rinne, 1914, K. Chu- doba, 1932). Nehmen wir die großen Quarze und die kleinen Quarzgrus- Serizitnester als sedimentär — was wohl sicher ist —, dann führt dies zu einem quarzfreien Porphyr. Sehen wir weiters, das von einem ursprüng- lichen Plagioklas nur Albit übrig ist und Ca durchaus fehlt (unsichere und dann äußerst spärliche Angehörige der Zoisit-Epidotgruppe (siehe oben!)), können wir ferner auf einen Typ der Alkalireihe schließen. Der Chlorit möge den ursprünglichen Pyroxen vertreten, wobei dessen Chloritisierung vielleicht schon während der subaquatischen Diagenese erfolgt ist.

Abschließend sei noch hervorgehoben, daß obige Ableitung dieses Tuffites einen möglichen Weg vorstellen kann. Denn es muß einerseits die Möglichkeit offengehalten werden, daß schon bei einem äolischen Transport der vulkanischen Asche seigernde Auslese Abweichungen von der ursprüng- lichen Zusammensetzung des Effusivs bringen kann. Bei Annahme sub- aquatischer Ausbruchstätigkeit können bei der Einsedimentierung, be-

sonders während der Diagenese, stoffliche Veränderungen gegenüber dem ursprünglichen Magma erwartet werden. Sekundäre Einflüsse im Sinne H. P. Cornelius' (1941) als eine etwaige Na-Zufuhr (Albitisation) = „Mobilisation und Diffusion der Alkalien“ (F. E. Sueß, 1937) könnten endlich die Realität des Tuffites überhaupt in Frage stellen. Wir haben aber keine Veranlassung, örtlich eine derartige Na-Konzentration anzunehmen, deren Ausmaß z. B. jenes der tieferen Stockwerke (Pennin) des Alpengebäudes weit übersteigen würde, während die Albitführung, die wir im Bockbühelschiefer der Allachalm (S 5 — pag. 116) beobachten konnten, sichtlich an Klüfte gebunden ist. Im übrigen haben wir auch sonst im ganzen Schichtstoß des Stangalm-Mesozoikums und der hangenden Phyllit-Decke keinen Anhalt für einen solchen, doch regional wirkenden Vorgang gefunden. Die Albitführung des altkristallinen Grundgebirges schließlich ist seiner eigenen metamorphen Fazies zugehörig, deren Hiatus zum Umprägungsgrad des sedimentären und tektonischen Deckgebirges älteste Erkenntnis ist.

Wesentlich stärkeren Beitrag von sedimentärem Quarzgrus zeigt der Tuffit von der isolierten Parzelle in der nördlichen Fortsetzung des karinthischen Schieferbandes bei der Ebenheit S des P. 1720, dem N-Pfeiler des N-Kammes des Grethaler Riegels, von dem die Felsschrofen des Unteren Dolomites zum Leobengraben steil abstürzen. Im Handstück, sonst vollkommen dem vorbeschriebenen Gestein aus der W-Flanke des Grethaler Riegels gleichend, ist ein deutliches s erkennbar.

U. d. M. (S 48) zeigt sich ein ziemlich ausgeprägter Lagenbau (S-Abstand 0.3—1 mm) durch Wechsel von Chlorit-Albitlagen mit solchen von sehr feinem, ungleichkörnigem, serizitarmen Quarzgrus; doch fehlen auch große, mehrkristallige Quarztrümmer nicht. Titanit, ziemlich erdig-trübe zersetzt, erscheint nur wenig. Ausscheidungen von Erz erwiesen sich als Ilmenit. In mehreren welligen Serizitströmen, die auch Chlorit führen, dürfte sich eine Zerschering ausdrücken.

Alles in allem würde dieses Bild für sich allein nicht zur Deutung als Tuffit führen können. Nur der Rückblick zu dem vorbeschriebenen Gestein (S 49 — pag. 117) gibt bestätigenden Vergleich.

In nächster Nachbarschaft des auf pag. 115 beschriebenen Bockbühelschiefers der Eisentalhöhe (knapp E des P. 2115) treten graugrüne, phyllitische Gesteine auf, die

u. d. M. (S 33) deutliche postkristalline Beanspruchung aufweisen, die sich an Zerschörung der Feldspäte, Zerschörung des Lagenbaues und starker, eindeutig von Klüften ausgehender Infiltration mit Kalzit ausdrückt. Große Chloritströme bergen pseudomorphosenartig örtlich gehäufte Aggregate von sehr oft idiomorphen Titanit sowie Magnetit. Sehr viel Albit, nicht gar selten verzwilligt, tritt in sehr verschieden großen Porphyroblasten auf. Quarz findet sich nur ganz untergeordnet. Besonders an den größeren Albiten zeigt sich an der Verstellung der Zwillinglamellen sehr deutliche Kataklyse. Zahlreiche unregelmäßige Klüfte enthalten ein grobspätiges, verzwilligtes und verzahntes Korngefüge von Kalzit.

Dieses Gestein ist seinem Gefüge nach als ein Phyllonit anzusprechen. Der Mineralbestand, der durchaus mit den oben beschriebenen tuffitischen Mischgesteinen vom Grethaler Riegel zu vergleichen ist, drängt jedoch wiederum zu dem Schluß, auch hier ein ähnliches Mischgestein als Ausgangsmaterial des Phyllonites anzunehmen. Der reichliche, an Klüfte gebundene Kalzit ist durch das hier — am E-Hand der Eisentalhöhe — unmittelbar im Hangend des karinthischen Bandes folgende Auftreten

rhätischer Kalke und Mergelschiefer erklärbar. Die Phyllonitisierung des Tuffites ist demnach im Verbande mit dem stratigraphisch Hangendem erfolgt.

In Überleitung zu den gleich folgenden Darlegungen über das Auftreten tektonischer Einschaltungen von Serizitphyllit der Gurktaler Decke innerhalb des karinthischen Schieferbandes ist die naheliegende Frage zu erörtern, ob in den Tuffitlagen nicht diesen Phyllitspänen gleichwertige Schuppen von Eisenhutschiefer (= Metadiabase bei A. Thurner, 1929, = Wildschönauer Schiefer bei R. Schwinner, 1932) oder von Grünschiefer des Gurktaler Phyllites vorliegen könnten. Eine solche Einordnung ist abzulehnen: Nicht nur daß wir in den Eisenhutschiefern der Gurktaler Decke nichts von einem Gehalt an verhältnismäßig grobklastischem Quarz wie in den Tuffiten beobachten konnten, bieten auch die in der W-Flanke des Grethaler Riegels angetroffenen Verhältnisse keinen Anhalt. Die Tuffitlagen, selbst nichts von Durchbewegung zeigend, liegen in unversehrten, ebenschichtigen Bockbühelschiefern. Außerdem finden sich in Begleitung der Tuffite keinerlei Angehörige der charakteristischen Eisenhutschiefer. Es erscheint unwahrscheinlich, daß bei einer tektonischen Einschaltung einer in der Ausbildung ziemlich variierenden Gesteinsgesellschaft, wie sie die Eisenhutschiefer darstellen, an verschiedenen Stellen lediglich ein und dasselbe, petrographisch eng zu umreißende Gestein (Tuffit) eingespießt sein sollte. Gurktaler Phyllit oder phyllonitverdächtige Gesteine sind in der Gesellschaft der Bockbühelschiefer und Tuffite der W-Flanke des Grethaler Riegels gleichfalls nicht anzutreffen.

Anhang: Phyllonite und Serizitphyllit als tektonische Einschaltungen

Wenn auch durch die bisnun angeführten Beweisgründe — kohlenstoffreiche Bockbühelschiefer, besondere Dolomite an der Liegendgrenze, tuffitische Lagen — die Natur des die beiden Dolomithorizonte trennenden Schieferbandes als sedimentärer (karinthischer) Horizont gesichert erscheinen dürfte, ist jedoch auch das Vorkommen tektonischer Einspießungen phyllitomorpher Gesteine als feststehend zu betrachten. Wir konnten uns bei der Untersuchung u. d. M. von solchen gruppenfremden Phylloniten insofern Beschränkung auferlegen, als die Beobachtungen von F. Heritsch, A. Thurner und R. Schwinner (l. c.) Rückhalt boten. Im Handstück sind die Phyllonite nach Vollkristallin¹⁾ kaum auf Grund eindeutiger Merkmale als solche zu definieren. Es sind grünstichig-grau mißfarbene, phyllitartige Gesteine, mehrweniger reichlich, aber unstatet durchsetzt von wenig anhaltenden serizitischen S-Flächen. Im Querbruch zeigt sich selten, bzw. nur putzenweise eine einigermaßen geordnete schiefrige Struktur; meist ist unregelmäßige Verknüpfung zu beobachten, so daß sich das Gestein unter dem Hammer nur zu ungefügigen Brocken formen läßt.

Aus dem von K. Holdhaus (1921, 2) beschriebenen Profil der Eisentalhöhe (Graben oberhalb der Fresenhalshütte) entnahmen wir dem karinthischen Schieferbande einen grünlichgrauen, im Querbruch gleichmäßig feinkörnigen, massigen Phyllonit, der sich

¹⁾ Aus dieser notwendigen Apposition ist zu ersehen, wie der Begriff „Phyllonit“ Heterogenes umfaßt. Weil aber bei den meisten Phylloniten nur Unsicheres über das Ursprungsgestein auszusagen ist, behält der Begriff seine Berechtigung.

u. d. M. (S 11) ziemlich uncharakteristisch erwies. In einem richtungslosen, keine texturale Orientierung zeigendem, sehr feinkörnigem, meist innig buchtig verzahnten, feldspatführenden Quarzgefüge führen seltene, kleine Nester von Chlorit etwas Titanit und Rutil. Starke undulöse Auslöschung der Quarze ist hervorzuheben.

Eine Deutung des Ausgangsgesteines ist kaum zu verantworten; nahe-liegend wäre an eine normale sedimentäre Sandsteinlage in den Bockbühel-schiefern zu denken, doch spricht die fast gneisartig starke Verzahnung der Quarze eindeutig dagegen.

Der von K. Holdhaus (l. c.) angeführte „quarzphyllitische“ Habitus eines Großteiles der karinthischen Schiefer begründet sich nach dem Vor-gesagten auf das Vorkommen einerseits von synsedimentären, manchmal dazu phyllonitisierten Tuffiten sowie anderseits von Phylloniten nach Vollkristallin. Die Frage, ob in einem weiteren Anteil des Schieferhorizontes nicht einfach schlechtweg phyllitisierte (non phyllonitisierte), tonreiche Psammite als normales Schichtglied der karnischen Stufe sich verbergen könnten, muß einer Bejahung durchaus offengehalten werden. Es wurde schon bei der Korngröße der C-reichen Bockbühelschiefer auf den lagen-weisen Umfang derselben bis zu Feinsand sowie auf den örtlichen Mangel an C-Pigment (Turraach) hingewiesen. Beachtet man, daß schon die Bock-bühelschiefer innerhalb des Unteren Dolomites eine bemerkenswerte Höhe des Umprägungsgrades durch Einregelung und Unversehrtheit von Biotit und die gleichen Schiefer der Eisentalhöhe trotz intensiver Durchbewegung keine Diaphoresse des Biotites zu erkennen gaben, so kennzeichnet sich damit das metamorphosierende Wirkungsfeld einer Zone, die auch eine konstruktive Bildung phyllitischer Gesteine aus normalem sandig-tonigem Sediment umfaßt.

Eine weitere Schwierigkeit ergibt sich daraus, daß in der Strecke Kan-ninger-Bock—Sattel zwischen Spitzegg und Brunnachhöhe das karinthische Schieferband reichlich Späne von Serizitphyllit führt, die von der Haupt-type des Gurktaler Quarz-Serizitphyllites (R. Schwinner, 1932) nicht zu trennen und daher, insbesondere auf Grund der später erläuterten tektoni-schen Verhältnisse, mit diesem Gestein der Gurktaler Überschiebungsdecke auch wirklich als identisch zu betrachten sind. Diese tektonischen Späne von Gurktaler Phyllit könnten jedoch ihrem gesteinlichen Variations-umfang nach gegen mögliche, ursprünglich sandig-tonige, nun phyllitische Schichtglieder der karinthischen Stufe ein unauflösbares, konvergentes Erscheinungsbild beinhalten. Auch im Raume der Karinthischiefer der Eisentalhöhe wird das oben gesteinlich nachgewiesene Auftreten tektonischer Einschaltungen durch eine glatte Einfügung in die Synthese der Lagerung gestützt.

Eine vollständige und sichere Trennung der einzelnen Glieder der „Phyllite“ des karinthischen Niveaus ist also kaum durchzuführen. Es konnten die charakteristischen Bockbühelschiefer — in gleicher Ausbildung, wie sie schon in der Mitteltrias auftreten — sowie Tuffite als sedimentäre Einlagerungen und Phyllonite als tektonische Einspießungen festgehalten werden, während in den serizitphyllitischen Typen die tektonischen Ein-schaltungen aus Gurktaler Phyllit von möglichen, aufsteigend metamorphen Phylliten der karnischen Stufe nicht auseinanderzuhalten sind. Unter Bedachtnahme der Zielsetzung unserer Untersuchung beendeten wir jedoch ein weiteres Eindringen in den schwierigen Stoff des Gesteinsinhaltes des

karinthischen Schieferbandes zu jenem Zeitpunkte, als die Stellung des Schieferbandes als sedimentärer Horizont gesichert erschien. Eine eingehendere petrographische Untersuchung würde nur mit Hilfe eines sehr reichlichen Schliffmaterials, das uns gegenwärtig nicht zur Verfügung steht, auszuführen sein. Diese würde zwar für die gegenseitige Abgrenzung der einzelnen Gesteinsglieder und damit deren mengenmäßige Verteilung, kaum aber für die grundsätzliche Stellung des Karinthes des Stangalm-Mesozoikums zusätzliche Erkenntnis bringen.

6. Netzkalk, Rippenkalk — Karinth

Die Beobachtung von K. Holdhaus (1932), daß sich an der Oberkante des karinthischen Schieferbandes, die Grenze gegen den hangenden Oberen Dolomit bildend, ein Horizont eines gesteinlich individualisierten Kalkes verfolgen läßt, fügt sich abrundend zu den im vorigen mitgeteilten Gründen für die Einordnung des Schieferbandes als sedimentäres, karinthisches Glied der triadischen Schichtfolge der Eisentalhöhe. Obwohl A. Thurner bereits (1927) im Hangend des Schieferbandes der oberen Sauereggalm „gerippte, weiße Kalke“ ausscheiden konnte und K. Holdhaus (l. c.) Ortsangaben über die anderen Vorkommen von oberkarinthischen „Netzkalken“ mitteilte, findet sich in der zweiten Arbeit über Innerkrams von A. Thurner (1937) keine Berücksichtigung dieser auffälligen Vorkommen. Die Deutung der gerippten Kalke der Sauereggalm als verschürfte Teile der „paläozoischen Bänderserie“ (A. Thurner, 1927) im Zusammenhang mit der Auffassung des Karinthbandes als Phyllonit nach Granitgneis dieses Forschers (l. c.) ist wohl denkfolgerichtig, wird aber den Tatsachen nicht gerecht, die einen Ablagerungsverband des „gerippten, weißen Kalkes“ mit dem hangenden Oberen Dolomit erkennen lassen.

Der oberkarinthische Netzkalk ist ein hellgelblichbrauner, auch im Bruch gleichfarbiger, ziemlich dünnschichtiger Kalk, der auf den Schichtflächen durch die Auswitterung zahlreicher, feiner Kluftrisse, die sich ziemlich regellos überkreuzen, eine netzartige Zeichnung aufweist. Manchmal begrenzen diese Kluftrisse verschieden große, heller gelbliche, eckig begrenzte Felder, so daß sich ein breccienartiger Anblick bietet.

Auf der oberen Sauereggalm, unter dem E-Hang des Grünleitennocks ist der Netzkalkhorizont durch das Auftreten von wenige Millimeter bis 2·5 cm starken, etwas dolomitischen Lagen ausgezeichnet, die bei der Anwitterung als leistenförmige, meist rasch auskeilende Rippchen auffällig hervortreten: Rippenkalk. Im Hangend geht der nur wenige Meter mächtige Rippenkalk in schön gebänderten, bläulichgrauen, grobklüftigen, dolomitischen Kalk über. Besonders im N-Teil des unteren Aufschlusses ist deutlich zu sehen, wie sich der Rippenkalk unter Vermittlung des Bänderkalkes mit der Basis des Oberen Dolomites linsenförmig verzahnt. Eine tektonische Einschaltung dieser Rippenkalke im Sinne A. Thurner's (l. c.) ist auf Grund dieses eindeutigen sedimentären Lagerungsbildes auszuschließen.

Neben den Vorkommen der oberkarinthischen Netzkalke im Raume der Eisentalhöhe, die K. Holdhaus (l. c.) angeführt hat, ist das Auftreten derselben in der südlichen Fortsetzung des Kalkzuges nur an einer Stelle sicher, wo sie im Profile des S-Kammes des Pfannocks (Arkerschädel—Erlacherhütte) typisch ausgebildet sind; das andere Vorkommen, am E-Hang der Melitzen SW des Kanninger Bocks, zeigt 0·5 m mächtigen, dunkel-

grauen Kalkschiefer, der gegen das Liegend über 0-1 m Kalkphyllit in den graugrünen, etwas serizitischen Phyllit des karinthischen Schieferbandes, bzw. gegen das Hangend über dünnlagigen Kalk in den Oberen Dolomit übergeht. Bei der später folgenden Besprechung der Lagerung und der örtlichen Ausbildung wird allerdings aufzuzeigen sein, daß ebenso die Möglichkeit besteht, diese auch gesteinhch vom oberkarinthischen Typ abweichenden Kalke zum Rhät zu stellen.

7. Oberer Dolomit und Lannernockkalk — Nor — Rhät

Oberhalb des gegen den liegenden Unteren Dolomit trennenden karinthischen Schieferbandes, andernorts, wo dieses tektonisch verschluckt ist, direkt über dem Unteren Dolomit, baut sich die weitere Schichtfolge des Stangalm-Mesozoikums in einer teils schon im Absatz, teils tektonisch bedingt sehr unterschiedlich mächtigen Dolomitentwicklung auf, die vom Unteren Dolomit gesteinhch stets klar trennbar ist. Durch die Stellung über dem Karinth und eine sedimentäre Großverzahnung mit dem kalkigen Rhät kommt diesem Dolomit der stratigraphische Umfang von Nor bis Rhät zu, auf Grund dessen eine zusammenfassende Bezeichnung als „Oberer Dolomit“ am Platze ist.

Die gesteinhche Erscheinung ist am besten durch einen — auch sonst zu fordernden — Vergleich mit dem Unteren Dolomit zu vermitteln. Der Obere Dolomit zeigt im Gegensatz zu der meist weißlichen Anwitterungsfärbung des Unteren stets eine ausgesprochen graue bis dunkelgraue wie sehr oft graubraune. Zeigt der Untere Dolomit in der Splitterfazies an einem Kluftsystem Bankung, in der Karrenfazies ausgesprochene Schichtung, so entbehrt dieser der Obere Dolomit im hohen Grade.

Am eindrucksvollsten aber bietet sich der Unterschied zum Unteren in einer schon die innere Struktur verratenden, mehrminder starken brecciösen Skulpturierung der Anwitterung. Aus dieser folgert sich auch der Verwitterungserfall zu sehr ungleich- und unregelmäßig-körnigem Grus bis ungefügten Brocken von stets grauer, niemals weißlicher Färbung. Im Bruche offenbart sich weiterhin deutlich der Unterschied zum Unteren Dolomit: Zeigte dieser eine ebenflächige, wenn auch rauhe bis zuckerkörnige Ablösung mit weißlich-heller, oft bläulich gebänderter Färbung, so bricht der Obere Dolomit stets mehrminder trümmerig-brecciös mit mehr stumpf- bis dunkelgrauen, oft dunkelbläulichgrauen, niemals Bänderung zeigenden Farben. Ist der Bruch geringer brecciös, dann bietet sich zumindest eine auffällige, hell-dunkelgraue Fleckigkeit. Die brecciöse Struktur des Oberen Dolomites muß wohl als eine primäre Ablagerungseigenschaft angesehen werden, zumindest aber hat sich der Obere Dolomit einer auch den Unteren Dolomit erfassenden regionalen Beanspruchung gegenüber anders als jener verhalten.

In näherer Begleitung der Rhätmergel treten Lagen von Oberem Dolomit auf, die als Trümmerdolomit zu bezeichnen sind. In der Anwitterung bietet sich nämlich das Bild einer scharftrümmerigen, sehr verschieden große Komponenten enthaltenden Breccie. Im Bruch zeigen sich jedoch die einzelnen Trümmer im Stoffe vollkommen gleich mit der Grundmasse, in der Form nur andeutungsweise individualisiert. Je stärker brecciös der

Obere Dolomit ausgebildet ist, umso lebhafter braust er mit Salzsäure. Besonders der Trümmerdolomit zeigt oft zwischen den einzelnen Trümmern ein feines, nicht selten limonitisch imprägniertes Kalzitadernetz.

Zur Verbreitung des Oberen Dolomites, wie sie das Kartenbild darstellt, ist auf die bedeutenden Mächtigkeitsschwankungen von 200 bis 500 *m* hinzuweisen. Die starke Reduktion, bzw. das Fehlen im Gebiete der Flattnitz beruht auf tektonischer Verschüfung, während das rasche Ausspitzen des mächtigen Dolomites des Lannernocks gegen S wohl schon zum guten Teil — wie die Verzahnung mit Rhätkalk zeigt — im Absatz begründet ist, wenn auch vom Kanninger Bock gegen den Sattel S der Brunnachhöhe zu die Zerschering der Obertrias im Liegend des Pfannockneises durch die zahlreichen Späne von Gurktaler Phyllit im karinthischen Schieferbande veranschaulicht ist. Näheres wird hiezu bei der Besprechung der örtlichen Lagerung gesagt werden.

Im Raume der Innerkrems umfaßt unser Oberer Dolomit sowohl den „Hauptdolomit“ von K. Holdhaus (l. c.) als auch den „Rhät dolomit“ A. Thurner's (l. c.). Die gegensätzliche Auffassung der beiden Forscher, von denen der erstgenannte sämtliche Dolomit oberhalb des karinthischen Schieferbandes als norischen Hauptdolomit im Liegend des Rhät anspricht, der andere überhaupt nur Dolomit im Hangend des Rhät „finden konnte“, erfuhr seine Aufklärung, indem das fossilführende Rhät der Eisentalhöhe innerhalb des Oberen Dolomites im primären Ablagerungsverband auftritt. Auch dies wird im Kapitel über die Lagerung im einzelnen vor Augen zu führen sein.

SW der Grundalm im Pfannockgebiet, E des Lannernocks sind etwa 130 *m* Mächtigkeit des hangenden Oberen Dolomites als ein heller Plattenkalk ausgebildet. Aus dem liegenden Oberen Dolomit allmählich hervorgehend, scheint dieser Plattenkalk nur eine besondere fazielle Entwicklung des ersteren darzustellen, wird er doch von dem aus der Scharte Pfannock—Lannernock herabziehenden Band von rhätisch-liasischen Crinoidenkalken — gleichwie der Obere Dolomit des Lannernocks selbst — überdeckt. Mit der Benennung als „Lannernockkalk“ sei dieser örtlichen Entwicklung des Oberen Dolomites Genüge getan.

8. Mergelschiefer und Kalke — Rhät — Lias

Die von K. Holdhaus (1921, 1 und 2, 1932) entdeckte Rhätfauuna der Eisentalhöhe (Innerkrems) entstammt dunkelgrauen bis fast schwarzen Mergelschiefern mit schmalen Lagen von blaugrauem bis schwarzem, oft kalzitadrigen Kalk. Die Stellung dieser Gesteine im Dache unseres Kalkzuges, somit hart unter der Überschiebung der Gurktaler Decke, ist eigentlich für die Erhaltung von Fossilien die denkbar ungünstigste. Daher müssen besondere Gründe für die Konservierung walten, welche sich in einer sedimentären Verzahnung des Rhät mit Oberem Dolomit fanden, derart, daß das Rhät der Eisentalhöhe in einer großen Linse innerhalb des Oberen Dolomites etuiartig geschützt erscheint. Wo diese Umhüllung fehlt, tritt tektonische Beanspruchung und damit Zerstörung des Fossilinhaltes auf. Daraus ergibt sich weiters, daß das Rhät des Stangalm-Mesozoikums zum größten Teil in einer tektonitischen Sekundärfazies vorliegt, die auf Grund von durch örtlichen Zufall verschonter Relikte des ursprünglichen Gesteinscharakters als Rhät zu identifizieren ist.

Eine nähere Inaugenseinnahme der verschonten Rhätschichten der Eisentalhöhe zeigt vorherrschend — im ganzen vielleicht Dreiviertel der Mächtigkeit ausmachend — die dunklen Mergelschiefer, die die Kössener Lumachelle beinhalten. Die oft ziemlich hellen Kalkbänke erreichen im Durchschnitt bis 4 m Mächtigkeit und führen vorwiegend die Theocosmilien. Abb. 1 mag diese Faziesverhältnisse erläutern.

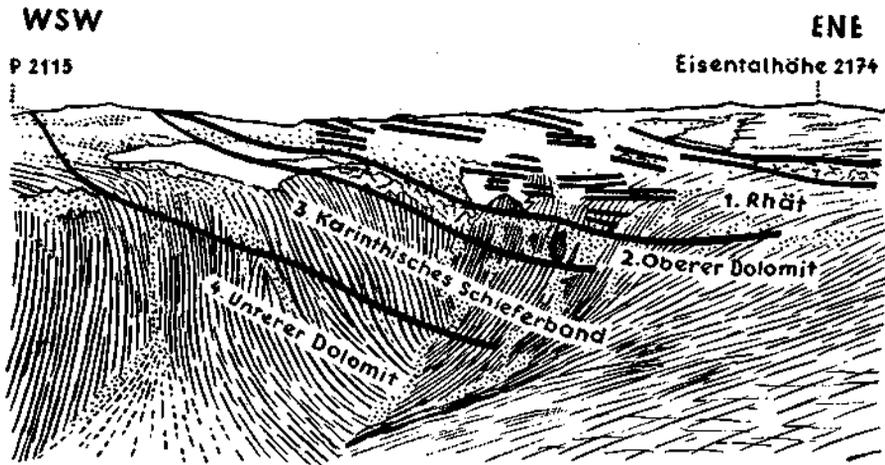


Abb. 1: Die S-Flanke des WSW-Kammes der Eisentalhöhe (2174).

Zeigt vom Hangend zum Liegend:

1. Faziesbild des Rhät — Mergelschiefer mit Kalklagen.
2. Oberer Dolomit im Liegend des Rhät (= Hauptdolomit K. Holdhaus [l. c.]), noch vor Erreichen des Kammes auskeilend.
3. Bockbühelschieferband des Karinths. — Am Horizont eine Felsgruppe aus Serizitphyllit (tektonischer Span).
4. Unterer Dolomit. — Setzt sich noch etwa 700 m mächtig gegen das Liegend fort.

Maßstab: Der Obere Dolomit in der Bildmitte ist etwa 10—12 m mächtig.

Von den Mergelschiefen gibt es in inniger Wechsellagerung Übergänge über dünn-schichtigen Kalk zu den kräftigen Kalkbänken, während andererseits die Mergelschiefer oft sehr dünnblättrig und kalkfrei werden, so daß sie als Tonschiefer zu bezeichnen sind. Lagenweise reiche Führung von Kohlenstoff macht diese von den Bockbühelschiefen ununterscheidbar. Die Mächtigkeit ist aber meist so gering, daß sie fast nur als Schichtbestege gelten können. Indessen fand sich nicht weit oberhalb des Karlbades innerhalb des Oberen Dolomites eine immerhin 4 m mächtige Linse von in Lagen C-reichen Tonschiefer, der unter Vermittlung von Rhätkalk sowohl im Hangend wie Liegend in Oberen Dolomit übergeht. Noch eine Erscheinung ist vorzumerken: Auf den oberen Hängen der Eisentalhöhe treten in Lagen von gefälten Mergelschiefen sehr zahlreiche Milchquarzflatschen auf. Wenn wir diese Sekretionsverquarzung als Wirkung der Gurktaler Überschiebung auffassen, so steht sie in der Intensität sehr zurück gegen die gleich zu erwähnende der sonstigen Verbreitung des Rhät. Auch hierin läßt sich also die besondere, geschützte Lage des Rhät der Eisentalhöhe erkennen.

Die eben beschriebene, durch geschützte Lage vor tektonischer Beeinflussung überlieferte ursprüngliche Ausbildung der Rhätschichten erfährt nun in ihrer sonstigen Hauptverbreitung unter der überschobenen Phyllitdecke durch diese eine Umprägung, deren Produkte sich recht gut ableiten lassen: Die blaugrauen Kalklagen erscheinen kristallinisch, ja in Linsen tritt mitten im normalen Gestein förmlicher Bänderkalk auf. Die dünnlagigen Kalke werden zu klingenden Kalkschiefern, die Mergel zu Kalkphylliten, wobei die Schmitzen von Bockbühelschiefer zu graphitisch glänzenden Phyllitschüppchen bis -flatschen verschmiert sind. Sekretionsquarz scheidet sich oft in regelmäßig verteilten, bis nußgroßen Knauern aus. Die örtliche Beschreibung wird später noch zeigen, wie sich innerhalb der derart umgeformten Rhätschichten immer wieder unverdaute Relikte finden, die mit dem unversehrten Rhät der Eisentalhöhe zu vergleichen sind.

Dem Gestein sowie dem paläontologischen Inhalt nach ist von den Kössener Schichten der Eisentalhöhe, bzw. deren umgeprägten Ausbildungen der Hauptverbreitung, eine Fazies von sandigen Crinoidenkalken — mit Einschränkung eines vermittelnden Überganges — abzutrennen: In der Scharte zwischen Pfannock und Lannernock sind es die von K. Holdhaus (1932) beschriebenen und in das Anis gestellten, dunklen, glimmersandigen Kalke, die sich durch reichliche Führung von Crinoidenstielgliedern auszeichnen. In mehreren Lagen gehen diese bräunlichgrau anwitternden, dünnlagigen Kalke in dünnschichtigen, fein- bis ausgesprochen grobkörnigen Kalksandstein über, u. zw. nicht nur gegen die hangende „Bock-Breccie“ (= „Verrucano“ Holdhaus', l. c.), wo sie dieser Forscher in einer etwa 4 m mächtigen Bank als „Äquivalent der Werfener Schiefer“ angesehen hat. Auch der Angabe von K. Holdhaus (l. c.), daß diese Kalke „durchaus an Gutensteiner Kalk erinnern“, kann sich der Verfasser auf Grund der oben gegebenen gesteinlichen Merkmale nicht anschließen. Vorerst noch ohne Betracht ihrer Stellung im Gebirgsbau — nur im rein geognostischen Vergleich — möchten wir die Sandsteine mit Grestener Sandstein vergleichen. Die Sandkalke vom Pfannock liegen im Hangend des Oberen Dolomites des Lannernocks, somit im Dach der aufrechten Schichtfolge unseres Kalkzuges. Die Unwahrscheinlichkeit einer verkehrt liegenden Schichtfolge im Sinne von K. Holdhaus (l. c.) wird aus der später folgenden Darstellung der gesamten Lagerungsverhältnisse zu entnehmen sein, wobei insbesondere die örtliche Zusammensetzung der Gurktaler Decke mitentscheidend ist.

Zwei weitere Vorkommen von an Crinoidenstielresten reichen Kalken finden sich in der schwächtigen Vertretung des Kalkzuges am N-Saum des Königstuhl-Karbons, nämlich am Knappenriegel (E Innerkrams) und Steinbachsattel (W Turrach). Dem Gestein wie dem Massenvorkommen von Crinoidenstielresten nach sind diese beiden Lokalitäten einerseits mit den Sandkalken vom Pfannock durchaus in eine Reihe zu stellen, andererseits zeigen sie durch Zurücktreten des Gehaltes an Glimmersand und Zunahme des Mergelgehaltes bei oft blaugrauer Anwitterung eine Annäherung an die Kössener Fazies der Eisentalhöhe. Auch an diesen beiden Örtlichkeiten treten die Crinoidenkalken im Verband mit Oberem Dolomit auf; jedoch ist die Lagerung derart bewegt, bzw. sind die Aufschlüsse von unzureichender Ausdehnung, so daß nicht zu sagen ist, ob hier die Crinoidenkalken nennens-

wert vom Oberen Dolomit unter- oder überlagert werden. Im Hinblick auf die Sandsteinlagen in den Kalken am Pfannock möchten wir annehmen, daß die Crinoiden führenden Schichten der drei genannten Vorkommen in den Lias reichen.

K. Holdhaus (l. c.) hat die Crinoidenstielglieder vom Pfannock näher untersucht, als mit *Dadocrinus gracilis* Buch ähnlich befunden und damit die Auffassung dieser Kalke als Anis gestützt. Wir selbst konnten in den Crinoidenkalken des Knappenriegels neben überwiegenden runden Stielgliedern auch einige mit fünfkantigem Querschnitt finden. Selbst das deutlichste Exemplar (Durchmesser 1.7 mm) ist aber ziemlich umkristallisiert. Fünf Furchen, die radial in die Ecken ziehen, sind immerhin deutlich erkennbar. Sie dürften die Rosette der Gelenkfläche darstellen, so daß Ähnlichkeit mit *Pentacrinus* sp. gegeben ist.

Da aus diesem Fossilrest eine eindeutige Bestimmung nicht möglich ist und eine — wenn auch als unsicher hervorgehobene — Einstufung u. E. unverantwortliche Beeinflussung und Folgerungen nach sich zieht, wollen wir die genannten Crinoidenreste lediglich als Fazieskennzeichen bewerten. Festzuhalten ist jedoch, daß die fünfeckigen Querschnitte der Crinoidenstielglieder nicht gegen unsere Auffassung als Rhät-Lias zeugen.

Die Verbreitung der rhätisch-liassischen Mergelschiefer und Kalke, die eine Mächtigkeit bis 130 m erreichen, läßt diese Gesteine als eine der beständigsten Glieder der Schichtfolge des Stangalm-Mesozoikums erkennen. Selbst dort, wo — wie am N-Rand des Königstuhlkarbons — tektonische Ausdünnung in hohem Maße Platz greift, erscheint das Rhät als Dach des Überfahrenen von seinem normal-stratigraphisch Liegend abgeschürft und am Stirnrand der Überschiebungsdecke in Form einer tektonischen Endmoräne erhalten. Die Rhät-Liasvorkommen vom Knappenriegel und Steinbachsattel bilden damit die wichtige Verbindung zu dem bei Turrach wieder mächtig einsetzenden Kalkzug, wo auch das Rhät sich im Predlitzgraben mit eindringlicher Deutlichkeit der Beobachtung bietet.

9. Kieselkalkschiefer, Kalkschiefer — Jura

Im Hangend des Rhät konnten einzelne Vorkommen von geringmächtigen Gesteinen angetroffen werden, die mit Sicherheit als Jura anzusprechen sind. Glücklicherweise verteilen sich die Fundpunkte — wenn auch der Zahl nach ungleich — auf beide Flügel unseres Kalkzuges, so daß damit ein wertvolles Indiz für die Altersgleichheit der angeblich paläozoischen „Bänderserie“ (A. Thurner, 1927) Turrach—Flattnitz mit dem allgemein als triadisch anerkannten Innerkrems—St. Oswalder Zug gewonnen wird.

Wir entdeckten die Juragesteine erstmals bei der Untersuchung des Ausstriches der Überschiebung des Turracher Karbons auf das Rhät des Rohrerwaldes (ENE Turrach). In Erwartung eines tektonitischen Mischgesteines war uns anfangs die wahre Stellung dieser grüngrauen, feinschichtig-gebänderten und unruhig gefalteten, kieselig-kalkigen Schiefer keineswegs klar; noch dazu, wo der erste Aufschluß, den wir beobachteten konnten — oberhalb der verfallenen Alm halbwegs an der Jagdstraße Turrach—Kärnerboden in 1680 m SH — tatsächlich starke Verknetung mit den liegenden Rhätkalkschiefern aufwies. Neben einem weiteren, ebenfalls nur kaum metergroßen Vorkommen an dem nächstwestlichen Kamm,

der gegen NNW zum P. 1518 („Tauernblick“ der Einheimischen) an dem genannten Jagdsträßchen hinabzieht, fanden sich die Kieselkalkschiefer sehr deutlich am N-Kamm des Eisenhutes — in dem kleinen Sattel N des P. 1948 — in 4—6 m Mächtigkeit aufgeschlossen.

Überaus klar treten die Kieselkalkschiefer im N-Kamm des Wintertaler Nocks auf. Etwa einen Kilometer weit sind sie hier in 10—13 m Mächtigkeit vom Gipfel des Leckenschobers (P. 1983) im Streichen bis fast zur Michelalpenalm unter der NE-Wand des Wintertaler Nockes zu verfolgen. Es sind vorwiegend grünlichgrau, in Lagen aber auch apfelgrün und hellbräunlich anwitternde, im Bruch grünlichgraue bis weißlichgraue, ganz feinfädrige, fast stets gefaltete Schiefer. Kalkreiche Lagen wechseln mit dichten kieseligen, Kieselkalkschiefer, der etwas W des Leckenschobergipfels geschlagen wurde, bot im Dünnschliff nachstehendes Bild:

(S 46): Quarz und Karbonat — mengenmäßig etwa je die Hälfte — bilden ein äußerst feinkörniges Gemenge, in welchem quarzreichere, bzw. kalkreichere Lagen von etwa 1 mm Dicke und gleichmäßigem s-Abstand mit unscharfem Übergang wechseln. Das Karbonat ist nur in den an Quarz ärmeren Lagen körnig kristallisiert, sonst von unauflösbarer, kryptokristalliner, blättriger Struktur. Vom Quarz sind nur die größeren (0.05—0.1 mm), selteneren — in Lagen gehäuften — Körnchen auf Grund ihrer eckigen bis mehr gerundeten, aber geschlossenen Umgrenzung als „Sand“ zu bezeichnen, die überwiegende Hauptmasse bleibt unter 0.01—0.02 mm Durchmesser, somit im Pelitbereich (C. W. Correns, 1939). Diese feinsten Quarze zeigen sich zu wolkigen und lagigen Aggregaten vereinigt, in sich wie mit dem kryptokristallinen Karbonat vielgestaltig innig verzahnt. Seltene, winzige Serizitlanzettchen liegen recht gut parallel dem s, ebenso wie noch seltener Chloritschüppchen. Sehr wenig Feldspat — zum Teil breitlamellierter Plagioklas — findet sich in den gröberen, „sandigen“ Lagen in Streifen angereichert. Gerade noch erkennbare Nadelchen von Rutil.

In dem Zug Leckenschober—Michelealpenalm entwickeln sich aus den Kieselkalkschiefern im Hangend geringmächtige, hellgelbbraun anwitternde, im Querbruch hellgrün-hellgrau gestreifte, oft violett gefleckte, feinebenenlagige Kalkschiefer¹⁾ mit oft noch ziemlich bedeutendem Gehalt an dichtem Kiesel.

So ziemlich an der Grenze Kieselkalkschiefer—gestreifte Kalkschiefer zeigen sich Linsen von hellgraurötlich anwitterndem Kalkschiefer mit besonders im Bruche auffälligen hellroten bis hellviolettroten, feinen Lagen. Die Textur im Querbruch ist feinebenenlagig und gefaltet wie die der liegenden Kieselkalkschiefer, der Kieselgehalt besonders in den helleren, karbonatreichen Lagen bedeutend.

Auch an dem gegen NE abstreichenden Kamm des Wintertaler Nockes konnten an der Stallstätte (ESE der Michelealpenalm) graugrüne Kieselkalkschiefer ausgeschieden werden.

In dem von Innerkrems gegen S ziehenden Flügel unseres Kalkzuges, an dem kleinen, auffällig hellen Felsgupf am S-Fuß des S-Kammes des Pfannocks, NE der Erlacherhütte, fehlen im Hangend des Rhät die graugrünen Kieselkalkschiefer. Hellgraurötlich anwitternde Kalke und Kalkschiefer mit hellroten, etwa kieseligen, gefalteten Kalkschieferlagen, ganz gleich den vorgenannten vom Leckenschober, bilden ein etwa 20 m hohes, auffälliges Felswandl. Ein Dünnschliff

¹⁾ Gelegentlich eines Vortrages, den der Verfasser am 18. April 1947 vor der Wiener Geologischen Gesellschaft über das Stangalm-Mesozoikum hielt, begutachtete Herr Dr. H. P. Cornelius dieses Gestein spontan als durchaus mit Oberjura-Aptychenkalk vergleichbar; für welche Freundlichkeit wir sehr dankbar sind.

(S 69) aus letzterem Gestein zeigt in den hellen Lagen Karbonatanreicherung, während die unauflosbar dichten, roten Lagen mehr tonig sind. In den hellen Lagen finden sich mehrfach skelettförmige Gebilde aus einkristallem Quarz von 0.15 bis 0.5 mm Durchmesser. Auch dort, wo die einzelnen Quarzskelletteilchen durch tonige Zwischenmasse völlig getrennt sind, löschen sie gleichzeitig aus, so daß sie sich abseits der Schlieffebene zu Körpern verbinden müssen. Besonders zwei Gebilde fallen auf: Das eine mißt etwa 0.16×0.24 mm und hat rechteckigen Umriß mit 2 symmetrischen Öhren, das andere von 0.16 mm Länge erinnert an einen Längsschnitt durch einen turmförmigen Gastro-poden. — Aus diesem Anzeichen erwächst wohl kein Wagnis, in diesen Gebilden Reste von Radiolarien zu erblicken. Insbesondere der viergliedrige, schlanke Steinkern gehört mit ziemlicher Sicherheit in den Formenkreis der Nasselariengenera *Dictyomitra-Lithocampe* 1)! Weiters finden sich mehrere schöne Magnetitwürfelchen.

Auch in einem Schlift (S 72) aus rötlichem Kalkschiefer vom Zuge Leckenschober — Michelebenalm — im Turracher Flügel unseres Kalkzuges konnten Reste von Radiolarien beobachtet werden, worunter ein sehr schlank keuliges Gebilde (0.3×0.07 mm) mit partieller Karbonatfüllung hervorzuheben ist. Auch hier Magnetit in modellscharfen Würfelchen.

Auf der Dachschichtfläche der roten Kalkschiefer finden sich im nur wenige Quadratmeter großen Vorkommen sehr geringmächtige, hellgrün-hellgrau gestreifte, violett gefleckte Kalkschiefer, in allen kaum zu beschreibenden Nuancen der Tracht (z. B. hellgelblichbraune Anwitterungsfärbung, Anwitterungsskulptur, scherbiger Zerfall) völlig gleich jenen vom Leckenschober-Michelebenalm in der Flattnitz.

Bemerkenswert ist eine schmale, braunviolette Erzkruste, die stellenweise zwischen den roten und den gestreiften Schieferen auftritt.

Radiolarienführende, bunte (vorwiegend rote), dünnlagige Kalkgesteine mit Gehalt an dichtem Kiesel sind wohl bezeichnend für die Radiolaritfazies des alpinen Jura. Da ein sichtlich enger Verband mit den liegenden, graugrünen Kieselkalkschiefern wie mit den hangenden, hellgrün-hellgrau gestreiften „Aptychen“-Kalkschiefern besteht, so möchten wir in den eben beschriebenen 3 Gesteinen mit Überzeugung eine Schichtfolge erblicken, die eine Vertretung des mittleren und oberen, oder vielleicht auch des oberen Jura allein umfaßt.

Anhang: Zur Vererzung des Stangalm-Mesozoikums

An der Frage der Genesis der Eisenlagerstätten, die zum völlig überwiegenden Teil im W—E-Flügel des Kalkzuges im Raume Innerkrems—Turrach auftreten, soll hier nur so weit gerührt werden, als es für den Versuch der Aufklärung der geologischen Bedingtheit dieser Vorkommen nötig ist. Von der zuständigen Seite des Lagerstättenfachmannes ist in jüngerer Zeit durch O. M. Friedrich (1936) eine Beschreibung der Turrach-Innerkrems-erzlager gegeben worden, in der leider gerade das geologische Problem keiner Klärung entgegengeführt wird.

Die Verbreitung der Eisenerze zeigt sich auffällig jener der rauchwackenartigen Gesteine der Basalgruppe des Kalkzuges gleichlaufend, so daß zunächst an syngenetische Entstehung der Lager und der Rauchwacken gedacht werden könnte. Demgegenüber werden aber Sideritlagerstätten allgemein einem metasomatischem Prozeß zugeschrieben. In unserem Falle ist es nun denkbar, daß das Ablagerungsgebiet der Rauchwacken mit der Erstreckung der metallbringenden Zone aus höherer Gesetzmäßigkeit 2)

1) Siehe hiezu Ilse Heitzer (1930).

2) „Launenhaftigkeit“ der Vererzung (W. Petraschek, 1932) als Erklärung soll Notausgang bleiben!

räumlich zusammenfiel: Der W—E-Verlauf der Rauchwacken liegt einleuchtend in der Richtung der allgemeinen triadischen Faziesachsen, dem regionalen Verlauf der Tethysküste entsprechend, wobei in unserem Raume das durch die in der gleichen Richtung gestaffelten Schuppen des Bundschuh-Orthogneises akzentuierte vortriadische Relief für die Faziesdifferenzierung der Triasbasis mitbestimmend gewesen sein mag. Weiterhin aber weisen die fast W—E streichenden tektonischen Körper des Bundschuh-Orthogneises auf in dieser Richtung tief in das Altkristallin einschneidende Bewegungsbahnen hin, in deren Bereich Wegsamkeit für azzendente Erzlösungen wohl gegeben wäre. Es muß wohl nicht besonders betont werden, daß nicht die im festen Zustand gegen Tag verschleiften Späne des Bundschuh-Granites selbst, sondern deren abyssischer — wohl stärker basisch anzunehmender — Stammbatholith als Erzsponder angesehen wird. Daß die genannten Bewegungsbahnen im Altkristallin vortriadisch, ja sogar vorpaläozoisch geschaffen wurden, hindert nicht, daß sie später im Gefolge posttriadischer Orogenese für die Zufuhr benützt wurden. Mobilisierung vorgezeichneter Leitlinien durch spätere Akte ist eine durchaus begreifliche Tatsache, die immer wieder zu beobachten ist (R. Schwinner, 1932).

III. Die Gesteine der Gurktaler Überschiebungsdecke

Aus der eintönigen Gesteinsgesellschaft der weiten Phyllitgefülle der Gurktaler Nocke treten die zum Teil durch Pflanzenpetrefakte als oberkarbonisch belegten Trümmergesteine gesteinlich noch am besten hervor. In örtlicher Häufung am NW-Rande des Phyllitgebietes vorkommend, sind sie, wie die Lagerungsverhältnisse zeigen, mit den fossilereen Phylliten zu einer tektonischen Einheit verschweißt, die im genannten Raume auf rund 50 km Erstreckung durch das Stangalm-Mesozoikum klar vom altkristallinen Grundgebirge getrennt ist.

In den die Hauptmasse der Gurktaler Berge bildenden Phylliten, die sich in ihrer Gesamtheit im Grad der metamorphen Prägung, die die erste Tiefenstufe nie überschreitet, einheitlich erweisen, ist es nach den Untersuchungen von R. Schwinner (1927, 1932, 1938) vielenorts möglich, zwei in Stoffbestand und metamorpher Tracht unterscheidbare Komplexe gegeneinander zu halten: den Gurktaler Quarzphyllit im engeren Sinn und die Eisenhutschiefer = Metadiabase A. Thurner's (1929). Nach R. Schwinner (l. c.) kann man in jener Zweiteilung die der Schiefer der Grauwackenzone in Innsbrucker, bzw. Ennstaler Quarzphyllit und Wildschönauer Schiefer, bzw. feinschichtige Grauwackenschiefer (W. Hammer, 1924) erblicken.

Für die stratigraphische Einordnung des Gurktaler Phyllites und der Eisenhutschiefer besteht die gleiche Unsicherheit wie bei den entsprechenden Schiefen der Grauwackenzone. Die gegenwärtige Lehrmeinung stellt den Quarzphyllit in das Algonkium bis Kambrium, während in den Äquivalenten der Eisenhutschiefer in der Grauwackenzone glückliche Fossilfunde der neueren Zeit schon sehr tief ins Silur hinabgeführt haben.

Zu den recht kennzeichnenden Einschaltungen in beiden phyllitischen Einheiten gehören grüne Diabasabkömmlinge als wohl synsedimentäre Lager; hingegen ist die Einordnung der eigenartigen, meist nicht sehr umfangreichen Dolomitlinsen (magnesitführender Dolomit, Eisendolomit) umstritten.

Unsere Untersuchungen haben ihrer Zielsetzung entsprechend, wie das Kartenbild zeigt, nur einen schmalen, das Stangalm-Mesozoikum unmittelbar begleitenden Saum des Phyllitgebietes erfaßt, umso mehr als durch die Arbeiten von R. Schwinner (l. c.) über den NW-Pfeiler der Phyllitdecke im Raume des Königstuhlkarbons fast alles örtlich Beobachtbare und daraus nur irgendwie zu Folgernde mitgeteilt erscheint. Es kann daher im folgenden nicht viel an zusätzlichen Beobachtungen im Phyllitgebiete gebracht werden, aus denen über die örtliche Geltung hinausreichende Schlüsse zu ziehen wären. Dennoch werden sich aus der Lagerung zweier sicher zu kennzeichnender Bausteine — dem Pfannockgneis und dem Oberkarbon — ebenso sichere Aussagen über den Gebirgsbau ergeben. Von diesen beiden Einheiten ist zunächst die Vorführung eines bis nun im Schrifttum kaum erwähnten, geschweige denn näher gewürdigten Bausteines der Gurktaler Phyllitdecke — der Gneisscholle des Pfannocks — zu bringen, womit sich ein weiteres Vergleichsmoment zu dem Bestande der nördlichen Grauwackenzone ergibt.

1. Der Pfannock-Gneis

Fast der gesamte Bergleib des Pfannocks (2247 *m*) sowie der nordwestliche Sockel der Brunnachhöhe (1976 *m*) werden von einer im Liegend des Oberkarbons des letztgenannten Berges zusammenhängenden, etwa 1×2 *km* großen und 500 *m* mächtigen Scholle eines hellen, feldspatreichen, im allgemeinen fein- bis mittel- und gleichkörnigen Mikroklin-Muskowitgneises gebildet. Sehr zum Unterschiede vom Bundschuh-Orthogneis zeigt sich nur vereinzelt eine Bankung oder gar Streckung des Gesteines; damit ist auch im Querbruch lagenschiefrige Textur die Ausnahme und eine mehr richtungslos-körnige die Regel.

Ein Dünnschliff (S 55) aus den mittelkörnigen Gipfelfelsen des Pfannocks zeigt ein grob granoblastisches Gefüge von buchtig gut verzahntem Quarz und großem, zum Teil perthitischem Kalifeldspat — wohl Mikroklin, wenn auch Gitterung fehlt — und meist zwillingslamelliertem, zum Teil sehr einschlußreichen (gefüllten) Plagioklas (\perp *na* gegen *M*: $-12^\circ =$ Albit mit 7% *An*) mit vielfach starker Kataklyse. Besonders deutlich ist diese an den verbogenen und zerbrochenen Lamellen der Plagioklase zu erkennen. Auch die spärlichen, groben Muskowitscheiter sind derart beansprucht. Oft schwimmen die Feldspattrümmer in einem Grus von fein zerstoßenem Muskowit. Die Kataklyse verläuft jedoch nur in gewissen Zonen, an welche auch Mörtelbildung gebunden ist.

Eine gut geschieferte Type von dem zum Kanninger Bock abstreichenden W-Kamm des südlichen Vorgipfels des Pfannocks zeigt im Querbruch fleischrote Feldspatlagen zwischen grünlichen Glimmerhäuten, während einer sehr feinkörnigen Lage am NW-Grat des Pfannocks in 2150 *m* SH schiefrige Textur völlig fehlt. Der Querbruch zeigt zwischen größeren Quarz-Feldspatagregaten eine schier dichte Struktur.

U. d. M. (S 68) fällt bei gleichem Mineralbestand wie in dem vorherbeschriebenen S 55 sofort ein vorherrschendes Gefüge auf, das als klastoporphyrisch zu bezeichnen ist: In einem richtungslosen Brei ziemlich gleichgroßer Feldspat- und Quarzkörner, die in eine feine Grundmasse gleichen Mineralbestandes, der sich noch Muskowitgrus zugesellt, eingebettet sind, liegen große Partien von kataklastischem Gneis, wie er im vorigen Schliff beschrieben wurde. Diese unregelmäßig geformten Gneispartien gehen ohne eigentliche Begrenzung, durch allmähliche Auflösung mit Dazwischentreten des feinen Glimmergruses in die isoliert in letzterem schwimmenden Trümmer über. Wir möchten dieses (nur im Schliffbild!) partienweise einer sedimentären Breccie ähnliche

Gestein als einen „Mylonit ohne Paralleltexur“ im Sinne von I. Königsberger (zit. nach U. Grubenmann-P. Niggli, 1924) und P. Quensel (1916, zit. l. c.) aufzufassen.

An der Sohle der Gneisscholle des Pfannocks — gleichfalls an dem vorgenannten W-Kamm des südlichen Vorgipfels des Pfannocks aufgeschlossen — treten in etwa 20 m Mächtigkeit graugrüne, phyllitische Schiefer auf, die von wenig anhaltenden und zu keinem s geordneten Serizitmembranen durchsetzt sind.

Im Dünnschliff (S 67 und S 73) zeigen sich Reste eines zertrümmerten, gneisigen Quarz-Feldspatgefüges verhältnismäßig arm an letztgenanntem Mineral; dafür aber erscheinen kleine linsenförmige Feldspäte — sowohl von trübem Kalifeldspat wie von gefülltem Plagioklas — in großen Serizitströmen angereichert, die das Gestein ziemlich regellos durchziehen. Die Grenze der Feldspattrümmerchen gegen den Serizit zeigt meist deutlich einen unscharfen, diffusen Übergang. Chlorit durchsetzt in klaren Nestern das gesamte Blickfeld, bildet aber weder mit dem feinkataklastischen Körnerbrei noch in den Serizitströmen jene unauflösbare chloritische Serizit-Quarztrübe, wie sie für tonig-sandige Schiefer so charakteristisch ist.

Diese Gesteine, Phyllonite des Pfannockgneises zu nennen, gehen gegen das Liegend in für das freie Auge fast gleichartige, nur stärker glimmerige Schiefer über und diese wiederum in die violetten der Bock-Breccie. Es liegt uns vom Profil E des Kanninger Bockes zu wenig Schliffmaterial vor, um eine Grenze zu ziehen; am NW-Grat des Pfannocks aber konnten die grünen Schiefer der sedimentären Bock-Breccie einwandfrei identifiziert werden (siehe pag. 140 — Schliff S 66!).

Setzen wir das jüngste Ereignis — eine durch Rekristallisation der Epistufe gefolgte Kataklastose — von der gesamten auf den Pfannockgneis niemals eingewirkten metamorphen Prägung ab, so erhalten wir ein für das liegende Altkristallin geradezu typisches Gestein der Mesozone. Ein naheliegender Vergleich mit dem Bundschuh-Orthogneis des liegenden Altkristallins bringt das gemeinsame Merkmal des Fehlens von femischen Komponenten. Der Unterschied in der Tracht ist mit dem verschiedenen tektonischen Schicksal zu erklären. Der Bundschuh-Orthogneis zeigte eine nicht bis in den Kern gehende, besonders randlich kräftige Verschieferung gefolgt von mesozonaler Rekristallisation. Der Pfannockgneis wurde zuletzt unter Epibedingungen gleichfalls sichtlich randlich verformt. Inwieweit diese randliche Mylonitisierung und Phyllonitisierung korrelat ist zu der allgemeinen Kataklastose abseits der Wirkungsfläche der Überschiebung der Gurktaler Decke, ist nicht aufklärbar. Wir möchten eher annehmen, daß letztere einem früheren, präalpidischen Ereignis zukommt.

Dem Pfannockgneis zu vergleichende Kristallinschollen innerhalb der Phyllitserie sind durch W. Petrascheck (1927) von der Gerlitzten, durch H. Beck (1932) vom Wintertaler Nock (Flattnitz) und durch A. Thurner (1936) von der Frauenalpe (Murau) bekanntgeworden.

2. Gurktaler Quarzphyllit

Er ist ein grauer bis dunkelgrauer, seltener grünlicher, feinblättriger, Quarzknauern und -schwielern führender Phyllit mit wechselnd starkem Gehalt an Serizit, der die lebhaft gefalteten und gefältelten S-Flächen bildet. Quarz und Serizit sind meist nach Lagen mit wechselndem Vorkommen von einem der beiden Minerale getrennt. Während Serizit fast niemals soweit Vormacht erlangt, daß heller Serizitphyllit zu benennen ist,

bildet feinstkörniger Quarz — höchstens bis Grobton (C. W. Correns, 1939) — oft derartig den Hauptmineralbestand, daß Phyllitquarzite entstehen, welche denn auch weit weniger bis gar keine phyllitische Fältelung aufweisen. Niemals individualisiert sich — dies sei hervorgehoben — der Serizit zu Porphyroblasten von Muskowit, welche mit freiem Auge zu erkennen wären; im Schliff zeigten sich jedoch innerhalb der Serizitsträhne mit diffussem Übergang oft Scheiterchen von Muskowit. Es ist kaum zu entscheiden, ob es sich hier um sedimentäre, anlässlich der Phyllitisierung diaphthorisierte Muskowitporphyroblasten oder um neu aus dem Serizitgewebe gebildete Porphyroblasten handelt. Es mag beides vorkommen, wie am nachstehenden Beispiel des Quarzes zu sehen ist. Im Schliff zeigen sich neben dem grobkristallinen, meist geregelten Sekretionsquarz, der im Handstück so auffällig hervortritt, auch deutliche, mehrkristallige Quarzgerölle von überdurchschnittlicher Größe als das Gesamtgefüge. Die dunkleren Farben des Gurktaler Quarzphyllites beruhen auf in den Serizitlagen gehäufte und feinverteilter kohligter Substanz; dazu gesellt sich noch spärlich Erz, das zumeist in limonitische Ströme umgewandelt ist, die das serizitische s zuzusagen aufblättern. Damit hängt die vielfach rostige Anwitterungsformung zusammen. Grünliche Tönungen rühren von Chlorit her, der in feiner Verteilung fast nie fehlt, augenfälliger aber manchmal als kluffüllender Pennin in großblättrigen Aggregaten auftritt. Zum sonstigen Mineralbestand ist seltener, albitischer Plagioklas, abgerollter Zirkon, Turmalin und vereinzelt auch Apatit zu nennen. Als Beispiel sei das mikroskopische Bild eines verhältnismäßig serizitarmen Quarzphyllites vom W-Kamm des Taubenkogels (2401 m), dem nordwestlichen Vorgipfel des Eisenhut (2441 m) gebracht, der in 1930 m SH E des P. 1896 geschlagen wurde:

S 24: Im Mineralbestand bildet Quarz die überwiegende Hauptmasse. Ganz gut spießig verzahnt erscheint er nach der Korngröße in Lagen gesondert: die gröberen von 0.02 bis 0.1 mm, die feineren von unauflösbaren, aber rein quarzigen Bereich bis maximal 0.01 mm Durchmesser. Das wellig gefältelte s markieren schmale Serizitsträhne, die mehrfach Muskowitscheiterchen umfließen. Vereinzelt tritt albitischer Plagioklas auf, dessen Korngröße über der der Quarze liegt: 0.05—0.2 mm. Bei manchen Körnern zeigt sich eine geringe „Füllung“, bei den meisten jedoch Zwillinglamellierung. Höchst wenig fein verteilter Chlorit. In den Serizitsträhnen findet sich örtlich kohlige Substanz; limonitische Ausscheidungen gehen sichtlich von den serizitischen s-Flächen aus. An Nebengemengteilen trifft man nicht allzu selten abgerundeten Zirkon (Korngröße 0.07 mm). Selten ist Turmalin (0.04—0.1 mm Durchmesser). Ferner ein Apatitkörnchen. Auffällig ist eine senkrecht zum s verlaufende Kluff mit grob- und mehrkristalliger, vollkommen geregelter ($n\alpha \perp s!$) Quarzfällung.

3. Eisenhutschiefer (Metadiabase)

Die zweite große Einheit der Gurktaler Phyllite — die Eisenhutschiefer — sind nach den Arbeiten von A. Thurner (1929, 1936) dem Quarzphyllit gegenüber gut zu charakterisieren: Tonschiefer mit allen Stadien der „Vergrünung“ bis zu reinen, noch Erstarrungsstruktur zeigenden Diabasen. A. Thurner (l. c.) hat diese Reihe als „Metadiabase“ zusammengefaßt. Wohl lassen sich auch im Gebiete des Eisenhutes, wie z. B. an der Frauenalpe, beachtliche Schichtpakete reiner, von Effusivstoff unberührter Tonschiefer (Eisenhutschiefer im engeren Sinn) von oft bunter (hellgrünlich, rotbräunlich, violett, grau, schwarzgrau) Färbung ausmachen, doch fehlen auch ihnen nicht Lagen von Diabastuff, während schließlich der Übergang in vorherrschend magmatische Gesteine in derart innig oszillierender

Wechselagerung erfolgt, daß kartenmäßige Grenzziehung schier undurchführbar ist. Wir haben daher in der Flattnitzer Karte lediglich körnige, im Querbruch massige Grünschieferlagen ausgeschieden, in welchen sich dennoch einiges an tonigem Material verbergen dürfte.

Mehr Bedeutung als dem Nachspüren dieser zwar fazieskennzeichnenden, doch launenhaften, synsedimentären, wohl submarinen Effusivtätigkeit kommt der Suche nach Kriterien zu für die von R. Schwinner (l. c.) aufgezeigte Schwierigkeit der Unterscheidungsmöglichkeit gegenüber dem Quarzphyllit, sobald auch die Eisenhutschiefer durch tektonischen Einfluß phyllitische Tracht aufgeprägt erhalten haben. Hiezu ergab sich folgendes: Selbst die stärkst phyllitisch gefalteten Eisenhutschiefer tragen auf ihren s-Flächen keine Serizit, so daß sie mit stets mattem Bruch sicher vom Quarzphyllit auseinanderzuhalten sind. Weiters fehlt den Eisenhutschiefern alle Sekretionsverquarzung. Anders aber ist es bei einer Abwandlung der Eisenhutschiefer, die A. Thurner (1936) auf der Frauenalpe als „feinschichtige Arkoseschiefer“ bezeichnet hat. Diese feinstsandigen, dünn-schichtigen Gesteine sind bei phyllitischer Durchbewegung vom Quarzphyllit kaum auseinanderzuhalten, indem sie dann ebenfalls Serizithäute führen. Im allgemeinen sind letztere aber im Eisenhutschiefer doch weniger anhaltend und mehr vereinzelt als die eng gescharten, serizitischen s-Flächen des Quarzphyllites. Die Grünschiefer im Eisenhutschiefer sind von jenem im Quarzphyllit ununterscheidbar.

Die Stellung der oft magnesitführenden (auch Ankerit) Linsen von Dolomit ist ungeklärt. In den Eisenhutschiefern treten nämlich nicht nur u. d. M. (siehe unten!), sondern auch makroskopisch beobachtbare, schmale, tonige Kalklagen auf. Nichts hindert anzunehmen, auch in den größeren Lagen und Stöcken normale synsedimentäre Einlagerungen zu erblicken. Daß die Dolomitlinsen zumeist an der Grenze Quarzphyllit — Eisenhutschiefer sitzen, spricht ebenfalls für eine Auffassung als stratigraphischer Horizont, wobei das weitaus spärlichere Auftreten abseits der Grenze tektonischer Transport sein kann, wenn auch dies direkt kaum nachweisbar ist. Ob nun diesen Dolomitlinsen ihr Stoffbestand (Magnesia, Eisen) vor der letzten Ortsstellung mitgegeben wurde (R. Schwinner, 1932), oder ob sie gleich wie ein Schwamm ihre Phyllitumgebung metasomatisch extrahierten (Chr. Exner, 1939), ist für eine Alterszuteilung insofern maßgebend, als nach letztgenannter Auffassung die Erzführung als sekundär erworbenes Merkmal Karbonatgesteine völlig verschiedenen Alters befallen haben kann. Vererbung oder — um ein anderes Beispiel zu bringen — Ölführung sind epigenetische Quergriffe und keine syngenetischen Leitfossilien!

Abschließend sei das Schlibbild eines Eisenhutschiefers knapp NE des Taubenkogels (Eisenhutvorgipfel) gebracht:

S 35: Äußerst fein- und gleichkörnige Quarzlagen wechselagern in etwa 0.2 mm s-Abstand mit dichten Chloritstreifen. Die Korngröße der Quarze erreicht nur vereinzelt 0.02 mm und bleibt vorherrschend weit darunter im unauflösbaren Bereich. Einzelne von den größeren Körnchen erweisen sich durch Zwillingslamellierung als Plagioklas; wieviel davon sich noch als feinstkörniger „Quarz“ verbirgt, ist unauflösbar. In den Chloritstreifen finden sich ziemlich häufig winzige, gerade noch erkennbare, chloritische Leisten, die intersertale Anordnung zeigen. Reichliche Bestäubung mit opaker Substanz markiert s-Flächen mit leichter Fältelung. Weiters finden sich schön im s eingestreut linsenförmige Häufchen von Karbonatkörnchen. Vereinzelt Magnetitwürfel.

4. Oberkarbone Trümmergesteine

Die einzige stratigraphisch sicher einzustufende gesteинliche Einheit der Gurktaler Phyllitberge stellen Trümmergesteine dar, die Pflanzenpetrefakte des Oberkarbons (Westfal D nach W. J. Jongmans, 1938) führen. Sie umfassen in ihrer Hauptmasse Sandsteine und Konglomerate, gehen jedoch in Lagen auch in feinsandige, ja tonige Schiefer über. Aber selbst letztere ermangeln niemals deutlich klastischer Komponenten in Form unregelmäßig die s-Flächen überstreuender, recht verschieden großer Blättchen von hellen Glimmer.

Von den durch Phyllitzüge¹⁾ getrennten Oberkarbonatvorkommen: Brunnachhöhe, Königstuhl, Winkelalm, Turrach und Paal²⁾ sind nur die beiden erstgenannten fossilbelegt, die anderen sind nach petrographischer Analogie zuzuordnen. Betrachten wir zuerst die Faziesvariation zwischen den beiden pflanzenführenden Vorkommen Königstuhl—Brunnachhöhe: Von den fast völlig aus Quarzgeröllen bestehenden, im Königstuhlgebiet so weitverbreiteten Konglomeraten ist an der Brunnachhöhe fast nichts zu sehen und glimmerreiche, mehr feinkörnige Sandsteine herrschen. Dafür transgrediert an der S-Flanke des Pfannockmassives das Karbon der Brunnachhöhe mit einem sehr groben Grundkonglomerat auf dem Pfannockgneis. Gerölle desselben liegen in einem scharfkörnigen Arkosezement, so daß man an der Grenze Gneis—Karbon oft sehr in Zweifel über die wahre Natur des Anstehenden ist. Aber auch im Karbon des Königstuhles finden sich z. B. am Steinbachsattel grobe Konglomerate von hellem Gneis, in welchem sich mehrere Typen des Bundschuh-Orthogneises wiedererkennen lassen. Damit ergibt sich bereits die erste Überleitung zur Identifizierung der Karbonschuppe von Turrach; denn bei der Platzalm (SSW Turrach) steht direkt am Kamm in 1580 m SH in einem Wandlaufschluß ebenfalls grobes Konglomerat an, dessen Gerölle auch u. d. M. mit dem kataklastischen Bundschuh-Orthogneis vergleichbar sind. Im Karbon von Turrach fand sich jedoch auch ausschließlich aus Quarzgeröllen bestehendes Konglomerat vom Typus des Königstuhles in dem N der Wicheralm (SE Turrach) genau W—E ziehenden großen Graben (Fetschlgraben der Einheimischen) orogr. rechts in einem schönen Wandl aufgeschlossen.

Im allgemeinen aber besteht das Karbon von Turrach aus mehrminder glimmerreichem Sandstein feiner bis mittlerer Korngröße, wobei das oft mengenmäßig bedeutende Vorkommen von auffällig frisch erhaltenem Biotit neben allgegenwärtigem Muskowit hervorzuheben ist. Selbst in sehr hellglimmerigen Typen fehlt Biotit fast nie. Ein im Handstück grauer, ungeschichteter, glimmerreicher Sandstein vom Rohrerwaldgraben in 1520 m SH zeigt

¹⁾ Unter Phyllit sei im folgenden stets der Komplex Quarzphyllit plus Eisenhutschiefer verstanden.

²⁾ Von dem Karbonvorkommen ober der Schartenalm (SW des Spitzwegs) im Langalpental, das R. Schwinner (1932) als noch im Transgressionsverband mit dem liegenden Altkristallin befindet, möchten wir seiner problematischen Existenz wegen absehen. Soviel wir beobachten konnten, sind es auf einer Verebnung (siehe Karte!) liegende Reste einer jungen Blockablagerung (vermutlich Moräne). Anstehendes Oberkarbon verrät sich auch bei geringstem Ausmaß (Winkelalm) durch stark wasserhaltigen Sumpfboden. Die Blöcke von Karbonkonglomerat auf der Schartenalm liegen strohtrocken!

u. d. M. (S 38) recht gleichmäßig große (0.15—0.35 mm Durchmesser), eckige bis höchstens kantenrunde Quarztrümmer. Während namentlich die kleineren Sandkörner alle einkristallig sind, erscheinen die größeren sowie spärlich eingestreute, besser gerundete Kiese (bis 2.5 mm Durchmesser) mehrkristallig mit innig buchtiger Internverzahnung. Im allgemeinen etwas größer als die durchschnittlichen Quarzkörner, wenn auch nie das Ausmaß der Kiese erreichend, findet sich ziemlich häufig trüber und fleckiger Feldspat, oft stark von winzigen Einschlüssen durchsiebt; manchmal schimmert noch Zwillinglamellierung durch. Biotit und Muskowit, mengenmäßig je zur Hälfte, bilden gut untereinander parallel liegende grobe Scheiter mit meist starker Verbiegung, Zerbrechung und Stauchung. Diese Beanspruchung ist sichtlich Anpassung an die Raumgewährung durch die Intergranularen der Quarz-Feldspattrümmer. Die Biotite zeigen ihren Pleochroismus hellgelb—gelbbraun, zum Teil in blaßgelb—graugrün abgeändert, während ausgesprochene Chloritisierung nicht zu beobachten ist. Chlorit tritt in unabhängigen, blättrigen Aggregaten — selten genug — ziemlich regellos verteilt auf. Die Zwickel zwischen den sperrig lagernden Glimmertrümmern und den eckigen Quarzkörnern ist durch eine unauflösbar feine, serizitisch-quarzitische Trübe erfüllt, in welcher sich örtlich Rutilitilz findet.

Die Schichtung der Sandsteine ist bei mehr feinkörnigen Abarten schön dünnlagig, während sie bei großem Glimmergehalt außerhalb des Handstückumfanges bleibt; trotzdem ergeben die gut parallel liegenden Glimmer ein deutliches s. Nicht selten tritt ein bedeutender Gehalt an tonfeinem Grus hinzu, wobei die Schichtung sehr undeutlich wird; durch unregelmäßige Einstreuung verschieden großer, zum Teil recht eckiger Sandkörner bis Gerölle ergibt sich dann das Bild eines Gesteines, das man gemeinlich als Grauwaacke zu bezeichnen pflegt, insbesondere dann, wenn außerdem noch phyllitische Tracht gewissen Grades hinzukommt. Mit letztgenannter Eigenschaft ist ein häufig zu beobachtendes Merkmal der Turracher Karbonscholle aufgezeigt. Allenthalben zerlegt der Hammerschlag zu linsenförmigen Schollen, deren Ausmaß im allgemeinen etwa zwischen Hand- und Brotlaibgröße liegt. Die sphärischen Grenzflächen dieser Phakoide zeigen harnischartige, mattglänzende Glättung und Riefung. Gegen das ausdünende E-Ende des Turracher Karbons gehen an der Stallstätte (SE Michelebenalm) die ebengenannten Linsenflächen in eine mehr parallellaufende Schar von welligen s-Flächen über, die manchmal serizitische Bestege tragen, so daß sich ein grobphyllitischer Habitus der dortigen konglomeratischen Sandsteine ergibt.

Ein Dünnschliff (S 27) von einem etwas schiefrigen, grauen Konglomerat der Stallstätte zeigt sehr ungleich große spießbeckige Quarz- und in der Minderheit Feldspattrümmer in einer serizitisch-quarzitischen Grundmasse schwimmend, die durch Parallelstellung feinsten Serizitschüppchen eine gewisse beginnende Ordnung zu einem s erkennen läßt. Letzters ist wie zu erwarten — dem sedimentären Lagerbau des Gesteines gleichlaufend, der sich durch große Muskowitporphyroblasten ausdrückt. Biotit ist nur sehr spärlich vorhanden, doch erweist sich mancher der hellen Glimmer auf Grund der Interferenzfarben verdächtig, ausgebleichter Biotit zu sein. Auffällig ist die Chloritarmut des Gesteines; nur manchmal liegt ein grüner Schleier in der trüben, feinen Füllmasse.

Phyllitisierung gleichen Ausmaßes — Bildung phyllitischer Gleitflächen mit spärlichen Serizitbestegen — ist auch an der Basis des Königstuhlkarbons zu beobachten, besonders deutlich im Albingwald am NE-Hang der Hagleiten, SW der Hinteralm im Kendlbruckergraben.

Örtlich und nur geringmächtig bergen die dann meist feinlagigen Sandsteine dunkelgraue bis schwarze, leicht abfärbende Tonschiefer, welchen — wie bereits oben gesagt — fast niemals, zumindest vereinzelte oder staubartige, Einstreuung von Hellglimmer fehlt. In solchem mit glimmersandigen

Bestegen innig wechsellagerndem, dunklen Tonschiefer fanden sich im Gaißeckergraben (S Turrach) in 1380 m SH, nahe der Mündung eines kleinen Gerinnes genau W der genannten Wicheralm zweifelhafte, zum besten unbestimmbare Pflanzenabdrücke, die an *Calamites* erinnern. Würden diese Reste nicht in zwei mit kaum 1 mm s-Abstand benachbarten Lagen unter einem Winkel von 50° übereinanderliegen, würde man ebensogut harnischartige Rutschskulpturen annehmen können. Eine derartig innige und richtungswechselnde Gleitflächenscharung erscheint aber nach der Ausbildung der begleitenden Schiefer unwahrscheinlich.

Ebenfalls in der Nähe der Wicheralm, NE derselben am orogr. linken Begrenzungskamm des genannten Fetschlgrabens ist an einem 8—10 m hohen Wandl der sehr hervorzuhebende sedimentäre Verband Eisenhutschiefer—Oberkarbon unfehlbar aufgeschlossen. Typische graue Eisenhutschiefer des Liegenden gehen in voller Konkordanz ohne Anzeichen tektonischer Wirkung durch Auftreten von Glimmerblättchen, die gegen das Hangend sich zu Schmitzen und bald zu Schichtbestegen vereinen, in schwarze, innig mit Sandsteinschiefer wechsellagernde Tonschiefer einer hangenden, schmalen, südlich endenden Karbonzunge der Turracher Scholle über. Solche schwarze Tonschiefer mit Glimmerschmitzen scheinen eine gewisse Horizontbeständigkeit an der Grenze der Turracher Karbonscholle zu besitzen, denn nicht nur auch auf der anderen, orogr. rechten Seite des Fetschlgrabens, SW des P. 1896 zeigt sie ein Wandaufschluß in 1700 m SH an der Grenze gegen den hangenden Quarzphyllit — während sie im vorigen Aufschluß gegen liegende Eisenhutschiefer zu beobachten waren — sondern auch im Liegend der Turracher Karbonschuppe konnten diese schwarzen „Grenzschiefer“ im Rohrerwald an der Überschiebung gegen das Stangalm-Mesozoikum mehrfach beobachtet werden.

Zum Schlusse sei noch das Auftreten einer besonderen Fazies des Turracher Karbons im Profil des N-Kammes des Eisenhut aufgezeigt. Hier sind 50 m der Basis gegen die liegenden Kieselkalkschiefer des Jura und 30 m Mächtigkeit des Daches gegen den hangenden Quarzphyllit als eine sehr scharfrümmrige, ungeschichtete, fein- bis mittelkörnige Arkose mit dichtem quarzitischem Zement ausgebildet. Das Vorkommen dieser seltenen Fazies, die ebenso wie die über Eisenhutschiefer und Quarzphyllit hinweggreifenden Grenzschiefer sowohl im Liegend wie Hangend des Turracher Karbons auftritt, wird bei Besprechung der Lagerungsverhältnisse noch zu würdigen sein. Mit der quarzitisches zementierten Arkosefazies erscheinen Anklänge an jene des Paaler Karbons, wie aus den Beschreibungen desselben durch A. Thurner (1936) zu entnehmen ist.

All die eben mitgeteilten Kennzeichen sprechen durchaus dafür, in der Turracher Karbonscholle auch wirklich einen mit dem Königstuhlvorkommen gleichaltrigen Schichtkomplex zu sehen, wie das auch von R. Schwinner (1932, 1938) nach Abwägen aller Gründe fest angenommen wird. Leider glückte es uns nicht, im Turracher Karbon die einen gewissen stratigraphischen Wert beinhaltenden Gerölle von Lydit zu finden, wie sie im Königstuhlgebiet nicht selten sind; dafür aber fanden wir solche im Paaler Konglomerat. Dem durch Pflanzen belegten Karbon der Brunnachhöhe scheinen gleichfalls Lyditgerölle zu fehlen.

Wenn auch das Turracher und das Königstuhlkarbon durch Gleichheit gemeinsamer Gesteinstypen miteinander eng verwandt sind, so ist doch durch das Mengenverhältnis z. B. der groben Quarzkonglomerate zu den glimmerreichen Sandsteinen ein gewisser Faziesgegensatz gegeben. Wenn weiters groben Ablagerungen rascher Fazieswechsel zuzubilligen ist, so erscheint uns doch ein solcher bei der heutigen gegenseitigen nahen Ortsstellung der beiden Karbonschollen zu unvermittelt, als daß wir nicht tektonische Raumverkürzung dafür ursächlich halten möchten. Die Beachtung der Lagerung wird hiezu noch entscheidend beitragen.

Abschließend erscheint es uns im Hinblick auf spätere tektonische Schlußfolgerung wichtig, zur Kennzeichnung der stratigraphischen Stellung des Königstuhlkarbons und damit der anderen Vorkommen das Ergebnis der modernen paläontologischen Untersuchung von W. J. Jongmans (l. c.) scharf zu beleuchten. Dieser Forscher stellt nämlich das Königstuhlkarbon „etwa zum gleichen stratigraphischen Niveau“ (höchstes Westfal D) wie die Auernigschichten der Karnischen Alpen. Diese gehören nach F. Heritsch (1936, 1943) als unterer Teil der Schichtfolge der Naßfeldschichten an, die über dem variszischen Deckenbau transgrediert und mit ihrem hangenden Anteil — den Rattendorfer Schichten — sich in das Perm fortsetzt. Damit steht in guter Übereinstimmung, was W. J. Jongmans (l. c.) weiterhin sagt, daß die Flora des Westfal D sich „nicht scharf von mancher Rotliegendflora“ unterscheidet und „zwischen höchstem Westfal D und älterem Teil des sogenannten Rotliegend eine scharfe Grenze nicht zu bestehen scheint“. Schließlich vernehmen wir noch von diesem Autor, daß die Flora Königstuhl—Auernig von „vielen, was manchmal Stephan genannt wird“, nicht zu unterscheiden ist. Durch diesen stratigraphischen Umfang der Naßfeldschichten ist es sicher, daß der Deckenbau der Karnischen Alpen einerseits „sudetisch“ (H. Stille, 1924) ist (F. Heritsch, l. c.), andererseits die „asturische“ Phase Stille's dort nicht gewirkt haben kann.

Eine Störung der Lagerung des gleichaltrigen Königstuhlkarbons kann daher frühestens „saalisch“ sein; aus vielen Gründen ist eine solche aber späteren „alpidischen“ Phasen zuzuordnen, wie im tektonischen Teil dieser Untersuchung ausgeführt werden soll.

5. Werchzirmschichten — ?Perm, ?Skyth, ?Anis Bock-Breccie — Perm

Wir haben gerade am Ende des vorigen Abschnittes die Schichtfolge der Naßfeldschichten in den Karnischen Alpen erwähnt, die sich von der Moskaustufe des Oberkarbons bis in den Schwagerinenkalk des Perms fortsetzt. Auch im Hangend des Königstuhlkarbons folgen örtlich Gesteine, die ihrer petrographischen Ausbildung nach dem Perm zugeordnet wurden (R. Schwiner, 1932). Es sind dies die roten und graugrünen, wechselnd stark glimmerigen, meist ziemlich tonigen Schiefer der Werchzirmalpe, WSW von Turrach. Am „Roten Rain“ der genannten Alm folgt im Hangend dieser Schiefer ein polygenes Konglomerat mit Geröllen von paläozoischen Kalken und von Lydit in einem roten, sandigen und tonigen Bindemittel, das völlig der roten Spielart der liegenden Schiefer gleicht (R. Schwiner, l. c.).

Bei der Einstufung der Werchzirmschichten zum Perm liegt der Vergleich mit Grödener Sandstein und Tarviser Breccie nahe. Doch ist letztere zumeist wirkliche Breccie, zu dem fast stets nur aus Trogkofelkalk bestehend,

und wäre so schlecht mit dem gut gerollten Komponenten des polygenen Werchzirkonglomerates vergleichbar. Andererseits ist von dem Muschelkalkkonglomerat der Südalpen dessen gute Abrollung und bunt gemischte Geröllgesellschaft bekannt (R. v. Klebelberg, 1928). Dazu kommt, daß die im Liegend des Werchzirkonglomerates auftretenden Werchzirmschiefer, besonders in dem kleinen Vorkommen der letzteren etwa NW des Stangnock (2309 m; südöstlicher Eckpfeiler des Königstuhlmassivs), Werfener Schiefer sehr ähnlich sehen.

Diese Auffassung erscheint dadurch gestützt, daß im Gebiete des Pfannocks tatsächlich Gesteine auftreten, deren lithologischer Charakter und Verbandsverhältnisse eine Einstufung in das Perm mit Sicherheit gestatten und mit den Werchzirmschichten zwar z. B. durch die synsedimentäre Roteisenführung wohl gemeinsame Merkmale, ansonsten aber doch deutliche Verschiedenheit der Zusammensetzung aufweisen. Im Raume des Pfannocks schaltet sich nämlich im Dach des Stangalm-Mesozoikums gegen die hangende Gneisscholle des Pfannocks ein 6—15 m mächtiges Trümmergestein ein, das wir nach seinem am besten entwickelten Profil am Kanninger Bock-Sattel, kurz Bock-Breccie nennen möchten. Sie stellt sich dar als ein violetteroter, grobglimmeriger Sandsteinschiefer bis Quarzsandstein mit recht unregelmäßiger Einstreuung von Quarztrümmern bis zu sehr dichter Packung. Die Quarztrümmer besitzen sehr verschiedene Größe von 0.15 mm bis 30 mm (und darüber) Durchmesser und sind eckig begrenzt, aber deutlich kantengerundet.

Der Zement zwischen den Quarzen erweist sich im Dünnschliff (S 64) sehr stark vererzt; meist undurchsichtig schwarz zeigt er sich nur selten rot durchscheinend. Im auffallenden Licht meist braun-erdigtrüb. In den erzfreien Anteilen zeigt der Zement in einem unauflösbar feinen Quarz-Serizitzerreibsel Porphyroblasten von stark schuppigem Muskowit, der fließend in Serizit übergeht.

Neben den Quarzgeröllen gibt es solche von kataklastischem Muskowitquarzit, dessen stattliche Glimmerscheiter deutliche Verbiegung und gleichfalls randliche Serizitisierung, aber in weit geringerem Grade als jene im Zement aufweisen. Die Kataklastik des Quarzites zeigt sich weiters an feinen Mörtelsäumen der Quarzkonglomeraten.

Unmittelbar am E-Pfeiler des Kanninger Bock-Sattels und etwas weiter gegen S führt die Bock-Breccie eine 2—5 m mächtige Lagerstätte von Roteisenstein, über welche R. Canaval (1930) berichtet hat. Hervorzuheben ist, daß gerade im Erz die Quarztrümmer am stattlichsten sind, wobei deren Einstreuung sich auflockert.

Durch völliges Ausbleiben der großen Quarztrümmer geht die Bock-Breccie in Lagen und vor allem gegen das Hangend in violetterote, sehr hellglimmerreiche, etwas tonige, aber dennoch vorherrschend scharfquarzsandige Schiefer über, die in ihrer Tracht einigermaßen an Werfener Schiefer erinnern. Diese roten, feinkörnigen Schiefer sind meist stark gefältelt, während die Breccielagen durchwegs in linsenförmige Körper zerlegt sind.

Im Dach der roten, glimmerigen Schiefer mit Quarztrümmerlagen, wie sie am Kanninger Bock in etwa 6—8 m Mächtigkeit entwickelt sind, folgen hier gegen den hangenden Pfannockgneis graugrüne bis hellbläulichgrüne, sehr glimmerige Schiefer in einer Mächtigkeit von rund 20 m, deren linsige Zerlegung auffällt. Wir haben früher (pag. 132) gesehen, daß ein kaum abtrennbarer Hangendanteil dieser grünen Schiefer dem mikroskopischen Befund und dem beobachtbaren Übergang nach als Phyllonit des basalen Bereiches des Pfannockgneises anzusprechen ist; am NW-Grat des Pfannocks

aber ist deutlich aufgeschlossen, daß mikroskopisch ähnliche grüne Schiefer auch sichere Angehörige der sedimentären Bock-Breccie sind. Hier besteht diese vorwiegend aus graugrünen, und nur zum kleineren Teil rotvioletteten, stark phakoidal zerlegten, glimmerigen, wechselnd stark sandigen Schiefnern. Diese etwa 6 m mächtige Folge zwischen den liegenden Crinoidenkalken (im Hangend des Oberen Dolomites des Lannernocks) und dem hangenden Pfannockgneis ist tektonisch derart zerrüttet, daß der Hammerschlag immer nur weitere Zerlegung in kleine und kleinste Linsen schafft. Der grüne Schiefer bietet u. d. M. folgendes Bild:

(S 66): In einer trüben, unauflösbaren, chloritisch-serizitischen Grundmasse, die reichlich allerfeinsten Quarzgrus führt, liegen bis 2×4 mm große, im Durchschnitt aber nur 0.1—0.7 mm Durchmesser besitzende, gut gerundete Gerölle von Quarzit und von kataklastischem Glimmerquarzit mit geringer Feldspatführung. Die Gerölle des letzteren zeigen intragranulär eine lentikuläre Auflösung des gut buchtig verzahnten Quarzgefüges, wobei in den Zwischenräumen feinsten, zum Teil strähniger Serizit liegt. Dieser ist vollkommen klar gegenüber dem Zement zwischen den Geröllen. In der Serizitmasse der Quarzgerölle liegen diffus zerfelderte, aber verhältnismäßig einheitlich auslöschende Aggregate, die fast völlig serizitisierte Feldspat sein könnten. In den Quarzgeröllen findet sich auffällig häufig Erzimprägnation, zum Teil in Skelettform. Kleine Chloritsträhne innerhalb der Gerölle unterscheiden sich durch ihre Klarheit deutlich von der trüben chloritischen Intergranularmasse.

Am NE-Grat des Pfannocks ist die Bock-Breccie als grobe, roteisen-schüssige Quarztrümmerbreccie mit innig wechsellagernden, stark glimmerigen, meist einzelkorngrobsandigen, violettroten Schiefnern entwickelt. K. Holdhaus (1932) hat dieses Gestein als Perm („Verrucano“) eingestuft, welches als tiefstes Glied einer verkehrt liegenden Schichtfolge mit dem hangenden Pfannockgneis sedimentär verbunden ist. Die Crinoidenkalken wären nach diesem Forscher Anis, der Dolomit des Lannernocks Ladin. Wie schon im petrographischen Abschnitt erwähnt, ist der Dolomit des Lannernocks „Oberer Dolomit“, der von der Eisentalhöhe her zusammenhängend zu verfolgen ist, wie noch im einzelnen im Kapitel über die Lagerung auszuführen sein wird. Die Crinoidenkalken sind jenen vom Knappenriegel und Steinbachsattel gleich und gehören aus regionalen Gründen ebenfalls in das Dach der aufrechten Schichtfolge des Stangalm-Mesozoikums. Die als Perm aufgefaßte Bock-Breccie kann also zu unserem Kalkzug nicht im Ablagerungsverband stehen; vor Entdeckung des gleich unten zu besprechenden Aufschlusses, der die Einordnung der Bock-Breccie zum Perm entscheidet, dachten wir gleichermaßen an die Möglichkeit in diesem Gestein die stratigraphisch jüngere Fortsetzung des Stangalm-Mesozoikums zu erblicken und vermuteten liassisches Alter von der Stellung einer Tarn-taler-Schwarzeckbreccie.

Schon am NE-Grat des Pfannocks fällt zwischen dem Gneis und der Bock-Breccie eine 2 m mächtige Bank von hellem Quarzkonglomerat mit Sandsteinlagen auf, das gesteinlich mit Karbonkonglomerat vollkommen gleichzusetzen ist. Auch K. Holdhaus (l. c.) hebt diese Bank hervor, beläßt sie aber beim „Verrucano“. Einwandfrei ist die genetisch verursachte Nachbarschaft der Bock-Breccie mit karbonischen Gesteinen jedoch in der östlichen streichenden Fortsetzung des Aufschlusses vom Pfannock-NE-Grat am Wege Grundalm—St. Oswald der Bock aufgeschlossen, wo dieser ein kleines Gerinne durchfurcht (1760 m SH). Rote, zum Teil auch grüne, sehr glimmerige Sandsteinlagen der Bock-Breccie verzahnen sich wechsellagernd

mit hellbraune Sandsteinlagen führendem Karbonkonglomerat. Daß es sich wirklich um Karbon handelt, bezeugt die Vergesellschaftung mit weiteren typischen Karbongesteinen in der streichenden Fortsetzung des Aufschusses, an der rechten Seite des Gerinnes gegen die Grundalm hinab: Hier treten in feinkörnigen, grauen Sandsteinen schwarze, glimmerig-sandige Tonschiefer auf.

Ist damit die Bock-Breccie als stratigraphisch Hangendes des Oberkarbons dem Materialbestand der Gurktaler Decke angehörig, so erhebt sich die Frage nach dem Verhältnis der Bock-Breccie zu dem Pfannockgneis. Obwohl dies an sich ein später zu besprechen vorgesehenes tektonisches Problem ist, soll hier etwas vorgegriffen werden. Wie die Phyllonite an der Basis des Pfannockgneises E oberhalb des Kanninger Bockes und die starke tektonische Zerrüttung der Bock-Breccie am NW-Grat beweisen, liegt dieses Gestein und das zum Teil begleitende Karbon in einem Bewegungshorizont, der nicht verständlich wäre, wenn sich im Sinne K. Holdhaus (l. c.) die invers liegende Schichtfolge des Stangalm-Mesozoikums über der im Ablagerungsverband dem Pfannockgneis aufruhenden permischen Bock-Breccie aufbauen würde. Das Auftreten des erwähnten Bewegungshorizontes erscheint aber bei der von uns vertretenen Auffassung als Überschiebung der Bock-Breccie über die rhätisch-liasischen Dachgesteine des Stangalm-Mesozoikums zwingend, selbst wenn die Bock-Breccie, bzw. das mitverzahnte Karbon durch ursprüngliche Ablagerung mit dem Pfannockgneis verknüpft ist. Weil aber nun das Karbon der Brunnachhöhe — wie S des Pfannocks deutlich zu sehen ist — mit einem groben Grundkonglomerat, das vorwiegend aus Geröllen des Pfannockgneises selbst besteht, diesem aufruhet, ergibt sich die Notwendigkeit, die Bock-Breccie mit dem begleitenden Karbon auch von dem Pfannockgneis durch eine Bewegungsfläche zu lösen. Für die Annahme einer liegenden Falte im Körper des Pfannockgneises, um die Bock-Breccie mit dem Karbon der Brunnachhöhe zu einem einheitlichem sedimentären Mantel zu verbinden, gibt die einheitliche Scholle des Pfannockgneises keinen Anhalt.

Nach dem, was bei der Besprechung der stratigraphischen Einstufung des Oberkarbons der Stangalpe durch Zitierung W. J. Jongmans (1938) über die „unscharfe Trennungsmöglichkeit der Flora des Westfal D von mancher Rotliegendflora“ gesagt wurde, sowie daß „zwischen höchstem Westfal D und dem älteren Teil des sogenannten Rotliegend eine scharfe Grenze nicht zu bestehen scheint“, ist die Verzahnung der Bock-Breccie mit Oberkarbon am Pfannock eine geradezu überwältigende Übereinstimmung mit den Aussagen des genannten Forschers.

Mehr noch als im Schlußwort über das Karbon (pag. 138) gilt hier der Hinweis auf die Zeitlichkeit eines tektogenetischen Vorganges, der noch sicher permische Ablagerungen wie die Bock-Breccie als Baustein mitverwendet hat.

Nicht nur die Vergesellschaftung mit Oberkarbon scheint uns ein wesentlicher Umstand für die Zuordnung der Bock-Breccie als Angehörige der Gurktaler Decke zu sein; liegt doch an der Basis des Stangalm-Mesozoikums nur spärliches Perm — in Form des kleinen Vorkommens von Arkosequarzit an der Melitzen — auf dem Altkristallin, während ansonsten der triadische Zyklus mit einem Rauchwackenhorizont eingeleitet wird. Dies

steht sehr im Gegensatz zu den Bock-Breccie-Werchzirmschichten, deren Fazies durchaus als Einleitung auch einer vom Stangalm-Mesozoikum verschiedenen Triasentwicklung zu denken ist, die im Unterschied zu dem auf Altkristallin sedimentierten Stangalm-Mesozoikum auf einer Grauwackeneinheit (Gurktaler Phyllit + Eisenhutschiefer + Oberkarbon) abgelagert wurde. Trias solcher Stellung und gleicher Fazies der Basisbildungen ist jene des Krappfeldes.

B. Die Lagerung und die örtliche Ausbildung der gesteinlichen Einheiten

Das räumliche Verhältnis von gesteinlichen Einheiten zueinander und zu dem durch das Kraftfeld der Erde gegebenen Koordinatensystem — die Lagerung — bedarf zu ihrer Erklärung zunächst der gegenseitigen Abwägung der beiden Grundumstände, die zu der beobachteten Gesteinsvergesellschaftung führen konnten: Diese sind die Aufeinanderfolge im Absatz ¹⁾ (d. i. Schichtfolge als Altersfolge) und die tektonische Stockwerksbildung. Erleichtert wird die Zuteilung durch die Erfahrung, die erstere zu einheitlichen Zyklen, die zweite zu episodischen Phasen zusammenfaßbar lehrt.

Zur Feststellung der Zeitlichkeit des orogenetischen Vorganges erscheint uns eine Ergänzung der gegenwärtig allgemein angewandten Methode H. Stille's (1924) nicht nur für unser Arbeitsgebiet fortschrittlich: Das Alter der das orogenetische Produkt „diskordant“ begrabenden Ablagerung begrenzt wohl eindeutig nach oben, mehr stichhaltig aber erscheint uns das Alter des jüngsten noch in die Tektonik einbezogenen Bausteines zu sein. Damit wird vor allem jene Unsicherheit vermieden, die sich daraus ergibt, daß der Einsatz der diskordanten Überdeckung zumeist in („epirogenetischen“) Vorgängen begründet ist, die mit der vorhergegangenen Gebirgsbildung keine nachweisbar kausale Beziehung haben und viel später wirken können.

Aus der Interferenz der beiden Vorgänge Ablagerung und Orogenese resultiert mit zunehmendem stratigraphischen Alter der Bausteine eine immer größere Vielfalt ihrer Erlebnisse, die sich in stofflicher Umprägung (Metamorphismus) wie in der Zerstörung der ursprünglichen Einheit der Schichtfolge ausdrücken kann.

Wie das stratigraphische Bild eines Rindenteiles sich aus Einzelbeobachtungen fügt, indem die örtlichen Bedingnisse nach und nach auszuscheiden und die charakteristischen Merkmale — am schönsten gekrönt durch paläontologischen Beleg — zur Definition der gesteinlichen Einheiten zu vereinigen sind, bedarf der am Ende abzurollende Film der Tektonogenese der Summierung der nur aus den einzelnen Aufschlüssen voll überblickbar zu gewinnenden Eindrücke. Lagerung und örtliche Ausbildung — d. i. die durch Absatz und erlebtes tektonisches Schicksal verursachte Abwandlung in stofflicher Zusammensetzung, Tracht und Menge — der gesteinlichen Einheiten bieten sich vereint der Beobachtung und sollen im folgenden auch soweit nötig — im Zusammenhang dargestellt werden. Ins-

¹⁾ Die magmatischen Bausteine sind wenn syngenetisch den begleitenden Sedimenten gleichzuhalten, wenn quergreifend meist später als eigene tektonische Körper und infolge Stoffeinheitlichkeit gut individualisiert.

besondere im Bereiche des Stangalm-Mesozoikums war der vortektonischen Ordnung der Absatzfolge nachzuspüren, bzw. eine Abwandlung der letzteren auf fazielle oder tektonische Ursache bestmöglichst zu deuten. Die Zuordnung der zweitgenannten zu einem einheitlich gerichteten orogenetischen Vorgang führte dazu, dessen Auswirkungen in Art, Richtung und Stärke auch im Liegend wie Hangend des Kalkgesteinszuges zu suchen. Während das liegende Altkristallin weitgehende Unabhängigkeit von dem Bauplan des Stangalm-Mesozoikums zeigte, erwies sich die Innentektonik der überschobenen Phyllitdecke diesem korrelat.

Damit ergeben sich für die tektonische Gliederung des untersuchten Raumes drei gut trennbare Abschnitte, deren erster lautet:

1. Der innere Bau des Grundgebirges

Bis zum Murtal, in das der Predlitzgraben 8 km N des Blattrandes der Flattnitzkarte einmündet, herrscht in der tiefsten Einheit des Altkristallins, den Radentheiner Glimmerschiefern (R. Schwinner, 1927) flache Lagerung mit sanft gegen E tauchenden tektonischen Achsen, wie A. Thurner (1939) kurz berichtet hat. Erst ungefähr am N-Rand des Kartierungsraumes beginnen die Glimmerschiefer mit durchschnittlich 40° gegen S einzufallen. Obwohl gefügeanalytische Untersuchungen nicht vorgenommen wurden, wird es kein Fehlschluß sein, den hellglimmerreichen Hauptbruch der Granatglimmerschiefer als Ausdruck des primären, sedimentären *s* des vormetamorphen Gesteines — wohl toniger Sandstein — anzunehmen; liegt doch auch das Marmorband beim Hannebauer konkordant zu den umhüllenden Schiefern, ebenso wie die dort gehäuften Amphibolitlagen. Auch letztere sind — wie es für die gesteinhlich ähnliche Brettsteingesellschaft angenommen wird — als synsedimentäre, diabasische Einlagerungen anzusprechen. Auch der Wechsel der quarz- mit glimmerreichen Lagen spricht vornehmlich im Hinblick auf die eckige Verzahnung der Quarze, die wir als proterogen¹⁾ auffassen, für eine Überlieferung des sedimentären *s*. Daß die Schieferung mit der Schichtung nicht immer eine Ebene bildet, zeigte sich an das allgemeine *s* schräg schneidenden Scherflächen (pag. 83). Diese tragen Porphyroblasten von Biotit, wie er auch sonst das Gestein reich erfüllt, teils in *s* oft mit Muskowit parallel verwachsen, teils als Querbiotit.

In voller Konkordanz folgen im Hangend der Granatglimmerschiefer die Schiefergneise des Priedröfhorizontes (R. Schwinner, l. c.). Im Kammprofil Kilnprein—Vorderhüttenneck ist die Grenze der beiden Einheiten durch Sekretionsverquarzung ausgezeichnet. Keine Anzeichen sind aber zu finden, diese als Begleiterscheinung einer rückschreitenden Umprägung ansehen zu können.

Während im Raume W des Predlitzgrabens der etwa 1500 m mächtige Stoß der Schiefergneise bei nur wenig um W—E schwankendem Streichen gleichmäßig rund 40 gegen S unter den Bundschuh-Orthogneis der Steinbach-Schuppe (siehe unten!) einfällt, sind an beiden Flanken des Dammeggergrabens, NW des Grabensteinecks, die beiden Schenkel einer Antiklinale zu beobachten, deren Achse etwa dem Graben entlang streicht; ihr N-Schenkel

¹⁾ Im Sinne des Hinweises auf überlieferte, sedimentäre Formung.

verflacht bald am Grünbühel (Prof. 8) ¹⁾. Im Profil des Eisenhut-N-Kammes war noch einheitliches, mittelsteiles S-Fallen der Schiefergneise festzustellen (Prof. 9, Tafel II), so daß das augenfällige Vörprellen der Grenze Glimmerschiefer—Schiefergneis von der Vereinigung Dammeggergraben-Miniggraben gegen N mit dem Auftreten dieser Aufwölbung zusammenhängen dürfte. Die Scheitelregion dieser Antikline zieht N des Dammeggernocks in die N-Flanke dieses Berges und ist SW des Sonntagsbügels am Kamm gegen den Dammeggernock mit schwebender Lagerung einmeßbar (Prof. 7, Tafel II). In ihrer östlichen Fortsetzung ist sie im waldreichen Gehänge N der Krautwaldalm nicht mehr auffindbar.

An tektonischen Einzelbildern sei die gut meßbare Streckung des Schiefergneises am Kamm NNE des Kilnprein-Hauptgipfels, die unter 18° gegen SE fällt, sowie eine offene Verwerfung genannt, die vom Kilnprein-Vorgipfel fast saiger gegen NNE streicht.

An der Hangendgrenze der Schiefergneise gegen die Steinbachschuppe des Bundschuh-Orthogneises finden sich an mehreren Stellen kleine Lappen von Granatglimmerschiefer. Eine Deutung dieser Vorkommen als Aufschiebung durch den Bundschuh-Orthogneis findet keine Stütze beim weiteren Umblick; taucht doch die Steinbach-Gneisschuppe knapp NE von Turrach in Schiefergneis ein und bildet auch letzterer im Steinbachgraben das Hangend des ersteren. Außerdem ist Granatführung im Priedröf-Schiefergneis an sich nichts außergewöhnliches: Im Schliß fast immer beobachtbar (siehe S 60 — pag. 86, S 31 — pag. 87, S 1 — pag. 88 und S 14 — pag. 90) tritt auch megaskopisch erkennbarer Granat sehr reichlich im Rohrerwald in zwei dem Schiefergneis eingelagerten Bändern von Glimmerschiefer auf. Auch W. Petraschek (1927) hat im Gegendtal Einschaltungen von Granatglimmerschiefer im Priedröfhorizont beobachtet, welche R. Schwinner (1927) als atektonische Einlagerungen angesprochen hat. Wir möchten daher die Vorkommen von Granatglimmerschiefer an der Liegendgrenze der Steinbachschuppe des Bundschuh-Orthogneises folgender Deutung unterwerfen: Die Einschaltung des Bundschuhgneises in seine gegenwärtige Umgebung war, wie gleich weiter unten zu sagen ist, ein rein mechanischer Vorgang; es fehlen alle Hinweise auf intrusives Eindringen. Daß diese tektonische Einschaltung sich an einer Zone des geringeren Widerstandes — eben einer Glimmerschieferlage der Schiefergneise — ihren Weg bahnte, ist plausibel.

Das Vorkommen von Granatglimmerschiefer im Liegend des Bundschuh-Orthogneisspanes in der Kremsbachschlucht (Innerkrems), das K. Holdhaus (1932) angegeben hat, muß jedoch nicht dieser Einordnung gehorchen; zieht doch, wie die Karte von A. Thurner (1927) zeigt, vom Bärengrubenkar her eine Hellglimmerschieferantiklinale mit NE-Streichen in der Richtung zur Kremsbachschlucht, worin sich die älteste Anlage der Kremsbachstörung ausdrücken könnte. Die Gefügeregelung der Schiefergneise dieses Raumes hinwiederum zeigt eine deutliche Streckung, die bei N 75 W-Streichen unter 25 E fällt; diese ist im I. Bach E des Sauereggbaches im Liegend des Kalkzuges deutlich einzumessen.

1) Siehe die anliegende Tafel II!

Nahe dem Dach der Schiefergneise finden sich im Raume Innerkrems—Turrach—Flattnitz die auffälligsten gesteinhlichen Einheiten des Altkristallins in Form großer, plattenförmiger Späne des Bundschuh-Orthogneises. Im Bereiche unseres Aufnahmegebietes sind es die Steinbachschuppe im W und die Grabensteineckschuppe zwischen Predlitz- und Paalgraben. Erstere sei nach dem Orte ihres Vorkommens — dem Steinbachgraben W Turrach —, die zweite nach dem aus ihr gebildeten, graufelsigen Berge NNE des Wintertalernocks benannt. Im petrographischen Teil dieser Untersuchung haben wir pag. 92 ff. bereits der ausgezeichneten Gefügeregelung des Bundschuhgneises Erwähnung getan. Diese verbindet sich nun mit der körperlichen Gestaltung der beiden Schuppen zu einer genetisch einheitlichen Erscheinung. Während die Bankung des Bundschuh-Orthogneises bei ENE-, seltener NE-Streichen unter 35—45 gegen S fällt, zeigt die Streckung ein Streuen, dessen Grenzwerte N 55 W und N 70 W niemals überschritten werden, überwiegend aber gegen N 70 W tendieren. Das Fallen der Streckachsen bleibt in einem noch engeren Bereich von 15 bis 25 E, wobei hier die niederen Werte — etwa gegen 18° — weitaus vorherrschen.

Der Priedröf-Schiefergneis im Hangend der Steinbachschuppe des Bundschuhgneises ist — wie erinnerlich — petrographisch von jenem im Liegend nicht zu trennen, was durch das tunnelförmige Eintauchen der Steinbachschuppe des Bundschuhgneises knapp NE von Turrach verdeutlicht wird (Prof. 10, Tafel II). Daß die mechanische Verformung des Bundschuh-Orthogneises einem gleichgerichteten Kräfteplan wie jene des ummantelnden Schiefergneises unterlag, beweist mit nicht zu übertreffender Deutlichkeit der klassische Aufschluß einer Quarzitbank im Priedröf-Schiefergneis an der unteren Brücke im Orte Turrach (Prof. 10). Dieses Vorkommen, das bei der Abhandlung fraglicher „Verrucano“-Bildungen an der Basis des Stangalm-Mesozoikums bereits hervorgehoben wurde (pag. 88 und 97), zeigt eine sehr deutliche, dicksäulige Streckung, die bei N 70 W-Streichen unter 20—22 E einfällt, während die Bankung des Gesteines N 70 E-Streichen und 0—15 S-Fallen erkennen läßt. Die flache Lagerung der Schieferung ist infolge der durch die Streckung hervorgerufenen tonnenförmigen Ablösung des Felses nicht genauer anzugeben. Die Streckung dieses Quarzitaufschlusses weist auf die jenseitige, orogr. rechte Talseite des Predlitzgrabens, wo der unmittelbar liegende Bundschuh-Orthogneis eine Lage der Streckung von N 65—70 W bei 15—18 Einfallen gegen E darbietet. Das Bild eines typischen Tektonites, welches der Bundschuhgneis darstellt, wäre nicht vollständig, könnten nicht die stets vorhandenen, oft klaffenden Klüfte annähernd senkrecht zur Streckung wie die seltenen parallel derselben aufgezeigt werden¹⁾.

Die Streckung durchläuft unsere beiden Bundschuhgneisschuppen gleich einer Chorda dorsalis. Um bei dieser Metapher zu bleiben, muß die zugehörige laterale Entwicklung der Gneiskörper beschränkt sein: Das tunnelförmige Untertauchen der Steinbachschuppe bei Turrach (Prof. 10) und der Grabensteineckschuppe beim Wurmstein (Prof. 5, Tafel II)

¹⁾ Eine spezielle gefügeanalytische Bearbeitung der Bundschuhgneisschuppen wäre ein sehr dankbares Untersuchungsfeld gewesen; doch war das Hauptproblem der vorliegenden Arbeit in einer anderen Richtung gelegen, so daß Beschränkung verständlich ist.

in die Schiefergneise ergibt den Schluß, daß der gegen den Himmel ragende „Schichtkopf“ der plattenförmigen Bundschuhgneisschuppen eine nur wenig zurückgewitterte tektonische Stirn und kein reiner Erosionsrand ist.

Einem auffälligen Attribut der Orthogneisschuppen — hauptsächlich an der des Grabensteinecks aufgeschlossen — ist die Erklärung noch schuldig, wie sie pag. 100 versprochen wurde. Es ist dies die Bildung der mesozonaren, randlichen, quarzitischen Mylonite, die fast ausschließlich im Hangend des Bundschuhgneises auftreten, u. zw. gerade dort, wo kein hangender Priedröf-Schiefergneis nachzuweisen ist. Der Mylonitsaum des Bundschuhgneises kann also mit der Einschlichtung des letzteren in die Schiefergneise nichts zu tun haben, denn bei der Einheitlichkeit der Gneiskörper wäre ein einheitliches, ubiquides Reaktionsprodukt unbedingt zu verlangen. Da nun aus dem zur ältesten geologischen Erkenntnis des Gebietes gehörenden Hiatus im Umprägungsgrad zwischen Altkristallin und allem Hangenden (Kalkzug+Phyllitdecke) von letztgenanntem als lastende¹⁾, metamorphosierende Scholle für das liegende Altkristallin nichts in Frage kommt, kann diese Rolle nur einer heute fehlenden, längst (wohl schon vorpaläozoisch) abgetragenen Gesteinsdecke zugeschrieben werden. R. Schwinner (1943) hat diese Forderung mit aller wünschenswerten Deutlichkeit aufgezeigt: „Vom Altkristallinbau ist nur die Mesozone überliefert, das oberste Stockwerk muß abgetragen worden sein.“ Wir möchten in den mesorekristallisierten, randsaumartigen Myloniten des Daches des Bundschuh-Orthogneises ein Reaktionsprodukt an einer tektonischen Bahn erblicken, der in der metamorphen Einheit des Altkristallins eine weit größere Raumverzehrung zukommt, als sie an der Grenze Bundschuhgneis—Schiefergneis Platz gegriffen hat. Ob es sich hiebei wirklich um die Hauptdeckengrenze unter der erzeugenden Scholle oder nur eine stärker ausgreifende, sekundäre Bewegungsbahn innerhalb einer belasteten²⁾ Scholle handelt, muß unaufklärbar bleiben. Eines steht fest: Mit variszischer oder gar alpidischer Orometamorphose (H. P. Cornelius, 1942) haben die Mylonite des Bundschuh-Orthogneises keine Beziehung.

Die Lagerung der mächtigen phyllitischen Glimmerschiefer des Unterwänden-Lichtbergzuges NE der Flattnitz und der Umrahmung des Felfernigtalles muß außerhalb der Betrachtung des Verhältnisses zur Einheit Bundschuhgneis+Schiefergneis wie auch zu dem eben geforderten, abgetragenen Hangendkristallin bleiben, denn es finden sich keine Aufschlußhinweise. Bei der Grafenalm E der Mündung des Felfernigbaches in den Paalgraben ziehen die Schiefergneise des Sonntagsbügelzuges unter die phyllitischen Glimmerschiefer hinein. Ebenso unterteufen die Priedröf-gneise an dem Wagsattel NE der Scharalm die phyllitischen Glimmerschiefer des NW-Kammes der Unterwänden. In sich bieten die phyllitischen Glimmerschiefer keine Möglichkeit der Ordnung zu einem Lagerungsbild. Der unruhige phyllitische Habitus gibt nur Hinweise auf ziemlich flache Lagerung; S des Unterwändengipfels streicht eine offene Verwerfung NNW, deren Fortsetzung in dem steilen Geländeknick E des Priedwaldforstes zu vermuten aber nicht zu beobachten ist. Regional gesehen sind petrographisch

1) F. E. Sueß (1937).

2) F. E. Sueß (1937).

durchaus ähnliche Schiefer in gleicher tektonischer Position im Hangend der Priedröfigneise durch W. Petraschek (1927) im Gegendtal bei Arriach und an der Gerlitzen beschrieben worden (siehe hiezu auch bereits pag. 92!).

Wie schon das flächenmäßig bescheidene Kartenbild des Grundgebirges der Pfannockgruppe zeigt, wurde in diesem Raume das liegende Alt-kristallin nur als begrenzendes Element des mesozoischen Kalkzuges behandelt. Nur folgendes kann gesagt werden: Die Hellglimmerschiefer A. Thurner's (1927) ziehen, den S-Hang des Leobengrabens bildend, in der N-Flanke des Lenzbauerkopfes unter den Priedröf-Schiefergneis dieses Berges hinein. Im Langalmatal, am Wege des orogr. rechten Hanges, etwa 1 km NE des Weilers Kanning tauchen die Glimmerschiefer mit NW-Streichen und 70 N-Fallen wieder unter den Schiefergneisen der Rosenockgruppe auf. Dieser Aufschluß liegt schon außerhalb der Karte, während die SE-Fortsetzung der Grenze gegen den hangenden Schiefergneis WSW des Priedröfberges bereits ersichtlich ist. Die derart begrenzte Schiefergneiszone selbst weist in sich mehrfache sanfte Großwellung auf, indem das herrschende \pm OW-Streichen in Zonen das E-Fallen im NS-Umlaufstreichen von flach gegen E fallenden tektonischen Achsen erkennen läßt. Die beiden Späne von Bundschuh-Orthogneis des Wiesernocks und des Priedröfberges W und SW von St. Oswald heben mit tektonischem WNW-Streichen gegen Abend aus, mit S- bis SSW-Fallen in die ummantelnden Schiefergneise eingeschlichtet.

II. Das Bild der Lagerung und der örtlichen Entwicklung des Stangalm-Mesozoikums, im Streichen verfolgt von Profil zu Profil

In den Bergen der Innerkrems, dem Knotenpunkt der hier rechtwinkelig abstoßenden beiden Flügel des Kalkgesteinszuges war deren Verschweißung zu einer Einheit der Schichtfolge nachzuweisen. Daß dies durch Anführung weniger Einzelheiten überzeugt, ist den Erkenntnissen in den Flügeln selbst zuzuschreiben, welche nun derart dargestellt werden, daß nach einigen Streifzügen um Innerkrems die Wanderung gegen E von Profil zu Profil bis in die Flattnitz beschrieben, sodann wiederum von der Innerkrems ausgehend der Weg gegen S in die Pfannockgruppe eingeschlagen wird.

Als Schauplatz für das nächstfolgende dienen die durch A. Thurner (1927) und K. Holdhaus (1932) mitgeteilten Karten und Profile. Die sich daraus und aus eigenen Beobachtungen ergebende neue Auffassung ist in der anliegenden Übersichtskarte 1 : 75.000, Tafel III, ausgedrückt.

Was A. Thurner (l. c.) als „paläozoische Bänderserie“ im Liegend der mächtigen triadischen Dolomite der Innerkrems als von letzteren überwältigte Einheit abgetrennt hat, muß zum größten Teil weiterhin selbstständig bleiben, aber als tiefstes Schichtglied („Basalgruppe“) einer einheitlichen Folge, die den gesamten Karbonatgesteinstoß im Sinne K. Holdhaus' (l. c.) umfaßt. Bänderung aber greift noch weit in den hangenden Unteren Dolomit hinein und kann nicht als trennendes Merkmal gewertet werden, während dünnschichtige und dünnschiefrige Gesteine der Basalgruppe mit gebänderten gesteinlich gleichzusetzten (A. Thurner, l. c.) mit Entschiedenheit abzulehnen ist.

Die für eine gewisse („zentralalpine“) Triasfazies so charakteristischen Rauchwacken wurden bereits im petrographischen Abschnitt von der Basis des Kalkzuges am E-Kamm des Steinernen Manns (P. 2240 = Peitler-*noek* der Spezialkarte) beschrieben, wo sie im Verband mit dem hangend folgenden Unterem Dolomit stehen (Prof. 2 und 2 a, Tafel III). Von dem in der Richtung zur Heiligenbachalm gegen E abstreichenden Kamm des Steinernen Manns senkt sich in 2030 m SH in die N-Flanke vom Kamm weg eine kleine Rinne ab, deren rechte Flanke vom Liegend zum Hangend folgendes Profil liefert:

- Hellglimmerschiefer;
 2 m schwarzgrauer Kalk;
 1-5 m schwarzer, ebenflächiger Tonschiefer;
 2 m braun anwitternder, glimmerig-sandiger, von Phyllithäuten und Quarzknaurn durchsetzter, rauchwackenartiger Kalkschiefer;
 6 m ungemein zerritteter, zum Teil kohlenstoffärmerer, bräunlich anwitternder, milder Tonschiefer mit phyllitischer Feinfältelung der s-Flächen. Im Hangend und in den oberen Partien des Tonschiefers sind in 10—25 cm starken, linsenförmigen Lagen graubräunliche Kalkschiefer eingelagert;
 1 m total zerbrochener, phyllitisch gefältelter, kohlenstoffführender Tonschiefer;
 0-4 m Milchquarzbank;
 6—8 m als oberstes Glied der ziemlich isoklinal mit dem Berghang unter 35° gegen E fallenden Serie, eine Wandstufe bildend, schmutzigbraun anwitternde, sandig-kalkige, stark von Glimmerflatschen durchsetzte Rauchwacke (Kalk-Flaserbreccie) mit ockerigen Putzen;
 Unterer Dolomit.

An der linken Flanke der Rinne steht etwa in der Höhe der Liegend-Kalkschiefer etwas Dolomit mit rauchwackenartigen Zellendolomitlagen an, dessen Lagerungsverhältnis zum oben beschriebenen Profil der rechten Rinnenflanke nicht ersichtlich ist. In der Halde, die den Anschluß N-wärts talseitig begrenzt, fanden sich einige faustgroße, limonitische Erzkonkretionen mit Magnetitkriställchen.

Bevor wir uns entlang des Profiles Nr. 2 weiter gegen E zur Eisentalhöhe begeben, sei noch rasch das Profil des von der Schulter (P. 2121 SW Innerkrams) gegen NE zum Heiligenbach abstürzenden steilen Grabens besucht. Hier müßte nach der Karte von A. Thurner (1927) einwandfrei die Trennung der hier besonders mächtigen, basalen, paläozoischen Bänderserie vom hangenden triadischen Peitlerdolomit kennen zu lernen sein. Wir haben dieses rund 370 m mächtige Profil im Zwischenraum vieler Jahre zweimal begangen, weil es verhältnismäßig gute Aufschlüsse bietet; erfuhren aber hiebei nicht, auf Grund welcher Kriterien eine Zweiteilung in eine „Bänderserie“ und einen „Peitlerdolomit“ durchführbar wäre. In 1690 m SH beginnt im Hangend des Bundschuh-Orthogneises — ohne daß die Grenze selbst aufgeschlossen ist — anstehend der Kalkgesteinszug mit dünnlagigen, grauen, meist nicht gebändertem Dolomit mit Lagen von dünnschichtigem, dunkelgrauen, mürben, etwas limonitischen, sandigen Mergel. Diese typischen Gesteine der Basalgruppe sind nur wenige Meter aufgeschlossen. Weil in 1705 m orogr. links bereits weißlicher, zu würfeligem Grus zerfallender Unterer Dolomit ansteht, kann die Basalgruppe eine Mächtigkeit von höchstens 15 m haben. Was dann folgt, ist Wechsellagerung der „Splitter“- mit der „Karrenfazies“ des Unteren Dolomites. Im gebankten, oft gebänderten, vielfach kalkigen Dolomit (Karrenfazies) sind meist eine steilere Stufe bildende Wandeln der Splitterfazies eingelagert, so z. B.

besonders deutlich in 1730 m als 10 m hohes Wandl. Wohl ist ab 1830 m, wo A. Thurner (l. c.) etwa die Grenze Paläozoikum—Mesozoikum gezogen hat, Bänderung auf eine ziemliche Strecke sehr selten, doch treten ab 1850 m wieder besonders schön gebänderte Lagen von dickbankigem, kalkigen Dolomit auf. In dieser Höhe finden sich — nur wenige Dezimeter aufgeschlossen — braun anwitternde, sehr sandige, glimmerige Kalkschiefer mit unregelmäßigem, rauhen Haupt- wie Querbruch, die sehr an jene der Basalgruppe des Profiles erinnern. In 1950 m setzt dann orogr. rechts des Grabens eine einheitliche Entwicklung von Unterem Dolomit in Splitterfazies ein; oftmals gebändert liegt er söhlig bis 5° S fallend. In 2060 m folgt dann die Auflagerung phyllitisch gefalteter, kohlenstoffreicher Tonschiefer (Bockbühelschiefer), die am oberen Ende der Dolomitrippe musterhaft aufgeschlossen ist. Das Dach des Unteren Dolomites zeigt weder stärkere Bänderung noch Vergrusung. Die liegendsten 10 cm der Bockbühelschiefer, die bei NW-Streichen unter 10 — 15 gegen S fallen, sind etwas eisenschüssig und sekretionsverquarzt. Wer den Schulter-NE-Bach begangen hat, muß die Zweiteilung Thurner's verneinen; sie ist nicht durch die Tatsachen belegbar. 15 m der Basis — in Form dünnschichtiger, dunkler Mergel und Dolomite — können abgetrennt werden, denn wir werden sie in ganz der gleichen Ausbildung noch an vielen Stellen der Basis des Kalkzuges antreffen. Die Kalkschieferlage in 1850 m könnte eine zweite Schuppe des gesamten Schichtstoßes einleiten, wenn sich noch andere Gründe für eine Verdoppelung hätten finden lassen; außerdem müssen einem 350 m mächtigen Dolomitpaket doch auch dezimetermächtige fazielle Abirrungen zugebilligt werden.

Kehren wir zum Profil Nr. 2 zurück, das wir auf der Wanderung von dem Aufschluß der Basalgruppe am Kamm des Steinernen Manns zur Eisentalhöhe verlassen haben, so beobachten wir zunächst, daß — wie im Schulterbach — schönste Bänderung des Unteren Dolomites immer wieder anzutreffen ist. Wir erreichen die Oberkante des Unteren Dolomites W des Gipfels der Eisentalhöhe (2174 m) etwa bei P. 2115, der etwas N der Profillinie des Profils 2 gelegen ist. Hier findet sich unmittelbar im Liegend des Bockbühelschieferbandes ein wenige Meter mächtiger Zug von bräunlich anwitterndem, im Bruche bläulichen, hackigen, dolomitischen Kalk. Diese ruinenartig anwitternden Felsen sind die sedimentäre Einleitung der karinthischen Bockbühelschiefer, in deren Hangend hier bereits der Obere Dolomit im Liegend des Rhät ausgekeilt ist. Im Profilschnitt (Nr. 2), der etwas südlich über den P. 2112 (S Eisentalhöhegipfel) geht, ist er — wenn auch nur gegen 12 m mächtig — noch deutlich zu sehen, wie Abb. 1 auf pag. 125 zeigt.

Bei P. 2112 fallen die Rhätkalke mit 70° gegen ENE unter den Oberen Dolomit ein (A. Thurner, 1937). Mehrfach in Falten gewellt — öfters bis 25 W-Fallen beobachtbar — zieht der Obere Dolomit gegen den Karlbach hinab. In gleicher Höhe (1780 m) mit zwei etwas oberhalb des Karlbach, gleichfalls am linken Ufer befindlichen Almhütten ist deutlich das Auftreten einer weiteren Linse von Rhätkalken und -mergel mit Lagen von Bockbühelschiefer aufgeschlossen (siehe pag. 125!). Mit flachem ESE-Fallen ziehen die Rhätgesteine an beiden Hängen des Karlbaches unter den hangend folgenden Oberen Dolomit hinein. In dieser Rhätlinse hat K. Holdhaus (1932) unmittelbar E des Karlbach *Thecosmilia* sp. gefunden. Das auffällige Vorkommen von Rhät hier in der Tiefe des Karlbaches hat der genannte

Forscher (l. c.) mit der Annahme einer N—S streichenden Verwerfung entlang des Karlbaches zu erklären versucht. Die SE des Karlbades im Hangend des Rhät auftretenden Wände von Oberem Dolomit („Hauptdolomit“) werden von K. Holdhaus zwar im Text (l. c., pag. 186) ausdrücklich erwähnt, aber in der Karte nicht, bzw. als Rhätkalk ausgeschieden. Zweifellos ist das Auftreten des Oberen Dolomites im Hangend des Rhät des Karlbades nicht mit dem tektonischen Bild einer Störung vereinbar, wie es der genannte Autor (l. c.) gegeben hat. Aus der von uns vertretenen Auffassung des Rhät der Eisentalhöhe und des Karlbades als sedimentäre Linsen innerhalb von Oberem Dolomit hingegen ergibt sich auch eine Erklärungsmöglichkeit für die auf Grund der Fossilhaltung nötige Verschönerung bei der Lage knapp unter der hier durch Karbon vertretenen Gurktaler Phyllitdecke (siehe auch pag. 124!). Auch die Notwendigkeit, den im Liegenden des Rhät der Eisentalhöhe auftretenden „Hauptdolomit“ Holdhaus' mit dem im Hangend des Rhät lagernden „Rhätadolomit“ Thurner's unter einem neuen Begriffe „Oberer Dolomit“ zu vereinen, geht aus dem geschilderten Lagerungsbilde hervor.

Nicht weit N der Eisentalhöhe wurde Profil Nr. 1 (Tafel III) durch das Dach des Stangalm-Mesozoikums im Bereiche der E-Flanke des Grünleitenocks gelegt. Der Sattel E des S-Gipfels (P. 2116) dieses Berges weist nach der Karte von K. Holdhaus (l. c.) das Profil Unterer Dolomit—Bockbühelschieferband—Oberer Dolomit—Karbon auf; somit sind die Rhätkalke der Eisentalhöhe bereits ausgekilt. Auch N des Sattels, gegen die Sauereggalm zu sind sie nicht mehr zu beobachten. Desto deutlicher zieht der Obere Dolomit — im Gegensatz zur Karte von A. Thurner, während jene von K. Holdhaus knapp N des Sattels endigt — sich immer mächtiger auftuend durch die Hänge der oberen Sauereggalm bis fast zur Almhütte hinab, hier unter dem Schutt des Karbons des Sauereggknocks verschwindend. Schöne Aufschlüsse im Bachbett zeigen bei OW-Streichen flaches S-Fallen. Der Obere Dolomit der Sauereggalm, den A. Thurner (l. c.) trotz seiner eindeutigen petrographischen Abweichung vom unteren Dolomit lediglich als brecciöse Ausbildung des letzteren angesehen hat, findet hier keinesfalls im Sinne des genannten Autors sein tektonisches Ende; ihm wird von hier gegen E, in der „paläozoischen Bänderserie“ immer wieder begegnet werden.

Die Stellung des „gerippten, weißen Kalkes“ (A. Thurner, l. c.) = oberkarinthischer „Netzkalk“ (K. Holdhaus, l. c.) ist aus den Aufschlüssen der oberen Sauereggalm eindeutig zu bestimmen: An oder nahe der Liegendgrenze des Oberen Dolomites treten diese Kalke in teilweiser Verzahnung mit demselben auf. Im Hangend gehen die nur wenige Meter mächtigen Netzkalkbänke in grobwürfelig klüftigen, dolomitischen Kalk über, der oft prächtige Bänderung aufweist und rasch in den grauen, brecciösen Oberen Dolomit übergeht. Im Liegend der Netzkalke folgt das karinthische Schieferband.

War bis daher die Gliederung unseres Profils in seinem E-Teil gut durchzuführen, so bietet die E-Flanke des Grünleitenocks nicht leicht zu deutende Aufschlußverhältnisse. A. Thurner (l. c.) hat hier mehrere tektonisch eingespießte Schuppen von Phyllonit (= karinthische Schiefer K. Holdhaus', bzw. „Bockbühelschiefer“ mit Spänen von Serizitphyllit und Phyllonit des Verfassers) im „Peitlerdolomit“ (= Unterer Dolomit

d. Verf.) angenommen. Eine eingehende Untersuchung des E-Hanges des Grünleitenocks läßt aber erkennen, daß mit den schwarzen Schieferbändern in steter Gemeinschaft kleine Schollen von dunklen Rhätkalkschiefern und Oberem Dolomit auftreten. Leichter als Worte vermag dies durch das im vergrößerten Maßstabe dargestellte Detailprofil des Grünleitenock-E-Hanges vermittelt werden. Es sind kleine, in flachen Mulden des Unteren Dolomites ruhende Erosionsreste der normalen Hangend-schichtfolge! Das Dach des Unteren Dolomites am Grünleitenock ist tektonisch vergrust und verwittert zu kleinen ruinenartigen Felsgebilden. Dies ist verständlich, denn schon aus der Beschreibung des petrographischen Inhaltes des karinthischen Schieferbandes war zu entnehmen, daß dieses einerseits Aufnahmezone für tektonische Einspießungen, andererseits selbst als Zone geringeren Widerstandes zu einem Bewegungshorizont ausgebaut wurde. Die später folgende tektonische Zusammenfassung wird für letztere Funktion weitere Hinweise geben. Auch an der E-Flanke des zur Sauereggalm hinabziehenden NE-Kammes des Grünleitenocks in 2070 *m* sowie etwas tiefer in 2060 *m* am NE-Kamm selbst treten Lappen von Bockbühelschiefer in Verbindung mit Rhätkalkschiefer und Oberem Dolomit auf. Im Liegend dieser Lappen ist immer gleich der Untere Dolomit unter dem Hammer, der oft schön gebändert ausgebildet ist. Während am E-Hang des Grünleitenocks bei NS-Streichen wechselnd mittelsteiles E-Fallen im Unteren Dolomit herrschte, ist dieser in der ersten östlichen Parallelrinne zum NE-Kamm in 1960 *m* SH N 75 E bei 25 S-Fallen gelagert; das Einlenken in das Streichen der „Bänderserie“ bildet sich derart deutlich ab. Im Bache hart W der Sauereggalmhütte zieht nun der sehr flach liegende Untere Dolomit in voller Konkordanz mit dem hangenden Oberen Dolomit unter den Karbonschutt E-wärts hinein. An der Grenze der beiden Dolomite liegt bei der Alm ein Band von dunklem, gefältelem Kalkschiefer; nichts hindert, es als der rhätischen Stufe zugehörig anzusehen.

Die beiden Dolomite, die unter den Schutt bei der Sauereggalm untergetaucht sind, finden wir im 1. Bach E des Sauereggbaches wieder. Es ist dies jenes Profil, das K. Holdhaus (1932) ausführlich beschrieben hat. Die von diesem Autor ausgeschiedenen zehn Schichtglieder dieses Schnittes müssen zwecks Einbau in die regionale Schichtfolge des Stangalm-Mesozoikums folgende Umdeutung erfahren:

1. Die „Quarzitschiefer“ und „Quarzitbänke“ gehören auf Grund des petrographischen Befundes (siehe pag. 98!) zum Altkristallin, wie bereits A. Thurner (1927, 1937) aufgezeigt hat. Ihr Lagerungsbild zeigt mit einer deutlichen Streckung, die bei N 75 W-Streichen mit 25 E fällt, gleichfalls Zugehörigkeit zum Bauplan des Grundgebirges.

2. bis 4. Die „Dolomitphyllite, wechsellagernd mit grauen Dolomitbänken“ entsprechen dunkelgrauen, dünn-schichtigen Dolomiten mit Lagen von schwarzem Bockbühelschiefer unserer Basalgruppe.

5. und 6. Die „grauen, hell gelblichbraun verwitternden Dolomite“ von 80 bis 100 *m* Mächtigkeit sind zum größten Teil der mit einer 4 *m* starken, vererzten Bank eingeleitete Untere Dolomit; diese Stufe reicht jedoch nicht bis zu den „Raibler Quarzphylliten“ Holdhaus'; sondern die obersten 10 *m* dieses Dolomitpaketes sind bereits eindeutig brecciöser, im Bruche bläulicher und hackiger Oberer Dolomit. Mehrere bis 1.5 *m* mächtige Lagen

von Bockbühelschiefer sind dem Unteren Dolomit eingelagert und insbesondere an der Grenze Unterer Dolomit—Oberer Dolomit befindet sich eine deutliche, 1 m mächtige Bank.

7. Die nun im Hangend von Oberen Dolomit folgenden „Quarzphyllite“ Holdhaus' können daher in diesem Profil nicht ohneweiters als karinthisch angesehen werden; noch dazu wo sich das im Hangend befindliche Band von

8. „Netzkalk“ petrographisch als Kalkschiefer mit Quarzknuern und Kalzitadern erweist, wie er als charakteristisches Gestein des Rhät erkannt wurde.

9. Der „Hauptdolomit“ Holdhaus' ist in unserem Sinne Oberer Dolomit im Hangend des Rhät.

10. Karbon der Überschiebungsdecke.

Wir möchten A. Thurner (l. c.) folgen und die „Quarzphyllite“ dieses Profiles, die in schwarzen, heftig gefälteften Bockbühelschiefern stecken, als einen Schubspan auffassen. Leider ist uns Belegstück und Schliff aus diesem Quarzphyllitspan vor eingehender Bearbeitung in Verlust geraten und kann daher nur die Notiz gebracht werden, daß größte Ähnlichkeit mit phyllitisierter Karbongrauacke besteht; keinesfalls aber haben wir dieses Gestein als einen Phyllonit nach Altkristallin in Erinnerung.

Von dem eben besprochenen Profil gegen E sind in den kleinen Gräben der NW-Flanke des Sauerreggnockes die Aufschlüsse schlecht; im ersten Graben W von Altenberg steht jedoch sehr deutlich im Hangend von Unterem Dolomit blaugrauer, breccioser Oberer Dolomit in 1975 m SH an. Von hier läßt sich nun — vorerst in Lesesteinen — in Form von dunklen Kalkschiefern mit dunkelblaugrauen Kalklagen das Rhät zunächst zu dem Sattel am Altenberg oberhalb des hier einsetzenden, aus Unterem Dolomit bestehenden Wandluzes und sodann in die orogr. linke Flanke des Schönfeldes, gegenüber der Grafalm verfolgen. Oberhalb der verfallenen Knappenstube des Altenberg, hart an der Oberkante der obersten, westlichsten Dolomitwandln (2050 m SH) steht das Rhät in Form heftig gefältefter, mit schwarzen Tonschieferschüppchen durchkneteter Kalkschiefer an: N 80 W, 50 S. Wir fassen diese „Kalkphyllite“ als tektonisch mitgenommene Rhätmergel auf; in ihrem Hangend tritt nach einer krassen Gefällsverflachung schöner blaugrauer Kalk auf, der etwas kristallinisch ist und in Linsen Bänderung aufweist. Wir stehen damit im Dach des von A. Thurner (1927) beschriebenen Profiles des Altenberg. Die 28 m mächtige Folge von „Bänderkalk“ und „Kalkphyllit“ dieses Autors, die wir insgesamt dem Rhät zuordnen, lagert konkordant auf Unterem Dolomit in Splitterfazies, der in einer 110 m hohen, steilen Wandstufe zur Knappenstube abstürzt. In den untersten 20 m wird der Dolomit dünnschichtig und dunkelgrau und ist damit der Basalgruppe zuzuteilen.

Am Ende des am Altenberg somit aus dünnschichtigem, dunklen Dolomit der Basalgruppe, Unterem Dolomit und Rhätkalkschiefern zusammengesetzten Kalkzuges, das durch das östliche Untertauchen unter den Schutt des Schönfeldes gegeben ist, zeigt sich etwas südlich und oberhalb eines großen Tagebaues besonders schön das Rhät als blaugrauer, dünnlagiger Kalk, der bei N 25 E-Streichen mit 50—60 gegen W einfällt. Schwarze

Tonschieferschüppchen in dunkelblaugrauen Lagen bedeuten wahrscheinlich entmischten Mergel. Der Rhätkalk zeigt netzartige, karrige Anwitterungsfurchen und ist von zahlreichen verzerrten Kalzitschnüren durchschwärmt.

Durchqueren wir nun das schutterfüllte Schönfeld in der Richtung gegen den östlichen Begrenzungskamm des Grabens, so treffen wir unseren Kalkzug in 1900 m SH oberhalb der Grafalm am jenseitigen Hang. Bei einer Stollenpinge ist dunkelgrauer, dünnschichtiger, zum Teil mergeliger Dolomit der Basalgruppe mit N 20 E-Streichen und 50 S-Fallen aufgeschlossen. Die Halde zeigt außerdem grauen, dünnschichtigen, dolomitischen Kalk mit glimmerigen Schichtbestegen. Im Hangend folgt — schlecht aufgeschlossen — gelbbraunlich anwitternder Unterer Dolomit in schwach ausgeprägter Splitterfazies.

Guten Aufschluß bietet erst wieder der „Knappenriegel“ benannte Sattel (2130 m SH: Aneroid) zwischen Ochsenriegel (2265 m) im N und Hagleiten (2275 m) im S (siehe Profil Nr. 11, Abb. 2). Während die W-Flanke des Kammes unmittelbar S des Sattels fast zur Gänze von Schutt und Gras verhüllt ist, zeigt die S-Flanke ideale Entblößung. Das Profil Nr. 11 stellt daher eigentlich die spiegelbildlich verkehrte W-Flanke dar.

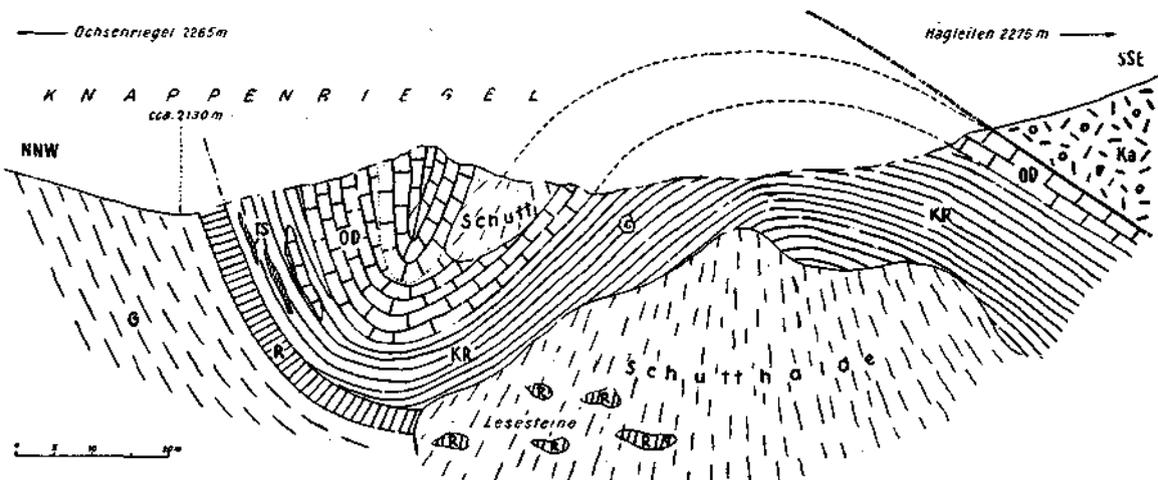


Abb. 2: Profil 11.

OD... Oberer Dolomit, brecciös	R.... Rauchwacke
KR... Kalkschiefer (Rhät) mit	G.... Altkristallin, Bundschuh-Orthogneis
TS... Tonschieferlagen	Ka... Karbon, Sandstein

Die Grenze Altkristallin (Bundschuh-Orthogneis)—Kalkzug geht durch das Satteltiefste. Von hier wenige Meter gegen E absteigend findet sich unmittelbar an der Rasengrenze in Form kopfgroß herauswitternder Blöcke etwa 2 m mächtig schmutziggelblich und olivgrün anwitternde, löcherigluckige Rauchwacke. Das Rauchwackenband ist in der Falllinie etwa 15 m zu verfolgen, bis es von dem Schutt der gleich zu besprechenden, im Hangend folgenden Kalkschiefer überrollt wird. Mit Unterbrechungen ist die Rauchwacke dann noch weitere 20 m ENE-wärts an der Basis der Kalkschiefer, aber schon in der Schuttthalde, zu verspüren.

Im Hangend der Rauchwacke folgen 10 m mächtig, N 50 E streichend und 70—75 S fallend gelbbraun anwitternde, dünn- bis dünnbankige, mergelige Kalkschiefer mit mittel- bis dunkelgrauem Bruch und glimmerigen oder auch von schwarzglänzenden Tonschieferhäutchen bedeckten Schichtbestegen. Die schwarzen Tonschieferbestege weiten sich bis zu $\frac{3}{4}$ m mächtigen Lagen aus, immer aber mit Kalkschieferlagen wechselnd.

Im Hangend der Kalkschiefer kommt nun, anfangs in linsenförmiger Einlagerung, bräunlich anwitternder, ungeschichteter, im Bruche dunkel- bis schwarzgrauer, hackiger, meist brecciöser Dolomit mit gleichfalls 10 m Mächtigkeit.

Mit scharfer Grenze, die bei N 60 E-Streichen saiger steht, folgt bleichgrau anwitternder, klotziger, sehr brecciöser Dolomit mit dunkelgrauem Bruch. Dieser hell anwitternde Dolomit bildet auf dem Kamm eine kleine Felsrippe und ist etwa 13 m mächtig.

Nach der Felsrippe folgen etwa 10 m aufschlußloser Schutt und sodann 5 m mächtiger, bräunlichgrauer, brecciöser Dolomit, der jenem im Liegend der bleichen Rippe vollkommen gleicht.

Sodann tritt im Liegend dieses Dolomites als N-Schenkel einer kleinen Antiklinale W—E streichender, 40 N fallender, bläulichgrauer, oft bräunlich anwitternder, dünn- bis dünnbankiger, mergeliger Kalkschiefer auf, mit glimmerig-sandigen Schichtbestegen, welche reichlich Crinoidenstielglieder führen; fast alle der letzteren stehen senkrecht s. Hier fanden sich unter den vorwiegend runden Stielgliedern auch einige mit fünfkantigem Querschnitt (siehe pag. 127!). Gegen den hangenden Dolomit zu sind die Kalkschiefer gefältelt. Ebenso wie die Kalkschiefer zwischen Rauchwackenband und Dolomit, denen sie fast völlig gleichen, führen auch sie häufig phyllitisch glänzende Schichtbestege von schwarzem Tonschiefer. Der S-Schenkel der Kalkschieferantiklinale zeigt N 80 W-Streichen bei etwa 25 S-Fallen und ist im Hangend konkordant gefolgt von einer 4 m mächtigen Bank von hellbräunlich anwitterndem, brecciösem Dolomit, wie wir ihn bereits aus dem Profile kennen.

Nun folgt das zu Schutt aufgelöste Karbon in Form von grauen, linsenförmig („phakoidal“) zerlegten Sandsteinschiefern. Zum größten Teil weisen sie ausgesprochen phyllitische Tracht auf und erinnern mit ihren grünlichen, glimmerigen s-Flächen sehr an die Phyllonite oberhalb der Bock-Breccie am Kanninger Bock.

Wägen wir die einzelnen Gesteinsglieder des Profiles vom Knappenriegel nach ihrem gegenseitigen Verhältnis ab, so ist es zweifellos, daß brecciöser Dolomit und Kalkschiefer noch weitgehendst im Verband der Ablagerungsfolge stehen. Verbindende Glieder sind die Lagen von schwarzem Tonschiefer (Bockbühelschiefer) und die linsenförmigen Dolomiteinschaltungen im Liegendkalkschiefer. Der brecciöse Dolomit ist der „Obere“ der Schichtfolge des Kalkzuges, die dunklen, mergeligen Kalkschiefer sind typisch für das Rhät.

Das heftig bewegte Lagerungsbild des Knappenriegels drückt deutlich die tektonische Beanspruchung des Kalkzuges aus, der hier — rechnet man die Vervielfältigung durch Faltung ab — auf nicht ganz 40 m ausgedünnt erscheint. Weil das Hauptgestein des Zuges — der Untere Dolomit — hier

fehlt, muß gegen das Rauchwackenband zu eine innere Bewegungsfläche angenommen werden. Der untere Dolomit ist von dem am leichtesten abschürfbaren Dach (Rhät + Oberer Dolomit) der Schichtfolge verschluckt; in der westlichen Flanke gegen die Grafalm, also etwas hinter dem am weitesten verfrachteten Hangend war dieses Schichtglied noch zu beobachten. Die um W—Estreichenden Faltenachsen am Knappenriegel zeugen gleichfalls für \pm meridionale Verfrachtungsrichtung; dann ist auch das Auftreten von Unterem Dolomit in der östlichen Flanke — in dem Kar gegen die Hinteralm zu — symmetrisch zu jenem ober der Grafalm noch weitere Bestätigung.

Das Rauchwackenband der Basalgruppe am Knappenriegel konnte wohl infolge ursprünglicher Ablagerung in eine Tasche des Bundschuh-Orthogneises in dieser geborgen die Abscherung der obertriadischen Folge Kalkschiefer—Oberer Dolomit über sich hinwegziehen lassen.

Entspringt die Zusammensetzung des Kalkzuges am Knappenriegel maßgeblich tektonischer Komposition, dann muß der gleiche Vorgang auch an dem nächstöstlichen Parallelkamm, dem Steinbachsattel gewirkt haben. In der Tat findet sich hier die gleiche Vergesellschaftung von crinoidenstief führenden Kalkschiefern mit Oberem Dolomit und Rauchwacken von bis ins einzelne der gleichen Ausbildung wie am Knappenriegel. Nahe dem Fuße eines kleinen Hügels aus aufgelöstem Oberen Dolomit trifft man in Blöcken kräftiger gebankten, rhätischen Mergelkalk mit einem feinen Kalzitadernetz, von größter Ähnlichkeit mit jenem der Eisentalhöhe. Gegen das Liegend geht dieser Kalk, der einigermaßen als anstehend einzuschätzen ist, in dunklen Mergelschiefer über, der schwarze Tonschieferhäute aufweist. Leider ist am gesamten Steinbachsattel wie auch in dessen Flanken für die Lagerung nichts zu gewinnen, denn es gibt kein Anstehendes; so gründlich ist hier der Alte Mann umgegangen.

Begeben wir uns nun vom Steinbachsattel gegen SE, so ist unser Kalkzug unter den erbarmungslos Schutt streuenden Hängen des aus Karbongesteinen aufgebauten Reißbeck (2301 m) nur an wenigen Stellen verspürbar. Erst jenseits des Kares tritt in 2000 m SH an einem Jagdstieg graublauer Kalkschiefer auf, der phyllitisch glänzende, schwarze Tonschieferhäute führt; oft ist er breccienartig ausgebildet, indem nuß- bis marillengroße Kalkschiefertrümmer kalkig verkittet sind. Der Kalkschiefer ist etwas kristallinisch und erinnert damit an gewisse Lagen am Altenberg; eine riefenartig anwitternde Feinschichtung setzt sich oft bänderartig im Gestein selbst fort, ja einige Blöcke sind als Bänderkalk zu bezeichnen. Weiters einige Trümmer von bräunlichgelb anwitterndem, brecciösem Dolomit.

100 m weiter gegen SE finden sich im nächsten kleinen Graben wieder einige Blöcke von graublauer Kalkschiefer und Bänderkalk. Als Bestege zwischen den Kalkschieferlagen und etwas mächtiger im Liegend des Aufschlusses treten bräunlich anwitternde, mürbe Kalkphyllite auf. Das Auftreten der blauen, zum Teil gebänderten Kalke der beiden eben beschriebenen Vorkommen in der NE-Flanke des Reißbecks erinnert an die blaugrauen Kalklagen im Profile des Altenberges; am Knappenriegel und Steinbachsattel war hingegen von gebänderten Kalken nichts zu beobachten.

Weiter südöstlich, jenseits eines kleinen schutterfüllten Kessels, setzt nun wiederum unser Kalkzug ein und zieht zunächst zu dem auffällig spitzgipfelförmigen P. 2068 am S-Hang des Steinbachgrabens empor. Von

diesem Punkt aus streicht die orogr. rechte Begrenzungsrippe des genannten kleinen Kares in der Richtung Steinbachsattel; sie besteht aus dem Bundschuh-Orthogneis der Steinbachschuppe. Der Rippe parallel läuft karwärts eine flache Rinne, an deren linkem Rand das Karbon felsbildend aufritt. Zwischen Gneis und Karbon finden sich nun — leider nur in Lesesteinen — ockerige, sandige Rauchwacken in Verbindung mit rostig anwitternden, von Milchquarzflatschen durchsetzten, zerrütteten Trümmern des Gneises sowie bräunlichgrau anwitternder, brecciöser Oberer Dolomit und blaugraue Kalkschiefer. Das oberste dieses die Rinne erfüllenden Schuttstromes bilden schmutziggraue bis — grünliche, bald hellere, bald dunklere, serizitische Phyllite, wie wir sie im folgenden gleich kennen lernen werden. Dann schließt, die Rinne verengend, auf eine Strecke von 50 m fast bis zu dem P. 2068 hinauf das Karbon direkt an den Orthogneis.

Das Profil des P. 2068 selbst, das F. v. Kerner (1895, pag. 326) kurz beschrieben hat, bietet als Liegendstes den bereits oben als Begrenzungsrippe des kleinen Kares erwähnten Bundschuh-Orthogneis. In dessen Hangend folgt konkordant dünnlagiger, quarzitischer Schiefergneis mit Biotitporphyroblasten, der besonders im Dach sehr hellglimmerig ausgebildet ist: N 80 W, 25—30 S. Im Hangend folgt — die Grenze ist leider schuttüberrollt —, über den durch einen Steinmann gezielten P. 2068 gehend, graublauer, zum Teil dünnschichtiger, im Bruche blaugrauer bis dunkelgrauer Mergelkalk mit wirren Kalzitadern und netzartiger Anwitterungsskulptur: N 70 W, 25—35 S. Die Ähnlichkeit mit den Rhätkalken der Eisentalhöhe ist unübertrefflich; lediglich ist hier der Bruch etwas stärker kristallinisch als in der Innerkrems. Eingeschaltet sind Mergelschieferlagen mit schwarzen, phyllitischen Tonschieferhäutchen, die oft derart vorherrschen, daß mit Kalkphyllit zu benennen wäre. Diese rhätischen Gesteine haben hier eine Mächtigkeit von insgesamt 12—15 m. Am E-Ende des Rhätvorkommens treten einige Blöcke von gelblich anwitterndem, im Bruche blaugrauen bis dunkelblaugrauen, brecciösen Dolomit auf: Oberer Dolomit. Das Hangend des Kalkzuges bildet — nur am N-Rand in Lesesteinen aufgeschlossen, ansonsten von einer Rasendecke verhüllt — etwa 35 m mächtiger, stumpfgraugrüner Phyllit, der die Basis des Karbons darstellt, welches in Form eines feinkörnigen Konglomerates in kleinen Felsbildungen ansteht; ziemliche Zertrümmerung gestattet keine Feststellung der Lagerung. Der graugrüne Phyllit im Liegend des Karbons erwies sich als Phyllonit, denn er zeigte

u. d. M. (S 7) eine sehr feinkörnige Grundmasse ziemlich gut verzahnter Quarze mit sehr zahlreichen kleinen Muskowittäfelchen, die stellenweise pseudomorphosenartig gehäuft sind. Ferner selten winziger, ölgrüner Biotit, etwas Rutil und Erz. An unregelmäßigen, weitwelligen s-Flächen ist Serizit und Chlorit vorhanden.

Das Phyllonitband spitzt gegen E in Gurktaler Serizitphyllit aus, der die weiten Gefilde der Hochalm bildet.

Haben wir entlang des ganzen N-Saumes der Karbonscholle des Königstuhles unseren Kalkzug fast beständig bis auf etwas Rhät, Oberen Dolomit und Rauchwacke der Basalgruppe reduziert gesehen, so ändert sich dies mit einem Schlage, sobald hart E des P. 2068 die Überdeckung durch Gurktaler Phyllit erfolgt, der — wie wir gerade ersahen — in diesem Profil deutlich unter das Karbon des Königstuhles hineinzieht: Bald E des P. 2068 setzt nämlich — den S-Hang des Steinbachgrabens bildend — Unterer

Dolomit ein, der rasch eine Mächtigkeit von gegen 200 m erreichend zum Hauptgestein des Kalkzuges wird; lediglich halbwegs am Wege zur Hochalm tritt ein kleiner Streifen rhätischer Kalkschiefer im Hangend, in der Tiefe des Steinbachgrabens ein kleiner Zug Basalgruppe in Form dunkler, dünnlagiger Kalke mit einer Bockbühelschieferlage im Liegend des Unteren Dolomites auf. Entlang des Steinbachgrabens fehlt somit zum größten Teil die Obertrias. Das Dach des Unteren Dolomites ist hier auf wenige Meter Mächtigkeit etwas brecciös ausgebildet, doch keineswegs derart feintrümmrig wie der Obere Dolomit; außerdem hat der Untere Dolomit seine rhomboedrische Klüftung wie den Zerfall hienach erhalten. Dies ist an dem schönen Serpentinesteig, der immer nahe der Oberkante des Unteren Dolomites vom P. 2068 zur Hochalm führt, in 1920 m SH gut zu sehen.

Das örtliche Zusammenfallen bei P. 2068 des Endes des reduzierten Umfanges des Kalkzuges entlang des N-Saumes des Königstuhlkarbons sowie des abrupten Wiederauftretens des Unteren Dolomites mit dem Herantreten von Gurktaler Phyllit an Stelle des Karbons an die Hauptüberschiebung kann nicht als Zufälligkeit abgetan werden. Eine selbständige Spezialbewegung der Karbonscholle des Königstuhles wird hier anzunehmen sein, worauf bei der Darlegung der Tektonik der Überschiebungsdecke noch näher zurückzukommen ist.

Das winzige Vorkommen von Karbonatgestein bei P. 2007 hat nichts mit unserem Kalkzug zu tun, sondern besteht aus rötlichbraun anwitterndem, grobkristallinen bis spätigen, magnesitführenden Dolomit. Diese Linse steckt bereits mitten im Gurktaler Phyllit, mißt nur etwa 20 m² und ist auf der Karte der Deutlichkeit halber übertrieben dargestellt.

Gegen den Predlitzgraben zu verschmälert sich der Untere Dolomit wieder, zum Teil auf Kosten von bräunlichgrau anwitternden Kalkschiefern und blaugrauen, geschichteten Mergelkalken des Rhät, die in 1450 m SH an dem von der Hochalm in den Steinbachgraben ziehenden Weg im Liegend von Oberen Dolomit aufgeschlossen sind.

Bald darauf erreichen wir somit den Predlitzgraben bei Turrach, wo sich ein schönes Profil durch den Kalkzug bietet: Profil Nr. 10 (Tafel II). Steht man an der oberen der drei Ortsbrücken von Turrach am Zusammenfluß des Nessel- und Geißeckergrabens, so kann man sich von der orogr. linken Talseite gleich abwenden, denn an dieser deckt Terrassenschotter (sichtlich umgelagertes Moränenmaterial) völlig das anstehende Gebirge. Auch orogr. rechts streut das Karbon des Eisenhutsockels viel Schutt. An der orogr. rechten Böschung des Geißeckergrabens jedoch, etwa 25 m oberhalb dessen Einmündung in den Nesselgraben, finden sich hinter einer Gruppe kleiner Gebäude Blockaufschlüsse von bräunlich anwitterndem, brecciösem Oberen Dolomit; weitere zerstreute Vorkommen solcher Dolomitblöcke leiten an der rechten Talseite talab bis 60 m unterhalb des Zusammenflusses des Nessel- und Geißeckergrabens — von da an Predlitz- oder Turrachgraben genannt —, wo mitten im Bachbett, herrlich aufgeschlossen, grauer und dunkelgrauer, in Lagen ausgesprochen schwarzer Kalkschiefer bis dünnlagiger, meist nur schwach kristallinischer Kalk mit auffällig weißem Geäder ansteht; letztere erweist sich zum großen Teil nicht nur als Kalzitadernetz, sondern auch als Milchquarzknauern und

-flatschen. Diese der Ausbildung nach zweifellos rhätischen Gesteine streichen N 75—80 E und fallen 45 S. Während sich auch an der rechten Uferböschung an übermannshohen Aufschlüssen von grauem, dünnschichtigem, heftig gefältelem, nur schwach kristallinischem Kalkschiefer, der schwarze, phyllitische Tonschieferbestege führt, bei W—E-Streichen 60 S-Fallen messen läßt, zeigt sich im N-Teil des Aufschlusses im Bachgrund saigere Stellung bis steiles N-Fallen der rhätischen Kalkschiefer. Eine Schar saigerer Klüfte streicht N 10 W bis N 10 E. An der Böschung SE des Turracher Wehres, wo die mittlere Ortsbrücke sich befindet, steht Kalkschiefer an mit N 75 W-Streichen und 35 S-Fallen. Gleich im Liegend dieses Ausbisses folgt etwas Oberer Dolomit: bräunlich anwitternd, brecciös. Nach 35 m aufschlußlosen Geländes setzt hinter den Ruinen des Turracher Hüttenwerkes wiederum Oberer Dolomit ein; der etwa 10 m lange Aufschluß zeigt etwa N 70 W-Streichen und flaches S-Fallen.

Wenige Meter auf dem hier an der rechten Talseite verlaufenden Wege weiter gegen N, gleich hinter einem Gatter, erscheint genau hinter dem Gasthaus „Zum Bergmann“ zwar gleichfalls bräunlich anwitternder, doch rhomboedrisch klüftiger Unterer Dolomit. Die für den Oberen Dolomit charakteristische brecciöse Struktur fehlt, dafür stellt sich lagenweise blasse Bänderung ein. Ziemlich deutliche Bankung unterscheidet von dem völlig ungeschichteten Oberen Dolomit. Nach einigen Schritten ist der große Turracher Steinbruch erreicht: Im SW-Teil streicht der deutlich großgebankte Untere Dolomit N 60—70 W und fällt 30 S. Auf der untersten Stufe eines hier herabziehenden felsigen Wasserrisses liegt ein von oben abgestürzter Block von Oberem Dolomit, wie zum bequemen petrographischen Vergleich mit dem Unteren Dolomit hingelegt. Der nordöstliche Hauptteil des Steinbruches besteht in seinem oberen Teile aus Unterem Dolomit in Splitterfazies, der bei N 60 E-Streichen vom Hangend zum Liegend eine Verteilung des Einfallens von 30 bis 55 S aufweist. Gegen das Liegend geht der Untere Dolomit in geschichteten, zum Teil etwas dunkler grauen, manchmal blaugrau — grau — weiß, seltener auch bräunlich gebänderten Dolomit über, der im Planum ansteht; dessen Streichen ist N 45 E, während ebenso wie im höheren Teil der Steinbruchwand vom Hangend zum Liegend ein Anschwellen des Fallwinkels von 30 auf 50 S feststellbar ist. Der gesamte Dolomit des Steinbruches ist flachwellig gefaltet; im nordöstlichen Winkel waren in früheren Jahren — jetzt leider durch Abbau vernichtet — nahe dem Planum im dünnschichtigen Dolomit mehrere Falten von etwa 0.5 m Amplitude bei fast rechtem Öffnungswinkel aufgeschlossen, deren Achsen NW-Streichen zeigten. Diese Falten waren von NE streichenden Harnischen zerschert.

Die Schichtflächen des NE streichenden Unteren Dolomites sind oft harnischartig ausgebildet; ein zweites Kluftsystem streicht gleichfalls N 45 E, fällt aber steil N. Im obersten NE-Winkel des Steinbruches ist eine solche Kluft als ein gestriemter Harnisch zu erkennen, dessen Striemung flach gegen S fällt.

Die Gesamtmächtigkeit des im Steinbruch aufgeschlossenen Unteren Dolomites zwischen dem hangenden Oberen Dolomit und der gleich zu besprechenden Schiefereinlage im Liegend ist mit etwa 50 m einzuschätzen.

Im Liegend des gebänderten Dolomites des Planums erscheint, die NE-Begrenzungsrippe des gesamten Steinbruchareales bildend, sehr mürber, wechselnd stark C-führender, oft etwas kalkiger, serizitisch glänzender Phyllit in etwa 5 m Mächtigkeit. Kleine braune Schüppchen auf den welligen s-Flächen erwiesen sich u. d. M. als Biotit. Im tieferen Teil der Phyllitbank sind bis dezimeterstarke Lagen von schwarzgrauem, etwas kalkigen Dolomit eingeschaltet. Im Liegend der Phyllitbank aber tritt, den NE-Pfeiler des Planumeinganges bildend, eine 1.5 m mächtig aufgeschlossene Bank von Unterem Dolomit auf, die zentimeterschmale Lagen des hangenden schwarzen 5 m-Phyllites führt. Deutlicher kann wohl nicht dargeboten werden, daß es sich bei dem Phyllitband, welches wir unseren Bockbühelschiefern zuordnen, um eine normale sedimentäre Einschaltung handelt, die zum hangenden Unteren Dolomit mit N 60 E, 50 S vollkommen konkordant lagert.

Von der unteren Dolomitbank gegen das Liegend zu weiter grabenabwärts schreitend folgt nach rund 40 m aufschlußloser Mächtigkeit, die nach Lesesteinen etwa zur Hälfte noch auf Unteren Dolomit entfallen dürfte, am NE-Ende eines kleinen Salatgartens 1 m anstehend aufgeschlossen das Kristallin in Form N 80 W, 50 S gelagerter, quarzitischer Biotit-schiefer mit phyllitischem Hauptbruch; darin dezimeterstarke Flatschen von reinem, etwas Biotit führendem Quarzit. Die kartenmäßige Ausscheidung dieses an sich unbedeutenden Aufschlusses quarzitischer Gesteines aus den oft weit stärker quarzigen Schiefergneisen mag befremdend vorkommen; im Hinblick aber auf die Frage verrucanoartiger Basisbildungen des Kalkzuges schien es tunlich, die an oder nahe der Basis des Kalkzuges auftretenden quarzitischer Gesteine, auch wenn ihre petrographische Einordnung (siehe pag. 87 und 88!) feststeht, möglichst hervorzuheben. Wenig weiter grabenabwärts treffen wir die Steinbachschuppe des Bundschuh-Orthogneises, die hier mit flach ESE fallenden Streckachsen tunnelförmig in dem Priedröf-Schiefergneis untertaucht (siehe pag. 145!).

Das vom Orte Turrach (1260 m SH) nach dem Sattel „Im Karnerboden“ (1758 m SH) im Eisenhut-N-Kamm gelegte Profil Nr. 9 a (Tafel II) verläuft im ENE-Streichen des Kalkzuges und vermag deshalb für die Lagerung wenig auszusagen; indessen verläuft in dieser Richtung von Turrach zum Karnerboden ein Jagdsträßchen, an welchem sich mehrere gute Aufschlüsse bieten. Haben wir schon im vorhergehenden Profile Nr. 10 beobachtet, daß der Liegendanteil des Kalkzuges sich zu dem Einfallswinkel von 50 des Altkristallindaches versteilt, während mehr im Hangend nur 30 Einfallen herrschte, so ist diese Anpassung der Basis des Kalkzuges an das Relief des Grundgebirges im Verlaufe des Profiles 9 a mehrfach zu beobachten. An der orogr. rechten Flanke des Rohrerwaldgrabens messen wir z. B. W—E-Streichen und 20 S-Fallen, der liegende Schiefergneis im Raume des P. 1518 zeigt ebenfalls W—E, 35 S. Auch die Auflagerung des Unteren Dolomites auf den Mylonit des Bundschuh-Orthogneises ist völlig konkordant: In dem ersten westlichen Parallelgraben, bevor das Jagdsträßchen den Bundschuhgneis erreicht, stehen im dichten Jungwald unterhalb des Weges Gneismylonit und Unterer Dolomit an, die beide bei N 80 E-Streichen unter 25 gegen S fallen. Etwa 80 m bevor der Weg den Gneis er-

reicht, ist an etwa ENE, 35 S gelagertem Unteren Dolomit ein fast saigerer Harnisch aufgeschlossen, der bei N 40 E-Streichen ein Einfallen der Strie-mung unter 35 S zu erkennen gibt.

Das Profil Nr. 9 (Tafel II) durch den N-Kamm des Eisenhutes, von dessen Mittelstück die Abb. 3 zusätzlichen Eindruck vermitteln soll, zeigt vom Liegend zum Hangend: Über dem etwa 4 m mächtigen Band von Orthogneismylonit folgt mit N 80 W, 55 S der Untere Dolomit des Karnerbodens, der vorwiegend in Karrenfazies ausgebildet ist. Der Sattel des Karnerbodens, ein ziemlich aufschlußloser Anger, zeigt eine auffällig wellige Bodenfläche, die zweifellos einer karrenfeldartigen Verwitterung

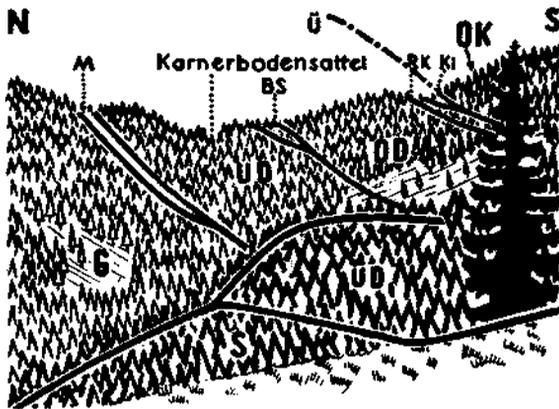


Abb. 3: Der Sattel „Im Karnerboden“ (1758 m) im Eisenhut-N-Kamm (Profil Nr. 9).
Von W (P. 1518) aus gesehen:

- S Schiefergneis
- G Bundschuhorthogneis der Grabensteineckschuppe
- M Bundschuhorthogneis-Mylonit
- UD ... Unterer Dolomit
- BS ... Bockbühelschieferlinse
- OD ... Oberer Dolomit
- RK ... Rhätischer Kalkschiefer
- Ki ... Kieselkalkschiefer des Jura
- OK ... Oberkarbon der Überschiebungsdecke
- Ü Überschiebung der Gurktaler Decke.

ihre Entstehung verdankt. Nach etwa 10 Höhenmeter steilen Anstieges gegen S folgt in einer kurzen Kammverflachung eine etwa 25 m breit ausstreichende Linse von Bockbühelschiefer. Obwohl nichts ansteht, verrät doch der besonders reich mit Huflattich bestandene Boden den Tonschiefer, von dem sich unschwer Brocken ausgraben lassen. Der folgende Steilaufschwung wird aus Oberem Dolomit mit der Lagerung W—E, 45 S gebildet, so daß dem liegenden Bockbühelschieferband die Stellung des Karinths zukommt. Der bereits oftmals gegebene petrographische Unterschied des Oberen vom Unteren Dolomit ist wieder schön zu beobachten, doch ist die stärkere Eisenschüssigkeit der gesamten quer über den Eisenhut-kamm verlaufenden Großlinse des Oberen Dolomites hervorzuheben. Im nächsten deutlichen Sattel (1840 m SH) streicht nun W—E mit 60 S-Fallen

das Rhät in Form hellbräunlich und blaugrau anwitternder Kalkschiefer durch. Am Kamm nur gering mächtig aufgeschlossen, ist diese Stufe gleich in der E-Flanke als schöner, etwa 8 m hoher Wandzug mit N 60 W-Streichen und 25—30 S-Fallen anzutreffen.

Die schönsten Aufschlüsse in den rhätischen Gesteinen finden sich jedoch in der W-Flanke des Kammes entlang eines vom Karnerboden zum Wildfütterungsplatz „Hittstatt“ ziehenden Jagdweges: Vom Karnerboden kommend beobachtet man vorerst in 1760 m SH den liegenden Oberen Dolomit mit N 60 E und 20 S, wobei Bankung und Schichtung im allgemeinen undeutlich sind. Von hier bis 1750 m SH ist auf 50 m Strecke des schwach fallenden Weges direkt zu sehen, wie der Obere Dolomit gegen das Hangende immer besser geschichtet, bzw. dünnbankig wird, um dann plötzlich innerhalb eines einzigen Meters in blaugrau anwitternden, dünn-schichtigen, im Bruche mittel- bis dunkelgrauen Kalkschiefer überzugehen. Diese rhätischen Kalkschiefer sind dann weiter an dem schwach absteigenden Jagdwege 170 m abschreitbar prächtig aufgeschlossen, wobei die Lagerung N 45 E, 25 S vorherrscht. Vor allem zeigt sich an diesem einzigartig deutlichen Aufschluß, wie die Mergelzwischenlagen der Rhätfolge zu Kalkphyllit ähnlichem Gestein verarbeitet sind, in welchem regelmäßig eingestreute Quarzknuern sowie schwarze Tonschieferschüppchen und -bestege auffällig sind. Die rhythmisch wiederkehrenden dünn-schichtigen, dunkelgrauen bis blaugrauen Kalklagen sind besser erhalten und mit den entsprechenden unversehrten Lagen der Eisentalhöhe unmittelbar zu vergleichen.

Begeben wir uns von der Hittstatt wieder in den vorher verlassenen Sattel im N-Kamm des Eisenhutes (Profil Nr. 9) zurück, so bleibt uns noch die Inaugenscheinnahme der im Hangend des Rhät anstehenden Kieselkalkschiefer des Jura. Am Sattel steckt dieses graugrüne, meist feinschichtige Gestein in einer 1.5 m mächtigen Bank mitten in den Rhätkalkschiefern. Dies ist jedoch nur örtliche Einschuppung, denn wenige Meter weiter in der besser aufgeschlossenen E-Flanke des Kammes treten sie deutlich im Hangend des obenerwähnten Wandzuges der rhätischen Kalkschiefer in mehreren Metern Mächtigkeit auf; der blockförmige Zerfall erlaubt jedoch keine nähere Angabe der Lagerung.

Der S-Pfeiler des Sattels wird von einem Steilaufschwung gebildet, der aus Arkose des Oberkarbons besteht, die im Hangend von konglomeratischem Sandstein gefolgt wird.

In dem östlich nächstfolgenden Minigraben, welcher den unter den N-Abstürzen des Eisenhutes gelegenen Kessel des Diesing Sees entwässert, ist N der Berneralm in 1560 m SH die Auflagerung des Unteren Dolomites auf das Kristallin gut aufgeschlossen. Das Dach der Grabensteineckschuppe des Bundschuhgneises ist in den obersten Metern sehr dünn-schiefrig, führt Milchquarzflatschen bis Kopfgröße und geht gegen das Hangend in 2 m mächtig aufgeschlossenen Muskowitquarzit über, den wir im petrographischen Abschnitt als mesokristallisierten Mylonit des Gneises festgestellt haben. Dieser Quarzit lagert N 75 W, 35 S. Im Hangend sind leider 12 m ohne Aufschluß, dann bietet sich wiederum am orogr. rechten Ufer aufgeschlossener dünnplattiger Glimmerquarzit mit N 50 W, 30 S. Da der Bach hier schleifend zum Streichen fließt, erscheint das Hangende

des Quarzites diesem gegenüber auf der orogr. linken Bachseite in Form von Unterem Dolomit, der in den untersten 4 m äußerst dünnplattelig und dunkelgrau ist. Helle Lagen mit serizitischen Schichtbestegen sind eingeschaltet. Das Gestein entspricht durchaus Dolomit der Basalgruppe, wie er z. B. im l. Bach E des Sauerreggbaches in der Innerkrems auftritt. Auf den dünnplattelligen Dolomit, der bei N 60 W-Streichen und 40 S-Fallen annähernd gleichsinnig zum liegenden Quarzit lagert, folgen gegen das Hangend feingebänderte Lagen bis nach etwa 20 m Mächtigkeit normaler, 20—40 cm dick gebankter Unterer Dolomit in Splitterfazies folgt. S der Berneralm taucht in 1690 m SH aus dem Schutt am Bach ein guter Aufschluß von Unterem Dolomit auf, der in typischer Karrenfazies mit N 70 W-Streichen unter 25—30 gegen S einschießt.

Der N-Kamm des Wintertaler Nocks zieht E des Minigrabens über die Rückfallkuppe des Leckenschobers zu dem Sattel der Allachalm am S-Fuß des Grabensteinecks: Profil Nr. 8 (Tafel II). Auf dem Almboden der Allachhütte stehend erblicken wir nördlich das graufelsige Grabensteineck, dessen Bundschuhgneis mit 40 gegen S einfällt; südlich des Berges breitet sich stark wasserhaltiger Moorboden aus, dessen Grund aus Schiefergneis besteht und genau auf der Höhe der Almhütte mit einer gegen 2 m mächtigen Quarzitbank, die N 75 W, 45 S lagert, gegen den hangend folgenden Kalkzug grenzt. Der Quarzit, der sich unter dem Mikroskop (siehe pag. 89 und 90) als Angehöriger der Schiefergneise des Grundgebirges erwies, läßt sich gegen W in den oberen Wildangerbach sowie gegen den östlich gelegenen Sattel, wo der Weg zur Harderalm hinabführt, ziemlich zusammenhängend — zumeist jedoch nur in Lesesteinen — verfolgen. Der beste Aufschluß in dem dünnplattelligen Quarzit liegt unter dem kleinen Brückl hart W der Allachhütte; gleich im Hangend steht hier weißer, karrig anwitternder, im Bruch zum Teil bläulich gebänderter Unterer Dolomit in Karrenfazies an. Seine Lagerung ist von dem unmittelbar liegenden Quarzit nur wenig abweichend mit N 80 W, 35 S einzumessen.

Ein wenige Meter hoher, felsiger Hügel S der Allachhütte besteht aus weiß anwitterndem, im Bruche bläulichweißem Unteren Dolomit in Karrenfazies, der jedoch bei allgemein guter Bankung durch sehr dünnschichtige Lagen auffällt, die dann mergelig sind und recht dunklen Bruch aufweisen. Mit der Lagerung von N 75 W, 30 S ist diesem Gestein nichts nachzusagen, jedoch erinnert es an tiefste Lage des Unteren Dolomites an der Grenze der Basalgruppe. Dazu kommt noch, daß in der östlich streichenden Fortsetzung dieses Dolomites ein schmaler Zug kalkiger Rauchwacken auftritt (siehe pag. 105). Es muß somit die Möglichkeit erwogen werden, hier einen Span von Basalgruppe zu sehen, der in tiefe Anteile von Unterem Dolomit eingeschuppt wurde. Im Profil Nr. 8 wurde diese Deutung der Übersichtlichkeit wegen fortgelassen.

SW der Allachhütte, wo der von der Berneralm herkommende Steig einen kleinen Sattel überschreitet, stehen direkt am Pfad phyllitisch gefaltete, schwarze Bockbühelschiefer an, die mehrere Linsen von hellbraunem, serizitischen Phyllit führen. Etwa 4 m mächtig aufgeschlossen liegen sie N 70 W, 40 S und werden von splitterigen, jedoch gut gebanktem Unteren Dolomit konkordant unterteuft. Im Hangend dieses Bockbühelschieferaufschlusses folgt grauer, brecciöser Oberer Dolomit einer iso-

lierten Linse, dessen Hauptmasse ebenso stark eisenschüssig ist wie der Obere Dolomit vom Eisenhut-N-Kamm. Wie etwas weiter SW des eben erwähnten kleinen Sattels — bei der Umbiegung des Pfades — zu sehen ist, erscheint dieses Vorkommen von Oberem Dolomit durch starke tektonische Zerrüttung ausgezeichnet, die sich in einem regellosen Streuen der Fallrichtung sowie in Blockauflösung kundtut. Umwandert man dieses Vorkommen, so zeigt es sich allseits von Unterem Dolomit unterteuft; insbesondere ist im SE der Parzelle deutlich N-Fallen des liegenden Unteren Dolomites zu sehen: Der Obere Dolomit der Allachalm liegt in einer kleinen Spezialmulde des N-Schenkels einer größeren Antiklinale des Unteren Dolomites, die den Leckenschober aufbaut. Um diese kennen zu lernen, gehen wir vorerst von der Allachhütte gegen den östlichen Sattel; bald SE der Alm treffen wir den ausspitzenden Anfang des im Unteren Dolomit eingelagerten Bandes von Bockbühelschiefer, das vorerst östlich in den Sattel S des P. 1772 zieht. Hier stehen die Bockbühelschiefer an der Grenze gegen den flach S-fallenden, hangenden Unteren Dolomit mit diesem im augenfälligen sedimentären Verband, indem der wenige Dezimeter mächtige Grenzbereich durch das Auftreten einer Wechsellagerung dunkler Kalkschiefer mit den schwarzen Bockbühelschiefern markiert ist; hervorzuheben ist die starke Fältelung dieser Kalkschiefer.

Von P. 1772 den N-Kamm des Leckenschobers ansteigend trifft man in 1880 *m* SH, etwa 120 *m* nordwärts bevor die von WNW heranreichenden Wildangerwände an den Kamm stoßen, gebankten Unteren Dolomit in Splitterfazies, der bei N 65 E-Streichen unter 30—35 gegen N fällt. Auf P. 1910 liegt der gebankte, karrige Untere Dolomit N 35 W, 30 N, während mehr im W-Teil des kleinen Gipfelplateaus N 55 E, 20 N zu beobachten ist. Nahe dem Sattel S des P. 1910 ist die Lagerung bereits NS, 30 W, um bis zum nächsten Sattel, d. i. jener N des Leckenschobers, eine weitere Drehung zu N 45 W, 35 S auszuführen. Aus dieser regelmäßigen Lagerungsänderung läßt sich eine Antiklinale ableiten, deren Achse vom Kamm des Leckenschobers mit 25—30 gegen WNW einfällt. Blickt man aus einiger Entfernung von E gegen den Leckenschoberkamm, der in den „Weißwänden“ zur Harderalpe abstürzt, so sieht man die vom Leckenschober bis gegen den P. 1772 weitgespannte Antiklinale in ihrem Scheitel in drei kleine Spezialsättel zerlegt, die sich auch in der Morphologie des Kammes ganz gut abbilden.

Auch der Zug von Bockbühelschiefer, der nahe dem Fuße der „Weißwände“ diese durchzieht, ist zu einer Antiklinale aufgewölbt, welche jedoch bei wesentlich geringerer Flankenneigung einheitlich — ohne Spezialsättel — erscheint; dafür ist der Grenzbereich dieses Bockbühelschieferbandes gegen den Unteren Dolomit, wie wir auch schon S des P. 1772 gesehen haben, durch starke Kleinfältelung ausgezeichnet. Auch die in der Leckenschober-E-Flanke gleichfalls auftretenden, geringmächtigen, blaugrauen bis dunklen, dünnlagigen Kalke bis Kalkschiefer des Unteren Dolomites an der Liegendwie Hangendgrenze gegen die Bockbühelschiefer zeigen meist starke Kleinfältelung.

Kehren wir zum Kammprofil des Eisenhut-N-Kammes (Profil Nr. 8) zurück, das wir im Sattel N des Leckenschobers verlassen haben, so beobachten wir rückschauend deutlich die von 2 bis 15 *m* Dicke schwankende

Bankung des Unteren Dolomites in Karrenfazies, während der nun folgende steile Anstieg zum Leckenschober durch das Einsetzen von Splitterfazies im Unteren Dolomit bedingt ist. Auf der Kammverflachung in 1960 hat der Untere Dolomit wieder Karrenfazies angenommen und lagert N 70 W, 25 S.

Etwa 60 m Horizontalentfernung N des Leckenschobergipfels erreichen wir die Oberkante des Unteren Dolomites. Dann folgt mit etwa 8—10 m Mächtigkeit N 40 W, 25 S lagernder, blaugrauer, dünnlagiger Kalk des Rhät mit mehreren dezimeterschmalen Lagen von scharf verwitterndem, brecciösem Oberem Dolomit, dessen Anwitterung breccienartige Skulptur zeigt: Trümmerdolomit. Der Rhätkalk ist in 0.4—0.6 m mächtigen Bänken abgelagert, sein Dach ist den obersten 0.5 m als Kalkschiefer ausgebildet. Leistenförmig herauswitternde, aus grobspätigem Kalzit bestehende Gebilde sind vielleicht Crinoidengrus; sie erinnern durchaus an ähnliche Erscheinungen in den crinoidenführenden Kalken des Pfannocks.

Im Hangend der Rhätkalkschiefer erscheint eine 2 m mächtige Bank von grauem, brecciösem Oberem Dolomit.

Als nächstes tritt im Profil nun ein 4 m mächtiger Span von typischem Gurktaler Quarzphyllit auf; sehr stark gefältelt zeigt er durchaus ein serizitisches s. Die Färbung ist graugrün, niemals schwärzlich.

Darauf folgt, ein 2 m hohes Wandl bildend, insgesamt rund 10 m mächtiger, bräunlichgrau anwitternder, dünnlagiger, etwas mergeliger Kalkschiefer mit schmalen, blaugrau anwitternden, sehr rein kalkigen Lagen. Herauswitternde Quarzknauern erreichen zum Teil Hühnereigröße, bleiben aber im Durchschnitt meist kleiner. Auf den s-Flächen finden sich schwarze, phyllitisch glänzende Tonschieferschüppchen und -häutchen. Die Lagerung dieser Rhätkalkschiefer ist N 50 W, 40 S.

Genau über den Gipfel des Leckenschobers (1983 m) verläuft die Grenze gegen die hangenden Kieselkalkschiefer des Jura, die bei N 50 W-Streichen und 25 S-Fallen eine Mächtigkeit von 8 bis 10 m aufweisen.

An der Kante des Abstieges zum Sattel S des Leckenschobers kommen unter den Juraschiefern abermals die Rhätkalkschiefer zum Vorschein, hier mit N 40 W-Streichen und 35 S-Fallen. Am halben Abstieg zum Sattel folgen im Hangend der letztgenannten Rhätschiefer wiederum Kieselkalkschiefer, die dann im zusammenhängenden Zug gegen SE bis zur Michel-ebenalm mit N 40 W und 30 S zu verfolgen sind. Während es also auf Grund des geringeren Fallwinkels der Juraschiefer des Leckenschobergipfels im Verhältnis zum Verflachen der liegenden Rhätschiefer den Anschein hat, daß die Kieselkalkschiefer mit leichter Winkeldiskordanz in einer flachen Tasche der Rhätkalkschiefer liegen, zeigt sich etwas tiefer in der W-Flanke des Leckenschobers die gleiche doppelte Folge Kalkschiefer-Kieselkalkschiefer, aber im isoklinal gegen S fallenden Verband. Man kann aber auch hier mit einer kleinen Überschuppung der W-Fortsetzung des oberen, taschenförmigen Vorkommens der Juraschiefer als Erklärung auskommen. Die beiden Detailprofile in Abb. 4 mögen diese Verhältnisse erläutern.

Im Sattel S des Leckenschobers steht dann mit wild verfalteten, sehr glimmerigen Sandsteinen und feinen Konglomeraten das Karbon der Überschiebungsdecke an.

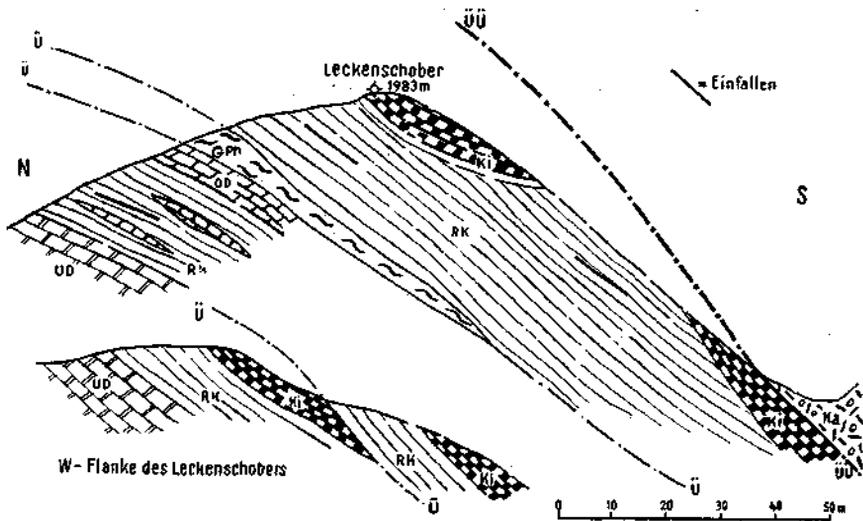


Abb. 4: Der Gipfel des Leckenschöbers (1983 m)

UD ...	Unterer Dolomit
OD...	Oberer Dolomit
RK...	Rhätkalk und -kalkschiefer
GPh ..	Gurktaler Phyllit
Ki	Kieselkalkschiefer des Jura
Ka....	Karbon der Gurktaler Decke
Ü.....	Zerscherungsbahn
ÜÜ ...	Hauptüberschiebung der Gurktaler Decke

Im Profile des Leckenschöbers fehlt wie im Steinbachgraben fast zur Gänze der Obere Dolomit; daß sich kleine Reste desselben ausgerechnet in Verbindung mit einem Span von Gurktaler Phyllit vereint finden sowie die isolierte, verschürfte Scholle von Oberem Dolomit bei der Allachalm erlauben den Schluß, eine Zerscherung der Schichtfolge des Stangalm-Mesozoikums im Niveau des Karinthens und oberhalb durch Einwirkung der Phyllit-Karbondecke anzunehmen. Einem solchen Verfrachtungs Vorgang ist wohl der Obere Dolomit vom Leckenschöber gegen E zum Opfer gefallen, denn blicken wir etwas weiter, über unser Aufnahmegebiet hinaus, gegen NNE, so finden wir am Hansennock in der Paal eine ansehnliche Scholle von Oberem Dolomit, die auch A. Thurner (1935) dem Gestein und der tektonischen Stellung nach mit seinem Rhät dolomit der Innerkrems verglichen hat. Nichts hindert anzunehmen, die am Hansennock zwischen Altkristallin und Karbon ausschließlich aus Oberem Dolomit bestehende Scholle als einen im Liegend wie Hangend von Bewegungsflächen begrenzten verfrachteten Schübling zu betrachten, will man sich nicht mit dem doppelten Zufall behelfen, daß die Schichtfolge am und E des Leckenschöbers schon im Absatz um eben das gleiche Glied reduziert wäre, welches am Hansennock die gesamte Entwicklung des Stangalm-Mesozoikums darstellen sollte. Die Verfrachtungsrichtung nach dem Hansennock fügt sich dem später anzugebenden allgemeinen Bauplan.

Das nächst zu betrachtende Profil Nr. 7 (Tafel II), das von der Harderalm (Jagdhaus) am Scharbach erst gegen S, dann SSW und weiter SW über die Stallstätte auf den Wintertalernock führt, zeigt zunächst im Hangend der durch F. Heritsch (1926) bekannt gewordenen Rauchwacken vom Graben W der Harderalm ein schmales Band von Bockbühelschiefer, das dann im nächstwestlichen Profil Nr. 6 zu bedeutender Mächtigkeit aufgetan zu sehen ist.

Im Profil 7 bildet nun der bis zum hangenden großen Zug der Bockbühelschiefer folgende Untere Dolomit eine Antiklinale, deren N-Schenkel halbwegs zwischen Harderalmjagdhaus und Glanackensäge etwas unterhalb des Weges mit N 50 E-Streichen bei 40 N-Fallen aufgeschlossen ist. SE der Harderalm befindet sich eine 1480 m hohe (Aneroid), nicht kotierte Rückfallkuppe des Stallstätte-N-Kammes, an deren SE-Flanke ein schöner Wandaufschluß von Unterem Dolomit bei N 70 E-Streichen nur mehr unter 20 gegen N fällt. Dieser Aufschluß, von den Einheimischen „Schönwettertratten“ genannt, gibt einen guten Einblick in die fazielle Entwicklung des Unteren Dolomites: Dünnschichtige Lagen der Karrenfazies (4 m mächtig) werden im Hangend von klotzigem Dolomit in Splitterfazies gefolgt. Auffällig ist die starke Großklüftung des 50 m langen, bis 15 m hohen Wandzuges: Mehrere Harnische ungefähr im Streichen der Schichten fallen mit 70 gegen N, weitere streichen N—S und stehen saiger.

Der S-Schenkel der Unteren Dolomitantiklinale ist nur undeutlich aufgeschlossen; S des kleinen Sattels S der Schönwettertratten ist der Untere Dolomit an der Grenze gegen die hangenden Bockbühelschiefer wieder dünn-schichtig und kalkig und zeigt rund 15 SW-Fallen. Wiederum können wir wie am Leckenschober die Änderungen des Fallens zu einem Umlaufen von NW nach SW ordnen und eine gegen NW eintauchende Antiklinale annehmen. Die kartenmäßige Breitenzunahme der nun folgenden, bemerkenswerterweise einen Steilhang bildenden, oft auffällig rostfleckigen Bockbühelschiefer beruht auf nahezu söhlicher Lagerung und bedeutet kein Anschwellen der Mächtigkeit. Zwischen dem Unteren Dolomit des P. 1772 im weiteren Profilverlauf und den rhätischen Kalkschiefern des P. 1818 sowie in den Kalkschiefern selbst (S des P. 1818) steckt je ein Span von Gürktaler Phyllit, womit wir das Fehlen von Oberem Dolomit auch in diesem Profile in Zusammenhang bringen möchten.

Vom Wurmstein-Vermessungszeichen beim Zusammenfluß des Schar- und des Flattnitzbaches über den Bockbühel zum Hirnkopf wurde in N—S-Richtung das Profil Nr. 5 gezogen. Von diesem Schnitt zweigt vom Bockbühel das kurze Seitenprofil Nr. 6 gegen NW ab (Tafel II).

Unter die flache Platte aus Unterem Dolomit des Sumperbühels NE des Wurmsteins ziehen bei der Sumperalm am orogr. rechten Ufer des Flattnitzbaches die Bockbühelschiefer jenes nördlichen Zuges hinein, dessen schlank ausspitzendes W-Ende bei der Harderalm im Profil Nr. 7 zu beobachten war. Im Profil des Bockbühel-NW-Kammes (Nr. 6) bilden die Bockbühelschiefer dieses nördlichen Zuges den auffällig steilen, wanddurchsetzten N-Hang des P. 1549 und bestehen aus schwarzen, mürben Tonschiefern mit phyllitisch feingefaltelten, untereinander gut parallelen s-Flächen. In 1450 m SH lagern sie N 30—40 W und fallen 20 N; klaffende N 35 E streichende, 50 S fallende Klüfte treten auf. Etwas höher, in 1480

ist bei N 70 W-Streichen bereits 10 S-Fallen festzustellen. Wenige Meter höher lagern die zum Teil stark gefalteten, Mischquarzflatschen bis Doppelfaustgröße führenden Bockbühelschiefer N 80 W, 10—15 S. In 1530 m finden sich wiederum N 35 E verlaufende, sehr steile Klüfte. Nahe P. 1549 streichen die lebhaft gefalteten Bockbühelschiefer, welche hier fast phyllitisch zu nennen sind, um W—E und fallen 70—80 S. 100 m weiter gegen SE stehen die schwarzen Schiefer saiger bei N 50 W-Streichen. Wieder 25 m mehr südöstlich streichen die Bockbühelschiefer um W—E und fallen 25 S. Diese einzelnen Lagerungswerte lassen sich als die Ausstriche zweier wohl ziemlich liegender Antiklinalfalten mit steilen N- und flachen S-Schenkeln vereinen, deren Achsen WNW bis W—E streichen. Es ist zwar nicht unmittelbar zu beobachten, aber gut vertretbare Annahme, daß die beiden steilstehenden Schollen von Unterem Dolomit in diesem Schieferzug von oben her in die Synklinen dieser Falten eingekeilt erscheinen, u. zw. die nördliche, kleinere Scholle vor der Stirn der tieferen, die südliche, größere in der zwischen den beiden Falten liegenden Synklina. Vor der Stirn der südlichen Antiklinale verläuft über den Kamm ein kleines, NW-streichendes Tälchen, dessen N-Hang durch den flachen S-Schenkel der nördlichen Antiklinale, dessen S-Hang von dem fast saigeren N-Schenkel der südlichen Antiklinale gebildet wird.

Schon an der obersten Kante der S-Flanke des SE des P. 1549 gelegenen Kegels (1575 Aneroid) beginnen auf den stark verfalteten, SSW fallenden Bockbühelschiefern dachziegelartige kleine Schuppen von blaugrauem, dolomitischem Kalk aufzutreten. SW des genannten Kegels findet sich dann in 1560 in einer WNW ziehenden Rippe Unterer Dolomit in Karrenfazies aufgeschlossen. Der gut gebankte, karrig anwitternde, dolomitische Kalk führt Lagen von Dolomit in Splitterfazies und fällt bei N 75 W-Streichen mit 20 gegen N. Wie die oben erwähnten dachziegelförmigen Schuppen beweisen, zieht dieser Dolomit trotzdem nicht unter den Bockbühelschieferzug hinein, sondern es handelt sich um eine antiklinale Stirnschleppung des über die Bockbühelschiefer bewegten Karrendolomites; besonders die am Hange höchst gelegenen Anteile des Dolomites weisen bis zu 40 versteiltes NNE-Fallen auf. Die dem liegenden Bockbühelschiefer benachbarte Sohle des Dolomites ist brecciös und stark von kalzitführenden Klüften durchsetzt. Auffällig sind schichtparallele, zum Teil aber auch etwas schräg dazu an Scherflächen verlaufende, linsenförmige Ausscheidungen von Milchquarz, die ein Ausmaß bis 0.5 m Länge bei 6—10 cm Dicke erreichen, meist jedoch kleiner verbleiben.

In dem schlecht aufgeschlossenen Waldterrain bei P. 1550 überwiegen dünnlagige Bänke des Karrendolomites, die oft direkt als Kalkschiefer zu benennen sind; immer wiederkehrende Aufschlüsse von typischem, gebankten Unterem Dolomit in Karrenfazies lassen aber den Zusammenhang erkennen. Im allgemeinen herrscht NW-Streichen bei S-Fallen von 25 bis 30. Geht man an den östlichen Absturzrand des hier flächenhaften Kammes heran, so erblickt man im Steilhang zum Flattnitzbach die Wandln von Unterem Dolomit in Splitterfazies, die sich zwischen Karrendolomitlagen einschalten.

Bevor wir den Schieferhang zum Gipfel des Bockbühels emporsteigen, beobachten wir in der NE-Flanke desselben noch den Aufbruch von phyllitischen Glimmerschiefern des altkristallinen Grundgebirges. Nahezu

söhlig liegt der Untere Dolomit in Karrenfazies auf dem N 75 W, 35 S lagernden phyllitischen Glimmerschiefer, ohne daß an der Grenze tektonische Beanspruchung oder sedimentäre Besonderheit beobachtbar wäre; in der südöstlichen Fortsetzung der Grenze treten jedoch im Liegend des Dolomites fast schwarze, ziemlich gefaltete Kalkschiefer auf, welches räumlich ziemlich beschränkte Vorkommen wir zur Basalgruppe nehmen möchten. Diese Einordnung kann nicht recht gestützt werden, da insbesondere in der nahen E- und SE-Flanke des Bockbühels mehrere Linsen von sedimentär im Bockbühelschiefer eingeschalteten Dolomit vorkommen, der schon im allgemeinen recht dunkel ist, besonders aber an der Grenze gegen den Schiefer ausgesprochen dunkel- bis schwarzgrau wird. So zeigt auch die Oberkante gegen die Bockbühelschiefer des im Hangend des Kristallinbändchens folgenden Dolomituzuges bei Dünnlagigkeit und mausgrauer Anwitterungsfärbung einen dunkelgrauen Bruch.

Während die schwarzen Schiefer am Bockbühel-N-Hang recht unverehrte, ebenschichtige Tonschiefer sind, erscheinen sie am Gipfel des Bockbühels stark gefaltet. Bei einer Lagerung von N 55 W, 20 S fallen die gleichsinnig streichenden Fältelungsachsen mit durchschnittlich 15 gegen W.

Knapp S des Bockbühelgipfels sind die gleichnamigen Schiefer gut in Wandln aufgeschlossen, die ein Streichen um W—E sowie ein N-Fallen von 15—20 beobachten lassen. Lagenweise zeigt der Schiefer oft eine ausgezeichnete Streckung von N 65 W, 15 W, die in Verbindung mit senkrecht zu dieser verlaufenden Kluftscharen das Gestein in griffelförmige Stücke zerlegt. Die Schiefer sind hier nicht besonders lebhaft gefaltet und geht die Richtung der Fältelungsachsen ganz überwiegend der eben genannten Streckung parallel. Zum petrographischen Bilde der hier so gut aufgeschlossenen Bockbühelschiefer sind feinste Ebenschichtung, großer C-Reichtum und besonders die oft die Schichtflächen locker überstreuenden bis übersäenden, stecknadelkopfgroßen limonitischen Konkretionen, die Verdacht auf verrotteten Pyrit geben, zu vereinen.

Wir haben die SE des Bockbühels in den Schiefeln auftretenden Dolomitlinsen bereits erwähnt. Sie sind durch stetigen, besonders randlichen Kalkgehalt und ziemlich dunkelgrauen bis fast schwarzen Bruch sowie eine mausgraue Anwitterungsfarbe charakterisiert. Weiters liegen diese Dolomitlinsen stets konkordant zum liegenden wie hangenden Bockbühelschiefer, ohne daß an der Grenze tektonische Beanspruchung erkennbar würde. Das bunte Kartenbild in diesem Raume stellt also nicht tektonische Verschuppung, sondern sedimentäre Verzahnung vor! Eine dieser Dolomitlinsen, die wir also als Fazies von Unterem Dolomit ansehen müssen, wurde von K. Holdhaus (1932) E des Kalkbrandsattels beschrieben und mit Rhät verglichen. An diesem schönen Aufschluß zeigen sich alle oben angeführten petrographischen Eigenschaften, wie auch die vollkommene Konkordanz zu den im Liegend aufgeschlossenen Bockbühelschiefeln bei einer Lagerung von N 80 E bis W—E und 25—30 S.

Unmittelbar S des Kalkbrandsattels reichen die Bockbühelschiefer noch fast bis zu P. 1547 den Hang hinan, wo ein winziger Aufschluß W—E, 35 S feststellen läßt. Auf P. 1547 beginnt in voller Konkordanz wieder Unterer Dolomit in Karrenfazies, dessen Liegendanteil bei Dünnbankigkeit sehr dunkel und kalkig ausgebildet ist.

Die flache Lagerung des Unteren Dolomites, die wir am NE-Hang des Bockbühels im Hangend des Grundgebirgsaufbruches beobachten konnten, herrscht auch noch in der Tiefe des Flattnitztales, wo wir S der Herntaleralm söhliche Lagerung feststellen können. Am orogr. rechten Talhang SE der Herntaleralm ist der nun einheitliche, nicht von Bockbühelschieferlagen durchsetzte Untere Dolomit wieder in fast reiner Splitterfazies ausgebildet und lagert mit einer etwas gewellten, flachen Mulde direkt auf den phyllitischen Glimmerschiefern N des Weilers Flattnitz; die Muldenachse hebt flach gegen ESE aus. Gleich W der Weißbergeralm geben zwei alte Stollenhalden unmittelbar W der Möderinghütte Auskunft über die Verhältnisse an der Basis des Unteren Dolomites. Die Stollen haben nach kurzem Vortrieb in N 45 W, 45 S gelagertem Unteren Dolomit in Splitterfazies und in schwarzem Bockbühelschiefer die liegenden phyllitischen Glimmerschiefer angefahren, die etwas Bleiglanz und Pyrit führen. Neben etwas gebauktem und gebändertem Dolomit finden sich Trümmer einer sichtlich tektonischen Breccie aus kalkigem Dolomit, die stark kalzitisch verkittet ist und mit zellendolomitähnlicher Skulptur anwittert. Auch Trümmer von bis doppelfaustgroßen Milchquarzknuauern lassen auf eine tektonische Wirkung an der Grenze Kristallin—Unterer Dolomit schließen. Nehmen wir noch die Erscheinungen (antiklinale Schleppung, Zerrüttung unter Verquarzung) an der Sohle dieses Dolomitzuges, die wir am NW-Kamm des Bockbühels im Profil Nr. 6 beobachten konnten, in Erinnerung und gedenken wir der beiden Dolomitkeile im Bockbühelschiefer S des Talkbodens, so ist es kaum ein Wagnis auch den isolierten Unteren Dolomit des Sumperbühels wie die kleinen Dolomitschollen E und SE desselben und auch auf dem Lichtberg als verfrachtete Klippen zu deuten. Ob diese verschürften Schollen aus dem Dolomitzug N oder jenem S des Bockbühels zu beziehen sind, muß dahingestellt bleiben. Wir haben im Profil Nr. 5 die erste Deutung angenommen; im übrigen hat diese unsichere Fragenbeantwortung wenig Bedeutung, keilen doch die Schiefer des Bockbühels sedimentär innerhalb des Unteren Dolomites SE des Kalkbrandsattels aus. Auch die mehr einheitlichen Bockbühelschiefer des Raumes W der Weißbergeralm keilen gegen SE im Liegend der großen Unteren Dolomitparzelle am orogr. rechten Ufer des Flattnitzbaches rasch aus.

Der mächtige Untere Dolomit zwischen den Schiefnern des Bockbühels und dem Rhätkalkschieferband am N-Abhang des Hirnkopfes SW von Flattnitz läßt im Raume des letztgenannten Berges wiederum hangenden Oberen Dolomit vermissen; lediglich in der W-Flanke des Kusters SSE von Flattnitz konnte noch ein kleines Vorkommen von Oberem Dolomit entdeckt werden.

Begeben wir uns von Flattnitz gegen S zum Sattel W des Kusters, so besuchen wir unterwegs vorerst den schluchtartigen Tobel des Hirnlochbaches hinter der Zechneralm, wo Unterer Dolomit in Splitterfazies in schönen Felswandln wunderbar aufgeschlossen ist. Die Lagerung läßt hier eine NW streichende Mulde mit 15° Flankenneigung erkennen. An einer Stelle zeigt der felsige Bachgrund eine stattliche Schar parallel verlaufender, kalziterfüllter Klüfte, die bei N 50 E-Streichen senkrecht zu dem flach liegenden Dolomit stehen.

Am Kustersattel besteigen wir den südlichen von zwei kleinen Felshügeln, von wo wir eine gute Übersicht haben; dabei stehen wir auf splitterigem Unteren Dolomit, der bei NW-Streichen flach S fällt und eine Schuppe innerhalb der rhätischen Kalkschiefer bildet. Der zweite, etwas nördlicher gelegene Felshügel gehört bereits dem Dach des liegenden Unteren Dolomites an. Gleich E des südlichen Hügels beobachten wir die Rhätkalkschiefer W—E, 75 N gelagert; sie sind bräunlichgrau anwitternd, im Bruche mittel- bis dunkelgrau und stark von schwarzen Phyllitschmitzen durchwirkt. Die steile, überkippte Lagerung und die oben erwähnte Schuppe von Unterm Dolomit sind Anzeichen heftiger tektonischer Beanspruchung, die sich besonders deutlich in der Verschuppung der Kalkschiefer mit dem Gurktaler Phyllit der Überschiebungsdecke ausdrückt, welche SW des Satteltalergatterls aufgeschlossen ist; die verschuppte Folge zeigt eine Lagerung von N 70 W bis N 70 E bei rund 35 S-Fällen.

Vom Kustersattel gegen E erblickt man sehr deutlich den Verlauf des auf den Kuster hinaufziehenden Rhätkalkschieferbandes, welches in Form einer lebhaft grünrasigen, muldenartigen Rinne von den Dolomitwandln links im Liegend und den von Preiselbeer- und Almrauschgebüsch dicht bestandenen Gurktaler Phyllithang zur Rechten im Hangend begrenzt wird. Auf gut 100 m im Streichen erscheint im Liegend der Rhätschiefer eine Rippe kleiner Wandln aus Oberem Dolomit, der zum Teil als Trümerdolomit ausgebildet ist. Bei 10—12 m Mächtigkeit liegt er N 80 W mit 70 S-Fällen.

Am Gipfel des Kusters streichen die rhätischen Kalkschiefer W—E und fallen 40 S; nahezu konkordant ist Gurktaler Phyllit mit N 70 W und 40 S als Hangendes aufgeschlossen, der besonders in den untersten Metern durch sehr dichte, quarzitisches Tracht auffällt. Wir stehen damit im Dach unseres östlichsten durch das Stangalm-Mesozoikum gezogenen Profiles Nr. 4 (Tafel II). Der sehr steile, wandldurchsetzte N-Hang des Kusters besteht aus Unterm Dolomit in Splitterfazies mit nur wenigen Lagen von Karrendolomit. Bei dem hölzernen Pavillon W oberhalb des Flattnitzer Sees beobachten wir die Auflagerung des Unteren Dolomites auf die phyllitischen Glimmerschiefer: dunkler, dünnschichtiger Dolomit liegt flach auf unruhigen, mit Milchquarzflatschen durchsetzten phyllitischen Glimmerschiefern. Auch in dem gleich N davon befindlichen, großen Steinbruch ist die dunkle, dünnschichtige Basis des Unteren Dolomites gut auszumachen. Der Steinbruch selbst ist in hellbläulichem, manchmal gebändertem, ziemlich kalkigen Unterm Dolomit von Grobsplitterfazies angelegt. Die Lagerung zeigt großwellige Faltung, wobei im wesentlichen NNW-Streichen mit flachem W-Fallen vorherrscht.

Steigt man vom Flattnitzer See etwa E-wärts ab, nicht ganz bis zu dem von einem Wasserfall durchzogenen Steilabbruch der Talschlucht, und quert sodann in die Wand des Kusters waagrecht hinaus, so gelangt man, zum Schluß auf schmalen Wildpfad, zu dünnlagigen, schwarzgrauen Kalkschiefern und Kalken, die schwach SSW fallend unter den gleich gelagerten Unteren Dolomit des Kusters hineinziehen. Sind diese dunklen Kalke und Kalkschiefer der Basalgruppe hier in einer Mächtigkeit von etwa 40 m aufgeschlossen, so bieten sie sich auf der gegenüberliegenden Talseite

in weit ausgedehnterer Entwicklung, indem sie zum bedeutenden Anteil die steilfelsige, walddurchsetzte Bergflanke der „Johanniswand“ bilden.

Die Johanniswand wird von der von Flattnitz gegen E zu Tal führenden Straße durchzogen, an der sich auch die besten Aufschlüsse zeigen: Heftig gefaltet und gefältelt bei vorwiegendem W—E-Streichen und schwachem S-Fallen treten dunkelgraue bis schwarze, zum Teil etwas körnige, sonst dichte, dünnlagige Kalke, Kalkschiefer und in Lagen auch Kalkphyllite auf. Mitten in der Wand erscheinen an mehreren Stellen 15—20 m hohe, klotzförmige Dolomitschollen, die dem Gestein nach eindeutig auf den Unteren Dolomit des gegenüberliegenden Kusters hinweisen. Umgrenzt man das Vorkommen dieser Serie von Basalgruppe und Unterem Dolomit, so zeigt sie sich bei vorwiegend flacher Lagerung einzig auf den steilen, gegen 60° geneigten, wandartigen S-Absturz des P. 1607 des Unter-Wänden-S-Kammes beschränkt; nur an einer Stelle erreichen die Kalkgesteine gerade den Kamm. Dieses zu der Reliefformung der liegenden phyllitischen Glimmerschiefer so deutlich diskordante Auftreten kann nicht ursprüngliche Ablagerung sein, es muß tektonische Verschweißung bedeuten: Von S her in flach aufwärtiger Bewegung wurde Basalgruppe und hangend folgender Unterer Dolomit in einen Berghang des altkristallinen Grundgebirges eingespießt. Eine präexistierende Kerbe im Relief des Grundgebirges wurde von den passiv bewegten Sockelgesteinen des Stangalm-Mesozoikums erfüllt. Vor allem Basalgruppe und auch Schollen des hangenden Unteren Dolomites wurden hierbei übereinander gestapelt; insbesondere die leichter faltbaren und der Beanspruchung der Sohle des Bewegten ausgesetzten Gesteine der Basalgruppe wurden stark gefältelt und durch Schuppung zu scheinbar größerer Mächtigkeit vervielfacht. Die Johanniswand bietet damit das charakteristische Schaubild einer erfüllten Reliefkerbe an der Basis einer überschobenen Einheit und bildet ein gutes Beispiel zu den durch O. Ampferer eingeführten tektonischen Vorstellungen.

Nicht weit E des Kusters endet der von Innerkrems bis hierher so schön verfolgbare W—E ziehende Flügel des Stangalm-Mesozoikums schlagartig; E des Sattels zwischen Dorferecken und P. 1607 des Unter-Wänden-Kammes finden sich noch einige kleine Dolomitschollen an der Grenze Phyllitische Glimmerschiefer—Gurktaler Phyllit. Beides führt zur Annahme einer blattartigen, gegen NE gerichteten Störung, die sich vielleicht mit der früher erwähnten am Unter-Wänden-S-Kamm zu einem Bündel vereinigt. Wir haben das schon aus den Beobachtungen der geologischen Pioniere des Gebietes bekannte abrupte E-Ende des zusammenhängenden Kalkgesteinszuges Klein Kirchheim—Innerkrems—Turrach—Flattnitz zur formalen Begrenzung unseres Untersuchungsraumes genommen. Das Verhältnis zwischen Altkristallin und Phyllitdecke kann auch weiter östlich grundsätzlich nur ähnlich jenem wie im Raume der Begleitung durch das Stangalm-Mesozoikum sein, wenn auch letzteres als unantastbarer Zeuge der Bewegung der Gurktaler Decke dort zu fehlen scheint.

Der von Innerkrems gegen S in die Berge um den Pfannock (2247 m) ziehende Flügel unseres Kalkgesteinszuges erfreute sich infolge seines augenfällig streichenden Zusammenhanges seit je einheitlicher stratigraphischer und auch tektonischer Einordnung (K. Holdhaus, 1921, 1932,

L. Kober, 1922, R. Staub, 1924, W. Petraschek, 1927) zu triadischem Alter und alpidischer Überschiebung, womit auch A. Thurner (1927) und R. Schwinner (in F. Heritsch, 1922; 1927, 1932) übereinstimmen.

In der Tat ist die Verfolgung der in der Innerkrems beobachtbaren Schichtfolge gegen S einwandfrei, in einzelnen Gliedern auch leicht durchzuführen. Genau wie im Raume Turrach—Flattnitz ist auch im Pfannockgebiet ein tektonischer Einschnitt in der Fuge zwischen Unterem und Oberem Dolomit, im karinthischen Niveau, vorhanden. Fehlen dort karinthische Gesteine fast zur Gänze und hat nur eine schmale Linse von Bockbühelschiefer im Eisenhut-N-Kamm die Stellung des Karinth, so treten im Pfannockflügel neben zweifellosen karinthischen Schichten (Bockbühelschiefer und Tuffite) im weiten Ausmaße tektonische Einspießungen von Gurktaler Phyllit und Phyllonit im karinthischen Horizont auf, die besonders vom Kanninger Boek gegen S große Teile des Raumes der ursprünglichen karinthischen Ablagerungsmächtigkeit einnehmen.

Brechen wir zu unserer Wanderung in die Pfannockgruppe wieder in den Bergen der Innerkrems auf, so können wir von dem SE-Fuße der Eisentalhöhe beim Karlbach den Ausgang nehmen, wo wir im Laufe des früheren Streifzuges um Innerkrems, vor dem Ausflug über Turrach nach Flattnitz, bereits gewellt haben (siehe pag. 150!).

Die Linse rhätischer Kalke innerhalb des Oberen Dolomites oberhalb des Karlbach ist am linken Hang des Karlbaches nur kurz zu verfolgen, bzw. der Übergang in den hangenden Oberen Dolomit zu beobachten; auch im Profile des P. 1866, welcher den Trennungskamm gegen den Stangbach krönt, ist innerhalb des Oberen Dolomites nichts mehr von rhätischen Kalken zu sehen. Am Almsträßchen im Graben des Stangbaches ist die Grenze zwischen Oberem und Unterem Dolomit in 1620 m SH deutlich aufgeschlossen. Mürb vergrüster, weißlicher Unterer Dolomit in Splitterfazies, der bei NW-Streichen unter 15 gegen E fällt, wird im Hangend von klotzigem, grauem brecciösem Dolomit gefolgt, der einen haushohen Felsen bildet.

Etwas halbwegs zwischen diesem deutlichen Aufschluß der Grenze der beiden Dolomite, wo nichts von einem trennenden karinthischen Schieferband zu sehen ist, und dem Zusammenfluß des Stang- und Grundbaches ist an dem gleichen Almwege am rechten Ufer des Stangbaches wiederum Unterer Dolomit aufgeschlossen, der aber N 60 E, 30 S erkennen läßt. Wir möchten in diesem auffälligen Drehen der Lagerung den Ausdruck einer NW-streichenden Antiklinale erkennen, deren Achse gegen E bis ESE einfällt.

Die guten Aufschlüsse im Unteren Dolomit an der rechten Seite des Grundtales nicht weit oberhalb der Einmündung des Stangbaches zeigen uns weiterhin die S-Flanke dieser Antikline mit W—E-Streichen und 30 S-Fallen. Dieser Lagerung zufolge quert auch die Grenze zwischen den beiden Dolomiten senkrecht den Verlauf des Grundtales und zieht durch schlecht aufgeschlossenen, dichten Wald gegen W zum N-Kamm des Grethaler Riegels hinauf. Vom nördlichen Eckpfeiler — dem P. 1720 — dieses Kammes stürzt der Untere Dolomit in steilen Felsen in den Leobengraben, während in dem kleinen Sattel S davon das Bockbühelschieferband wieder erscheint, welches den Karlbach — trotz seiner dort bedeutenden Mächtigkeit — beim Karlbach nicht überschritten hat.

Bevor wir jedoch das untere Grundtal verlassen, richten wir noch einen Blick auf jenen auffälligen Karbonstreifen, der in südlicher Fortsetzung des von R. Schwinner (1932) entdeckten Karbonvorkommens bei der Stangalm sich zwischen dem Oberen Dolomit und dem hangenden Gurktaler Phyllit des Kofler Noeks einschaltet.

Von dem Sattel S des P. 1720 im N-Kamm des Grethaler Riegels, wo etwas in der W-Flanke des Kammes feinebenschichtige Bockbühelschiefer mit Tuffitlagen (siehe pag. 119!) anstehen, zieht nun das zusammenhängende Band der Bockbühelschiefer zwischen Unterem und Oberem Dolomit fast waagrecht durch die W-Flanke des Grethaler Riegels gegen S. In der Fallinie des P. 1953 fanden sich wieder Tuffitlagen eingeschaltet, die wir ebenfalls bereits im gesteinskundlichen Abschnitt (pag. 117) beschrieben haben.

Im Weiterverfolgen des Bockbühelschieferbandes erreichen wir den rechten Rand eines am Fuße der Oberen Dolomitwände zwischen dem NW-Grat des Lannernocks und jenem des Pfannocks eingelagerten rasigen Schuttkares. Hier findet sich, mit den Schichtflächen eine Rasenstufe bildend, ein mehrere Meter hoher Wandzug aus dünnlagigem, dunkelgrauem Kalk bis Kalkschiefer, der in Lagen schön gebändert ist. Diese Kalkschiefer sind mit N 10 E-Streichen und 25—30 E-Fallen das Hangende des karinthischen Schieferbandes, das hier wieder hellgrüne Tuffitlagen führt. Besonders deutlich ist die Wechsellagerung der letzteren mit C-reichem Bockbühelschiefer, der meist nur als sehr dünne Zwischenlagen auftritt, zu erkennen. Analog den Verhältnissen auf der Eisentalhöhe sowie dem Gestein nach wären diese Kalkschiefer dem Rhät zuzuordnen; der Lagerung nach wäre auch eine Zuteilung zum Oberkarinth möglich. Nach weiterer Beobachtung von Kalkschiefern in ähnlicher Stellung in dem noch zu besprechenden Raume wird auf diese Frage endgültig zurückzukommen sein. Diese Kalkschiefer ziehen nun in der gleichen Seehöhe von 1760 m bis etwas über das aus dem obengenannten Kar ablaufende Gerinne hinweg gegen SW, worauf sie unter dem Schutt verschwinden; ebenso wird das Schieferband verborgen. Dessen weitere Fortsetzung geht nun nicht mehr waagrecht gegen den P. 1810 im NW-Kamm des Pfannocks, S der Hofalm, sondern die Oberkante der Bockbühelschiefer erscheint an diesem Kamm hoch oben in 1950 m SH, genau am Ansatz des felsigen, aus hellbläulich-grauem, brecciossem Oberen Dolomit bestehenden NW-Grates des Pfannocks.

Bevor wir uns weiter gegen S zum Kanninger Bock begeben, erscheint es nötig, den NW-Grat des Pfannocks — am besten in der SW-Flanke bleibend — emporzusteigen, um das Dach unseres Dolomitzuges hier und an der östlich benachbarten Scharte zwischen Lanner- und Pfannock kennen zu lernen: Auf dem Oberen Dolomit des Pfannock-NW-Grates lagern in einer Mächtigkeit von 25 bis 30 m mit N 75 E-Streichen und 25 S-Fallen braungrau anwitternde, dunkelgraue, dünnlagige Kalke, die oft Glimmer- und auch Grobsandbestege führen. Gegen das Hangend häufen sich Lagen gleichartiger Kalkschiefer. Manchmal nimmt der Sandgehalt derart zu, daß feinkörnige Kalksandsteine entstehen; besonders an der Basis dieser — wie wir im gesteinskundlichen Teil glaubhaft machen konnten — rhätisch-liasischer Kalkschiefer fällt eine 1.5 m mächtige, braune Kalksandsteinlage auf. Über den Kalkschiefern folgen in etwa 6 m Mächtigkeit

die grünen, glimmerig-sandigen Schiefer der Bock-Breccie, die durch kleinlinsige Zerlegung und starke Zerrüttung heftig tektonische Beanspruchung verraten. Im Hangend der Bockbreccie liegt der kataklastische Pfannock-Gneis. Abb. 5 zeigt die Überschiebung am NW-Grat des Pfannocks von SSW aus gesehen.

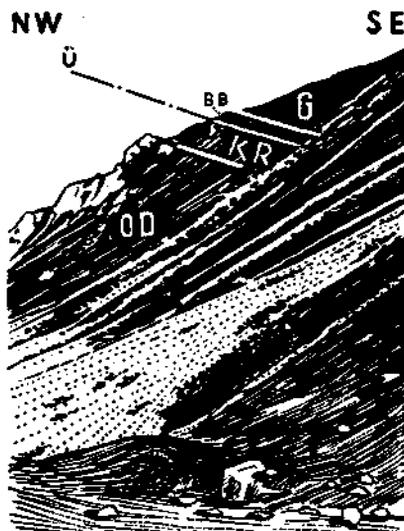


Abb. 5: Der Ausstrich der Überschiebung der Gurktaler Decke am NW-Grat des Pfannock.

Blickrichtung gegen NNE von einem Standpunkt etwas N unterhalb des Kanninger Bocks.

- | | |
|---------|-----------------------------------|
| OD.... | Oberer Dolomit |
| KR ... | Kalkschiefer des Rhät-Lias |
| BB ... | Bock-Breccie |
| G | Pfannock-Gneis |
| Ü | Überschiebung der Gurktaler Decke |

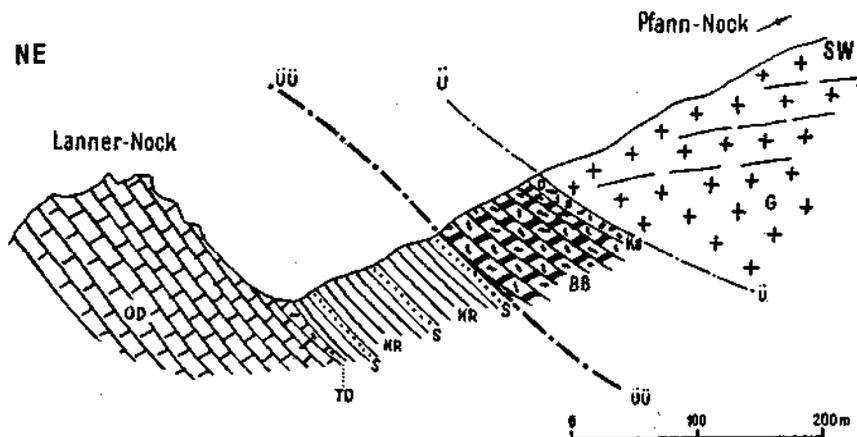
Am NE-Grat des Pfannocks, schon nahe der Scharte gegen den Lannernock, ist das Dach des Stangalm-Mesozoikums unter der Überschiebung der Gurktaler Decke abermals gut aufgeschlossen. K. Holdhaus (1932) hat dieses Profil beschrieben als eine überkippt liegende Schichtfolge von auf dem Pfannockgneis transgressiv aufruhendem Perm (27 m mächtig), Sandstein der Werfener Schichten (4 m mächtig), dünnlagigen, dunklen Kalke des Anis mit Crinoidenstielgliedern (40—50 m mächtig), ladinischem Dolomit des Lannernocks. Wie nun im vorigen gezeigt wurde, läßt sich der Obere Dolomit der Eisentalhöhe, d. i. der Hauptdolomit K. Holdhaus (l. c.) zusammenhängend zum Lannernock verfolgen. Weiters sind die Kalke und Kalkschiefer vom Pfannock dem Gestein und dem Vorkommen von Crinoidenresten nach durchaus mit jenen vom Knappenriegel und Steinbachsattel zu vergleichen, die sich zum Teil in den Profilen dieser Vorkommen selbst wie auch in deren streichender Fortsetzung im Zuge Innerkrems—Turrach—Flattnitz als gleichfalls im Dach des Kalkgesteinszuges liegend erweisen. Die Gleichsetzung bzw. Verbindung der dunklen

Kalke des Pfannocks mit jenen im Hangend der Quarzite am Ochsenstand (siehe hiezu pag. 102!) müßte dann unseren Unteren und Oberen Dolomit für identisch ansehen, was infolge des petrographischen Unterschiedes und der Lagerung nicht möglich ist. Wohl ist gerade der Obere Dolomit des Lannernocks in dem von K. Holdhaus (l. c.) untersuchten Profil partiellweise ziemlich gering brecciös und man könnte bei Aneinanderfügen weniger lokaler Beobachtungen denselben der Variationsbreite des Unteren Dolomites zuordnen. Abgesehen davon, daß der wenig brecciöse Obere Dolomit am Lannernock gegen das Liegend wie im Streichen bald auch das örtlich fehlende Merkmal der brecciösen Struktur wieder annimmt, wie das z. B. ganz wenige Meter auf der W-Seite des Kammes an der Grenze zwischen Lannernockdolomit und Crinoidenkalk zu sehen ist, bringt es die Erfahrung der Begehungen des gesamten Kalkzuges mit sich, auch die sonstigen gesteinhlichen Unterschiede des wenig brecciösen Dolomites am Lannernockgipfel vom Unteren Dolomit für genügend unterscheidend anzusehen; hiezu sei auf den petrographischen Teil dieser Untersuchung hingewiesen (siehe pag. 123!).

Eine vollständige Umdeutung muß der „Werfener Sandstein“ des Holdhaus'schen Profiles erfahren, denn schon im vorherbeschriebenen Profile des Pfannock-NW-Grates haben wir Sandsteinlagen als sedimentäre Einschaltungen in den rhät-liassischen Kalkschiefern erkannt; ebenso trifft dies hier am NE-Grat zu. Die 3—4 m mächtigen „Werfener“ Sandsteine sind nichts als sandig verwitternde, sehr sandige Lagen der rhätischen Kalke! Insbesondere sei auf eine schmale Kalksandsteinlage in den crinoidenführenden Kalken schon nahe der Grenze gegen den Oberen Dolomit des Lannernocks hingewiesen.

Die Lagerung des Profiles am Pfannock-NE-Grat (Abb. 6) ist im liegenden, ungeschichteten, klotzigen Oberen Dolomit des Lannernocks am schlechtesten auszumachen; Andeutungen von Schichtfugen zeigen etwa W—E-Streichen bei 40 S-Fallen. Besser sieht man die ganz großrhythmische Schichtung von hier die E-Flanke des NW-Grates mit bewaffnetem Auge betrachtend, wodurch sich NE-Streichen und etwa 30—35 S-Fallen erkennen läßt. Die gut geschichteten Rhät-Lias-Kalke im Hangenden des Oberen Dolomites des Lannernocks lagern N 80 W, 50 S; die folgenden Bänke der Bock-Breccie bei gleichem Streichen 55 S, die helle, konglomeratische Bank ganz im Hangend 40 S fallend. Der Pfannock-Gneis, der das Profil im Hangend abschließt, zeigt seine Bankung N 40 W, 20 E lagernd, während eine ziemlich deutliche, durch hellen Glimmer markierte Streckung N 80 E verläuft und mit 20 gegen E absinkt.

Wir verlassen das Profil des Pfannock-NE-Grates und können nun die dort beobachtete Gesteinsvergesellschaftung gegen das obere Grundalmthal hinab verfolgen, wobei lediglich auf eine kurze Strecke die hangende Bockbreccie ausbleibt. Am Wege Grundalm—St. Oswalder Bock und oberhalb desselben finden sich folgende Lagerungsverhältnisse: Die Bock-Breccie versteilt sich vom Kamm herab bis 1920 m SH oberhalb des Weges zu 70 S-Fallen bei N 50 W-Streichen, während der darüberliegende Pfannockgneis eine Bankung von N 45 W mit 30 N-Fallen und eine Streckung von W—E, 20 E einmessen läßt. Die rhät-liassischen Crinoidenkalke lagern N 50 W, 50 S; in der rinnenartigen Rasenmulde, die von der Scharte



Die Scharte im NE-Grat des Pfann-Nock gegen die Rückfallkuppe des Lanner-Nock

Abb. 6.

- | | | |
|---------|---|-----------------------|
| OD.... | Oberer Dolomit mit Bank von | |
| TD ... | Trümmerdolomit im Hangend | |
| KR ... | Kalk und Kalkschiefer des Rhät-Lias, sandig und in Lagen in | |
| S | Kalksandstein übergehend | |
| BB ... | Bock-Breccie | |
| Ka | Karbon-Konglomerat | } der Gurktaler Decke |
| G | Pfannock-Gneis | |
| Ü | sekundäre Verschubbungsbahn | |
| ÜÜ ... | Hauptüberschiebung der Gurktaler Decke | |

zwischen Pfann- und Lannernock herabzieht, bilden sie anstehend eine Rippe, die von mehr sandigen Kalkschiefern im Hangend wie Liegend begleitet wird. Die hangenden dieser sandigen Kalkschiefer sind in Lagen gelblich und führen kohlige, pflanzenähnliche Reste. Der in diesem Raume als Plattenkalk entwickelte Obere Dolomit des Lannernocks streicht N 55 W und fällt 55 S. Tiefer, in 1760 m SH, am Wege Grundalm—St. Oswald Bock beobachten wir den schon bekannten wichtigen Aufschluß, der die sedimentäre Verbindung Karbonkonglomerat—Bock-Breccie erkennen läßt. Die Lagerung ist im Karbonkonglomerat bei beibehaltenem N 50 W-Streichen zu 80—85 N-Fallen sogar überkippt, während etwas weiter nördlich die Bockbreccie fast saiger steht. Auch die liegenden Rhätkalkschiefer sind bei N 50 W-Streichen zu 70 S-Fallen versteilt; etwas weiter östlich am Bach drehen die Kalkschiefer, hier als mehr dickbankiger, grauer, glimmerreicher Kalk entwickelt zu N 75 W-Streichen, während das Fallen 80 S bis saiger bleibt. Noch mehr bachabwärts fallen die Rhätkalke nur mehr 55 S, während das Streichen N 70 W verläuft. Wieder etwas gegen N ist in einem kleinen, von rechts her zufließenden Gerinne das Karbon als schwarze, glimmerige Tonschiefer mit Linsen von grauem, feinkörnigem Sandstein mit N 70 E, 40 S aufgeschlossen. In 1740 m W zweier Almhütten zeigt teilweise heftig zerknüllter, mürber Karbonsandstein am Bach N 60 E-Streichen bei saigerer Stellung. NNE der

beiden Hütten findet sich dann Gurktaler Phyllit mit NE-Streichen und 45 S-Fallen; jedoch ist dieses Vorkommen am Rande der jungen Blockverschüttung des Grundtales sehr unsicher als wirklich anstehend zu werten.

Wir kehren zu dem im Hangend des karinthischen Schieferbandes befindlichen Ansatz des nordwestlichen Dolomittfelsgrates des Pfannocks zurück, den wir auf pag. 174 verlassen haben, und verfolgen das Schieferband gegen das vom Kanninger Bock herabziehende Hochtal. Hier bietet sich eine Erscheinung mit schwieriger Erklärung, indem nämlich die bis zum Rande des Kares bergwärts gegen ESE fallenden phyllitischen Schiefer plötzlich innerhalb des Kares — wo sie stark schuttüberrollt durchziehen, um jenseits wieder deutlich zum E-Gipfel der Melitzen (P. 2198) emporzuziehen — mit rund 35 NW-Fallen, ziemlich isoklinal mit dem Hang talwärts fallen. Im Hangend dieser NW fallenden Scholle, die wir aus dem Streichen des Schieferbandes an zwei parallelen, NW streichenden kleinen Brüchen isolieren müssen, liegt ein 100 m langes, 25 m mächtiges Paket von Oberem Dolomit mit kleinen Linsen von Kalkschiefer und Bänderkalk. Es ist dies zweifellos ein Rest des vom NW-Grat des Pfannocks zum NE-Pfeiler der Melitzen (P. 2198) streichenden Zuges von Oberem Dolomit, dessen Unterbrechung somit nicht nur eine reine Wirkung der Erosion im Zuge des vom Kanninger Bock herabkommenden Hochtales ist. Letztlich möchten wir aber die Ursache des Absackens dieser Scholle doch der Abtragung zuschreiben, indem der an dem genannten, vom Kanninger Bock kommenden Hochtal unten vorbeiziehende, das große hufeisenförmige Kar zwischen P. 2198, P. 2101 und P. 2066 der Melitzen bildende Einschnitt bei noch höher liegender Sohle durch Seitwärtsabräumen und Unterwaschen des Prallhangufers ein Absacken desselben gegen seine später übertiefte Sohle bewirkte.

Steigen wir das karartige Hochtal gegen die Scharte des Kanninger Bockes empor, so beobachten wir vorerst am linken Hang das Emporziehen zum E-Gipfel (P. 2198) der Melitzen des Schieferbandes und in dessen Hangend den pfeilerartig einsetzenden Oberen Dolomit als vom NW-Grat des Pfannocks herstreichende Fortsetzung, die wir gerade vorher tiefer unten im Kar als sehr jung unterbrochen annehmen konnten. Die Lagerung des Oberen Dolomites am Pfeiler ist N 15 E, 50 E und weist damit eindeutig nach dem NW-Grat des Pfannocks hinüber, wie wir ihn gegen NNE rückblickend beobachten (siehe Abb. 5 auf pag. 174).

NNE des P. 2198, an der Liegendgrenze des Schieferbandes gegen den Unteren Dolomit der Melitzen, ziemlich tief im Kar, fand Herr Professor Dr. O. M. Friedrich (Leoben) vor einigen Jahren ein Band von kalkigem Oolith, dessen durchschnittlich erbsengroße, im Dünnschliff schön konzentrisch-schalige, kalkige Ooide in einem serizitischen Bindemittel liegen. Verfasser möchte Herrn Professor Friedrich an dieser Stelle für seine freundliche Benachrichtigung seinen wärmsten Dank aussprechen; ist doch dieser Fund ein wertvolles Indiz für die Existenz des Karinth im Stangalm-Mesozoikum. Leider war es dem Verfasser bis jetzt noch nicht möglich, diese Lokalität selbst aufzusuchen.

Nach kurzem Anstieg stehen wir in der Scharte des Kanninger Bocks (zirka 2000 m SH), im Bereiche des auf der Tafel II dargestellten Profils Nr. 3. Von dem Besuch der Basalgruppe am Ochsenstand können wir

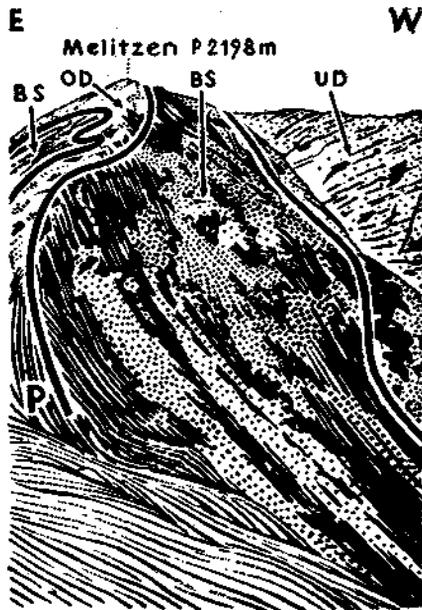


Abb. 7: Der Hang des Melitzen-E-Gipfels (P. 2198) zeigt rechts im Liegend Unteren Dolomit (UD) mit 25—30 E-Fällen, dann auf den Beschauer zulaufend das Band der phyllitischen Bockbühelschiefer (BS), weiters 40—50 E-fallenden Oberen Dolomit (OD) des Pfeilers (P), der zum größten Teil bereits links des Bildes liegt. Ganz links oben das kleine Schieferband (BS) vom Kanninger Bock.

absehen, nachdem die örtliche Beschreibung bereits auf pag. 102 gegeben wurde; ebenso haben die dem Unteren Dolomit eingelagerten Bänder von Bockbühelschiefer ihre Würdigung schon auf pag. 114 gefunden.

Lediglich den tektonischen Erscheinungen im Unteren Dolomit der SW- und S-Flanke des S-Gipfels (P. 2170) des Melitzenstockes muß ein kleiner Abstecher gewidmet werden. Die SW-Wände der Melitzen, an deren Fuß sich in auffälliger Parallele zu dem des SW-Hanges des SSW-Vorgipfels (2170 Aneroid) des Pfannocks eine bedeutende Bergsturzhalde befindet, zeigen sich in ihrer ganzen, etwa 250 m betragenden Höhe von einer Schar N 45 E streichender, unter 60—70 N fallender Klüfte durchrissen, die zu Steilschluchten und Kaminen ausgenagt wurden. Ein zweites, weit weniger ausgeprägtes System von Zerrüttungsklüften zeigt wellige Flächen und fällt bei gleichem NE-Strichen nur 30—45 gegen N ein. Die Schichtflächen des N 35 W streichenden, etwa 40 E fallenden Unteren Dolomites sind oft harnischartig zugerichtet und bilden in den Wänden ein System dachartiger Überhänge. Der S-Absturz des P. 2170 ist eine fast senkrechte Wand von rund 250 m Höhe und streicht ebenso wie das Hauptkluftsystem der SW-Wand in der Richtung NE; die mauerartige Glätte der Wand darf einem Bewegungsvorgang zugeschrieben werden.

Während die in der Basalgruppe und dem Unteren Dolomit verkörperte Mitteltrias von N kommend mit gleichbleibender Mächtigkeit und östlich einschließender Lagerung die Breite des Kanninger Bocks gegen S über-

setzt und auch das Band der Bockbühelschiefer weiter gegen S einwandfrei zu verfolgen ist, erfährt der Obere Dolomit schon vom Profil des Lannernocks zum Kanninger Bock eine gewaltige Reduktion der Mächtigkeit. Von hier gegen S ist diese gesteinerliche Einheit jedoch nur mehr in kleinen Schollen in dem engen Raum zwischen dem karinthischen Schieferband und der an dieses nahe herantretenden Gurktaler Decke anzutreffen. Diese schmale, im Kartenbilde so unruhige Zone zwischen Kanninger Bock und dem Spitzegg auf der anderen Seite des Langalmtales vertritt nun die gesamte Entwicklung der Obertrias und, weil wir dem Weiterziehen des Unteren Dolomites vertrauen können, wird sich unsere ganze, auf das Gesamtbild der Schichtfolge und Lagerung gerichtete Aufmerksamkeit nur diesem engen Raume zuzuwenden brauchen.

Die im Hangend des 25—30 E fallenden Unteren Dolomites über den P. 2198 der Melitzen ziehenden, gleichfalls im Durchschnitt mittelsteil E-fallenden phyllitischen Schiefer des großen Bandes werden im Hangend von dem N—S streichenden, 45 E fallenden Oberen Dolomit gefolgt. An einigen Stellen, vor allem am südwestlichen Abhang schalten sich im Liegend des hier nur mehr etwa 30 m mächtigen Oberen Dolomites wenige Meter schmale Lagen von dunkelblauem Kalkschiefer ein. Das südlichste, größte dieser Vorkommen ist in der Karte ausgeschieden. Hier zeigt sich — wie bereits im petrographischen Abschnitt auf pag. 123 beschrieben wurde — auf 30 m Streichen aufgeschlossen der graugrüne, serizitische Phyllit des Schieferbandes über 0.10 m Kalkphyllit und 0.4 m dünnlagigen, dunkelgrauen Kalkschiefer bis Kalk in den hier nur schwach brecciösen, grauen, etwas kalkigen Oberen Dolomit übergehend. Dieser allmähliche Übergang zeigt alle Glieder vollständig konkordant in der Lagerung von N 25 W, 40 E; wir wüßten nicht, wie ein sedimentärer Verband sich besser darbieten könnte. Man könnte nun diese Kalkschiefer im Verein mit K. Holdhaus (freundliche mündliche Mitteilung) zum Oberkarinth stellen, brächte nicht diese stratigraphische Einordnung außer gesteinsfaziellen Schwierigkeiten vor allem auch solche, die sich aus der Erkenntnis aus dem später besprochenen Profile Erlacherhütte—Arkerschädel ergeben; hierauf wird noch zurückzukommen sein.

Auch die an der Grenze Unterer Dolomit—Schieferband auffällig vorkommenden wenigen Meter von bräunlich anwitterndem, brecciösem Dolomit können hier SW des Kanninger Bocks, in der E-Flanke des Melitzenstockes zur Beobachtung gelangen.

Im Hangend der bis jetzt beschriebenen, mit dem Berghang der Melitzen ziemlich gleichfallenden Folge tritt nun abermals ein kleines, mondförmiges Vorkommen von graugrünem, serizitischem Phyllit auf, dessen Stellung nicht ohne weiteres anzugeben ist: Einerseits vermitteln gegen den liegenden Oberen Dolomit vom „Pfeiler“ wenige Dezimeter Kalkschiefer, andererseits schalten sich gleiche Gesteine auch im Hangend des Phyllitstreifens gegen jenen durch ruinenartige Felszacken gekrönten Zug von feimbreciösem, vergrustem Oberen Dolomit ein, der unmittelbar W der Bockscharte mit N 10 W, 55 E durchzieht. Auf Grund der gegen das Liegend wie gegen das Hangend vermittelnden Kalke kann man dieses Schiefervorkommen als eine sedimentäre Linse innerhalb des Oberen Dolomites betrachten. Die Möglichkeit zusätzlicher Verschuppung besteht, wofür sowohl die starke

Kataklase des hangenden Oberen Dolomitzuges als auch ein Span von dunklem, phyllitischen Schiefer sprechen würde, der sich — schlecht aufgeschlossen — im Hangend des hochbrecciösen Oberen Dolomites, gegen die Bockbreccie zu findet. Abb. 8, fast unmittelbar an die Abb. 7 (pag. 178) links anschließend, möge die Verhältnisse am Kanninger Bock erläutern helfen.

Die zwischen dem hangenden, mondformigen Schieferband und dem hangenden Zug von Oberem Dolomit auftretenden Kalkschiefer erscheinen dann im Abstieg gegen S bald wieder im Liegend des letztgenannten, stark

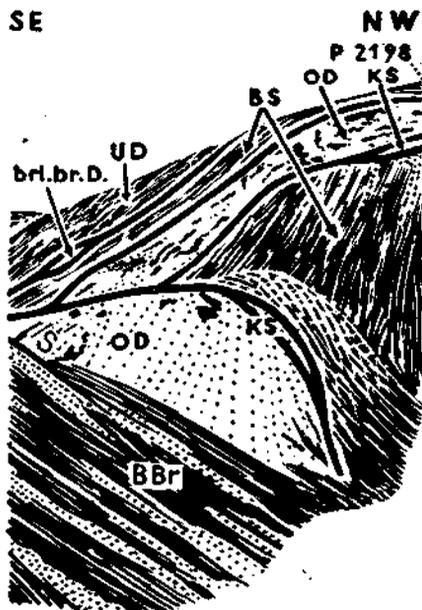


Abb. 8: Die Kanninger Bock-Scharte von NE gesehen.

Schräger Blick auf die Schichtflächen einer E-fallenden Folge: Der Untere Dolomit (UD) des Melitzenstockes zeigt gegen das hangende, über den P. 2198 gehende karinthische Schieferband (BS) stellenweise eine Lage von bräunlich anwitterndem, brecciösem Dolomit (brl. br. D). Darauf der Obere Dolomit (OD), der bald rechts des Bildrandes zum „Pfeiler“ hinabzieht; in dessen Hangend das mondformige Schieferband (sedimentäre Linse oder Schuppe) (BS), begleitet von Kalkschiefern (KS). Als Dach der Folge hochbrecciöser, im eigenen Schutt fast ganz verhüllter Oberer Dolomit (OD). Bei S die Schartenkehle. Der Hang links der Scharte, der sich in den Vordergrund fortsetzt, besteht aus der Bock-Breccie (BBr) der Gurktaler Decke.

brecciösen Dolomites und lassen sich von hier an gegen S in verhältnismäßig gut zusammenhängenden, perlschnurartig aneinander gereihten Vorkommen zunächst bis zum Profil Erlacherhütte—Arkerschädel verfolgen, wo durch das Auftreten eines altersmäßig sicher einstuftbaren Schichtgliedes, der jurassischen Kalkschiefer, wieder eine stratigraphische Verankerung der übrigen Anteile dieses Profils durchzuführen ist.

Das Profil des Kanninger Bockes (Abb. 9) ist insofern schematisiert, als es auch die Lagerungsverhältnisse S der Scharte veranschaulichen soll und deshalb unterhalb der Profilkontur in zunehmendem Maße die Projektion des auf den Beschauer zulaufenden Kartenbildes bietet.

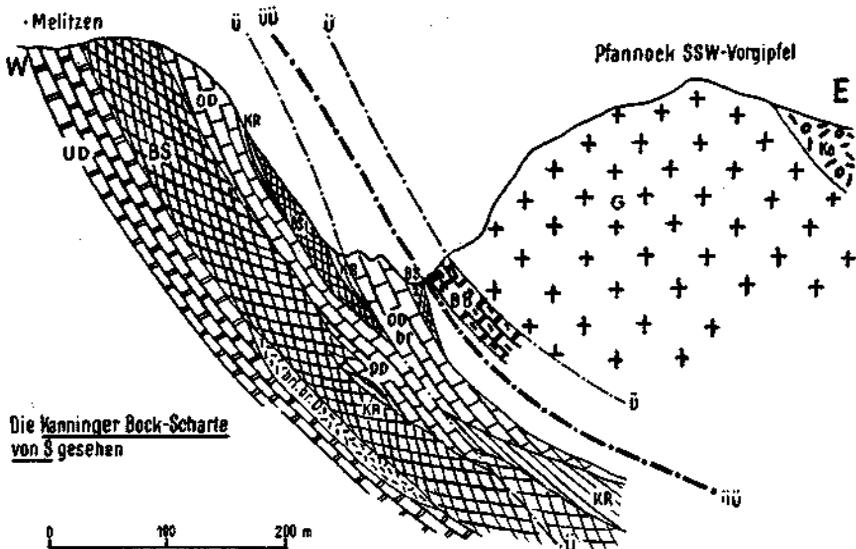


Abb. 9: Die Kanningger Bock-Scharte von S gesehen.

UD	Unterer Dolomit	
brl.br.D	bräunlicher, brecciöser Dolomit	
BS	phyllitische Bockbühelschiefer des großen Bandes	
OD	Oberer Dolomit	
OD hr	Oberer Dolomit, tektonisch vergüst	
BS ₁	phyllitische Bockbühelschiefer des mondformigen Bandes	
KR	Kalkschiefer des Rhät	
BS ₂	Span von phyllitischem Bockbühelschiefer	
BB	Bock-Breccie	} der Gurktaler Decke
G	Pfannockgneis	
Ka	Oberkarbon	
Ü	sekundäre Verschiebungsbahn	
ÜÜ	Hauptüberschiebung der Gurktaler Decke	

Wo die blaugrauen Kalke und Kalkschiefer das erstmalig gegen SE unter die große Bergsturzhalde unter den Wänden des Pfannock-Arkerschädels hineinziehen, bietet sich ein bezeichnendes Ortsbild: Die phyllitischen Tonschiefer — hier nur schwach gefältelt und mit seltenen serizitischen Häuten — des großen Schieferbandes, das bereits vom P. 2198 schräg durch die E-Flanke der Melitzen herabgestiegen ist, spießen sich zwischen hellblaugraue, dünnlagige, zum Teil auch weiß marmorisierte Kalkbänke ein, die an einer engbegrenzten Stelle auf einige Dezimeter Mächtigkeit als wunderschöner Bänderkalk ausgebildet sind. In dem ausspitzenden Schiefer liegt ein schmales Band bräunlich anwitternder Kalkschiefer. NNW-Streichen und flaches E-Fallen herrscht hier vor. Etwas weiter südlich verschwindet auch ein Teil des Schieferbandes unter der Bergsturzhalde, aus der noch ein Aufschluß von serizitischem Phyllit mit N 40 W, 45 E hervorlugt. Etwa 100 m N einer Quelle kommen die blaugrauen, gut gebankten Kalke wieder unter dem Trümmerhang hervor; bei der Quelle, die 100 m N der Ruine der Bockalmhütte entspringt, ist der Kalk außerdem in Lagen feingebändert, während im Liegend der Übergang zu Kalkschiefer angedeutet ist. Die Lagerung ist N 15 W, 40 E.

Beim Beginn des Kalkaufschlusses N der Quelle kommt auch der liegende Untere Dolomit in Splitterfazies in das durch das Schieferband bedingte Tälchen herab. In seinem Hangend finden sich an der Grenze einige Blöcke von gelbbraun anwitterndem, brecciösem Dolomit. Noch eine Erscheinung ist zu beachten: Die hangendsten Meter des Unteren Dolomites sind dunkelgrau, wie wir dies auch in der Flattnitz an der Grenze gegen die Bockbühelschiefer beobachten konnten.

Das nächste Vorkommen des Kalkzuges im Hangend des Schieferbandes beginnt bei der Ruine der Bockalm; wenige Schritte W derselben stehen dunkelblaugraue Kalkschiefer mit schwarzen, glänzenden Phyllit-schüppchen an, deren Lagerung N 55 W, 70 E ist. Dieser Kalkschieferstreifen zeigt in seinem mittleren Teile, wo ihn der von der Bockalmhütte talwärts führende Weg durchschneidet, vom Hangend zum Liegend folgendes Profil:

E des Weges einige Blöcke von gelbbraunlich anwitterndem, im Bruche dunkelgrauen, brecciösen Oberen Dolomit.

Eine schmale Schuppe dunkler Phyllit, direkt am Weg.

3 m mächtig: hellbläulichgrau anwitternder, dünngebankter und feinschichtiger, im Bruche mittelgrauer Kalk — N 25 W, 40 E.

10 m mächtig: dunkelblaugrau anwitternder, im Bruche dunkelblaugrauer bis dunkelgrauer, dünn-schichtiger Kalk und Kalkschiefer. Im Kalkschiefer viele phyllitische Schmitzen. Geht über in

6 m mächtig: blaugrau anwitternden, im Bruche dunkelgrauen, dünnlagigen mergeligen Kalk.

Vom S-Ende dieses Kalk- und Kalkschieferaufschlusses schreiten wir über aufschlußloses Terrain zu dem bereits seit langem sichtbaren hellen Felsköpfel S unterhalb des Arkerschädels. Dieses wichtige Profil ist am besten an Abb. 10 zu erläutern.

Links vom Bildrand, unterhalb der Felswandeln liegt die Erlacherhütte; ganz rechts ist der Gipfel des Arkerschädels sichtbar.

Links in dem von SSW gegen NNE verlaufendem Profile der NS, 20 E gelagerte Untere Dolomit (UD), der von dem im tiefen Hintergrund angedeuteten Melitzen-S-Gipfel (P. 2170) gegen S herabkommt. Im Hangend des UD eine kleine Linse von hellbräunlichem, brecciösem Dolomit

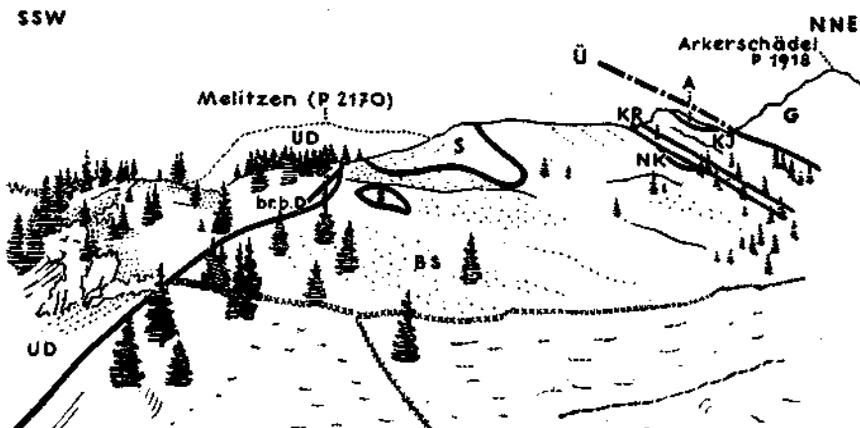


Abb. 10: Profil Erlacherhütte—Arkerschädel (Pfannock-S-Kamm).

(brl. b. D). Den ganzen Mittelteil des Bildes nehmen die phyllitischen Bockbühelschiefer des großen Bandes ein (BS). Am Kamm und etwas tiefer zwei Späne von Gurktaler Serizitphyllit (S), eingeschichtet in die Lagerung der Bockbühelschiefer mit N 30 W, 40 E.

Am Fuße des steilen Felswandls im rechten Bildteil zieht diesem gleichlaufend ein kleiner Graben gegen den rechten Bildrand abwärts. Nahe dem Kamm zeigt dessen rechte Flanke, weiter unten auch die linke sehr schön 15 m mächtig aufgeschlossen bräunlich anwitternde, im Bruche dunkelblaugraue Kalkschiefer (KR), die bei N 20 W-Streichen unter 40 gegen E fallen. Hervorzuheben ist der in Lagen recht bedeutende Sandgehalt dieser Kalkschiefer; Schmitzen von schwarzem Phyllit durchsetzen sie. Im Liegend der Kalkschiefer folgen, gleichfalls eine ziemliche Strecke in dem kleinen Graben aufgeschlossen, C-reiche, rostig anwitternde, etwas serizitisch glänzende Bockbühelschiefer, die mit N 40 W-Streichen 40 E fallen. Die Grenze Kalkschiefer—Bockbühelschiefer ist in dem Gerinne mit der Hand zu greifen aufgeschlossen und zeigt eine 1.5 m mächtige Übergangszone. In den obersten 0.5 m der Bockbühelschiefer liegen hellgrau anwitternde Linsen von dolomitischem Kalk mit netzartiger Anwitterungsstruktur: oberkarinthischer Nertzkalk (NK). Die Kalkschiefer beginnen in einem sehr mürben, phyllitischen Schiefer 0.5 m oberhalb der Netzkalklinsen mit 0.2×0.5 m großen, langlinsigen Lagen, die sich gegen das Hangend innerhalb von einem Meter zu einheitlichen Kalklagen vereinen. Die Kalkschieferlinsen des Überganges sind zum Teil stark von phyllitischen Flatschen durchsetzt, so daß man in diesen 0.5 m Mächtigkeit von Kalkphyllit sprechen kann.

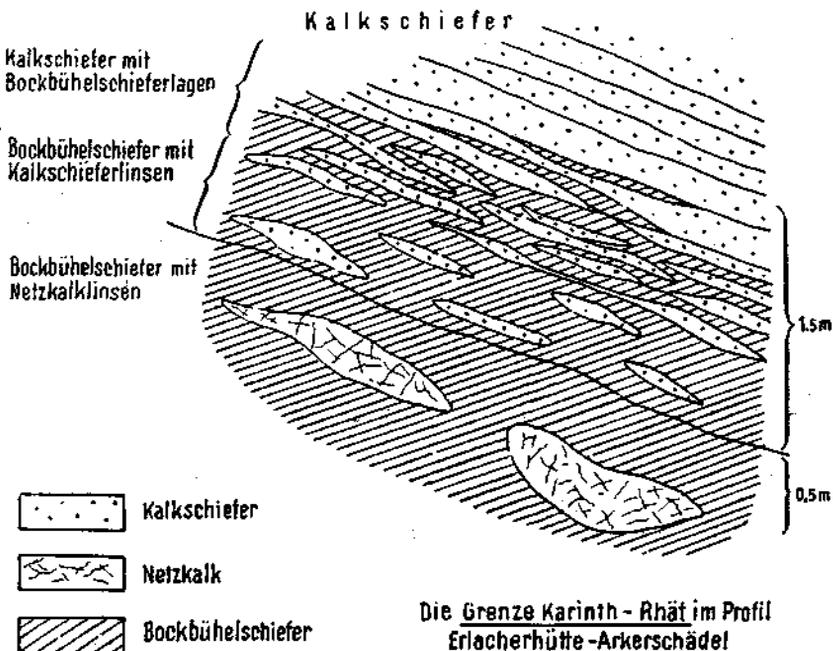


Abb. 11.

Im Hangend der Kalkschiefer folgt — ohne daß leider die Grenze aufgeschlossen ist — das von dem auffälligen Felskopf am Kamm gegen SSE abstreichende helle, etwa 20 m hohe Felswandl, das aus hellrötlichgrau anwitterndem, im Bruche hellrötlich- bis gelblichgrauem, kieseligem und mergeligem Kalk besteht; gut dünn geschichtete Lagen wechseln mit mehr massigen. Reichlich erscheinen, zum Teil im allmählichen Übergang hellrote, wechselnd stark kieselige, gefälte Kalkschiefer, in welchen sich Reste von Radiolarien fanden (siehe pag. 129). Diese Kalkschiefer des Jura (KJ) lagern N 35 W, 35—40 E, damit fast völlig konkordant zu den liegenden, blaugrauen Kalkschiefern, die wir damit mit gutem Gewissen dem Rhät zuordnen können.

Auf der Höhe des Felswandls stehen wir auf den NE fallenden Schichtflächen der roten, kieseligen Kalkschiefer, auf welchen als nur wenige Quadratmeter großes Vorkommen nur einige Dezimeter mächtige, hellgrün-hellgrau gestreifte, violett gefleckte Kalkschiefer (A) auftreten; hellgelbbraune Anwitterungsfärbung und in Lagen Kieselgehalt sind weitere Kennzeichen. Mit der Lagerung von N 50 W, 30—35 E liegen sie nur ganz leicht verwinkelt zum Liegenden. Auf die vollkommene gesteinerliche Identität mit den Jurakalkschiefern im Zuge Lecken-schober—Michelebenalm in der Flattnitz wurde bereits auf pag. 129 hingewiesen.

An der Grenze der rötlichen Kalkschiefer gegen den hangenden, scherbirg zerfallenden „Aptychenkalk“ schiefer schaltet sich stellenweise eine nur zentimeterdicke, braunviolettrote Erzkruste ein.

Im Hangend dieser „Aptychenkalk“ schiefer folgt, durch wenige Meter Schutt getrennt, die Basis der Gurktaler Überschiebungsdecke in Form des kataklastischen Pfannockgneises (G), der sich mit der Lagerung von N 70 W, 65 N zu dem rauhfelsigen, steilen Turm des Arkerschädels (P. 1918) erhebt und auf Abb. 10 rechts gerade noch sichtbar ist. Durch die jurassischen Kalkschiefer dieses Profils gewinnen wir somit für die unmittelbar liegenden, blaugrauen Kalkschiefer die kaum zweifelhafte Zuordnung zum Rhät. Mit diesem guten Grund können nun auch die vorbeschriebenen, aneinandergereihten Vorkommen von Kalkschiefern gegen N zum Kanninger Bock dieser Stufe zugeteilt werden, wie es die Ausscheidung auf der Karte zeigt. Freilich hat dieser Kalkschieferzug ebenso die Stellung oberkarinthischen Kalkes im Hangend des Schieferbandes; gerade solchen haben wir aber eben im leitenden Profil des Arkerschädels als typischen Netzkalk ausgebildet gesehen.

An diese Frage schließt sich jene an nach der stratigraphischen Zuordnung der Kalkschiefer im Liegend des tieferen Zuges von Oberem Dolomit SSW der Bockscharte, die wir auf pag. 182, wie die der Kalkschiefer in gleicher Stellung unterhalb des NW-Kares zwischen Pfann- und Lannernock, die wir auf pag. 173 offen lassen mußten.

Die Antwort verbleibt alternativ: Entweder stellen wir sämtliche Kalkschiefer im Hangend des karinthischen Schieferbandes des Raumes NW Pfannock—Kanninger Bock—Bockalmhütte zum Rhät, woraus sich auch rhätisches Alter des Oberen Dolomites des Lannernocks folgert und die sandigen Kalkschiefer vom NW- und NE-Grat des Pfannocks dem Lias zuzuteilen wären — oder wir

gewähren den Kalkschieferorkommen vom NW-Kar zwischen Pfann- und Lannernock und jenen im Liegend des tieferen oberen Dolomitzuges SW des Kanninger Bockes oberkarinthisches Alter und lassen die Stellung der Kalkschieferorkommen N und S der Bockhütte offen, während wir die Kalkschiefer, die das mondformige Schieferorkommen am Bock begleiten sowie natürlich die Kalkschiefer im Liegend des Jura im Arkerschädelprofil beim Rhät belassen.

Wir möchten von vorigem der ersten Auffassung zuneigen, denn die zweite spaltet eine gesteinerliche Einheit, wie sie die dünnlagigen, blaugrauen Kalke und Kalkschiefer darstellen, auf und läßt den typischen oberkarinthischen Netzkalk im gesicherten Arkerschädelprofil allein herauspringen.

So schön und aufklärend sich die rechte Flanke des oberen Langalpentales im Profile Erlacherhütte—Arkerschädel dem Beobachter darbot, so abweisend zeigt sich die gegenüberliegende Talseite. Der Pfannockgneis des Arkerschädelzuges mit dem hangenden Karbon der Brunnachhöhe verursachen eine starke Verschüttung der Obertrias bis fast zur Höhe des Kammes Brunnachhöhe—Spitzegg hinauf. An einem vom innersten Langalmtal in die Scharte S der Brunnachhöhe führenden Weg finden sich aus dem Schutt hervorlugend einige sehr kleine Aufschlüsse. Vorerst ist in 1820 m ein winziges Vorkommen von bläulichgrau anwitterndem, im Bruche dunkelgrauen Oberen Dolomit zu beobachten; sobald der Sattel zwischen Brunnachhöhe und dem S folgenden P. 1920 (Aneroid) sichtbar wird, führt der Weg über einen schwach ausgeprägten Sattel, der durch eine kleine Rückfallkuppe im Hang verursacht wird. Talseitig zeigt diese Erhöhung ein 4×6 m großes Wandl von grauem Dolomit, der im Hangend in Kalkschiefer übergeht. Die oberen Meter des Dolomites sind stark von Quarzflatschen durchzogen. Die Lagerung ist N 35 W, 25 E. Etwa 50 m weiter in der Richtung zum vorgenannten Sattel bietet sich eine etwa 30 m lange, blockweise Aufschlußzeile von blaugrau anwitterndem, dünnlagigen Rhätkalk, der bei N 20 W-Streichen etwa 25 gegen E einfällt. Im Hangend dieses Kalkschieferaufschlusses steht nahe dem Sattel hinter der Rückfallkuppe Gurktaler Phyllit an, der N 20 W, 40 E lagert; im Liegend gegen den Unteren Dolomit folgt — selten aufgeschlossen — hellgrünlicher, sehr serizitischer Phyllit, der manchmal goldgelbe Häutchen (Biotit?) führt. Es ergibt sich Phyllonitverdacht, denn weder mit phyllitischem Bockbühelschiefer noch mit Gurktaler Phyllit besteht Ähnlichkeit.

Knapp bevor der Almweg den Sattel im Hauptkamm erreicht, ist auf größerer Fläche die Humusdecke abgerutscht. Hier finden sich Lesesteine von blaugrau und bräunlich anwitterndem Kalkschiefer und von schwarzem Rhätkalk, wie er an der Eisentalhöhe in der Innerkrems nicht unversehrt zu sehen ist. Einige Trümmer bezeugen eine wilde Verfaltung mit Gurktaler Phyllit, der hier den Raum der karinthischen Bockbühelschiefer völlig eingenommen hat, wie die große Schuppe von Oberem Dolomit des P. 1920 beweist, die als linsenförmiger Körper allseits im Gurktaler Phyllit steckt. NE der Kote 1920 lagert der Obere Dolomit N 25 W, 35 E, während S derselben am Hang gegen St. Oswald N 80 E, 35 S einzumessen ist. Im Hangend des Oberen Dolomites, gegen den Sattel S der Brunnachhöhe, treten mehrere gebündelte, langgestreckte Linsen von bräunlich anwitterndem Kalkschiefer auf, die im Streichen nach dem

vorhin beschriebenen Lesesteinaufschluß von Rhätkalk zeigen. In der Gesellschaft dieser rhätischen Kalkschiefer finden sich auch kleine Linsen von kohlenstoffreichem Bockbühelschiefer. Auch innerhalb des hangenden Gurktaler Phyllites steckt ein Span von rhätischem Kalkschiefer.

Der gesteinerliche Charakter des Oberen Dolomites des P. 1920 zeigt im allgemeinen recht geringe brecciöse Struktur, wenn sich auch Linsen von im Bruche dunkelgrauen Trümmerdolomit finden. Es mag deshalb an dieser Stelle nochmals der gesteinerliche Unterschied zwischen Oberem und Unterem Dolomit beschrieben werden, wie sich letzterer z. B. auf dem bald S folgenden Spitzegg darbietet. Die einwandfreie Trennung der beiden Dolomithorizonte hat hier besondere örtliche Bedeutung, denn R. Schwinner (1932, 1943) hat unser eben behandeltes Profil als eine rein tektonische Folge aufgefaßt. Wie noch im folgenden Abschnitt über die Innentektonik der Gurktaler Decke zu zeigen sein wird, besteht tatsächlich der Phyllitstreifen zwischen dem Unterem Dolomit des Spitzeggs und dem Oberen Dolomit des P. 1920 aus Gesteinen der Gurktaler Decke. Weil nun letztere zwei regional wohl unterscheidbare Dolomitausbildungen (unseren Oberen und Unterem) trennt, erscheint hier die Gurktaler Decke in den Raum des karinthischen Schieferbandes eingedrungen, bzw. hat sie die ursprüngliche Ablagerungsfolge im karinthischen Niveau zerschert.

Der Untere Dolomit wittert bei weißlichgrauer Färbung rundlich karrig an, sandet stark ab und ist im Bruche meist schneeweiß, zuckerkörnig und leicht gebändert. Den Boden bedecken rundliche Brocken oder würflicher, weißer Grus. In den Hängen des Spitzeggs finden sich dann auch die Wandeln der „Splitterfazies“ des Unterem Dolomites, die durch die rhomboedrische Klüftung charakterisiert ist. Der Obere Dolomit wittert grau an und ist auch im Bruche grau, niemals schneeweiß. In der Nähe der rhätischen Kalkschieferlinsen ist er ziemlich gut feingeschichtet. Der Obere Dolomit zerfällt zu grauem, ungleichkörnigem, scharfem, meist feinem Schutt.

Der Untere Dolomit, der im zusammenhängenden, NE fallenden Zug von der Melitzen herkommend das Langalmtal übersetzt hat, streicht über das Spitzegg, allmählich an Mächtigkeit verlierend, nach St. Oswald hinab. Sehr verschmälert begleitet er den St. Oswaldbach am linken Ufer bis zu einem Steinbruch W der Ortschaft Aigen bei Klein Kirchheim. Mit dieser Verkümmern der Schichtfolge des Stangalm-Mesozoikums beschließen wir die Durchwanderung desselben. Bei der Besprechung des Gesamtbauplanes wird noch der weiteren südlichen, sehr verdünnten Fortsetzung unseres Kalkgesteinzuges in das Gebiet des Wöllaner Nocks, über welche W. Petraschek (1927) berichtet hat, zu gedenken sein.

III. Die Interntektonik der Gurktaler Überschiebungsdecke

Wie unsere Wanderung von Profil zu Profil durch den Kalkgesteinzug des Stangalm-Mesozoikums vor Augen führte, schießt dieser längs seiner gesamten Erstreckung unter das Phyllitgebiet der Gurktaler Berge ein. So augenfällig ist diese Lagerung, daß sie zu der ältesten geologischen Erkenntnis unseres Gebietes gehört und dem Vorstellungsbereich der damaligen Zeit entsprechend das Stangalm-Mesozoikum als das unzweifelhaft stratigraphische Liegend jenes höheren schieferig-sandigen Gebirges

angesehen wurde. Mit dem durch die versteinerte Flora der Stangalpe bezeugten Steinkohlenalter des Hangend war damit die Zuteilung unseres Kalkzuges zum Kohlenkalk gegeben.

Durch die Entdeckung des Rhät der Eisentalhöhe war bei der Einheitlichkeit des Kalkzuges der Schluß auf triadisches Alter seiner gesamten Ausdehnung nur folgerichtig. Ebenso geradlinig war zu folgern, daß die Überlagerung durch das Phyllitgebirge alpidischer Überschiebung zukommt.

Bevor aber noch der Mechanismus dieser Überdeckung seine Untersucher finden konnte, erschien durch die Alterszuteilung des Kalkzuges von R. Schwinner (1922, 1932) und A. Thurner (1927) die Schwierigkeit seiner Aufklärung sehr erhöht, indem nun sowohl variscische wie auch alpidische Orogenese ursächlich zu machen waren. Der Verpflichtung zur Lösung dieser so schwierig gestellten Aufgabe entledigte sich R. Schwinner (1932, 1938) durch eine tektogenetische Synthese, die bei der Besprechung des Gesamtbauplanes noch eingehend zu behandeln sein wird.

Unser erster Blick auf die Lagerung zueinander der Bausteine des überdeckenden Phyllitgebirges braucht und soll deren Raum nicht verlassen, denn in die Lagerung des eigenen Baumaterials einer tektonischen Einheit sollte bei Berücksichtigung dessen stratigraphischen Umfanges jedwedes aus regionalen Gründen nur mögliche orogenetische Geschehen seine zeitliche Einordnung finden können; freilich ist es meist nur das jüngste tektonische Ereignis, das, vorhergegangene überprägend, als einziges erkennbar wird.

Vergegenwärtigen wir uns übersichtlich das Alter der Bausteine des Phyllitgebirges und setzen in die Zwischenräume der folgenden Tabelle die aus regionalen Gründen möglichen orogenetischen Phasen ein, so gelangen wir zu dem Ergebnis, daß Lagerungsänderungen, die den jüngsten Baustein der Phylliteinheit (Westfal D+Unterstes Perm) noch erfaßt haben, frühestens „saalisch“ sein können.

Einheit	Alter	Orogenetische Phase
Werchzirmschichten	Perm, vielleicht jünger	Saalisch
Bock-Breccie	Perm	
Oberkarbonsandstein und -konglomerat	Westfal D	
		asturisch (nicht in den Karn. Alpen)
		sudetisch
		? kaledonisch ?
Eisenhutschiefer (Metadiabase)	U. Silur	?
Gurktaler Quarzphyllit	Kambrium bis Vorpaläozoikum	

Außerdem zeigt sich, daß für das ursprüngliche Lagerungsverhältnis des Westfal D-Perm zu den älteren Schiefen lediglich bestimmend ist, was man mit einem Terminus kurz als „variscische Diskordanz“ bezeichnen kann. Je nach dem Grade der Störung, die diese klare Lagerungsbeziehung nun später noch erlitten hat, wird auch eine dem Intensitätsgrad entsprechende jüngere Phase haftbar zu machen sein.

Gelingt es, die postvariscische Lagerungsänderung des Westfal D-Perm-Bausteines — den wir als homolog der Naßfeldgruppe der Karnia auffassen — im Verhältnis zu den älteren Schiefen der Gurktaler Alpen in der Intensität über das Niveau der „schwächlichen Ausklänge der variscischen Orogenese“ (H. Stille, 1924), das sind saalische und pfälzische Phase, emporzuheben und im Bauplan (Vergenz der Bewegung ausgedrückt im Streichen der Faltenachsen; zugeordnete Frakturen) der Innentektonik des Stangalm-Mesozoikums anzugleichen, bzw. eine gleichgerichtete Einwirkung auf dieses glaubhaft zu machen, darf die damit ausgedrückte Übereinstimmung mit ruhigem Gewissen einem einzigen, alpidischen Akt zugeordnet werden; ob vorgosauisch oder jünger muß dahingestellt bleiben.

Das Phyllitgebiet ¹⁾ des Raumes St. Oswald—Turracherhöhe—Flattnitz zeigt drei auffällig parallel ziehende Vorkommen von Oberkarbon, die mit — im ganzen gesehen — NW-streichenden Grenzen gegen zwischenliegende Zonen der älteren Schiefer (Quarzphyllit und Eisenhutschiefer) abstoßen. Diese drei Karbonvorkommen, die im folgenden als das der „Brunnachhöhe“, des „Königstuhles“ und von „Turrach“ benannt und unterschieden sein mögen, gehören — wie im stratigraphischen Abschnitt nachgewiesen wurde — einer einheitlichen Sedimentfolge an, die in der Hauptmasse als Westfal D gleichaltrig ist und zum Teil in das Perm reicht.

Die ursprüngliche Lagerung dieses Schichtverbandes zu den variscisch miteinander verfalteten, älteren Phylliten ist wohl sicher die einer transgressiven, sedimentären Überdeckung. Die drei Karbonvorkommen liegen nun heute in verschiedene Stockwerke aufgelöst nicht mehr nur über, sondern zum Teil recht tief unter den ursprünglich zur Gänze liegenden Phylliten eingeschaltet und erweisen sich damit als tektonische Schollen. Da der Verband zueinander der beiden anderen Bausteine (Gurktaler Quarzphyllit, Eisenhutschiefer) bereits variscische Prägung aufweisen muß und noch dazu Quarzphyllit und Eisenhutschiefer in tektonischer Fazies oft kaum unterscheidbar sind (R. Schwinner, l. c.), so bleibt es zumeist unaufklärbar, welche und wie große Anteile der Phyllitserie sich mit den einzelnen der drei Karbonschollen zu tektonischen Körpern verbinden. Dazu kommt noch erschwerend, daß das Gefüge der Phyllite in einer Unzahl kleiner Teilbewegungsflächen auch große Raumverzerrung verbergen kann.

Als tiefste tektonische Einheit erscheint im SW die „Brunnachschuppe“, die durch die Führung der Altkristallinscholle des Pfannockgneises ausgezeichnet ist. Dessen Sohle ist eine Bewegungsbahn erster Ordnung, indem an ihr das Stangalm-Mesozoikum mit seinem jurassischen Dach überschoben erscheint; ein laminiertes Streifen von mit Oberkarbon verzahntem Perm markiert diese Überschiebung, die fortan als die Gurktaler Überschiebung bezeichnet sei.

Vom Kanninger Bock gegen S treten im karinthischen Schieferband des Stangalm-Mesozoikums häufige Einspießungen von Gurktaler Phyllit auf, bis sich im Profile Brunnachhöhe—Spitzegg fast der gesamte Raum der Obertrias durch Phyllit ersetzt zeigt, worin der Obere Dolomit des P. 1920 als tektonische Großlinse steckt. Dieser Phyllitstreifen schießt nun mit NE-Fallen unter das Oberkarbon der Brunnachhöhe ein, welches gegen

¹⁾ Siehe die beiliegende Übersichtskarte 1: 75.000, Tafel III!

St. Oswald ausspitzt und ebenfalls gegen NE unter den Phyllit des Mallnocks einfällt. Das Karbon der Brunnachhöhe wurde auf dem Pfannockgneis abgelagert, wie das grobe — aus aufgearbeitetem Pfannockgneis bestehende — Grundkonglomerat am S-Kamm sowie scharftrümmerige Arkosen in dessen S-Flanke zeigen. Auf der Hochfläche des St. Oswalder Bocks ist zu sehen, wie das Karbon der Brunnachhöhe gegen NE unter den Phyllit des Mallnocks hineinzieht. Ebenso haben wir früher (pag. 176) beobachtet, daß das ausgedünnte Karbon-Perm an der Basis des Pfannockgneises SSW der Grundalm gegen NE umbiegt. Unter dem Schuttmantel der Grundalm bleibt es nun leider verhüllt, welcher der beiden Karbonzüge sich am W-Hang des Koflernocks und weiter noch am rechten Ufer des Stangbaches (R. Schwinner, l. c.) wiederfindet. Auf alle Fälle zeigt diese Lamination, daß auch die Grenze des Karbons der Brunnachhöhe gegen den hangenden Phyllit des Mallnocks—Koflernocks eine Bewegungsbahn ist, die oberhalb der Stangalm schleifend in die Gurktaler Überschiebung mündet.

Auch im S des Karbonspanes der Brunnachhöhe scheinen sich die beiden, diesen im Hangend wie Liegend begleitenden Bewegungsbahnen zu einer Linie zu vereinen, die sich geradewegs in jenen Zug von Bänderkalk und Kalkphyllit fortsetzt, der den ausgedünnten, durch Phyllit getrennten Streifen von Unterem Dolomit auffällig parallel ziehend im Hangend begleitet und am WNW-Kamm des Wöllaner Nocks gut zu beobachten ist. Bei der Besprechung des Gesamtbauplanes wird auf diese Verhältnisse noch zurückzukommen sein.

Die weite Phyllitzone ¹⁾ Mallnock—Koflernock—Gregerlenock—Tur-racherhöhe, die im Liegend mit einer Gleitbahn gegen die Brunnachschuppe grenzt, fällt gegen N unter das klassische Karbon des Königstuhles und gegen NE unter dessen SE-Fortsetzung Steinturrach—Grünsee ein. Insbesondere ist es die genannte N-Grenze, die am ehesten verlockt, sie als überlieferten Anschnitt der „variscischen Diskordanz“ anzusehen. Die folgend dargelegten Umstände werden jedoch aufzeigen, daß auch hier im Liegend der Karbonscholle des Königstuhles kräftige Raumverzerrung anzunehmen ist.

Zunächst fällt ein hervortretender Zug von Dolomitklippen auf, der von der Kothalm bis oberhalb des Karbad den S-Rand des Karbons begleitet. Gesteinlich erweisen sich diese Dolomitvorkommen keineswegs einheitlich als „magnesitführender Dolomit“, wie es nach der Ausscheidung von R. Schwinner (1931) anzunehmen wäre; soweit nicht Magnesitvererzung vorliegt — und das ist nur nesterweise der Fall, wie die vorgenommenen, wohl enttäuschenden Schürfungen erkennen lassen — bestehen sie aus teils eisenschüssigem, teils aber ganz gemeinem grauen Dolomit, der — wenn der Gesteinsvergleich hier nicht so verantwortlich wäre — leichtin als mit dem Oberen Dolomit des Stangalm-Mesozoikums vergleichbar anzusprechen ist. Insbesondere der große, graufelsige Dolomitklotz oberhalb der Stangalmhütten, an dessen Fuß eine schöne Quelle entspringt, kann durchaus zum Oberen Dolomit gestellt werden.

Gleichwohl als Ausdruck andersgearteten orogenetischen Geschehens faßt schließlich R. Schwinner (1938) das gegen NW (Karbad) gerichtete Ausspitzen des Phyllites als tektonisch bedingt auf, welcher Meinung wir uns gerne anschließen.

¹⁾ Für das nächstfolgende diene als Unterlage die Karte bei R. Schwinner (1931).

Für den östlich anschließenden Raum gegen die Turracherhöhe zu gibt R. Schwinner (l. c.) eine tektonische Auflösung in Form einer gegen N blickenden, liegenden Falte. Versucht man als erstes, in diese das kleine Karbonvorkommen der Winklalm¹⁾ — das übrigens auf dem E davon gelegenen Rücken bei P. 2020 von einem weiteren, mindestens ebenso ausgedehnten gleichlaufend begleitet wird — einzuordnen, so kommt es in deren Phyllitkern zu liegen und bildet hier mit seinen NNW-Streichen einen recht unwahrscheinlichen Gegensatz zu dem von Schwinner fast senkrecht dazu angenommenen W—E-Faltenstreichen. Wir möchten deshalb diese liegende Falte mit NNW streichender Achse annehmen, wozu das Kartenbild bestens zustimmt. Die N-Stirn der liegenden Falte Schwinner's — ohnehin schlecht belegt, weil vom oberen Nesselgraben erodiert — gibt ihre Rolle an eine im Kartenbild erkennbare ENE blickende Stirn ab. Die von Schwinner gegen W absinkend angegebenen Faltenachsen²⁾ müssen nach dem Umbau gegen NNW bis NW fallen und passen unseres Erachtens so weit schöner in das Kartenbild. Die NNW streichende Rinsennockverwerfung — die wir als zerscherte Verfaltungsgrenze auffassen —, das NNW-Streichen des Winklalm-Karbons und schließlich die NW streichende Einfaltung des Steinturracher Karbons stimmen in ihrer Lagerung zusammen; auch die Gipfelsykline des Rinsennocks streicht „vielleicht sogar etwas gegen WNW“ (wörtlich R. Schwinner, 1938). Die kleinen Blattverschiebungen in der E-Flanke des Rinsennocks können nun allerdings nicht mehr mit der Schwinner'schen Rinsennockverwerfung zu einem „Mohr'schen Paar“ konjugiert³⁾ werden, sondern stehen als Querrisse senkrecht auf unserer NW streichenden Faltenachse.

In Übereinstimmung mit R. Schwinner (l. c.) möchten wir der Einfaltung des SE-Zipfels des Königstuhl-Karbons unter den Phyllit des Schoberriegels keinen großen Tiefgang geben, denn schon an der Straße Turracherhöhe—Turrach zeigt das SW-Fallen des Phyllites nahe der Karbongrenze, daß hier der liegende Phyllit zum entgegengesetzten Fallen „an der Nase abwärts geschleppt zu sein scheint“ (R. Schwinner, 1938), während vollends oberhalb der Hochalm am Steinbachgraben deutlich zu sehen ist, daß der Phyllit dieser Zone unter die Karbonscholle des Königstuhles hineinzieht. Damit stirnt nach unserer Auffassung das Karbon des Königstuhles mit NE gerichteter Front seicht in seine Phyllitunterlage und die liegende Falte in derselben bei der Winklalm wurde unter seiner Last geprägt. Die tektonischen Achsen heben gegen SE in die Luft aus.

S des obersten Gurktales, im Raume Ebene Reichenau-Gnesau, sind durch H. Beck (1932) Vorkommen von Karbon bekannt worden; sie liegen auffällig in der axialen Fortsetzung dieses tektonischen NW-Streichens. Ob dort Achsendepression oder Auftauchen eines gleichorientierten tieferen Elementes vorliegt, muß erst durch Feldarbeit ermittelt werden.

¹⁾ Hier fand sich ein Leseblock von dünn-schichtigen Sandstein, der zweifellos ein Segment einer stark gekrümmten Falte darstellt.

²⁾ Später (pag. 53) in (1938) sieht sich R. Schwinner zur Stützung einer Hypothese höherer Ordnung allerdings wieder genötigt, die Faltenachsen gegen W ansteigen zu lassen!

³⁾ Übrigens sind nach F. E. Sueß (1937) konjugierte Scherflächensysteme nur in einer Hälfte erkennbar ausgebildet.

Im Rückblick auf die perlschnurartig angeordnete Dolomitklippenreihe von der Kothalm gegen W möchten wir diese als Scherlinge aus dem Stangalm-Mesozoikum an der Sohle der gegen NE bewegten Königstuhlschuppe ansehen.

Daß die Karbonschuppe des Königstuhles selbst einer großen liegenden Falte angehört, ist nach dem vorgesagten nicht abwegig. Der Hinweis von R. Schwinner (l. c.) über den Verdacht W. J. Jongmans auf inverse Lagerung einer Pflanzenbank am Stangoock spricht dafür. Wahrscheinlich ist der Hangendschenkel dieser liegenden Falte bereits fast gänzlich abgetragen, zumindest soweit, daß die etwa im Faltenkern liegenden Werchzirmschichten, deren Erhaltung durch Einfaltung (Parallele zur Bock-Breccie) auch besser begreiflich wird, gerade bloßgelegt sind.

Schließlich sei als Zeugnis für eine Bewegungsfläche an der Basis des Königstuhlkarbons auf jenes Phyllonitband hingewiesen, das wir just an jener Stelle wo der Phyllit der Hochalm gegen NW ausspitzt, im Profil des P. 2068, zwischen Rhät und Karbon nachweisen konnten (Siehe pag. 156!).

Mit der obigen Vorführung des Phyllites des Raumes Hochalm—Schoberriegel vor der Stirn der Königstuhlschuppe sind wir bereits in die nächste Phyllitzone eingetreten, die von Turrach gegen E gleichfalls eine ausgedehnte Scholle von Oberkarbon birgt.

Könnte das Königstuhlkarbon durch das oben Gesagte über diesen seinen Liegendphyllit bewegt gezeigt werden, so war das Verhältnis der gleichen Phyllitzone zur Karbonscholle von Turrach — wie im gesteinskundlichen Abschnitt (pag. 137) mitgeteilt wurde — an zwei Stellen NE der Wicheralm als sedimentärer Übergang zu beobachten. Da die Karbonscholle von Turrach in ihrem ganzen Verlaufe von der Wicheralm um die N-Abhänge des Eisenhut-Wintertalernockmassives herum unter dieses einschließt und auch der sedimentäre Übergang bei der Wicheralm einerseits gegen hangenden Quarzphyllit andererseits gegen liegende Eisenhutschiefer geht, sehen wir das ursprünglich transgressiv hangende Oberkarbon durch Faltung in seine gegenwärtige Liegendposition gebracht. Wir können damit R. Schwinner (1938) folgen, der das Karbon von Turrach als eine gegen N überschlagene Synklinale erkannt hat. Zu deren Charakteristik, die der genannte Forscher (l. c.) durch Darstellung eines Isohypsenbildes der Unterfläche der Mulde verdentlichte, möchten wir die auffällige Zerschlitzung, bzw. Ausdünnung des Hangendflügels nahe dem Muldenschluß bei der Platz- und Wicheralm, SW bzw. SE von Turrach hinzufügen. Schwierig einzuordnen ist das kleine Vorkommen von Gurktaler Phyllit mit magnesitführendem Dolomit mitten im Karbon des N der Wicheralm W—E ziehenden Grabens; am ehesten könnte man es als einen Rest einer vor der Synkinalbildung erfolgten Überschuppung deuten.

Verfolgen wir den Verlauf der Karbonsyncline von Turrach gegen E, so bleibt deren Mächtigkeit bis etwas über den N-Kamm des Eisenhutes hinaus anhaltend gleich. Im Profil des Eisenhut-N-Kammes lassen sich die beiden Schenkel der N-wärts überschlagenen Mulde bei gutem Willen erkennen, indem nämlich sowohl im Liegend an der Gurktaler Überschiebung, wie im Hangend gegen den Quarzphyllit eine 50 bzw. 30 m mächtige Bank von scharftrümmeriger, quarzitischer Arkose auftritt, die als eine sehr seltene Fazies des Oberkarbons zu gelten hat. Vom Eisenhut-N-Kamm gegen E

nimmt die Karbonscholle auffällig an Mächtigkeit ab, die etwa gleichbleibend am Leckenschober, der Stallstätte und bei der Gaulschacheralm zu beobachten ist. Diese Reduktion erfolgt in einer gegen NE gerichteten Front; ob durch diese Ausdünnung beide Schenkel der Mulde erfaßt wurden oder nur einer verlorenging, ist nicht auszumachen.

Fragen wir nach der Achse der Turracher Karbonmulde, so ist ihr W-Ende bei Turrach in 1260 m SH sicher, wo sich auch der Mulden-schluß findet. Gegen SE zu muß die Achse ansteigen, denn bei der Gaulschacheralm taucht plötzlich im Liegend des Karbons Quarzphyllit auf, der nur als der aufrechte Liegendschenkel der ausgedünnten Syncline aufzufassen ist. Bei dem N—S-Streichen und südlichen Auskeilen des Karbons der Gaulschacheralm glauben wir nahe dem tektonischen Schluß der Turracher Karbonscholle zu sein; dieser liegt immerhin mindestens 400 m höher als das tiefstaufgeschlossene Karbon bei Turrach. So gelangen wir zu dem Bilde einer NW streichenden, in der gleichen Richtung sanft absinkenden tektonischen Achse.

Der Phyllit im Liegend des Karbons der Gaulschacheralm erscheint gegen N bald an der Gurktaler Überschiebung von unten her durch Verschuppung verzehrt zu werden. Im Profil der Stallstätte und des Leckenschobers schalten sich im oder nahe vom Dach des Stangalm-Mesozoikums deutlich Späne von Gurktaler Phyllit ein; sie treten gerade dort auf, wo wir die Reduktion der Mächtigkeit der Karbonscholle an einer NE-wärtigen Front hervorheben konnten.

Ein gemeinsames Merkmal der tektonischen Lage unserer drei Karbonschollen (Brunnachhöhe, Königstuhl, Turrach) scheint uns in einem gesetzmäßigen Vorgang ursächlich begründet: Alle drei Karbonvorkommen zeigen sich sichtlich im Gefälle der tektonischen Achsen gegen NW vorgeschoben, wobei die zwischenliegenden Phyllitzone eine Ausspitzung erfahren. Wie der Liegendphyllit der Brunnachschuppe gegen N zu ausgedünnt ist, so auch der Phyllit der nächsthöheren Zone NW des Stangbaches. Ganz so verschmälert sich auch der Phyllit der Hochalm gegen den P. 2068 zu. Der Liegendphyllit der Turracher Karbonsyncline ist am SE-Hang des Wintertalernocks noch deutlich zu sehen, erleidet aber gegen N, bzw. gegen NW baldige Verschleifung. Demnach grenzen alle drei Karboneinheiten unter Ausdünnung des jeweiligen Liegendphyllites mit ihrem NW-Rand unmittelbar an das Stangalm-Mesozoikum. Daraus kann man eine gewisse Seitwärtsbewegung in der Richtung des Achsengefälles folgern. Auch die Zerschering des Faltenschenkels am Rinsennock wäre diesem Vorgang zuzuordnen.

C. Der Gesamtbauplan

Den durch die Alterszweiteilung unseres Kalkzuges in eine paläozoische und eine mesozoische Hälfte (R. Schwinner, l. c., A. Thurner, l. c.) verwickelt notwendigen Gesamtbauplan hat R. Schwinner (1932, 1938) gegeben: Die auf Altkristallin abgelagerte, „paläozoische Bänderserie“ Innerkrems—Turrach—Flattnitz wurde durch N-vergente, sudetische Überfaltung des „Phyllitstockwerkes“ konserviert. Nach Ablagerung des

Oberkarbons und der Trias wurde letztere durch eine W gerichtete alpidische Überschiebung zugedeckt. Dieses zweiphasige Geschehen birgt folgende Unstimmigkeiten in sich:

1. Entlang der Bänderserie ist eine enorme, von E gegen W gerichtete alpidische Blattverschiebung nötig. Diese muß mindestens den Betrag der Erstreckung des Turracher Karbons, d. i. Gauschacheralm—Turrach von rund 6 km, erfassen. Ob dies noch im Sinne R. Schwinner's als eine „kurze, gegen W aufspringende Einschuppung“ zu bezeichnen ist?

2. Die gesamte Bänderserie vom Steinbachsattel gegen W zeigt nichts mehr von der konservierenden, variscischen Phyllitüberfaltung. Im Bereiche des Königstuhlkarbons hat dies R. Schwinner durch „tektonischen Abstau“ zu erklären versucht. Die Bänderserie des Mattehans und der abgesunkenen Grünleiten müßten nun entweder ohne konservierende Phyllitüberfaltung die langen Zeiträume der postvariscischen Abtragung, der Ablagerung des Oberkarbons und der Trias überstanden haben, um erst alpidisch durch die Überschiebung des Karbons vor Abtragung geschützt zu werden oder diese Vorkommen wurden von ihrer Phyllitdecke durch die Karbonüberschiebung mittels „Abstau“ befreit. Die Bänderserie der Schulter und der stehengebliebenen Grünleiten wurden gar durch den westlich vorrückenden triadischen Peitlerdolomit überdeckt. Dann müßte also dieser den Abstau des Phyllites bewirkt haben oder aber auch die Bänderserie der Schulter und der Grünleiten hätten ohne konservierende Phyllitüberfaltung die lange Zeit von ihrer Ablagerung bis Nachtrias überdauert? Und an keiner einzigen Stelle zwischen der Bänderserie und dem Karbon des Mattehans, bzw. der abgesunkenen Grünleiten, zwischen der Bänderserie und dem triadischen Peitlerdolomit der beiden Grünleiten wie der Schulter findet sich das geringste Restchen des „abgestauten“ Phyllites? Kann ein „Abstau“ so sauber „abputzen“? Warum liegen an dieser Bewegungsfläche keine Phyllonite? Die sollten erst im Dach des Peitlerdolomites auftreten, direkt — wenn auch nur mittelbar — emporgeschleppt durch das ganz und gar unversehrte Rhät der Eisentalhöhe, wie es in den nördlichen Kalkalpen sich nicht besser erhalten zeigen kann? Mergelige Tonschiefer mit schmalen Kalkbänken an der Basis eines „traineau éraseur“ müßten sich wohl anders präsentieren!

3. R. Schwinner (l. c.) selbst hat den Kremsbachbruch als eine Blattverschiebung angesehen in dem Sinne, daß der Mattehans an den Knappenriegel, die abgesunkene Grünleiten an den Altenberg und die Schulter an den Grünleitenock vor der Bewegung angeschlossen war. Das gibt einen Verschiebungsbetrag von etwa 1-8 km, um den die paläozoische Bänderserie plus der Trias plus dem Karbon gemeinsam gegen NE bewegt worden wäre. Welcher Komponente eines gegen W gerichteten „Kräfteplanes“ entspricht dies? Was meint R. Schwinner mit der zum Kremsbruch „spiegelbildlich konjugierten“, NNW streichenden Blattverschiebung am Rinsenock? Als gleichzeitige Vorgänge müßten sie trichterförmig gegen N zusammenlaufen; sie hätten zu einer Massenanhäufung führen müssen, die sich baldigst, in die Luft ausweichend, zu gegen NW und NE gerichteten Überschiebungen ausgebaut hätte! Wie wären denn überhaupt die Kräfte umzubeugen, die einer gegen W gerichteten Tektonik entstammend derart, zum Teil rückläufig wirken? Eine Drehbewegung im Uhrzeigersinn des

Königstuhlkarbons — wovon bei R. Schwinner nichts zu lesen ist — könnte tangential die Kremsbachblattverschiebung und gleichzeitig das Rinsnockblatt aufreißen; dann müßte aber der gegen S so gut zusammenhängende Zug der Trias zerrissen sein!

Es ist ein Glück, daß wir R. Schwinner auf solch dornenvollem Weg nicht weiter zu folgen brauchen, welchen sich dieser Forscher im Verein mit A. Thurner durch die Altersteilung unseres Kalkzuges in eine paläozoische und eine mesozoische Hälfte zu beschreiten gezwungen sah!

Wir konnten die Einheit der Schichtfolge des Kalkzuges St. Oswald—Innerkrems—Turrach—Flattnitz nachweisen: Wir verfolgten die unter-triadischen, meist rauchwackenartigen Trümmergesteine von der Melitzen bis in die Flattnitz, erkannten die wahre Individualität der Bänderserie als Gesteine der unteren Mitteltrias, unterschieden zwei wohl zu definierende, lagegetrennte Dolomitausbildungen, die der oberen Mitteltrias und der Obertrias entsprechen, spürten der „Pyritschieferfazies“ der Bockbühelschiefer vom Langalmtal bis in die Flattnitz nach, sahen in gleicher Erstreckung im Daeh der Schichtfolge die gut charakterisierten Gesteine des Rhät und konnten last not least aus beiden Flügeln des Kalkgesteinszuges jurassische Gesteine als Krone einer mesozoischen Schichtfolge vorzeigen.

Der sich daraus ergebende Bauplan ist einfacher und großzügiger. Die Bausteine Gurktaler Phyllit, Eisenhutschiefer und Westfal D-Perm zeigen sich räumlich vereinigt und mit NW streichenden Leitlinien tektonisch geordnet dem Stangalm-Mesozoikum überschoben, als Gurktaler Decke. Wir sahen im Bereiche des Stangalm-Mesozoikums NW-absinkende tektonische Achsen und auf diese senkrecht verlaufende Frakturen. Da nach dem Alter des jüngsten Bausteines der Gurktaler Decke und dem Intensitätsgrad dessen Verfaltung und Verschuppung mit den älteren Schiefen, der Innentektonik der Gurktaler Decke alpidisches Alter zukommt, betrachten wir den gleichgerichteten inneren Bau des Stangalm-Mesozoikums als zu dieser gleichzeitig.

Bevor wir noch den Vorgang der Überwältigung des Stangalm-Mesozoikums durch die Gurktaler Decke ablaufen lassen, müssen wir die Frage beleuchten, inwieweit das altkristalline Grundgebirge daran beteiligt ist. Der Auffassung von R. Schwinner (1932, 1938) in diesem Belange können wir uns gleichfalls nicht anschließen. Obwohl diesem Forscher grundsätzlich zuzustimmen ist, daß das Grundgebirge der aktive Träger jedweder regionaler tektonischer Impulse ist, die sich in seiner passiv mitbeförderten, chronologisch gliederbaren Sedimenthülle unserer Erkenntnis nur leichter erfassbar machen, ersehen wir für unser verhältnismäßig engräumiges Gebiet daraus eine über das Ziel schießende Nutzenanwendung gezogen. Obwohl R. Schwinner (1938) die alte (algotomanische) Prägung des liegenden Altkristallins unseres Untersuchungsraumes vor Ablagerung des Quarzphyllites als beendet ansieht, wird sowohl während der variscischen wie der alpidischen Orogenese das Altkristallin zwecks Raumverengung für eine die Grenzen des Ablagerungsraumes überquellende Faltung des sedimentären Deckgebirges „gefaltet und geschuppt“.

Wir konnten die Innentektonik des Altkristallins an sanft gegen ESE tauchenden Achsen ablesen, die somit deutlich in der dritten Ordnung verwinkelt sind gegen die obengenannten, NW fallenden des Stangalm-

Mesozoikums und der Gurktaler Decke. An den Hiatus in der Metamorphose zwischen Altkristallin und allem Hangend braucht nur erinnert zu werden: Der kataklastische Bundschuh-Orthogneis ist rekristallisiert, was sich besonders an dem randlichen Mylonitsaum verdeutlicht. Gerölle von Bundschuh-Orthogneis im gleichen Zustand liegen bereits im Oberkarbon. Die der Gurktaler Decke einverleibte Scholle des Pfannockgneises zeigt gleichfalls Kataklyse, randlich ist sie aber phyllonitisiert. Was in spärlichen und engen Zonen an rückschreitend Metamorphem im Altkristallin vorkommt, wird erst unter dem Mikroskop erkennbar; auf keinen Fall erreicht die Diaphotese das Ausmaß, um ein Zusammenrücken des Grundgebirges um jene Strecken abzubilden, die sich im abgescherten Deckgebirge bis zu einer Überschiebungsweite von 18 km, d. i. St. Oswald—Flattnitz ausdrückt.

Die tektonische Großgliederung unseres Raumes können wir zwar in gleicher Anzahl, aber im ungleichen Inhalt wie R. Schwinner (1932) als „Stockwerke“ dreigliedern: A. Basales Grundgebirge. B. Triadische Sedimenthülle des Grundgebirges. C. Gurktaler Decke. R. Schwinner (l. c.) hat als Stockwerk B den Quarzphyllit plus Eisenhutschiefer und als C das Oberkarbon eingeordnet, während dem Kalkgesteinzug nur die Rolle eines späteren Beiwerkes des Grundgebirges A zugeteilt wurde.

Der Gesamtverlauf des tektonischen Ereignisses der Überschiebung des Stangalm-Mesozoikums durch die Gurktaler Decke mag sich derart abgepielt haben:

Die von SW kommende Gurktaler Decke — wovon sich Reste noch in der Scholle um den Magnesit von Radenthein finden (B. Granigg, 1912, R. Schwinner, 1927, 1938, 1939¹⁾) — überwältigte den Raum des Stangalm-Mesozoikums zuerst mit der tiefsten, Grundgebirgsschollen führenden Einheit der Brunnachschuppe. Von der Brunnachhöhe gegen SE zerschert dieselbe die Schichtfolge des Stangalm-Mesozoikums gänzlich, während gegen N bis zum Kanninger Bock die Phyllitspäne in dem karinthischen Schieferband sicher dieser Schuppe entstammen dürften. Über die Brunnachschuppe legt sich der weite Phyllitmantel vom Mallnock bis zum Eisenhut, der zum Teil noch sedimentär verbundenes Karbon trägt und nach diesem Turrachschuppe benannt sei. Diese dünnt die liegende Brunnachschuppe aus und fördert gleichfalls Späne in das Stangalm-Mesozoikum, wobei die Einspießungen im karinthischen Horizont der Eisentalhöhe räumlich begrifflich liegen. Darüber folgt die nächst höhere Schuppe des Königstuhl, die mit liegender Falte stirnt und die Unterlage in sekundäre Deckfalten wirft. Vielleicht im gleichen Stockwerk ist der Königstuhleinheit die Schuppe der Paal vorangeeilt. Vor dessen Stirn wird das Karbon von Turrach samt seinem Liegendphyllit synklinale aufgeschleppt, gegen NE überschlagen und dadurch indirekt das Stangalm-Mesozoikum E des Eisenhut zerschert. Die gelösten Triasschollen werden vom Paaler Karbon sogleich verfrachtet. Die durch NW streichende Faltung geprägte Beunruhigung des mesozoischen Schichtstoßes im Raume Harderalm—Flattnitz ist weitere Folge. Aus dem Verhältnis der Turracher zur Paaler Schuppe ergibt sich der Schluß, daß die Vereinigung der genannten vier Schuppen zu einer einheitlichen Überschiebungsdecke sich erst im Hangendraume des

¹⁾ Wertvolles Zeugnis: „Dieses Bewegungsbild deutet auf Einfaltung mit Überschiebung von West nach Ost“.

Stangalm-Mesozoikums abspielte. Zugeordnete Teilbewegungen im nord-westlichen Axialgefälle der Deckfalten, entsprungen aus der zeitweiligen Übermacht der N-Komponente der allgemeinen NE-Vergenz, bringen die karbonischen Schollen unter Ausdünnung der zwischenliegenden Phyllit-zonen an die, durch die ziemlich in Reihe gestaffelten Bundschuhorthogneis-Schuppen ausgezeichnete Reliefbarre der Krems—Metnitz-Schwelle (R. Schwinner, 1932), wodurch sich die auffällige Begleitung durch Bundschuhorthogneiszüge des N-Rahmens der Überschiebungsdecke erklärt. Im Raume der Innerkrems, wo sich drei — wenn nicht vier — Orthogneis-schuppen gehäuft vorfinden, schafft das dadurch stärker akzentuierte Relief erhöhten mechanischen Widerstand und bremst einen randlichen Saum des überdeckten Stangalm-Mesozoikums von seiner Basis her ab, was zur Aufreißung des Kremsbachblattes parallel zur nordöstlichen Bewegungsrichtung führt. Daraus ergibt sich als Vorbedingung die Annahme einer gewissen Abscherung des gesamten Schichtstoßes des Stangalm-Mesozoikums. Die tektonische Beanspruchung der Basalgruppe sowie die Gleichschlichtung derselben und oft noch eines Teiles des Hangenden zum Grundgebirgsrelief sind beweisend (A. Thurner, 1927, 1937). Aus den Turra-cher Eisengruben hat O. M. Friedrich (1936) tektonische Beanspruchung der Triasbasis beschrieben. Auch in der Flattnitz ist Abschertendenz an der Basis nachzuweisen, wobei auf die Dolomitablösung am Bockbühel-N-Kamm hin-zuweisen ist. Die Erscheinung der Johannisswand E Flattnitz, wo an dem steilen, S-blickenden Hang einer Reliefkerbe des Altkristallins Schuppen von Basalgruppe mit Keilen von Unterem Dolomit des gegenüberliegenden Kuster sich gleichsam „angeklebt“ finden, kann nur durch Ablösung des ganzen mesozoischen Schichtpaketes von seiner Unterlage verstanden werden. Hart E der Johannisswand ergibt sich das Flattnitzer Blatt als Gegenstück zum Kremsbachblatt im Westen. Jenseits dieser NE streichen-den Blattverschiebung ist die Phyllitdecke gegen NE vorgeprellt, wobei die weitere Fortsetzung des Stangalm-Mesozoikums im näheren Raum unauffindbar überwältigt wurde.

Schließlich noch ein Ausblick über Herkunft und Ziel der Gurktaler Decke:

W. Petraschek (1927) findet über seinem „Grenzquarzit“ an den Hängen des Gerlitzentockes den Phyllit ohne Zeichen von tektonischer Beanspruchung. Wenn dieses auffällige, langanhaltende Quarzitband keinen Tektonit bedeutet, könnte es nicht Heterotop der Rannachgruppe sein? Wo der Grenzquarzit gegen N verlorengelht, erscheint in der Narbe das auskeilende Ende des Stangalm-Mesozoikums. Darf daher im Raume Arriach—Ossiachersee nicht die Heimat („Wurzel“ im alten Sinn) des tiefsten Anteiles der Gurktaler Decke vermutet werden? Umso höhere Schuppen der Gurktaler Decke sind umso weiter aus dem SW zu beziehen, so daß eine Abrollung gegen NE um die am Gerlitzentock noch sedimentär auf dem Altkristallin ortsständige, tiefste Einheit der Decke vorzustellen ist.

Eine gleichartige Serie, zum Hauptteil sicher alpidisch aus Quarzphyllit, Eisenhutschiefer und (wenn auch nicht überall) Oberkarbon und Perm gefügt, brandet als Schuppendecke bis an den Fuß der Niederen Tauern bei Oberwölz. Von Klein Kirchheim bis Murau schwebt sie nachgewiesen über einem zum Teil verschürften Teppich von Mesozoikum. Bei Murau

wird letzteres wieder unterteuft von einer graptolithenführenden Kalk-Schiefer-Gruppe (F. Heritsch A. Thurner, 1932), deren räumliche Verallgemeinerung zu einem Mißverständnis geführt hat. Der Trennung kalkigen Altpaläozoikums von Mesozoikum wird fortan im Gebiete der Murau-Neumarkter Mulde verdienstvolles Augenmerk zu widmen sein, so daß weitere Anhaltspunkte gewonnen werden können, ob dieser durch Zwischenschaltung von Mesozoikum verdeutlichten Konversion der „norischen Linie“ (L. Kober, 1912) regionale Bedeutung für den Bau des jüngeren Daches des Altkristallins S der Niederen Tauern zukommt.

Literarnachweis

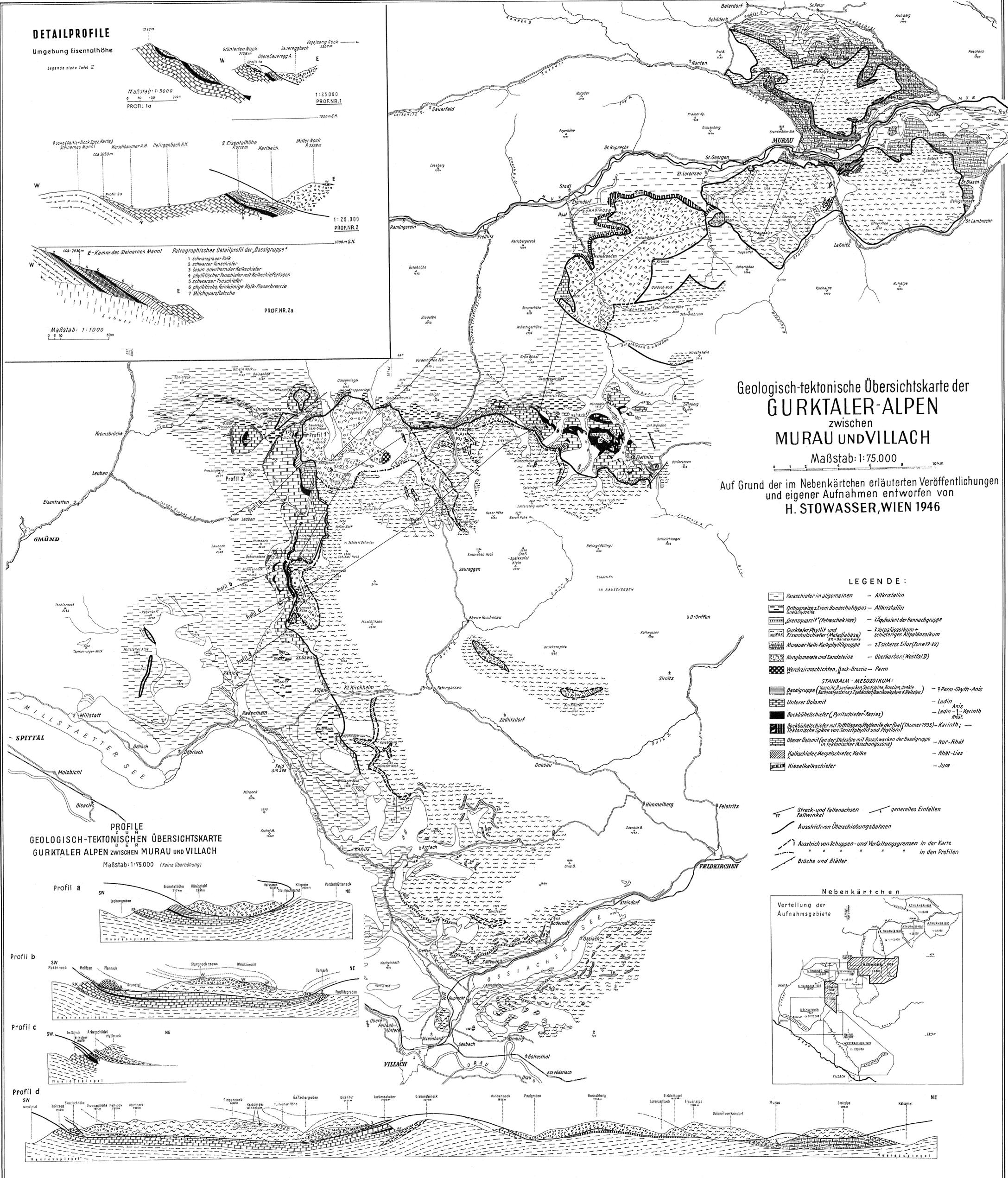
Abkürzungen

- Sb. A. W. W. .. Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften in Wien, math.-naturwiss. Klasse.
 Jb. G. B. A. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt Wien.
 Jb. G. R. A. Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt Wien.
 V. G. B. A. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt Wien.
 V. G. R. A. Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt Wien.
 M. G. G. W. Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien.
 M. N. V. St. Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark.
 * Das Untersuchungsgebiet betreffende Arbeiten.

- * H. Beck, 1930: Aufnahmebericht über Blatt Hüttenberg-Eberstein und Gurktal. — V. G. B. A., 1930.
 * H. Beck, 1932: Aufnahmebericht über Blatt Gurktal. — V. G. B. A., 1932.
 * R. Canaval, 1930: Bemerkungen über einige kleinere Eisensteinvorkommen der Ostalpen. — Montanistische Rundschau, Bd. 22, Wien 1930.
 K. Chudoba, 1932: Gesteinsbildende Mineralien. — Freiburg i. Br. 1932.
 E. Clar, 1926: Zur Frage der Entetehung der Bänderung von Kalken. — Geologisches Archiv, 1926.
 E. Clar, 1937: Über Schichtfolge und Bau der südlichen Radstädter Tauern (Hochfindgebiet). — Sb. A. W. W., Bd. 146, Wien 1937.
 H. P. Cornelius, 1925: Zur Vorgeschichte der Alpenfaltung. — Geologische Rundschau, 1925.
 H. P. Cornelius, 1933: Aufnahmebericht über Blatt Mürtzschlag. — V. G. B. A., 1933.
 H. P. Cornelius, 1941: Zur magmatischen Tätigkeit in der alpidischen Geosynkliale. — Berichte d. Reichstelle für Bodenforschung, Zweigstelle Wien, 1941.
 H. P. Cornelius, 1942: Neuere Erfahrungen über die Gesteinsmetamorphose in den Hohen Tauern. — Vortragsbericht vom 17. 2. 1941 in Mineralogische und Petrographische Mitteilungen (Mitteilungen der Wiener Mineralogischen Gesellschaft), 1942.
 C. W. Correns, 1939: „Die Sedimentgesteine“ in F. W. Barth, C. W. Correns, P. Eskola: Die Entstehung der Gesteine. — Berlin 1939.
 O. H. Erdmannsdörfer, 1924: Grundlagen der Petrographie. — Stuttgart 1924.
 Chr. Exner, 1939: Das Ostende der Hohen Tauern zwischen Mur- und Maltatal. — Jb. d. Reichsstelle für Bodenforschung, Zweigstelle Wien, 1939.
 * Chr. Exner, 1942: Geologische Beobachtungen in der Katschbergzone. — M. G. G. W., 1942.
 * O. M. Friedrich, 1936: Über die Vererzung des Nockgebietes. — Sb. A. W. W., Bd. 145, Wien 1936.
 G. Geyer, 1893: Über die Stellung der altpaläozoischen Kalken der Grebenze in Steiermark zu den Grünschiefern und Phylliten von Neumarkt und St. Lambrecht. — V. G. R. A., 1893.
 B. Granigg, 1912: Über die Erzführung der Ostalpen. Erläuterungen zur Über-

- sichtskarte der ostalpinen Erzlagerstätten. — M. G. G. W., Bd. V, Wien 1912.
- U. Grubenmann-P. Niggli, 1924: Die Gesteinsmetamorphose I. — Berlin 1924.
- E. Haberfellner, 1933: Das Alter der Vererzung vom Hüttenberger Erzberg. — Anzeiger d. Akad. d. Wissensch., Wien 1933.
- W. Hammer, 1924: Beiträge zur Kenntnis der steirischen Grauwackenzone. — Jb. G. B. A., 1924.
- I. Heitzer, 1930: Die Radiolarienfauna der mitteljurassischen Kieselmergel im Sonwendgebirge. — Jb. G. B. A., 1930.
- * F. Heritsch, 1915: Die österreichischen und deutschen Alpen bis zur alpidinarischen Grenze (Ostalpen) im Handbuch der Regionalen Geologie, Bd. II, 5. Abt. — Heidelberg 1915.
- * F. Heritsch, 1922: Geologie von Steiermark. — M. N. V. St., Bd. 57, 1922.
- * F. Heritsch, 1924: Beiträge zur geologischen Kenntnis der Steiermark. XIV. Gesteine aus dem oberen Murgebiet. — M. N. V. St., Bd. 60, 1924.
- * F. Heritsch, 1926: Geologischer Führer durch die Zentralalpen östlich von Katschberg und Radstädter Tauern. — Sammlung geologischer Führer, XXXII, Bornträger, Berlin 1926.
- F. Heritsch-A. Thurner, 1932: Graptolithenfund in der Murauer Kalk-Phyllitserie. — V. G. B. A., 1932.
- F. Heritsch, 1936: Die Karnischen Alpen. — Graz 1936.
- F. Heritsch, 1943: Die Südalpen in Geologie der Ostmark. — Wien 1943.
- * K. Holdhaus, 1921, 1: Über die Auffindung von Trias im Königstuhlgebiet in Kärnten. — Anzeiger der Akademie der Wissenschaften in Wien, math.-naturwiss. Kl., Nr. 3, 1921.
- * K. Holdhaus, 1921, 2: Über den geologischen Bau des Königstuhlgebietes in Kärnten. — M. G. G. W., Bd. XIX, 1921, Wien 1922.
- * K. Holdhaus, 1932: Neue Untersuchungen über den geologischen Bau des Königstuhlgebietes in Kärnten. — M. G. G. W., Bd. XXV, 1932, Wien 1933.
- * W. J. Jongmans, 1938: Die Flora des „Stangalpe“-Gebietes in Steiermark. — Comptes rendue II. Karbonkongreß, Bd. III, Heerlen 1938.
- * F. Kerner, 1895: Bericht über eine Studienreise in mehrere alpine Karbongebiete. — V. G. B. A., 1895.
- A. Kieslinger, 1928: Geologie und Petrographie der Koralpe, VIII, Paragesteine. — Sb. A. W. W., Bd. 137, Wien 1928.
- L. Kober, 1912: Über Bau und Entstehung der Ostalpen. — M. G. G. W., Bd. V, 1912, pag. 432, Wien 1912.
- L. Kober, 1922: Regionaltektonische Gliederung des mittleren Teiles der Zentralzone der Ostalpen. — Sb. A. W. W., Bd. 130, 1922.
- L. Kober, 1923: Bau und Entstehung der Alpen. — Berlin 1923.
- L. Kober, 1938: Der geologische Aufbau Österreichs. — J. Springer, Wien 1938.
- K. Leuchs und, R. Mosebach, 1936: Die Spätalpinische Hebung. — Zentralblatt f. Min. usw., Abt. B, 1936.
- * K. Peters, 1855: Alpine Steinkohlenformation in Kärnten. — Bericht über die geologische Aufnahme in Kärnten. — Jb. G. B. A., 1855, pag. 175—176, 508—567.
- * W. Petrascheck, 1927: Zur Tektonik der alpinen Zentralzone in Kärnten. — V. G. B. A., 1927.
- W. Petrascheck, 1932: Die Magnesite und Siderite der Alpen. — Sb. A. W. W., Bd. 141, 1932.
- J. Pia, 1930: Grundbegriffe der Stratigraphie. — Wien 1930.
- * V. Pichler, 1858: Die Umgebung von Turrach in Obersteiermark in geognostischer Beziehung mit besonderer Berücksichtigung der Stangalpener Anthrazitformation. — Jb. G. R. A., 1858.
- F. Rinne, 1914: Gesteinskunde. — Leipzig 1914.
- * F. Rolle, 1854: Ergebnisse der geognostischen Untersuchungen des südwestlichen Teiles von Obersteiermark. — Jb. G. R. A., 1854.
- B. Sander, 1911: Über Zusammenhänge zwischen Teilbewegung und Gefüge in Gesteinen. — Tschermaks mineralogische und petrographische Mitteilungen, Bd. XXX, Wien 1911.
- W. Schmidt, 1921: Grauwackenzone und Tauernfenster. — Jb. G. B. A., 1921.

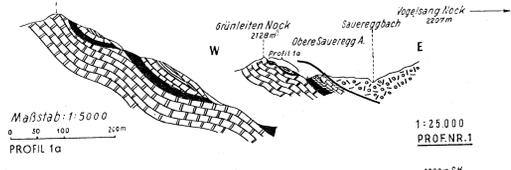
- * R. Schwinner, 1922: (Über Turrach) in F. Heritsch, Geologie von Steiermark, 1922: pag. 25—26, 144—146, 222.
- * R. Schwinner, 1927: Der Bau des Gebirges östlich von der Lieser (Kärnten). — Sb. A. W. W., Bd. 136, Wien 1927.
- R. Schwinner, 1929: Geröllführende Schiefer und andere Trümmergesteine aus der Zentralzone der Ostalpen. — Geologische Rundschau, Bd. XX, 1929.
- * R. Schwinner, 1931: Geologische Karte und Profile der Umgebung von Turrach, 1: 25.000. — Erläuterungen. — Verlag Leuschner & Lubensky, Graz 1931.
- * R. Schwinner, 1932: Geologische Aufnahmen bei Turrach (Steiermark). — V. G. B. A., 1932.
- R. Schwinner, 1936: Zur Gliederung der phyllitischen Serien der Ostalpen. — V. G. B. A., 1936.
- * R. Schwinner, 1938: Das Karbongebiet der Stangalpe. — Comptes Rendue II. Karbonkongreß. Bd. III, Heerlen 1938.
- * R. Schwinner, 1939: Bericht über Untersuchungen, betreffend Kärntnerische Magnesite. — Verhandlungen der Zweigstelle Wien der Reichsstelle für Bodenforschung (Geologische Bundesanstalt), 1939.
- R. Schwinner, 1945: Die Zentralzone der Ostalpen in „Geologie der Ostmark“. — F. Deuticke, Wien 1945.
- R. Staub, 1924: Der Bau der Alpen. — Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz, Neue Folge, 52. Lfrg. — Bern 1924.
- H. Stille, 1924: Grundfragen der vergleichenden Tektonik. — Gebr. Bornträger, Berlin 1924.
- * H. Stowasser, 1946: Zur Schichtfolge, Verbreitung und Tektonik des Stangalm-Mesozoikums (Gurktaler Alpen). — V. G. B. A., 1945.
- E. Sueß, 1875: Die Entstehung der Alpen. — Wien 1875.
- E. Sueß, 1909: Das Antlitz der Erde. — Wien-Leipzig 1909.
- F. E. Sueß, 1937: Bausteine zu einem System der Tektogenese. I. Periplutonische und enorogene Regionalmetamorphose in ihrer tektonogenetischen Bedeutung. — Fortschritte der Geologie und Paläontologie, Bd. XIII, Heft 42. — Berlin 1937.
- * A. Thurner, 1927: Geologie der Berge um Innerkrems bei Gmünd in Kärnten. — M. N. V. St., Bd. 63, Graz 1927.
- A. Thurner, 1929: Geologie der Stolzalpe bei Murau. — M. N. V. St., Bd. 64/65, Graz 1929.
- A. Thurner, 1930: Neue Profile aus der Bergwelt um Murau (Karchauer Eck—Blasenkogel). — V. G. B. A., 1930.
- * A. Thurner, 1935: Die Stellung der fraglichen Trias in den Bergen um Murau. — Sb. A. W. W., Bd. 144, Wien 1935.
- A. Thurner, 1936: Geologie der Frauenalpe bei Murau. — Jb. G. B. A., Wien 1936.
- * A. Thurner, 1937: Zur Klärung der Verhältnisse um Innerkrems in Kärnten. — M. G. G. W., Bd. XXVIII, 1935, Wien 1937.
- A. Thurner, 1939: Aufnahmsbericht für 1938 über das Kartenblatt Murau (3152). — Verh. d. Zweigstelle Wien d. Reichsstelle f. Bodenforschung (Geolog. B. A.), 1939.
- H. Vettors, 1933: Geologische Karte der Republik Österreich, 1: 500.000. — Herausgegeben von der Geolog. B. A. Wien, 1933.



DETAILPROFILE

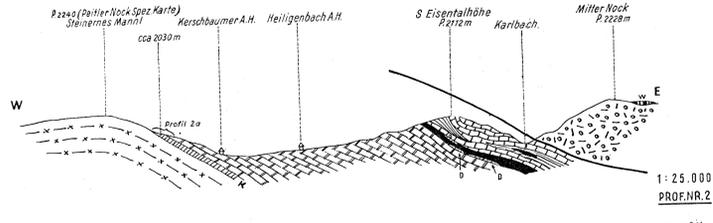
Umgebung Eisentalhöhe

Legende siehe Tafel II



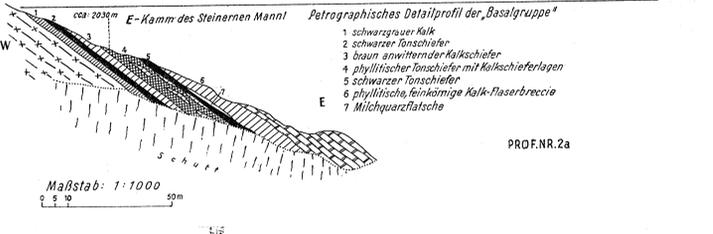
Maßstab: 1:25.000

PROF.NR. 1



Maßstab: 1:25.000

PROF.NR. 2



Maßstab: 1:1000

PROF.NR. 2a

Geologisch-tektonische Übersichtskarte der GURKTALER-ALPEN zwischen MURAU und VILLACH

Maßstab: 1:75.000

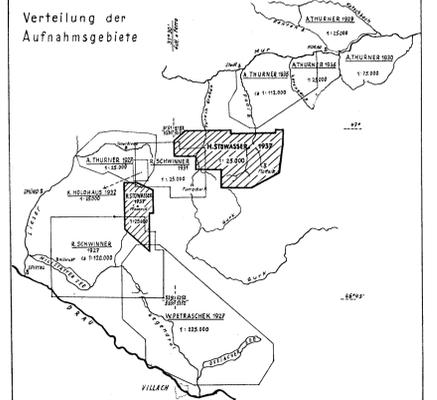
Auf Grund der im Nebenkärtchen erläuterten Veröffentlichungen und eigener Aufnahmen entworfen von **H. STOWASSER, WIEN 1946**

LEGENDE:

- Paraschiefer in allgemeinen — Altkristallin
- Orthogneise z.T. vom Bundschuhtypus — Altkristallin
- Gneisphyllite — Altkristallin
- Ötztalquarzit (Petraschek 1927) — ? Äquivalent der Ramnachgruppe
- Gurktaler Phyllit und Eisenhutschiefer (Madach base) — ? Vorpaläozoikum + schweres Alpaläozoikum
- Muraer Kalk-Kalkphyllitgruppe — ? T. sicherer Silur (Zone 19-22)
- Konglomerate und Sandsteine — Oberkarbon (Westfal II)
- Werchzirmschichten Bock-Braccio — Perm
- STANGALM - MESOZOIKUM:**
- Basalgruppe (Quarzite, Rauchwacken Sandsteine, Breccien, dunkle Gneise) — ? Perm Skyth-Anis
- Unterer Dolomit — Ladin Anis
- Rockbühelschiefer („Pyritschiefer“-Fazies) — Ladin Anis - Karinth Rhät
- Rockbühelschiefer mit Tufflagen (Phyllonite der Paal) (Thumer 1935) — Karinth Rhät
- Tektonische Systeme von St. Ulrich und Phyllonit — Nor-Rhät
- Oberer Dolomit (an der St. Ulrich mit Rauchwacken der Basalgruppe) — Nor-Rhät
- Kalkschiefer, Mergelschiefer, Kalke — Rhät-Lias
- Kieselkalkschiefer — Jura

- Streck- und Faltenachsen
- Fallwinkel
- Ausstrich von Überschiebungsbahnen
- Ausstrich von Schuppen- und Verfallungsgrenzen in der Karte
- Brüche und Blätter
- generelles Einfallen
- in den Profilen

Nebenkärtchen



PROFIL ZUR GEOLOGISCH-TEKTONISCHEN ÜBERSICHTSKARTE DER GURKTALER ALPEN ZWISCHEN MURAU UND VILLACH

Maßstab: 1:75.000 (Keine Überhöhung)

