

Exkursion III/7:
**Grazer Bergland, Oststeirisches Tertiär-
und Vulkangebiet**

Mit 2 Tafeln und 1 Tabelle

Von **H. Flügel***, **H. Heritsch***, **H. Höller***) und **K. Kollmann***)

Erster Teil

Grazer Bergland

Von **H. Flügel** und **H. Heritsch**

(Siehe Tafel 1 und Tabelle)

1. **Krieglach—Birkfeld—Graz** (H. Flügel)

Karten: **H. P. Cornelius**: Geol. Kartenblatt Mürzzuschlag 1:75.000. —
Geol. Bundesanstalt Wien, 1936.

H. Flügel: Geol. Wanderkarte des Grazer Berglandes 1:100.000. —
Geol. Bundesanstalt Wien, 1960.

11 km westlich von Mürzzuschlag zweigt vor Krieglach von der BStr. 17 die Straße nach Birkfeld ab. Sie führt vorerst über miozäne Schotter und Sande, die von kohleführenden Tonen unterlagert werden. Am Waldrand taucht unter diesem Miozän das Mesozoikum der Pretul-Decke auf. Diese wurde u. a. von **L. Kober** 1938 dem unterostalpinen Deckenstapel zugerechnet, der hier in die nördlich des Murtales gelegene Mürz-Decke und die südlich von ihm, über dem (peninischen?) Wechsel-Kristallin gelegene Pretul-Decke gegliedert wird.

Das, diese beiden Teildecken **trennende Mesozoikum** kann infolge seiner Fossilarmut nur lithologisch gegliedert werden. Vom Hangenden ins Liegende wird folgendes Triasprofil durchfahren:

1. Aufschlüsse an der Straße zeigen graue Dolomite mit bisweilen schlecht erhaltenen Dasycladaceen.

2. Steinbruch mit steilstehenden, mitunter dolomitischen Bänderkalken. Bisweilen Tremolitführung, die ein Hinweis auf das Alter der letzten Metamorphose des oststeirischen Kristallins ist.

*) Anschrift der Verfasser: Prof. Dr. H. Flügel, Lehrk. f. Paläont. u. Hist. Geol. der Universität Graz, Universitätsplatz 3; Prof. Dr. H. Heritsch und Dr. H. Höller, Institut für Mineralogie und Petrographie der Universität Graz, Universitätsplatz 2; Dr. K. Kollmann, Rohöl Gewinnungs A. G., Wien I, Schwarzenbergplatz 16.

3. Die weiteren Aufschlüsse an der Straße bestehen zuerst aus plattigen permo/skythischen Quarziten. Sie werden von Gesteinen unterlagert, die von H. P. CORNELIUS 1952 als Porphyroide gedeutet wurden. Udm. zeigt sich ein grano- bis lepidoblastisches Gefüge aus 0,05—0,1 mm großen Quarziten und Plagioklas und über 0,1 x 0,05 mm großem Muskowit. Darin „Einsprenglinge“ von 2—3 mm großem Quarz und Albit.

Das im Liegenden dieses steilstehenden Schichtstoßes folgende Kristallin der Pretul-Decke besteht nach Cornelius 1952 vorwiegend aus mehr oder minder diaphthoritischen Glimmerschiefern, die die Hülle von Grobgneiskörpern darstellen.

Die in den ostseitigen Straßenaufschlüssen vor Alpl aufgeschlossenen Schiefer wurden von CORNELIUS als „Quarzphyllite“ ausgeschieden. An Gemengteilen enthalten sie nach ihm Quarz, Muskowit, Chlorit und Albit. Dazu kommen, randlich oder vollkommen in Chlorit umgewandelt, Granat, ferner Biotit und Turmalin. Durchbewegung größtenteils praekristallin. Der Grobgneis kann nach St. Kathrein a. H. in einigen von WIESENEDER 1963 bearbeiteten Aufschlüssen studiert werden. Nach ihm bestehen die Gesteine aus bis 10 cm lang werdenden Mikroklinperthiten, die als Einschlüsse orientierten Plagioklase führen, „gefüllten“ Plag. (An 10 bis 15), sowie reinen, polysynthetisch verzwilligten Albit, Biotit, Quarz, Granat, Epidot, Zirkon und Erz. Genetisch handelt es sich um vermutlich variszische Anatexite mit einer alpidischen Rekristallisation.

Eine K/Ar Bestimmung (KANTOR 1961) ergab 72 Mill. Jahre, was mit der Annahme einer alpidischen Metamorphose gut in Einklang steht, während das Alter eines Bleiglanz von Silberloch b. Ratten (GRÖGLER etc. 1961) von 320 Mill. Jahren eine Bestätigung der variszischen Anatexis sein könnte. Zwei neuere Bestimmungen durch J. KANTOR, Bratislava, ergaben für einen Augengneis von Wartberg im Mürztal ein Alter von 94 Mill. und für einen Grobgranit östlich von Birkfeld ein Alter von 96 Mill. Jahren.

Am weiteren Weg tauchen unter diesem Kristallin bei Dissau Quarzite auf, die dem „Fenster von Fischbach“ angehören. Dieses stellt den tiefsten Mesozoikum-Aufbruch unserer Fahrtstrecke dar. Die grünlichen bis gelben, teilweise gut gebankten Quarzite werden im Steinbruch Dissau für Straßenbau und Bachverbauung gebrochen. Im tieferen Teil des Bruches finden sich Konglomeratlagen mit deutlich gelängten Quarz- und Lyditgeröllen. Udm. zeigt sich ein Pflaster manchmal undulös auslöschender, bis 0,05 mm großer Quarze, sowie Serizit. Vereinzelt auch Mikroklin, Albit und Turmalin. Kirchmayer 1961 beschrieb aus diesem Steinbruch Rippelmarks, die er als Oszillations-Wellenfurchen deutete.

Die bald wieder in das Kristallin eintretende Straße quert südlich von Birkfeld einen ca. 150 m langen und 40 m mächtigen Gabbrostock. Er wurde von WIESENER 1963 eingehender untersucht. Der längs der Bahntrasse aufgeschlossene Metagabbro wird von ca. 1 m mächtigen Aplitgängen durchsetzt. UrdM. zeigen sich 3—5 mm lange, blaßbraune Hornblenden, Biotit mit Sagenitgitterung und Titanitkörnchen, als Zeichen eines Entmischungsbegins, Plag. (An 60—45 bzw. bei Fülle 30) und Magnetkies. Von Interesse sind unregelmäßige Partien, die durch Korund- bzw. Spinellführung ausgezeichnet sind.

WIESENER stellte zur Diskussion, daß das Gestein eine gleichzeitige Bildung der granitischen Anatexis sein könnte, wobei die gabbroiden Gesteine im Sinne von MEHNERT den Anatexiten als Restite zuzuordnen wären. Die alpidische Metamorphose zeigt sich hier nicht besonders deutlich. In anderen Bereichen wurden jedoch die Gabbros in Hornblendeprasinite und Albit-Epidot-Amphibolite umgewandelt. Bei Steg verläßt die Straße das kristalline Grundgebirge und tritt in das Neogen des Steirischen Beckens ein. Dieses greift hier in einer Rinne tief in das Kristallin ein. Sie ist von miozänen, vermutlich tortonen Grobblockschottern erfüllt, die von überwiegend aus Schottern und Sanden bestehenden sarmatischen und pannonischen Ablagerungen überdeckt werden. Über letztere führt der weitere Exkursionsweg nach Graz.

2. Graz — Peggau — Übelbach (H. FLÜGEL)

Karten: H. Flügel: Geol. Wanderkarte des Grazer Berglandes 1:100.000.
— Geol. Bundesanst. Wien 1960.

Graz steht größtenteils auf quartären Terrassenschottern. Es können zwei Stufen unterschieden werden: Die höhere, wurmzeitliche Steinfeld-Stufe und die tiefere Stadtboden-Stufe. Der Akkumulation letzterer ging interstadial eine kräftige Erosion voran, die im Bereiche von Graz in die Steinfeld-Schotter eine etwa 15—20 m tiefe Rinne grub. Ihre Ausfüllung erfolgte im späten Würm und reicht bis in historische Zeit. Die Schotter der Steinfeld-Stufe und das Bergland um und nördlich des Grazer Feldes werden von einem Staublehm-Schleier überzogen. Sie stellen pleistozäne Auswehungsprodukte der tertiären und quartären Lockersedimente dar.



Die stratigraphische Gliederung des Paläozoikums von Graz zeigt die Tabelle (Pag. 356).

Die Exkursion Graz — Übelbach wird folgende Aufschlüsse in der Rannach- und der Tonschiefer-Schöckelkalk-Fazies aufsuchen:

1. Verwachsener Steinbruch bei Pkt. 399 im Göstingbachtal:

Im tieferen, westlichen Bruchteil stehen blaue und graue, örtlich etwas Crinoiden-führende Plattenkalke mit Tonschieferzwischenlagen an. Sie

Das Paläozoikum von Graz

			Rannach-Fazies	Tonschiefer-Fazies	Hochlantsch-Fazies	„Grauwacken-Fazies“
Karbon	Ober		Tonschiefer 	?	?	Vermutlich tektonische Überlagerung durch die Hochlantsch-Fazies
	Unter		Gnathodus-Kalk 			
Devon	Ober	Famenium	Steinberg- Kalk	?	?	
		Frasnium				
	Mittel	Givetium	Kanzel-Kalk Barrandei-Kalk Dolomit-Sandstein- Folge Crinoiden-Kalk	Schöckel-Kalk (?) Striatoporen-Kalke u. Tonschiefer	Hochlantsch-Kalk Quadrigreminum-Kalk Calceola-Schichten Kalkschiefer-Folge	
		Eifelium		?		
	Unter	Emsium	Schichten v. Stiwoll		?	
		Siegenium	?	?		
Gedinnium		Schiefer v. Kher	„Untere Schiefer“	Schiefer der Passailer Mulde	Folge v. Laufnitzdorf	
Silar		?	?	?	?	

werden hier etwa 5 m mächtig und bilden einen Teil der Crinoiden-Kalke des Eifeliums. Darüber folgen blaugraue bis hellbraune Sandsteine, die mit Dolomitlagen und „Bythothrephisschiefern“ wechseln. Bei letztgenannten Bildungen handelt es sich nach A. SEILACHER (briefl. Mitt.) vermutlich um gewundene Freßgänge. Diese Entwicklung gehört dem tieferen Teil der Dolomit-Sandstein-Folge an.

2. Steinbruch Denig an der Straße Graz — Gratkorn:

Der über 80 m hohe Bruch schließt in seinem südlichen, liegenden Teil dunkelblaue bis schwarzblaue Plattenkalke mit tabulaten und rugosen Korallen auf. Die Kalke gehören dem oberen Abschnitt der Barrandei-Kalke an. Darüber folgen hellgraue Plattenkalke des Kanzel-Kalk-Niveaus (Givetium). Sie lieferten bisher nur wenige Conodontenbruchstücke. Sie werden von Flaserkalken des Oberdevons überlagert.

3. Wegprofil Müllerwirt:

Der vom Müllerwirt zum Hartkopfer führende Weg quert eine Folge von Conodonten-führenden Steinberg-Kalken (hier nur tieferes to), die mit Störungskontakt von Gnathodus-Kalken (cu II gamma) überlagert werden. Transgressiv über beiden Gesteinen liegen dunkle Tonschiefer, die am weiteren Weg aufgeschlossen sind. Sie gehören vermutlich dem tieferen Westfal an. Die Grenze cu/co ist hier nicht aufgeschlossen, sondern wird von neogenen Ablagerungen überdeckt.

4. Aufschluß vor Waldstein:

An der Straße Deutsch-Feistritz — Waldstein einige größere Aufschlüsse grüner bis violetter, schiefriger Metadiabase, Diabastuffe und -tuffite. Eine Abart dieses Gesteins stellen die von ANGEL 1953 von hier beschriebenen „Waldsteinite“ dar. Die mineralogische Zusammensetzung der Gesteine wechselt stark. Bei dem von ANGEL beschriebenen Typus handelt es sich um einen Tuff, der Udm. Quarz, Albit, Prochlorit und Kalkspat als Hauptgemengteile führt. Andere Typen zeigen noch deutlich Plag.-Einsprenglinge bzw. dunkle Gemengteile.

Diese Vulkanite stellen einen Teil der „Schiefer von Kher“ dar.

5. Steinbruch Straße Waldstein — Arzbach:

Der aufgelassene Steinbruch schließt Schöckelkalk auf. Die gebänderten bis weißen oder bläulichen Kalke unterlagern hier tektonisch eine Mulde von Gesteinen der Rannach-Fazies.

Der weitere Exkursionsweg quert kurz nach Übelbach die tektonische Liegendgrenze des Grazer Paläozoikums, unter der das Kristallin der Gleinalpe auftaucht.

3. Gleinalpe: Humpelgraben — Übelbachgraben (H. HERITSCH).

Ausführliche Literaturzusammenstellung bei H. Heritsch (1963). Mitt. Naturw. Ver. Steiermark, 93, 159.

F. ANGEL hat in seiner grundlegenden Bearbeitung des Gebietes der Gleinalpe auf die Gliederung in Kern und Schieferhülle hingewiesen. Eine umfassende mesozonale Prägung hat den heute vorliegenden Gesteinsbestand als metamorphe Einheit entstehen lassen: „Gleinalpenkristallisation“.

Eine fazielle Eingliederung mit Hilfe von ACF-Diagrammen nach P. ESKOLA in die Fazies von F. J. TURNER und J. VERHOOGEN hat H. HERITSCH l. c. durchgeführt. Danach ist in Übereinstimmung mit F. ANGEL die Einordnung in die Almandin-Stauroolith-Subfazies und Almandin-Chloritoid-Subfazies gegeben. Nach den auf Grund von neueren experimentellen Untersuchungen gegebenen Daten gelten für die Amphibolitfazies Temperaturen von 500°—700° bzw. 750° und Drucke von etwa 3—6 Kilobar; für die Grünschieferfazies sind entsprechend niedrigere Werte anzusetzen.

Das Alter dieser Formung wird als variszisch angesehen. Eine Altersbestimmung nach der Kali-Argon-Methode an einem granitischen Gestein des Kernes vom Steinbruch im Humpelgraben ergab jedoch 70 Mill. Jahre. Das entspricht wahrscheinlich nur einer letzten, jungen (alpidischen) Kristallisationsphase.

Beschreibung einzelner Aufschlüsse im Fensteralpen—Humpelgraben, Kleinalpe und Übelbachgraben: von den Kerngesteinen in die Schieferhülle.

Die Kerngesteine sind in einem, jetzt allerdings nicht mehr in Betrieb stehenden Steinbruch, der seinerzeit den „Übelbacher Granit“ lieferte, im inneren Fensteralpen—Humpelgraben aufgeschlossen. Hier kann vor allem Mikroklinggranit mit Mikroklin, inverszonarem Plagioklas (Kern 13% An und Rand 15% An), Biotit und Muskowit bzw. Hornblende beobachtet werden. Leukokrate Lagen mit schwarzem Turmalin kommen vor.

Außerdem steht Amphibolit mit gemeiner grüner Hornblende, inverszonarem Plagioklas (Kern 18% An und Rand 25% An), Granat, Zoisit und Titanit an; biotitführende Typen werden offenbar auf Grund einer Kalimetasomatose gebildet.

Die Entstehung der Granite im Sinne einer Anatexis ist durchaus anzunehmen.

Der Abbau begann Mitte des vorigen Jahrhunderts. Als Folge der verstärkten Gewinnung der Granite des Bacherngebirges (Jugoslawien)

wurde der Betrieb eingestellt. Ein neuerlicher Abbau im Jahre 1938 (z. B. Straßenbrücke über die Mur bei Deutsch-Feistritz) kam 1947 wieder zum Erliegen.

Ein weiterer Aufschluß halbwegs zwischen dem Granitbruch und der Mündung des Humpelgrabens in das Kleintal zeigt aplitgranitisches Gestein in enger Verbindung mit Amphibolit, wobei starke Biotitisierung der Amphibolite eintritt.

Noch im Humpelgraben ist Augengneis aufgeschlossen, der nach F. ANGEL den Kern mit der Schieferhülle „verlötet“. Stoffwanderungen, insbesondere Abwanderung von Kali aus dem Kern, liegen als Deutung auch nach neueren Experimenten nahe.

An den Kern schließt sich die untere, kalkarme Schieferhülle mit dem Gesteinsbestand: Hellglimmerschiefer, Staurolith-Disthen-Granatglimmerschiefer, Granatglimmerquarzite, Quarzite, Amphibolite, Serpentine und verwandte Gesteine.

In Aufschlüssen nahe dem Wirtshaus Triebel ist Granatamphibolit und Staurolith-Disthenglimmerschiefer mit Granat zu sehen. Der Granat der Glimmerschiefer ist Almandin; häufig mit einem si gedreht gegen se . Der Disthen kommt in größeren, postkristallin gebogenen Stengeln neben Kleinformen vor. Er und Staurolith können fehlen. Das Grundgewebe mit kristalloblastisch verzahntem Quarz, postkristallin verbogenem Muskowit und Biotit lassen auf Ineinandergreifen von Kristallisation und Bewegungsvorgängen schließen. Die Variation des Sedimentes läßt Typen von Glimmerschiefern bis zu Quarziten entstehen. Im Amphibolit erscheinen gemeine grüne Hornblende, Plagioklas mit 10% An, ebenfalls Almandin, Zoisit und Titanit. Vergleichbare Amphibolite des Kernes und der unteren Schieferhülle ergaben nach Untersuchungen von F. ANGEL und Mitarbeitern essexitgabbroide — theralithgabbroide bzw. normalgabbroide Magmentypen.

Das besondere Charakteristikum der oberen Schieferhülle ist die reichliche Beteiligung von Kalken: weitreichende Kalkmarmorzüge, Kalksilikatschiefer, Plagioklasschiefer, Paraamphibolite usw.

An einer Engstelle des Kleinthales ist an einer jetzt ziemlich verwachsenen Stelle ein dünnes Band rötlichen Marmors (anomal zweiachsiger Kalzit, Quarz, Muskowit, etwas Zoisit) zwischen Kalksilikatschiefern (Muskowit, Biotit, kristalloblastisch verzahnter Quarz, Lagen von Kalkspat, gelblicher Epidot und Oligoklas mit 25% An) und Plagioklasschiefer (Muskowit, Biotit, kristalloblastisch verzahnter Quarz, Klinozoisit, Epidot, wenig Kalkspat, große siebartige Almandinporphyroblasten, Labradorit mit 60% An) aufgeschlossen. In den Schiefen hier

vorkommender spärlicher Prochlorit deutet eine schwache Diaphthorese an.

Zu Beginn eines kleinen Seitentales, das zum Gehöft „Meißl“ der Karte führt, ist blaugrauer Kalkmarmor aufgeschlossen. Wieder ist der Kalkspat anomal zweiachsig, Quarz und Muskowit sind reichlich vertreten. Das gemeinsame Auftreten von Pyrit, besonders in kleinen Kristallen mit guten Kristallflächen, und Magnetkies erlaubt eine Abschätzung der Entstehungstemperatur dieser beiden Mineralien mit 560° bis 610°, H. Heritsch (1963, im Druck).

Der Pegmatit von Neuhoof — Prettenthaler liegt schon im Übelbachgraben. Es handelt sich um einen mächtigen, mehrere Kilometer langen, in das Streichen der begleitenden Schiefer und Marmore eingeordneten Zug. Das Gestein enthält in einem blastomylonitischen Gefüge große Mikroklinkristalle mit postkristallin verbogenen Lamellen der Gitterung umgeben von einem Mörtelkranz aus Kleinkörnern von Quarz, Mikroklin und Oligoklas, 10 bis 12% An. Eine mylonitische Phase wird von einer Rekristallisation abgelöst. Übergemengteile sind Muskowit und Turmalin, (Schörl). Der Magmentyp ist trondhjemitisch bzw. peraziditisch.

Südlich von Neuhoof sind Kalksilikatschiefer mit Diopsid, basischem Plagioklas, Mikroklin, Biotit, großen Almandinporphyroblasten, Mineralien der Zoisit-Klinozoisitgruppe und grünem Turmalin aufgeschlossen,

4. Weizer Bergland (H. Flügel)

Karten: H. Flügel & V. Maurin: Geol. Karte des Weizer Berglandes 1 : 25.000 Geol. Bundesanstalt. Wien 1958.

Die Straße Graz — Gschwend führt meist durch Neogen. Wie eine Schottergrube bei der Abzweigung Albersdorf — Gschwend zeigt, handelt es sich z. T. um diagonalgeschichtete Kiese, die vorwiegend aus Quarz und Pegmatitgeröllen bestehen. Sie gehören dem tieferen Pannon an. Die diesen Ablagerungen entsprechenden Verebnungen liegen heute im Weizer Bergland um 1200 m (unterpannonisches Glashüttener-N.). Darunter folgen das um 1000 m gelegene mittelpannonische Trahüttener-N. und das um 800 m liegende oberpannonische Wolscheneck-N.

Noch tiefer und weit in das neogene Vorland ausgreifend, liegt zwischen 750 m und 620 m das oberpliozäne, dazische Hochstradener-N. Diese Verebnungen zeigen den von Stillstandsphasen unterbrochenen jungtertiären und quartären Aufstieg des Alpenkörpers. Bei Kleinsammering tritt die Straße in die kristalline Unterlage des Paläozoikums ein. Es handelt sich um Gneise, Glimmerschiefer und pegmatoide Gesteine des „Radegunder Kristallins“. Nach Garrach, ca. 100 m vor

WH. Mattschuster, quert die Straße die Kristallin/Paläozoikum-Grenze. Während an der Straßenböschung diaphthoritische Glimmerschiefer anstehen, baut der unmittelbar darüber liegende Steinbruch bereits Schöckelkalke ab.

Der weitere Weg über den Gollnersattel (schöner Einblick in die erst nach dem Daz entstandene Raabklamm) bis knapp vor Arzberg führt durchwegs in dem teilweise schuttverkleideten Schöckelkalk.

Arzberg selbst steht bereits auf Gesteinen der Passailer Mulde, die südlich des Ortes längs einer steilstehenden Grenzfläche unter den Schöckelkalkwänden des Gösser auftauchen. Es handelt sich um graphitische Schiefer, Kalkschiefer, phyllonitische Schiefer und Grüngesteine. In ihnen finden sich zahlreiche silberhaltige Pb-Zn-Vererzungen, die seit 1200 urkundlich belegt, in einer größeren Anzahl von Bauen abgebaut wurden. Die hydrothermale Vererzung erfolgte nach der Haupttektonik des Grazer Paläozoikums und ist nach O. FRIEDRICH 1953 vermutlich alpidisch. Der Ag-Gehalt ist gering (0,085--0,047%). Die Zinkblende führt meistens etwas As. Ankerit, Baryt und Quarz stellen Gangart dar. Bei den letzten Häusern von Arzberg kann ein kleiner Steinbruch in Fleckengrünschiefern besichtigt werden. Udm besteht das Gestein aus Prochlorit, Albit, Hornblende, Kalkspat und Epidot, wobei mikroskopisch der Prochlorit in dunkelgrünen Flecken gehäuft erkennbar wird. Dieses epizonale Gestein kann als einstiger Tuffit gedeutet werden.

Über dieser fossilleeren Folge liegt bei Passail kohleführendes Miozän. In der heute verbauten Uferböschung der Raab fand sich in ihm ein etwa 2 m mächtiger, weißgrauer, saurer, vulkanischer Tuff, der als eine Einstreuung aus dem Gleichenberger Vulkangebiet angesehen werden kann und damit für die Einstufung des Tertiärs in das hohe Helvet bis untere Torton bedeutungsvoll ist. Nach H. FLÜGEL & E. NEUWIRTH 1952 besteht das Gestein aus 46% in Umwandlung zu Montmorillonit begriffenem Glas, 43% Agglomeraten, 7% Quarz, 4% Biotit und unter 1% Hypersthen.

Bei den auf der Weiterfahrt linker Hand sichtbaren Aufschlüssen an der Straße Passail—Kreuzwirt handelt es sich um steilstehende, verfaltete Serizitschiefer und dunkle, phyllonitische Tonschiefer, in die sich gegen Süden zunehmend dunkle Kalke und Dolomite einschalten. Sie bilden hier das steilstehende Liegende des Schöckelkalkes und gehören, wie spärliche Fossilfunde in dem Dolomit zeigten, dem Mittel-Devon (verm. Barrandeikalk-Niveau) an.

Die, steilstehende Schöckelkalke durchbrechende, Weizklamm wurde, wie die sie in etwa 700 m SH kappende dazische Verebnungsfläche zeigt, entsprechend der Raabklamm erst nach dem Daz geschaffen.

Der am südlichen Klammausgang gelegene Steinbruch Marko schließt die Grenze von Schöckelkalk und dunklen Kalken bis Kalkschiefern auf. Vermutlich handelt es sich hierbei um eine inverse Lagerung, wobei stratigraphisch die dunklen Kalke den Gesteinen nördlich des Kreuzwirtes entsprechen.

Gegen S zu wird durch Einschaltung tonig-schiefriger Lagen diese Folge immer toniger, so daß beim WH. Felsenkeller die Tonschiefer anteilmäßig in dieser Folge bereits überwiegen und nur mehr vereinzelt Bänder von Crinoidenkalken feststellbar sind.

Diese Schiefer bilden zwischen Felsenkeller und Naas eine breite Synklinale. Ihr gehören östlich der Straße der Hirschkogel, westlich von ihr der Stroß an.

Bereits im südlichen Schenkel dieser Mulde finden sich beim Sägewerk Reiser in grauen Dolomiten, die dieser Folge angehören, Barytgänge. Sie gehören einer Schwerspatvererzung an, die genetisch der Pb-Zn-Vererzung zuzuordnen ist.

Entsprechend dem Muldenbau tauchen im Süden unter der Schieferfolge wieder flach N-fallende Schöckelkalke, die hier ebenfalls abgebaut werden, auf. An der Grenze beider Gesteinsfolgen liegt die für die Wasserversorgung von Weiz gefaßte Baumühl-Quelle, die eine große Karstquelle darstellt.

Der Schöckelkalk hält bis zum nördlichen Ortsrand von Weiz an, wo er am Hühner- bzw. Weizberg von Kristallin unterlagert wird.

Der weitere Weg folgt von Weiz der Straße nach Anger und biegt bei Schloß Tannhausen in Richtung Ponigl ab. Hier kann entlang der neu angelegten Straße zur Ortschaft Raas eine Folge zitronengelber bis rötlicher Kalke, Dolomite und Rauhwacken studiert werden, die möglicherweise dem Mesozoikum angehören. Sie zerfallen bei der Verwitterung zu einem sandig-mehligem Grus. Geringmächtige Bänder weißer bis heller, apfelgrüner Serizitschiefer bis Serizitquarzite, die in diesen Karbonatgesteinen eingeschaltet sind, erinnern an die Ausbildung der Semmeringquarzite. Daneben treten aber auch dunkle, seidig glänzende Tonschiefer auf. Diese Folge wird am Raasberg von grauen Dolomitschiefern überlagert. Sie ist regionaltektonisch von großem Interesse, da sie über dem Kristallin liegend vom Grazer Paläozoikum überlagert wird. Diese Situation konnte von H. FLÜGEL & V. MAURIN 1957 auch von anderen Stellen am Südrand des Grazer Paläozoikums bekanntgemacht werden und führte H. FLÜGEL zur Ansicht, daß die Möglichkeit besteht, daß Kristallin und Mesozoikum einer großtektonisch tieferen Einheit angehört als Paläozoikum.

Auf der Rückfahrt nach Graz können bei entsprechenden Aufschlußverhältnissen, die Congerien-führenden Tone der Ziegelei Weiz besucht werden. Sie gehören dem tieferen Pannon an.

5. Magnesit-Bergbau Breitenau (H. FLÜGEL).

Karten: H. Flügel: Geol. Wanderkarte d. Grazer Berglandes 1:100.000. — Geol. Bundesanst. Wien, 1960.

Die Hin- bzw. Rückfahrt erfolgt bis bzw. ab Mixnitz über die BStr. 67.

Zwischen Peggau und Badl quert die Straße das aus Schöckelkalk bestehende Massiv der Tanneben. Die Kalke werden in zwei größeren Werken abgebaut. Das Material dient der Branntkalkherstellung bzw. als Rohstoffbasis für die Zementindustrie.

CaCO ₃	95,70—99,10%	Druckfestigkeit (lufttrocken):
MgCO ₃	2,64— 0,00%	normal ss: 1230 kg/cm ²
SiO ₂	0,78— 0,11%	parallel ss: 10.160 kg/cm ²
Feuchtigkeit	1,13— 0,99%	

Die im Spätpliozän einsetzende Verkarstung der Kalke führte zur Entwicklung zahlreicher Höhlen, deren bedeutendste die zwischen Peggau und Semriach gelegene ca. 5 km lange Lurgrotte (ausgebaute Tropfsteinhöhle) ist. Eine Reihe weiterer Höhlen lieferte bei systematischen Grabungen durch das Museum für Bergbau, Graz, zahlreiche Reste einer spätpleistozänen (Riß/Würm bzw. Würm/Interstadial) Besiedlung (M. MORRIL). Der Schöckelkalk überlagert hier eine bis über 600 m mächtige, erbohrte Folge mitteldevonischer dunkler Tonschiefer, Kalke, kalkiger Grünschiefer und blauer bis grauer Kalkschiefer. Sie zeigen eine im 18. und 19. Jht. in mehreren Bauen gewältigte Bleiglanz-Zinkblende-Vererzung, die der von Arzberg (S. 361) genetisch entspricht.

Hinzuweisen wäre auf den Nachweis junger Tektonik im Schöckelkalk, der V. MAURIN durch die Auffindung eines an einer Störung verstellten pleistozänen Kolkes in der Lurgrotte gelang.

Zwischen Badl und Frohnleiten führt die Straße durch die hier stark verengte Synklinale des Parmasegg-Kgl.

Bei Frohnleiten tritt die Route in den aus Kalkschiefern bestehenden Unterbau der Hochlantsch-Fazies (S. 356) ein. Die rötlichgrauen, hochmitteldevonischen Hochlantsch-Kalke dieser Entwicklung werden ab Rotleiten in den steilen Südabfällen der Roten Wand und des Rötelstein sichtbar. In diesen Kalken befindet sich am Rötelstein die durch ihre zahlreichen Funde von *Ursus spelaeus* bekannt gewordene Drachenhöhle. Sie lieferte nach dem 1. Weltkrieg beim Abbau der bis 9 m mächtigen Phosphaterdefüllungen etwa 230 t Knochen, von denen A. ABEL ca. 5 t einer wissenschaftlichen Bearbeitung zuführen konnte.

Kurz vor der Abzweigung nach Mixnitz erreicht die Straße die kristalline Unterlage des Paläozoikums. Sie besteht hier vorwiegend aus aplitisch geaderten Amphiboliten und stellt die Fortsetzung der „Unteren Schieferhülle“ (S. 359) gegen NE zu dar. Bei den Aufschlüssen längs der Straße Mixnitz — St. Jakob i. d. Breitenau handelt es sich fast durchwegs um derartige Gesteine.

Vor St. Jakob erreicht die Straße neuerlich das Paläozoikum. Es sind dies hier verschiedene Ton- und Kieselschiefer, Kalke und Dolomite. Bis auf einen unbestimmbaren Graptolithenrest in den über dem Magnesit der Breitenau liegenden Kieselschiefern, konnten bisher in dieser Folge noch keine Fossilfunde gemacht werden.

In ihr treten am Hochlantsch-Nordabfall tonige, Mn-reiche, sedimentäre Spateisensteinvorkommen auf, die die Rohstoffbasis für die „Schaf-ferwerke“ in der Breitenau bildeten.

Südlich von St. Erhard i. d. Breitenau findet sich in diesen Schichten ein erstmals von HAUER 1867 erwähntes Magnesitvorkommen. Es wird heute von der Veitscher-Magnesitwerke-AG. abgebaut. Es handelt sich hierbei um eine mit etwa 25° gegen S einfallende Linse, die von annähernd meridional streichenden Störungen zerlegt wird.

Eine Rohstein-Durchschnittsanalyse zeigt (Labor der Veitscher-Magnesitwerke-AG.):

SiO ₂	0,31— 0,41%
Fe ₂ O ₃	2,97— 3,20%
Al ₂ O ₃	0,33— 0,43%
CaO	2,19— 2,35%
MgO	43,92—43,50%
Glühverlust	50,28—50,30%

Spektrochemisch konnte von HAAS 1953 Fe, Mn, Ca, Al, Cu und Sn ? nachgewiesen werden. An Mineralien fanden sich außer Magnesit nur Dolomit, Pyrit und selten Baryt. Der Dolomit tritt teils als feinkörniges, dichtes Gestein, teils als jüngerer Dolomitspat in Form der weißen „Roßzähne“ auf. ANGEL & TROJER 1953 deuteten sie als Produkte einer Redolomitisierung.

Der meist grobspätige, graue bis schwach gelbliche Magnesit tritt teilweise in Gestalt des Bändermagnesites auf. In diesem wechseln graue, sehr feinnkörnige, feinpinitische Lagen mit weißen, langspießigen Magnesitzeilen. Während die dunklen Lagen nach CLAR 1931 eine deutliche Regelung nach dem Baugrund zeigen, weisen die hellen Bänder ein Anlagerungsgefüge mit c// der Wand auf. Es wird dies von CLAR 1954 als Hinweis auf eine Entstehung als Hohlraumabsätze in aufgerissenen Fugenscharen gedeutet. Zusammen mit diesem Bänder-

magnetit finden sich helle, weiße Magnetitpartien, die von ZSCHUKKE 1959 als eine 2. Magnetitgeneration betrachtet werden und als Zuführungskanäle der hydrothermalen $MgCO_3$ -Lösungen gedeutet wurden.

Diese Magnetitmetasomatose erfolgte nachtektonisch in bezug auf eine EW-Achse und besitzt nach FRIEDRICH 1951 ein alpidisches Alter. Jünger ist nach H. FLÜGEL 1953 die Zerbrechung des Magnetites.

Die Gewinnung des Materials erfolgt fast ausschließlich im Tiefbau. Die Versatzzwischen-Förderung ist durch den Einsatz von Autoschüttern vollkommen gleislos. Die zentrale Lenkung der Förderung und des Maschineneinsatzes erfolgt mittels Fernanzeige von einer Kontrollstelle auf Horizont X aus.

Die Förderung betrug 1962 303.144 t Rohmagnetit, womit der Bergbau der größte Magnetitproduzent der Steiermark und bezogen auf seine Abbaufäche von 46,6 ha, der größte derartige Bergbau Österreichs ist.

Ausgewählte Literatur

- Flügel, H. (1961): Mitt. Museum Bergbau, Geol. u. Techn. am Landesmuseum Joanneum Grtz, Heft 23 (Mit ausführlicher Literaturzusammenstellung).
— (1963): Sammlung geol. Führer 42, Das Steirische Randgebirge. Berlin.
Heritsch, H. (1963): Mitt. naturw. Steiermark 93, 159.
Wieseneder, H. (1963): Österr. Mineral. Ges., Sonderh. 5, 45.

Zweiter Teil:

Steirisches Tertiär- und Vulkangebiet

Von H. Heritsch, H. Höller und K. Kollmann

(Siehe Tafel 2)

Aufschluß 1: Steinbruch Weitendorf (Basalt [Shonit]). (Lit. 4, 8, 9, 27)

Der Basalt von Weitendorf gehört im Sinne von A. HAUSER dem steirischen Vulkanbogen an. Dieser erstreckt sich vom Vulkangebiet des Bachern-Gebirges bzw. der Drau-Savefalten (Dazite, Andesite) über das teilweise von Sedimenten bedeckte Vulkangebiet von Retznei-Mureck (Dazite, Andesite) in den Raum von Gleichenberg (Trachyte, Trachyandesite, Quarztrachyt; Nephelinite, Nephelinbasanite, Tuffe usw.) und weiterhin nach Osten über das Burgenland zum Vulkangebiet des Platten-sees. Im Nordwesten des Vulkanbogens liegen die Basaltvorkommen von Kollnitz bzw. von Weitendorf (Wundschuh). Als Deutungsmöglichkeit dieser magmatischen Provinz scheint folgendes nahe zu liegen: im Helvet-Torton Förderung von Andesiten und Daziten bei kräftiger Assimilation im stark orogenen zeitlichen und räumlichen Bereich und von Trachyandesiten und Trachyten bei geringer oder fehlender Assimilation; in dazischer Zeit Förderung atlantischer Magmen und Tuffe aus großer

Tiefe in sonst ruhigem Milieu. Eine Aktivität desselben Magmenherdes scheint nicht unmöglich zu sein. Der Vulkanbogen wird in bezeichnender Weise von zahlreichen Säuerlingen begleitet.

Eine Einordnung des räumlich abseits stehenden Basaltes von Weitendorf in dieses Schema erscheint schwierig, da die Altersfrage nicht geklärt ist und zudem der Magmentypus eine Zwischenstellung einnimmt.

Zur Entstehung des Weitendorfer Basaltes sind Deutungen als Lakkolith, Kuppe, Vulkanstiel und Lavaausfluß angenommen worden. Jedenfalls ist man in der Mitte der Basaltmasse beim Abbau in die Tiefe in etwa 30 bis 40 m auf fossilführende Tonmergel — ohne erkennbare Kontakterscheinungen — des Torton gestoßen. Auch an mitgeflößten karbonatischen Gesteinsschollen ist die Kontaktwirkung gering: Kornvergrößerung des Karbonates, Opalisierung, Zeolithbildung, Wollastonit wird nur vermutet.

Das feinkörnige Gestein enthält Olivin und Pyroxen als Einsprenglinge. Plattenförmiger Plagioklas, Kern 60 Prozent; An Rand bis Oligoklas vielleicht auch noch mit Kalifeldspat als Umrandung, Kleinformen von Olivin sind neben Pyroxen, Ilmenit, Magnetit und wenig Glas die Bestandteile der Grundmasse.

Auf Grund der ausführlichen chemischen Untersuchungen ist der Magmentyp dioritisch mit deutlicher Hinneigung zum normal monzonitischen bzw. überhaupt normal monzonitisch. Deshalb wurde auch der Name Shoshonit für das Weitendorfer Gestein vorgeschlagen.

Die wechselnd reich auftretende Mineralführung umfaßt: Kalkspat, Aragonit, Dolomit, Quarz, Cristobalit, Opal, Natrolith, Harmotom, Heulandit, Baryt, Pyrit, Ilmenit und Limonit (H. HERITSCH).

An der Oberfläche des Weitendorfer Basaltes kommt es häufig zu kugeligen Absonderungen, die bis zu einem halben Meter groß werden. Sie zerfallen in konzentrische Schalen, wobei es bei weiterer Zersetzung zur Bildung von Montmorinmineralien kommt. In mineralführenden Hohlräumen sowie in Klüften des Weitendorfer Basaltes sind ebenfalls Montmorinminerale, und zwar Saponit und Nontronit anzutreffen. (H. HÖLLER).

Das Alter des Weitendorfer Shoshonites ist noch umstritten. Nach A. WINKLER (1914, 1915 usw.) handelt es sich, wie bei den oststeirischen Basalten, um einen jungpliozänen Vulkanit. A. HAUSER und K. KOLLMANN (1954) ordnen ihn, wie den Andesit von Wundschuh, in den mittelmiozänen andesitisch-dazitischen Zyklus ein. Mehrfach sind an seinem Kontakt fossilführende, marine Schichten bekannt geworden. Besonders wichtig ist die neuere Bearbeitung von H. FLÜGEL, A. HAUSER und A. PAPP (1952), wonach der Basalt als weitgehend erstarrter Körper über

die fossilführenden Tonmergel bewegt wurde. Diese waren in den letzten Jahren vorübergehend an der Sohle des Steinbruches aufgeschlossen. Die Fossilien wurden von A. PAPP als helvetisch bis untertortonisch gedeutet. Nach Untersuchungen der Rohoel-Gewinnungs A. G. handelt es sich um Äquivalente der Lagenidenzone des Untertortons.

Der nördlich von Weitendorf bei Wundschuh in einer Bohrung von 33—35 m angefahrne Andesit, über den A. HAUSER und K. KOLLMANN (1954) berichten, wird im Intervall von 17—33 m von basalem, feinkörnigem Schotter, Ton und Sand überlagert, die zwar fossilfrei sind, aber nach der regionalen Situation wohl in das Obertorton zu stellen sind. Danach wäre die Eruption des Gesteines von Wundschuh vorobertortonisch. Da angenommen wird, daß Weitendorf und Wundschuh einem einheitlichen Zyklus angehören, ergibt sich als mögliches Zeitintervall für die Eruption tiefes Untertorton bis tiefes Obertorton. In Analogie mit dem Gnaser Becken wäre an Untertorton zu denken. Zur endgültigen Entscheidung dieser Frage sind jedoch noch weitere Tiefenaufschlüsse abzuwarten. Von grundsätzlicher Wichtigkeit ist dabei die Frage, ob sich zwischen den pleistozänen Schottern und dem Andesit bzw. Shoshonit flächenhaft verbreitete Schichten des Tertiärs einschalten (K. KOLLMANN).

Aufschluß 2: Steinbruch des Zementwerkes Weibegg am Fuß des Kollischberges (Untertorton, Lagenidenzone, und Mitteltorton allgemein, in nulliporenreicher Fazies). (Lit. 11, 14, 15, 30).

Der große Steinbruch gewährt den besten Einblick in die Gliederung der litoralen Bildungen des Torton im Raum von Wildon östlich der Mur. Der Bruch ist durch einen alten Versturz in einen NW- und einen SE-Teil gegliedert. Eine gute Verbindung zwischen diesen ist nur in den höheren Teilen der Schichtfolge möglich, während die tieferen weitgehend voneinander abweichen.

Im SE-Teil liegen an der Basis haldengeschichtete, gelblichweiße, detritäre Nulliporenkalke, die mit 20 bis 25 Grad gegen N bzw. WNW einfallen. Darüber folgt ein Schichtstoß mit grauen Nulliporenmergeln, welchen Amphisteginen—Tonmergellagen und geringmächtige, helle Nulliporenriffkalkbänke eingeschaltet sind. Die tiefsten Riffkalke dürften Material für den Haldenvorbau geliefert haben. Im höheren Teil des Bruches ist ein starker lithologischer Wechsel mit mächtigen, Fein-, Mittel- und Grobsandlagen und einer bis 7 m mächtigen Bank von hartem Nulliporenriffkalk vorhanden.

Im NW-Teil des Bruches ist der basale Haldenkalk des anderen Steinbruchteiles hauptsächlich durch Amphisteginentonmergel und Nulliporen-Mergelkalke vertreten. Darüber folgen gering mächtige, bankige Mergelkalke und in deren Hangenden wieder schräg geschichtete, detritäre Nulliporenkalke einer höheren Halde, die von hellem Nulliporenriffkalk überwachsen wird, der auch hier das Material für den Haldenbau geliefert zu haben scheint.

Diese, in den tortonischen Ablagerungen der Steiermark einmaligen Haldenbildungen wurden schon von V. HILBER (1913) beobachtet. Er deutete sie jedoch als tektonisch aufgerichtetes und nach Abtragung diskordant von den höheren Bildungen bedecktes Schichtpaket. A. v. WINKLER-HERMADEN (1939) weist nach, daß die schräg geschichteten Kalke der beiden Brüche zwei verschiedenen Halden angehören. G. KOPETZKY (1957) erkennt das unntertortonische Alter der Basischichten beider Brüche. K. KOLLMANN (1964) gibt eine genaue Beschreibung und bathymetrische Bewertung der Schichtglieder und weist auf die engen ursächlichen Zusammenhänge zwischen den Halden und den sie unmittelbar überlagernden, gewachsenen Riffkalcken hin. Er nimmt an, daß das Material für den Haldenvorbau von den Riffkalcken stammt, die schrittweise über ihre eigenen Halden hinwegwachsen (K. KOLLMANN).

Aufschluß 3: Murbrücke unterhalb des Elektrizitätswerkes von Lebring (Paläozoischer Aufbruch und Umrahmung durch Untertorton der Lagenidenzone). (Lit. 14, 15, 30).

Etwa sieben Kilometer östlich der Hauptachse der Sausalschwelle liegt im Murbett der bekannte paläozoische Aufbruch von Lebring. Grünschiefer und Diabase stehen in einer Gefällstufe des Flußbettes an. Die paläozoische Insel dehnt sich unter dem Murschotter besonders in NE-Richtung aus. Umrahmt wird sie unter der pleistozänen Bedeckung von transgressiven Bildungen des Untertortons (Nulliporenkalke und Mergel). Die im Becken über 1000 m mächtigen Ablagerungen des Unterhelvets und Oberhelvets (Karpats), keilen gegen die Grundgebirgsinsel aus (K. KOLLMANN).

Aufschluß 4: Ziegelei Wagna S Leibnitz (Steirischer Schlier des Oberhelvets und Untertorton; Hauptphase der Steirischen Gebirgsbildung). (Lit. 3, 14, 24, 30).

Die heute in Abbau stehenden, gut geschichteten, schlierartigen Tonmergel dieser großen Ziegelgrube gehören dem marinen Ober-

helvet (Karpat) an. Sie fallen mit ca. 20 Grad gegen SE ein. Makro-fossilien sind selten (*Brissopsis* sp.). Die Mikrofauna ist marin. Sandschaler (vor allem *Bigennerina*) treten in den Vordergrund. Ein tieferes, sehr artenarmes und ein höheres, etwas reicheres Schichtpaket lassen sich unterscheiden. Letzteres ist jedoch immer noch foraminiferenärmer als der Schlier in der Bohrung Perbersdorf 1. Ostracoden sind spärlich, ihre Vergesellschaftung weist auf tieferes Wasser hin.

In den höchsten Teilen der Ziegelgrube werden die Schliertonmergel diskordant von flach (etwa 5 Grad) gegen SE einfallenden Sanden und Tonmergeln des Untertorton mit sehr armer Fauna überlagert. Etwas höher, in der Einsattelung beiderseits der Straße nach Retznei, liegen foraminiferenreiche Tonmergel und Nulliporenkalke der Lagenidenzone des Torton.

Der Aufschluß stellt eines der schönsten Beispiele für die an die Hauptphase der Steirischen Gebirgsbildung (H. STILLE, 1924) gebundene Diskordanz zwischen Oberhelvet (Karpat) und Untertorton dar (K. KOLLMANN).

Aufschluß 5: Steinbruch Retznei (Steirischer Schlier des Oberhelvets, Untertorton der Lagenidenzone in Tonmergel- und Nulliporenkalkfazies, Biotitandesit). (Lit. 6, 14, 19, 22, 30).

Die Hauptwand des Steinbruches stellt eine linsenförmige, örtliche Anschwellung gebankter Nulliporenkalke des Untertorton dar. A. SCHOUPPE (1949) gibt daraus eine größere Makrofauna an. Diese Kalke sind im nördlichen Teil des Bruches mit hellen, detritären Nulliporenkalken verzahnt, welche reichlich *Heterostegina* führen (A. PAPP und K. KÜPPER, 1954) und weiter nördlich, in den seit der Römerzeit in unterirdischen Steinbrüchen abgebauten „Aflenzer Stein“ übergehen. Gegen S nimmt die Nulliporenkalklinse unvermittelt an Mächtigkeit ab. Die steil nach S abtauchende Oberkante der Kalke wird hier mit scharfer, daher von A. v. WINKLER-HERMADEN als Bruch gedeuteter Grenze, von foraminiferenreichen Tonmergeln der Lagenidenzone des Torton überlagert, die im südlichsten Teil des Bruches einige Meter hoch aufgeschlossen sind. In diesen fand A. HAUSER einen Biotit-Andesit-Gang (siehe unten). Das Alter dieses Ganges ist demnach unterortonisch oder jünger. Da im Bereich der Tiefbohrung Perbersdorf 1 die jüngsten Vulkanite dieses Zyklus dem Untertorton (Lagenidenzone) zuzuordnen sind, ist hier das gleiche Alter sehr wahrscheinlich.

Im mittleren Teil des Bruches sind im Liegenden der tortonischen Nulliporenkalke mit wechselnder Aufschlußhöhe Tonmergel des Steirischen Schliers (Oberhelvet) aufgeschlossen. Dessen Mikrofauna entspricht weitgehend jener des höheren Schichtpaketes der Ziegelei Wagna. Der Schlier ist hier flacher gelagert als dort, die Winkeldiskordanz zwischen Oberhelvet und Untertorton daher schwer zu erkennen (K. KOLLMANN).

Im Südteil des Steinbruches des Zementwerkes Retznei konnte A. HAUSER (1951) Biotitandesit als ein Glied des steirischen Vulkanbogens entdecken. Der Andesit ist als Einschaltung im tortonischen Schichtkomplex festgestellt worden. Tuffartige Vorkommen mit Plagioklas und Biotit sind auch jetzt noch gelegentlich anzutreffen.

A. HAUSER (1951) beschrieb als Einsprenglinge in einer feinkörnigen Grundmasse: Zonaren Andesin, 30 bis 35 Prozent An bzw. 38,4 Prozent An und Biotit. Das Fehlen von Kontakterscheinungen am Mergel, der die Andesitputzen umgibt, ist auffallend und läßt nach Erhitzungsversuchen eine Temperatur unter 500 Grad Celisus für die Berührung von Andesit mit Mergel erschließen (H. HERITSCH).

Aufschluß 6: Steinbruch Klause Klöch (Nephelinbasanit) (Lit. 9, mit ausführlicher Literaturzusammenstellung)

Das Klöcher Massiv besteht aus dem nördlich gelegenen Stratovulkan des Kindsbergkogels und dem südlich sich anschließenden Kesselkrater des Seindl. Die Gliederung der Lavamassen durch zwischengeschaltete Tuff- bzw. Schlackenlagen ist im Bereich südlich des Bruches gut zu erkennen. Im Steinbruch wird Hartbasalt mit Säulenbildung (Druckfestigkeit mindestens 1800 kg/cm²) von schalig bis plattig brechendem Weichbasalt (Druckfestigkeit 1000—1800 kg/cm²) überlagert. In den höchsten Partien kommt auch Schlacken- und Porenbasalt vor.

Die Grundmasse des sehr feinkörnigen Gesteines besteht aus Pyroxenleisten, idiomorphem Plagioklas (50 bis 55 Prozent An), Magnetit, ferner Nephelin, von Apatit durchspießt, Analzim und Sanidin als Zwickelfüllung. Nestartige Anhäufungen von hellen Gemengteilen werden als Beginn einer Differentiation gedeutet. Einsprenglinge sind teilweise umgewandelter Olivin sowie Pyroxen. Der Magmentyp ist theralithisch bis theralithgabbroid. Die Anwesenheit von Analzim, Nephelin und natriumreichem Sanidin läßt nach neueren Ansichten das Auftreten von Sonnenbrennern verstehen.

In Hohlräumen sind folgende Mineralien beobachtet worden: Pyroxen, Nephelin, Magnetit, Analzim, Kalkspat, Aragonit, Chabasit, Desmin, Phillipsit, Thomsonit, Gonnardit und Thumasit (H. HERITSCH).

An der Oberfläche werden die hellen Gemengteile des Nephelinbasanites durch die Verwitterung zersetzt. Als Neubildung tritt Halloysit auf. Die hellbraunen tonigen Überzüge auf den Klüften des Gesteins bestehen aus einem Montmorinmineral (H. HÖLLER).

Aufschluß 7: Steinbruch bei Klapping, S St. Anna a. Aigen (tieferes Mitteltorton in Nulliporenkalkfazies, Untersarmat) (Lit. 14, 26, 29).

Der an der Südburgenländischen Schwelle gelegene Tortonaufruch im Pleschbachtal bei Risola und Klapping ist seit R. HOERNES bekannt und später von A. WINKLER (1913, 1927) näher beschrieben worden. Im ehemaligen Steinbruch, unweit der Mühle von Klapping liegen an der Basis detrigene Nulliporenkalkarenite der tieferen Sandschalerzone des Torton. Die hangende Schichtfolge umfaßt von A. WINKLER ebenfalls für Torton gehaltene Bryzoenkalke, bituminöse Serpulkalke und dazwischengeschaltete Tonmergel. Diese beinhalten aber eine eindeutige Foraminiferen- und Ostracodenfauna des Untersarmats der Zone des *Elphidium reginum*. Diese ausgesprochen kalkreiche Entwicklung des Untersarmats ist sonst im steirischen Becken nicht bekannt. Den Abschluß nach oben bilden Konglomerate, die schon früher für Untersarmat gehalten wurden.

Bemerkenswert ist unmittelbar bei der Mühle von Klapping der in einem kleinen Teich austretende Kohlensäuerling. Es ist dies einer der vielen Säuerlinge im weiteren Bereich von Gleichenberg (K. KOLLMANN).

Aufschluß 8: Steinbruch bei Aigen (Untersarmat) (Lit. 14, 29).

Im hinteren Teil des Steinbruches liegen an der Basis Tonmergel, darüber Konglomerate mit Haldenschichtung mit Lagen von un-
verfestigtem Schotter (bis nußgroße Gerölle von Quarz, Schiefer, Lydit, Kalk), die von fast horizontal gelagertem, gut geschichtetem Sandstein und Tonmergel bedeckt werden. Neben Bivalven und Gastropodenresten enthalten die Tonmergel eine reiche Foraminiferen- und Ostracodenfauna der Zone des *Elphidium reginum*. Das Konglomerat ist demnach eine Einschaltung im Untersarmat und nitch mit dem „Sarmato-karinthischen“ Schotter des Gnaser Beckens zu vergleichen, der an der Basis des Obersarmats (Zone des *Nonion granosum*) liegt. In einem kleinen Seitentälchen, ESE unterhalb St. Anna a. Aigen, überlagern die untersarmatischen Schotter mit schöner Diskordanz die steil stehenden Phyllite der paläozoischen Grundgebirgsinsel.

Die im vorhergehenden Aufschluß besuchten tortonischen Nulliporenkalke von Klapping fehlen infolge Überlappung durch sarmatische Bildungen. Die Lückenhaftigkeit der Schichtfolge ist auf primäre Hochlage der Grundgebirgsinsel von St. Anna a. Aigen zurückzuführen (K. KOLLMANN).

Aufschluß 9: Steinbruch Schaufelgraben bei Gleichenberg (Quarztrachyt) (Lit. 1, 2, 7, 9, 13, 14, 16, 21, 23, 29; 30.

Der Quarztrachyt bildet nur einen kleinen Stock (ca. 500 x 200 m), der vom Schaufelgraben durchschnitten wird. Das weiße, rauhe Gestein läßt bis ein Zentimeter große Einsprenglinge von Quarz als typischen Porphy Quarz, von Sanidin mit 38 Prozent Ab und von normalzonarem Plagioklas von 43 Prozent bis 25 Prozent Ab und ein bis zwei Millimeter große Einsprenglinge von titanreichem Biotit, teilweise randlich opazitiert, erkennen. Die Grundmasse ist sehr feinkörnig und sphärolithisch ausgebildet. Sie besteht nach der Analysenberechnung im wesentlichen aus Alkalifeldspäten und Quarz, sowie etwas Biotit, Apatit und Zirkon. Der Magmentyp ist engadinit-granitisch bis aplitgranitisch. Das Gestein ist vor allem wegen des gemeinsamen Vorkommens von Einsprenglingen von Andesin, Sanidin und Quarz eine Besonderheit.

Nuß- bis kopfgroße elliptische Einschlüsse einer tonigen Substanz (siehe unten) sind entweder mitgeflöhte Brocken eines tiefer liegenden Tuffes oder sekundär veränderte glasige Partien. Aus Kluffvermessungen und aus Gefügevermessungen an Quarz und Biotit schließt K. SCHOKLITSCH für den Südteil des Bruches auf eine Strömungsrichtung nach 208 Grad.

Als jüngste Bildung sind an den Klüften bis mehrere Zentimeter dicke Pyritkrusten anzusehen, die weiterhin zu Eisenvitriol und Copiapit verwittern und dabei das Gestein angreifen (H. HERITSCH).

Eine Untersuchung der tonigen Substanz der elliptischen Einschlüsse ergab, daß vorwiegend Montmorillonit vorliegt (H. HÖLLER).

Aufschluß 10: Steinbruch Klause bei Gleichenberg (Trachyandesit) (Lit. 9, mit ausführlicher Literaturzusammenstellung).

Die nördlich von Bad Gleichenberg gelegene Eruptivmasse besteht aus Trachyandesiten, die von Trachyten überflossen werden. Im großen Steinbruch an der Ostflanke am Ausgang der Gleichenberger Klause steht teilweise rötlicher, auch gelblicher, teilweise blaugrauer Trachyandesit an. Die bis etwa ein Zentimeter großen Einsprenglinge sind diopsidischer Augit, Olivin, häufig völlig umgewandelt, titanreicher Biotit mit opazi-

tischen Rändern, Plagioklas mit 50 bis 55 Prozent An, manchmal auch normal zonar von 70 bis 40 Prozent An und Umrandung von Sanidin sowie sehr selten Sanidin mit 40 Prozent Ab. Die feinkörnige Grundmasse enthält Labradorit, Pyroxen, Magnetit, Hämatit und Apatit. Der Magmentyp ist normalmonzonitisch bis normal syenitisch.

Auffallend sind die weitgehenden sekundären Veränderungen durch Opalisierung, Tridymit- und Chalzedonbildung. Solche Veränderungen gehen an anderen Stellen auch Hand in Hand mit Alunitbildung („Trass“) sowie Kaolinisierung, und Montmorillonitbildung. Sie sind ein Zeichen für ausgiebige postvulkanische Einwirkungen. Außerdem kommen in Hohlräumen Siderit und Halotrichit vor.

Die Trachyandesitmasse wird von Trachyt überlagert, der z. B. den oberen Teil des Gleichenberger Schloßberges bildet, aber auch gleich hinter dem Parkplatz bei der Quellstube in Bad Gleichenberg aufgeschlossen ist. Der Trachyt ist durch große Sanidineinsprenglinge gekennzeichnet (H. HERITSCH).

Die Zersetzung des Trachyandesites zeigt sich eindrucksvoll im großen Steinbruch der Gleichenberger Klause. In der mächtigen Abbaufrent sieht man größere Gesteinspartien bis zu einem feinstkörnigen Tonmineralegemenge umgesetzt. Dieses besteht im wesentlichen aus Kaolin- und Montmorinmineralien, die auch auf den Klüften des Gesteins anzutreffen sind (H. HÖLLER).

Die Altersfolge von Trachyandesit-Trachyt-Quarztrachyt ergibt sich im Gleichenberger Massiv aus den Feldbeobachtungen. Zur stratigraphischen Einstufung des Gesamtzyklus ist es nötig, weiter auszugreifen. In der Tiefbohrung Perbersdorf 1 setzen die Vulkanite etwa mit dem Oberhelvet (Karpät) ein. Die stratigraphisch höchsten Eruptionen dieses Zyklus wurden im Gnaser Becken in der Umgebung dieser Tiefbohrung in der Lagenidenzone des Untertortons beobachtet (K. KOLLMANN, 1960 b, 1964). Bereits in tortonischem Nulliporenkalk aufgearbeitete Andesite fand A. v. WINKLER-HERMADEN (1927, 1939) in Auswürflingen des Basalttuffes von Unterweißbach bei Feldbach (Aufschluß 12). Die Bohrung Perlsdorf fuhr stark umgewandelte Gleichenberger Gesteine bei 210.30 m unter stark silifiziertem Nulliporenkalk des Mittel (?) -Tortons an. Daraus läßt sich das Alter der Eruptionen dieses Zyklus unschwer auf Oberhelvet (Karpät) bis Untertorton (Lagenidenzon) einengen (K. KOLLMANN).

Aufschluß 11: Steinbruch Pertlstein (Tuffschlot) (Lit. 9, mit ausführlicher Literaturzusammenstellung).

Der jüngere dazische Vulkanismus äußert sich neben der Förderung von Nephelinbasaniten, Nepheliniten usw. auch in einer regen Explo-

sionstätigkeit. Für das weitere Gebiet um Pertlstein konnten zwei getrennte Tuffschlote und die Ausbildung eines Kratersees nachgewiesen werden.

In der Bruchfront ist die Schichtung und der Wechsel von Sediment und vulkanischem Material zu erkennen. Das vulkanische Material besteht aus: Basaltflapilli, Palagonit (vulkanisches Glas), Trachyandesit, Olivinbomben, Olivinkristallen, Augitkristallen, Kristallen von basaltischer Hornblende und von Labradorit. Insbesondere die Mineralien sind öfter Gegenstand ausführlicher Untersuchungen gewesen. Hier sei nur erwähnt, daß die Mineralien der Olivinbomben (Olivin, Endstatit, Chromdiopsid, Picotit) durchaus der weltweiten Verbreitung dieser Paragenese entsprechen. Die Möglichkeit, daß es sich um losgerissene Stücke eines peridotitischen Substrates aus großer Tiefe handelt wird ebenso in Betracht gezogen, wie eine endogene Entstehung. Aus der Tiefe mitgerissenes Gesteinsmaterial sind: Quarzite, Glimmerschiefer, Gneise, Kalksteine, Mergel. Mineralsplitter aus dem kristallinen Untergrund sind: Granat, gemeine Hornblende, Muskowit, Quarz und saurer Plagioklas. Die Bestandteile sind mit Sedimentmaterial vermischt zur Ablagerung gekommen (Tuffite). Das Kittmaterial ist Kalkspat und Natrolith.

Eine Besonderheit ist das Auftreten einer Nachphase mit fluorhäftigem Dämpfen, die zur Bildung von Apophyllit sowie von Sapperit (aus fossilen Nadelhölzern) Anlaß gibt.

Der früher für Bausteine abgebaute Tuff wird heute leider durch Beton verdrängt (H. HERITSCH).

Aufschluß 12: Steinbruch Unterweißenbach (Basalttuff mit Einschlüssen) (Lit. 14, 29, 30).

Im Basalttuff sind deutlich zwei Eruptionsphasen zu erkennen, eine ältere mit ungeschichteten und eine jüngere mit gut geschichteten, feinkörnigen Aschentuffen. Der Aufschluß ist bekannt durch Auswürflinge von kristallinen Gesteinen, Trachyandesit, dieser z. T. sedimentär aufgearbeitet in tortonischem Nulliporenkalk (K. KOLLMANN).

Aufschluß 13: Ziegelei Gniebing (tiefes Unterpannon, Zone B) (Lit. 14, 28, 29, 30).

Über gelben Sanden, an deren Oberkante (Bremsberg), *Melanopsis impressa* KRAUSS häufig ist, folgen gut geschichtete, grünlichgraue Tonmergel, welchen nahe der Basis eine mergelig verhärtete Bank von *Congerina ornithopsis* BRUS. eingeschaltet ist. Außerdem treten in den Tonmergeln sehr häufig die typischen Ostracoden der Zone B des Unterpannons auf. An der Bundesstraße knapp unterhalb der

Ziegelei wurde in Schußbohrungen der Rohoel-Gewinnungs A. G. unter dem Quartär bereits Obersarmat des normalen Liegenden angefahren (K. KOLLMANN).

Aufschluß 14: Hartmannsdorf (Unterpannon, Zonen B und C) (Lit. 10, 12, 14, 25).

Zwischen Pöllau und Hartmannsdorf steht unterhalb der Quartärbedeckung des Talbodens fossilführendes Obersarmat an. Darüber bauen sich an beiden Talhängen, schlecht aufgeschlossen, gut geschichtete Tone des Unterpannons der Zone B auf. Schon seit V. HILBER (1893) und J. STINY (1924) sind in diesen Schichten Mollusken bekannt, die durch neue Makro- und Mikrofossilfunde ergänzt wurden. Auf halber Hanghöhe folgen Grobschotter des höheren Unterpannons in deutlicher Steilstufe (Kapfensteiner und Kirchberger Niveau dürften hier vereinigt sein und erst weiter südlich auffingern). An der Hangendgrenze der Schotter sind kleine Ebenheiten zu beobachten. Es ist wahrscheinlich, daß es sich nicht um echte pleistozäne Terrassen, sondern um Erscheinungen handelt, die auf verschiedene Resistivität der Tone und Schotter zurückzuführen sind (K. KOLLMANN).

Aufschluß 15: Profil Walkersdorf an der Ilz (Obersarmat, Unterpannon Zonen B und C mit Ilzer Flöz) (Lit. 14).

Das Rittscheintal abwärts keilen die Grobschotter des hohen Unterpannons bis auf einzelne Finger aus. Bei Walkersdorf steht fossilreiches Obersarmat der Zone D (wie bei Pöllau und Hartmannsdorf) in einem kleinen stratigraphischen Fenster, unmittelbar unter dem Talsohlenquartär an. Über einem gering mächtigen, äußerst fossilarmen Schichtpaket des höchsten Sarmats folgen Tonmergel des Unterpannons der Zone B, die in Schußbohrungen eine reiche Fossilführung erbracht haben. Schotter und Sande des Kapfensteiner Niveaus sind nur an der unmittelbaren Basis des Ilzer Flözes als lokale Lappen vorhanden. Das Ilzer Flöz hat eine Kohlenmächtigkeit von ca. 90 cm. Es steht als letztes pannonisches Kohlenvorkommen des steirischen Beckens im Braunkohlenbergbau Mutzenfeld bei Ilz noch im Abbau. Im Jahre 1962 wurden hier 9654 t Kohle gefördert (K. KOLLMANN).

Aufschluß 16: Graben S Untergrossau und Frössau-berg (fossilführende) Lage im Obersarmat und Überlagerung durch Unterpannon B) (Lit. 12, 14).

In den sonst äußerst fossilarmen Ablagerungen des höchsten Teiles der Nonion-granosum-Zone, den sogenannten Gleisdorfer Schichten, konnten bei der Kartierung der Rohoel-Gewinnung A. G. einige wichtige, neue Makro- und Mikrofossilfunde S Unter- und Obergrossau getätigt werden. Die Fossilführung ist in der sonst sterilen Serie meist nur auf wenige dm- oder cm-starke Lagen beschränkt. Einer der besuchten Punkte liegt in einem Grabeneinschnitt S Untergrossau. In grauen Kalksandsteinen sind *Mastra*, *Cardium*, *Ervilia* und *Irus* eingebettet. Die Foraminiferen und Ostracoden weisen auf hohes Obersarmat (Nonion-granosum-Zone) hin.

Wenige Zehner von Metern höher steht auf dem Höhenrücken von Frössauberg Unterpannon der Zone B an. In einem Wegeinschnitt sind hier Tonmergel aufgeschlossen, welchen eine ca. 10 cm starke sandige Lage mit *Congerina ornithopsis* BRUS. und *Melanopsis* sp. eingeschaltet ist. Die begleitenden Tonmergel führen reichlich die typischen Ostracoden des Unterpannon Zone B.

Aufschluß 17: Rohrbach an der Lafnitz (Bentonit) (Lit. 5, 14, 17, 18, 20, 31).

Am E-Ufer der Lafnitz bei Rohrbach befindet sich im 15 m hohen Uferabbruch in etwa 5 m Höhe, in den klastischen Schichten des Helvet, ein bis 0,3 m mächtiges Bentonitband. Relikte von Quarz, Plagioklas mit 40 Prozent An und Augit in dem feinstkörnigen, rosafarbigem und muschelartig brechenden Bentonit sprechen für seine Abkunft aus vulkanischen Aschen und Tuffen (H. HÖLLER).

Dem Schotter-Sand-Tonkomplex mit der Bentonitlage ist fossilführendes Untersarmat (nachgewiesen durch A. PAPP in W. NEUBAUER, 1949) diskordant angelagert. Da NEUBAUER zwischen der bentonitführenden Serie und den fossilführenden Lagen fälschlich eine Verzahnung annimmt, stuft er die Bentonite in das Untersarmat ein. Die Sachlage wurde im oben dargestellten Sinne später von A. v. WINKLER-HERMADEN (1952) geklärt. Demnach sind aus dem Steirischen Becken keine Tuffe des andesitisch-dazitischen Zyklus bekannt, die jünger als (Unter)-Torton wären (K. KOLLMANN).

Ausgewählte Literatur zu den Aufschlüssen

- (1) Angel, F. (1924): Gesteine der Steiermark. — Graz, 103.
- (2) Angel, F. u. Marchet, A. (1939): Fortschr. Min. **23**, XXIX.
- (3) Beer, H. (1953): Das Miozän zwischen Sulm, Saggau, Pösnitz und Gamlitzbach. — Unveröff. Diss. Univ. Graz.
- (4) Flügel H., Hauser, A. u. Papp, A. (1952): Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien, Math.-naturw. Kl. Abt. I, **161**, 173.

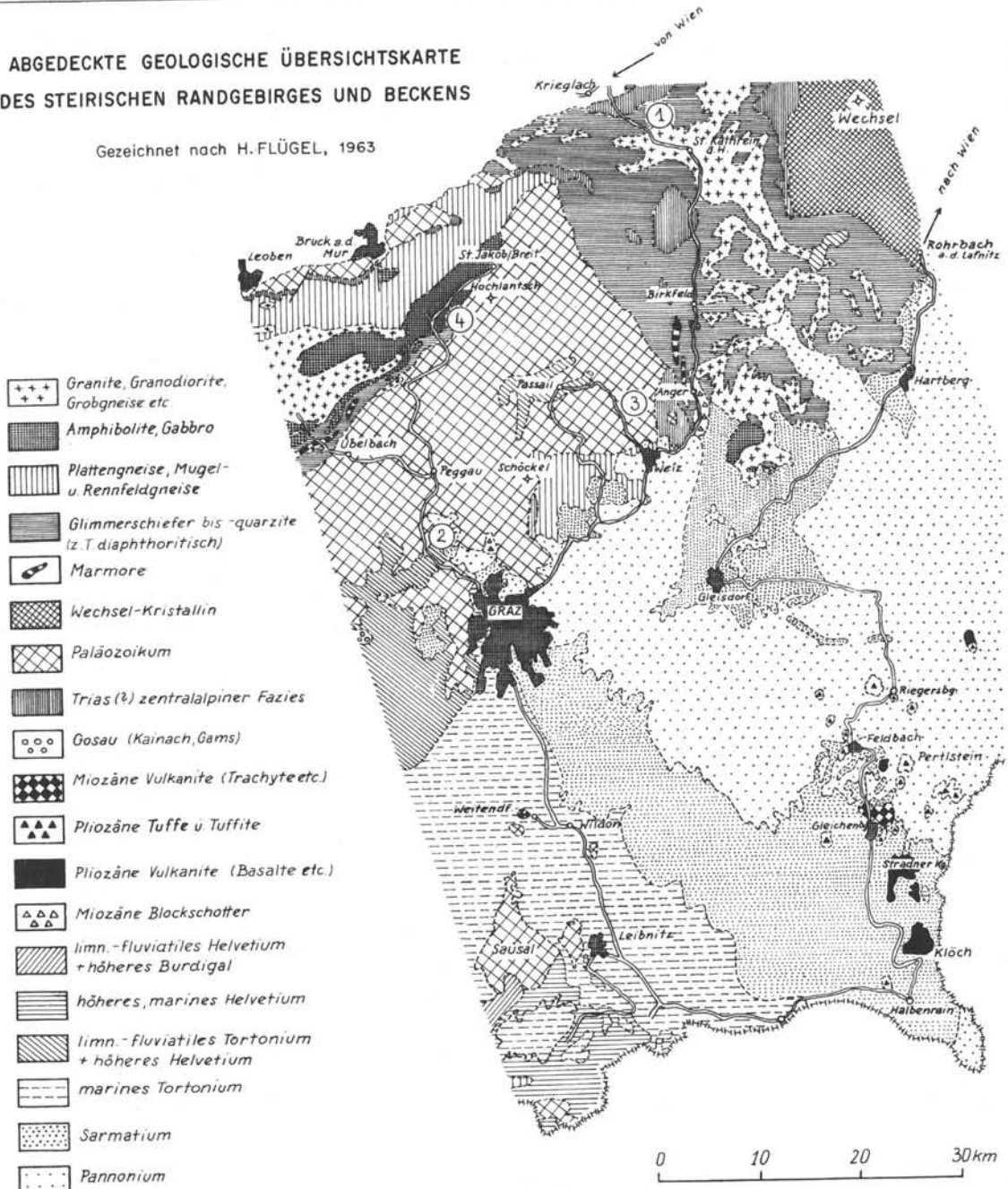
- (5) Flügel, H. (1963): Sammlung geol. Führer **42**, Das Steirische Randgebirge, Berlin.
- (6) Hauser, A. (1951): Tschermaks Min. Petr. Mitt. (Dritte Folge) **2**, 157.
- (7) Hauser, A. u. Urregg, H. (1951): Die bautechnisch nutzbaren Gesteine Steiermarks, Heft 7.
- (8) Hauser, A. u. Kollmann, K. (1954): Mitt. naturw. Ver. Steiermark **84**, 67.
- (9) Heritsch, H. (1963): Mitt. naturw. Ver. Steiermark **93**, 199, 206 (Mit ausführlicher Literaturzusammenstellung).
- (10) Hilber, V. (1893): Jahrb. Geol. Reichsanst. Wien **43**, 28.
- (11) — (1913): Mitt. Geol. Ges. Wien **6**, 229.
- (12) Kollmann, K. (1960 a): Mitt. Geol. Ges. Wien **51**, 89.
- (13) — (1960 b): Mitt. Geol. Ges. Wien **52**, 159.
- (14) — (1964): Mitt. Geol. Ges. Wien (im Druck).
- (15) Kopetzky, G. (1957): Mitt. Museum Bergbau, Geol. u. Techn. am Landesmuseum Joanneum Graz, Heft 18.
- (16) Meixner, H. (1939): Fortschr. Min. **23**, XLV.
- (17) Neubauer, W. (1949): Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien, Math.-naturw. Kl. Abt. I, **158**, 585.
- (18) Neuwirth, E. (1953): Tschermaks Min. Petr. Mitt. (Dritte Folge) **3**, 167.
- (19) Papp, A. u. Küpper, K. (1954): Contr. Cushman Found. for Foram. Res. **5**, 108.
- (20) Paulitsch, P. (1953): Mitt. naturw. Ver. Steiermark **83**, 169.
- (21) Schoklitsch, K. (1935): N. Jb. Min. etc. Beil. Bd. **69**, 276.
- (22) Schouppe, A. (1949): Mitt. naturw. Ver. Steiermark **77/78**, 129, 142.
- (23) Sigmund, A. (1902): Tschermaks, Min. Petr. Mitt. **21**, 299.
- (24) Stille, H. (1924): Grundfragen der vergleichenden Tektonik. — Berlin.
- (25) Stiny, J. (1924): Jahrb. Geol. Bundesanst. Wien **74**, 75.
- (26) Winkler, A. (1913): Jahrb. Geol. Reichsanst. Wien **63**, 403.
- (27) — (1914/15): Zeitschr. f. Vulkanologie **1**, 167.
- (28) — (1921): Jahrb. Geol. Staatsanst. Wien **71**, 1.
- (29) — (1927): Erläuterungen Blatt Gleichenberg. — Geol. Bundesanst. Wien.
- (30) Winkler-Hermaden, A. v. (1939): Sammlung geol. Führer **36**, Geol. Führer durch das Tertiär- und Vulkanland des steirischen Beckens. Berlin.
- (31) — (1952): Mitt. naturw. Ver. Steiermark **81/82**, 145.

Exkursion III/7, H. Flügel, H. Heritsch, H. Höller und K. Kollmann:
Grazer Bergland, Oststeirisches Tertiär und Vulkangebiet

TAFEL 1

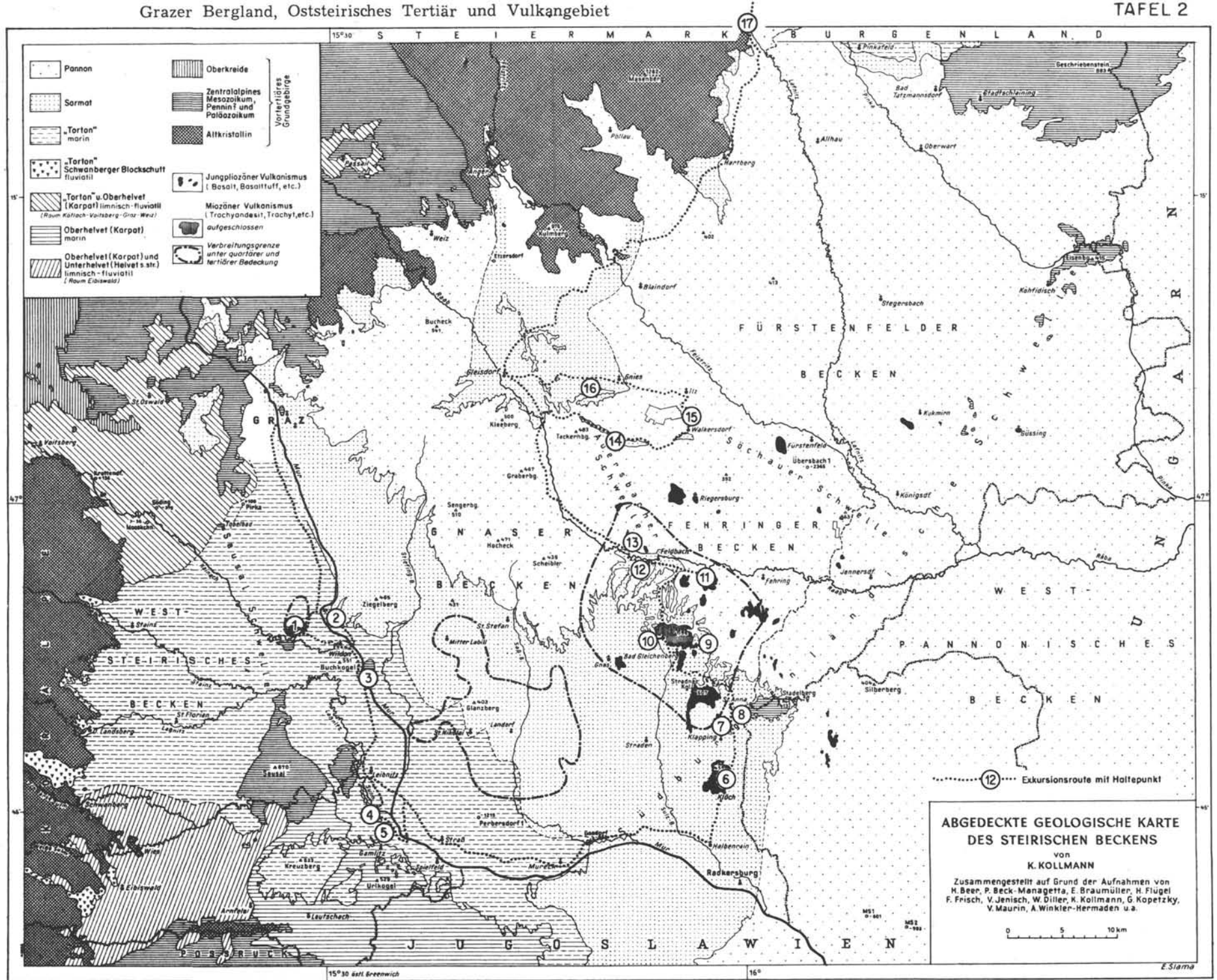
ABGEDECKTE GEOLOGISCHE ÜBERSICHTSKARTE
DES STEIRISCHEN RANDGEBIRGES UND BECKENS

Gezeichnet nach H. FLÜGEL, 1963



Exkursion III/7, H. Flügel, H. Heritsch, H. Höller und K. Kollmann:
Grazer Bergland, Oststeirisches Tertiär und Vulkangebiet

TAFEL 2



ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Austrian Journal of Earth Sciences](#)

Jahr/Year: 1964

Band/Volume: [57](#)

Autor(en)/Author(s): Flügel Helmut Walter, Heritsch Haymo, Höller Helmut, Kollmann Kurt

Artikel/Article: [Exkursion 111/7: Grazer Bergland, Oststeirisches Tertiär- und Vulkangebiet. 353-377](#)