

# Geologie der Umgebung des östlichen Leithagebirges (Burgenland)

Paul Herrmann

13 Abb., 1 Taf.

Anschrift:

Dr. Paul Herrmann  
Geologische Bundesanstalt  
Rasumofskyg. 23  
1030 Wien

Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.

22. Bd.

S. 165—189

Wien, Dez. 1973

## Inhaltsverzeichnis

I.	Zusammenfassung, Summary, Résumé . . . . .	167
II.	Einleitung . . . . .	167
III.	Vortertiäres Grundgebirge . . . . .	168
	a) Altkristallin . . . . .	168
	b) Trias . . . . .	168
IV.	Tertiär . . . . .	169
	a) ? Karpat-Unterbaden . . . . .	169
	b) Baden . . . . .	172
	c) Sarmat . . . . .	176
	d) Pannon . . . . .	177
V.	Quartär . . . . .	178
VI.	Tektonik . . . . .	179
VII.	Entwicklungsgeschichte und Paläogeographie . . . . .	181
VIII.	Biofazies . . . . .	184
IX.	Literaturverzeichnis . . . . .	186

## I. ZUSAMMENFASSUNG

Der östliche Teil des Leithagebirges wurde anschließend an die Kartierungsgebiete von SCHMID 1962 und SOHS 1963 im Maßstab 1 : 10 000 unter Berücksichtigung mikropaläontologischer Methoden neu aufgenommen. Die Auffindung von Sedimenten des Unterbadens in markanten Querdepressionen führte zu der Vermutung, daß bereits zu dieser Zeit Querstörungen aktiv waren, während die Randbrüche des Leithagebirges erst mit Beginn des Mittelbadens in Erscheinung traten. Ab höherem Sarmat läßt sich ein Zurückbleiben des östlichen Leithagebirges gegenüber dem schneller aufsteigenden Mittel- und Westteil erkennen.

### I. Summary

This paper deals with the results of a mapping of the eastern Leithagebirge, done in the scale 1 : 10 000, continuing the work done by SCHMID 1962 and SOHS 1963. The application of micropaleontological methods led to the following conclusions: Sediments of Lower Baden age were found only in major transversal depressions. That indicates that transversal faults were already of consequence at that time, whereas the faults that constitute the longitudinal margins of the Leithagebirge cannot be traced back further than Middle Baden. Compared with the western and middle parts, the eastern Leithagebirge rose less since the Upper Sarmatian.

### I. Résumé

La partie orientale du Leithagebirge a été par la suite incorporée dans la nouvelle carte dressée par SCHMID 1962 et SOHS 1963, échelle 1 : 10 000, en tenant compte des méthodes micropaléontologiques. La découverte de sédiments du Baden inférieur dans des dépressions transversales marquantes mène à la supposition que déjà à cette époque des failles transversales ont été actives pendant que les fractures au bord du Leithagebirge ne sont intervenues qu'au début du Baden moyen. A partir du Sarmat supérieur on peut constater que la partie orientale du Leithagebirge est en retard comparée à la partie centrale et occidentale qui monte plus rapidement.

## II. EINLEITUNG

Die vorliegende Arbeit stellt das Ergebnis einer in den Jahren 1965 bis 1970 durchgeführten Dissertation dar. Mein Dank gilt allen, die am Zustandekommen dieser Arbeit Anteil hatten; insbesondere den Herren Prof. Dr. E. CLAR, Prof. Dr. A. PAPP, Prof. Dr. A. TOLLMANN, Univ.-Doz. Dr. F. STEININGER und Dr. R. GRILL.

Ferner danke ich der Burgenländischen Landesregierung, die die vorliegende Publikation durch einen Druckkostenbeitrag förderte.

Das Aufnahmegebiet umfaßt den östlichen Teil des Leithagebirges sowie die angrenzenden Ränder des Wiener Beckens und der Kleinen Ungarischen Tiefebene. Ziel der Arbeit war die Neukartierung dieses seit ROTH v. TELEGD 1903 bzw. STUR 1886 nicht mehr aufgenommenen

Gebietes mit mikropaläontologischen Methoden. Das vortertiäre Grundgebirge wurde nicht genauer untersucht. Hingegen sollte versucht werden, in Zusammenhang mit den seit TOLLMANN 1953 im weiteren Bereich des Leithagebirges durchgeführten Aufnahmen Aussagen über die tertiäre und quartäre Entwicklungsgeschichte, insbesondere über Differentialbewegungen der einzelnen Becken- bzw. Schwellenbereiche gegeneinander, zu machen.

Als topographische Grundlage wurden die Blätter 60 (Bruck an der Leitha), 61 (Hainburg an der Donau), 78 (Rust) und 79 (Neusiedl am See) der Österreichischen Karte 1 : 50 000, vergrößert auf 1 : 10 000, verwendet. Zum Zweck der Publikation wurde die Aufnahmskarte auf 1 : 25 000 verkleinert.

### III. VORTERTIÄRES GRUNDGEBIRGE

Nachdem schon RICHARZ 1908, 33 die Ähnlichkeit des Grundgebirges im Leithagebirge mit dem Semmering-Wechselsystem erkannte, wird es in neueren Arbeiten zum Unterostalpin gerechnet (BECK-MANNAGETTA et al. 1966, 16, TOLLMANN 1963, 17). In meinem Kartierungsgebiet treten sowohl die altkristallinen Glimmerschiefer als auch triadische Sedimentgesteine auf.

#### a) Altkristallin

Glimmerschiefer treten in einem Zug, der vom Hackelsberg im W bis in den Ortskern von Jois reicht, teilweise recht gut aufgeschlossen auf. PREY 1954, 67 unterscheidet „Phyllite“ am Jungen Berg von „mehr gneisig aussehenden Typen“ am Hackelsberg. Es konnten schiefrige und plattige Typen unterschieden, jedoch nicht kartierungsmäßig getrennt werden; es handelt sich in allen Fällen um Glimmerschiefer. Die plattigen Glimmerschiefer zeigen höheren Feldspatanteil und straffere Einregelung der Glimmer. Hauptgemengteile sind Quarz, Biotit, Serizit und Feldspat (überwiegend unverzwilligte bis einfach verzwilligte, seltener polysynthetisch verzwilligte Plagioklase). An Akzessorien treten Zirkon, Turmalin, Apatit, Epidot, Chlorit und reichlich Erz auf. Nach FRITSCH et al. 1967, 373 handelt es sich um Quarzglimmerschiefer bis Feldspatglimmerschiefer. Die Biotite sind im allgemeinen frisch und zeigen kaum Spuren von mechanischer Beanspruchung, Chloritisierung konnte nirgends beobachtet werden. Sie wurden offenbar posttektonisch gebildet und von keiner Diaphthorose betroffen.

#### b) Trias

##### b 1) Semmeringquarzit

Semmeringquarzit tritt als grünlichgrauer, seltener gelblicher, feinkörniger, manchmal geröllführender Quarzit auf. Über die Bankungsverhältnisse läßt sich meist nichts aussagen, da Aufschlüsse sehr selten sind. Neben den schon von ROTH v. TELEGD 1903 ausgeschiedenen Vorkommen am Schieferberg und am NE-Kopf des Königsberges wurde auch

der Ostteil des Pirscher Waldes als Semmeringquarzit kartiert. Hier zeichnen sowohl STÜRZENBAUM 1885 als auch ROTH v. TELEGD 1903 „obermediterrane Schotter“. Tatsächlich treten Schotter allerdings nur in einem engen Gebiet zwischen Martal und Jägerbreiten auf. Das übrige (aufschlußlose) Gebiet wird von meist feinem, eckigem, monomiktem Quarzitschutt bedeckt. Es ergab sich daher die Vermutung, daß es sich einfach um den Schutt des darunter Anstehenden handelt.

#### b 2) Röt

Bei der „Zigeunerhöhle“ 100 m N Kote 155 an der Straße Winden—Bruckneudorf ist das oberste Skyth aufgeschlossen (Abb. 1). Das Liegende des Aufschlusses bildet etwa 5 m mächtiger, im dm-Bereich geschichteter Semmeringquarzit; er ist von grünlicher Farbe, rostig anwitternd, und führt in feinkörniger Matrix meist unter 1 cm große, gutgerundete, meist weißlich durchscheinende, seltener rosa Quarzgerölle. Darüber folgen bis etwa 20 cm mächtige, weiche, grünliche Schiefer. Im Hangenden der Schiefer folgt etwa 50 cm mächtige bräunliche Rauhwaacke, die Komponenten des liegenden Schiefers enthält. Den hangenden Abschluß des Mesozoikums bilden graue quarzreiche Schiefer mit Quarzknuern und Serizithäutchen, die in etwa 30 cm Mächtigkeit aufgeschlossen sind. Darüber stehen noch etwa 2 m Sande und Kiese des Mittelbadens an. Weiter oben am Hang des Zeilerberges treten noch gelegentlich dunkle Kalke auf, der Gipfel des Zeilerberges besteht aus blaugrauem, hell verwitterndem, kristallinem Dolomit. Die Lagerung der mesozoischen Schichten ist im N-Teil des Aufschlusses söhlig, im S-Teil, der nur Semmeringquarzit zeigt, herrscht unter dem Einfluß des Leithagebirgsrandbruches S-Fallen. Diese Serie entspricht auf Grund der Lagerungsverhältnisse eindeutig dem Grenzbereich Skyth—Anis; nach TOLLMANN 1968, 29 läßt sie sich als Röt bezeichnen.

#### b 3) Mitteltrias

An verschiedenen Stellen des Kartierungsgebietes stehen blaue, seltener lichtgraue Kalke und Dolomite an; sie wurden von CZJZEK 1852, 39 als azoisch, von ROTH v. TELEGD 1905, 11 als fragliches Mitteldevon bezeichnet; VETTERS 1904, 143 vermutete Lias. KRISTAN-TOLLMANN & TOLLMANN 1967, 20 konnten entsprechende Sedimente bei Wimpasing/Leitha auf Grund von Crinoidenfunden ins Obersthydasp—Pelson einstufen. Im östlichen Leithagebirge konnten keine derartigen Fossilfunde gemacht werden, doch ist mitteltriadisches Alter als gesichert anzunehmen.

### IV. TERTIÄR

#### a) ? Karpat—Unterbaden

Südlich der Jägerbreiten zieht ein Graben nach S, der auf den östlichen Ast des Martals zielt. Hier konnten in einem kleinen Aufschluß Schotter, darüberliegend Grobsand mit Geröllführung festgestellt werden. Die Größe der Komponenten beträgt in den Schottern überwiegend 5—10, in

Einzelfällen bis 50 cm; in den Sanden sind Gerölle von mehr als 5 cm Durchmesser sehr selten. Zur Charakterisierung des Gesteinsbestandes wurden aus den Schottern 103 Gerölle ausgezählt. Da jedoch bereits eine oberflächliche Betrachtung zeigte, daß die einzelnen Geröllarten von sehr verschiedener durchschnittlicher Größe sind, wurden auch die Volumina verglichen, die sich aus der Multiplikation der drei Hauptachsen ergaben.

Das Ergebnis ist in der folgenden Tabelle dargestellt:

Gesteinsart	Anzahl-%	Volums-%
Biotit-Hornblende-Granit	14	53,1
Grobkörniger Quarzit	7	11,3
Glimmerschiefer	13	9,0
Granitgneis	15	7,5
Feinkorngranit	1	4,7
Gneis i. A.	20	4,3
Feinkörniger Semmeringquarzit	6	3,1
Aplitgneis	1	2,0
Quarz	11	1,9
Schiefergneis	3	0,8
Augengneis	1	0,8
Pegmatit	1	0,8
Chloritischer Glimmerschiefer	6	0,7
unbestimmbar	1	0,1

Bei teilweise abweichender Häufigkeitsverteilung zeigt diese Geröllgesellschaft im Bestand gute Übereinstimmung mit der, die KAPOUNEK 1938, 55 und W. FUCHS 1960, 16 aus den Ruster Schottern im Ruster Bergland angeben. Die Ruster Schotter des westlichen Leithagebirges erscheinen hingegen nach den Angaben von TOLLMANN 1953, 22, besonders aber von SCHMID 1962, 26 stark verarmt.

Zur Charakterisierung der einzelnen Gesteine:

Als Biotit-Hornblende-Granit wurde ein leukokrates, grobkörniges Gestein bezeichnet, das an dunklen Gemengteilen bis zu mm-große Biotitblättchen und Hornblendesäulchen enthält. Im Handstück scheint weißlicher zersetzter Feldspat gegenüber dem glasigen Quarz vorzuwiegen. Es handelt sich möglicherweise um das gleiche Gestein, das W. FUCHS 1960, 16 als „hornblendeführenden Gneis“ bezeichnet; neben fehlender Paralleltextur sprechen allerdings auch in größeren Geröllen gelegentlich vorkommende Schollen von feinkörnigem Granit und Glimmerschiefer für eine plutonische Herkunft. Fraglich ist, ob es sich um einen eigentlichen Granit im petrographischen Sinn handelt; da dieses Gestein jedoch sehr stark verwittert vorliegt (die meisten Gerölle lassen sich leicht mit der Hand zerbröckeln) wurde auf eine Untersuchung im Dünnschliff verzichtet.

Daneben wurde als „Feinkorngranit“ ein biotitreicher, feinkörniger Granit, im Aussehen ähnlich dem Mauthausener, und als „Pegmatit“ ein

Gesteinsbruchstück, das aus mehreren cm großen Feldspat- und Quarzkristallen aufgebaut ist, bezeichnet.

Als Granitgneis wurde ein helles, grobkörniges Gestein bezeichnet, das durch Massigkeit und Armut an dunklen Gemengteilen charakterisiert ist und Ähnlichkeit mit dem Grobgnais des Wechselgebietes hat. Als Gneis im allgemeinen wurden biotitreichere, deutlicher geschieferte, meist sehr feinkörnige Typen zusammengefaßt. Mit „Schiefergneis“ wurden Gerölle bezeichnet, in denen durch oft mm-große Biotit- oder Chloritflatschen das Parallelgefüge besonders deutlich ist. Augengneis ist ein dunkler Gneis mit reichlich feinkörnigem Biotit und bis 5 mm großen Feldspatäugen. Als Aplitgneis schließlich wurde ein heller Gneis bezeichnet, der sich vom Grobgnais durch die wesentlich geringere Korngröße unterscheidet. Bei den Glimmerschiefern, die im Habitus dem „schiefrigen Typ“ etwa am Jungen Berg entsprechen, wurden die chloritisierten getrennt ausgeschieden. Sowohl diese als auch die granatführenden Glimmerschiefer können kein Lokalschutt sein, da derartige Typen im Kartierungsgebiet nicht beobachtet wurden.

Auch die Quarzite wurden geteilt: in feinkörnige, grünliche Typen, fast stets nur kantengerundet und höchstwahrscheinlich Lokalschutt; daneben kommen graue, grobkörnige Quarzite vor, wie sie anstehend nicht beobachtet werden konnten. Schließlich kommen noch weiße bis hellgraue, meist nur kantengerundete Quarze vor.

Aus den Sanden und aus dem Zwischenmittel der Schotter wurden Schwermineralproben entnommen, die folgende Verteilung zeigten:

	Schotter	Sand
Anzahl der Körner	2808	1450
Opak	783	462
Apatit	38,1	65,1
Zirkon	1,6	3,5
Granat	18,9	7,4
Turmalin	0,3	0,8
Hornblende	1,9	4,7
Chlorit	33,9	15,4
Staurolith	0,9	0,8
Epidot	3,1	2,3

Der sowohl in den Sanden wie in den Schottern reichlich auftretende Chlorit stört die sonst gute Übereinstimmung mit den von SCHMID 1962, 26 gegebenen Werten; W. FUCHS 1960 gibt leider kein quantitatives Ergebnis an; unter den Mineralen, die er aufzählt, scheint Chlorit allerdings auch nicht auf. Außerdem erwähnt er das Vorkommen von etwa 20% Epidot, was von dem hier gefundenen Wert größenordnungsmäßig abweicht. Trotzdem sich also gewisse Differenzen gegenüber den Ruster Schottern ergeben, zeigen sich doch bedeutende Übereinstimmungen, die eine analoge Entstehung wahrscheinlich machen. Eine lokale Bildung in Zusammenhang mit der Transgression des Baden scheidet auf Grund des Geröllbestandes aus. Auf Grund der Lage und des Geröllbestandes

wäre allenfalls noch an einen epigenetischen Durchbruch eines Donauarmes zu denken. Angesichts des geringen Hornblendeanteiles unter den Schwermineralen ist das jedoch auch unwahrscheinlich; hoher Hornblendegehalt ist sowohl für rezente (SZABO 1959, 26), als auch für fossile (FRASL 1961, 65) Donausedimente charakteristisch.

## b) Baden

### b 1) Obere Lagenidenzone

Nach den Ergebnissen von SCHMID 1962, 24 waren Bildungen der Oberen Lagenidenzone allenfalls am N-Abhang des Leithagebirges zu erwarten. Während aber hier, in schlecht aufgeschlossenen Leithakalken der Nachweis dieser Zone nicht möglich war, konnten Sedimente des Unterbadens an anderer Stelle aufgefunden werden.

An der Straße Winden—Kaisersteinbruch stehen SE der Kote 201 Sande an, die reichlich eckige Komponenten lokaler Herkunft führen. Das Zwischenmittel erwies sich als makro- und mikrofossilleer. Etwa 200 m weiter NW wurden grünliche, etwas mergelige Sande aufgefunden, die durch das Vorkommen von *Robulus calcar* (d'ORB) sowie sehr großwüchsiger Exemplare von *Robulus intermedius* (d'ORB) in die Obere Lagenidenzone eingestuft werden konnten. Obwohl das Verhältnis zu den geröllführenden Sanden nicht beobachtbar ist, läßt sich annehmen, daß diese als Transgressionsbildung das Liegende der grünlichen Sande bilden. Aus den geröllführenden Sanden wurden 200 Komponenten ausgezählt. Die größte Maß in der längsten Achse 7 cm, die Mehrzahl überschritt 2 cm Größe nicht. Nach der Rundung wurden 67,5% als kantig, 27% als kantengerundet, 4,5% als gerundet und 1% als gutgerundet klassifiziert. Nach dem Material wurden unterschieden: 45% Semmeringquarzit, 1% Serizitquarzit, 2% Serizitschiefer (?Röt), 24% Mitteltriaskarbonate, 12,5% Quarz, 10% kalkig verkittete Breccie mit Komponenten von Semmeringsquarzit und Mitteltriaskarbonaten (daß es sich hier nicht um nesterweise Verkittung innerhalb der Sande handelt, geht aus der Tatsache hervor, daß die Breccien-Trümmer ebenso wie die anderen Komponenten nicht selten Zeichen einer schwachen Abrollung zeigen. Es scheint sich hier um wiederaufgearbeitete Reste der tiefsten Transgressionsbildung zu handeln, die ebenso wie das Grundgebirge anstehend nicht aufgeschlossen ist.), 1% weißer, feinkörniger Sandstein, der in die Sande eingeschaltet ist und in den höheren Teilen bereits wieder aufgearbeitet erscheint, 4,5% nicht identifizierbar.

Die Geröllgesellschaft und die geringe Abrollung lassen erkennen, daß es sich um reinen Lokalschutt handelt; das völlige Fehlen von Leithakalkkomponenten kann nur durch die Deutung als Sediment der ersten Badentransgression in diesem Raum erklärt werden.

In der Parndorfer Sandgrube, die durch Makrofossilien ins Sarmat eingestuft wurde (mündliche Mitteilung von Dr. SCHMID, Burgenländisches Landesmuseum), wurden reiche Mikrofaunen mit Lageniden, massenhaft Plankton und *Uvigerina grilli* SCHMID aufgefunden. Zwar muß man für diese Faunen Umlagerung annehmen, doch zeigen sie, daß zur Zeit der Oberen Lagenidenzone im Bereich der Brucker Pforte bereits marine Sedimentation herrschte.



## b 2) Transgressionsbildungen des Mittelbadens

An zwei Stellen sind Transgressionsbildungen aufgeschlossen, deren wenig charakteristische Mikrofaunen, denen aber Elemente der Lagenidenzone völlig fehlen, eine Einstufung ins Mittelbaden nahelegen. Im schon erwähnten Aufschluß bei der Zigeunerhöhle N Winden werden Semmeringquarzit und Röt von groben Sanden mit reichlich Geröllführung überlagert. In den tieferen Teilen (aufgeschlossene Mächtigkeit etwa 2 m) kommen Gerölle bis dm-Größe vor; nach oben zu wird das Material feiner. Unter den Komponenten dominiert Quarzit; Dolomit, Quarz und schiefrige Gesteine des Röt treten zurück. Die Rundung ist sehr unterschiedlich; neben kantigen Geröllen treten auch gerundete und gutgerundete auf. Die Wasserbewegung scheint also stärker gewesen zu sein als bei der Bildung der oben erwähnten Transgressionsschichten der Lagenidenzone; allzu stark war sie wohl nicht, da besonders die größeren Komponenten meist wenig Rundung zeigen. Weitere Transgressionsbildungen treten im „Blauen Steinbruch“ bei Kaisersteinbruch auf. Hier ist der vortertiäre Untergrund in Form von kleinbrüchigen, blauen Dolomiten aufgeschlossen. Dieser Dolomit ist in einer bis 1 m mächtigen Zone aufgearbeitet und kalkig verkittet. Diese Zone, die besonders im Liegenden eine sehr unregelmäßige Begrenzung zeigt, fällt, grob gesehen, unter etwa 70° nach WSW, ist also sekundär steilgestellt (Abb. 3). Die Komponenten sind bis mehrere dm, meist aber infolge der starken Durchklüftung des Ausgangsgesteines nur cm-groß. Sie sind durchwegs kantig bis höchstens kantengerundet. Die dürftigen Foraminiferen- und Ostracodenfaunen, die sich aus dem sandig verwitternden Bindemittel gewinnen ließen, lassen keine genaue Einstufung zu; da sich keine Hinweise auf Lagenidenzone finden, ist aus regionalen Gründen eine Einstufung ins Mittelbaden anzunehmen.

## b 3) Mittelbaden in Randfazies

Wie schon TOLLMANN 1953, 6 feststellte, fehlen in kalkigen und sandigen Sedimenten die zur Zonengliederung innerhalb des Baden herangezogenen Foraminiferengruppen fast stets. Das wirkte sich hier umso stärker aus, als in diesem niedrigsten Teil des Leithagebirges der größte Teil des Gebirgsrückens von Leithakalk bedeckt wird, der keine Aufschlüsse enthält, in denen man etwa Mergellinsen suchen könnte. Außerhalb der durch Steinbrüche aufgeschlossenen Hänge ist es oft sogar schwierig festzustellen, ob die oft recht spärlich auftretenden Rollstücke Kalke des Baden, des Sarmat oder des Pannon sind. Da in den angrenzenden Gebieten die Hauptmasse des Leithakalkes aus dem Mittelbaden stammt, und auch hier bedeutende Kalkkomplexe aus dieser Zeit gefunden werden konnten, wurden auf der Karte alle Leithakalke, für die es keinen Hinweis auf abweichendes Alter gab, als Mittelbaden ausgeschieden.

Beim Wirtshaus „Seeblick“ NW Winden waren durch Bauarbeiten weißlich kreidige, dünngebankte Leithakalke mit grünlichen mergeligen Linsen aufgeschlossen. In den Mergeln wurde neben *Chlamys elegans* (ANDRZ.) und *Chlamys neumayeri* (HILBER) (freundliche Bestimmung von Doz. STEININGER) eine Mikrofauna aufgefunden, die eine Einstu-

fung in die Sandschalerzone ermöglichte. Außerdem wurden Untersuchungen angestellt, um die Herkunft des tonigen Materials (vulkanisch oder sedimentär) zu klären. Bei Kroisbach wurden von VENDL 1938, 100 tortone Liparittuffe beschrieben, sodaß die Möglichkeit des Auftretens vulkanischen Materials in Baden des Leithagebirges nicht von der Hand zu weisen war. Es wurde hierzu eine Röntgen-Diffraktometeraufnahme gemacht, die neben Kalzit das Vorkommen von Quarz, Muskovit und wenig Montmorillonit ergab. Montmorillonit bildet sich häufig, aber keineswegs ausschließlich aus Tuffen (DEER, HOWIE & ZUSSMAN 1963, 240—241), sodaß auch eine Untersuchung des Schwermineralspektrums vorgenommen wurde. Hier konnten neben massenhaft Erz nur wenige Körner von Apatit, Zirkon und Rutil beobachtet werden. Auf den metamorphen Bereich beschränkte Minerale fehlen also, doch legt die geringe Anzahl der Körner Vorsicht bei der Deutung nahe.

NW des Zeilerberges befindet sich der Zeilerbruch, in dessen W-Teil Sedimente des Baden, leider nur in Form einer Halde, vorliegen. Die Hauptmasse bildet ein heller, feiner Kalksandstein, der in mehrere cm mächtige Platten zerfällt. Daneben kommen Kalke vor, die fast nur aus zerbrochenen Algenästchen bestehen, Brocken von grünlichem Mergel und grüne, in bergfeuchtem Zustand fast schwarz erscheinende Schiefer. Die schlämbaren Sedimente lieferten Mikrofaunen der Buliminen-Bolivinen-Zone. Der Kalksandstein zeigt auffallende Ähnlichkeit mit gleichaltrigen Bildungen im Kalkofenwald bei Großhöflein (TOLLMANN 1953, 59—60); TOLLMANN hält die Ebenflächigkeit dieser Kalke für typisch im Gegensatz zu den Bildungen der Sandschalerzone (mündl. Mitteilung). Ebenfalls in die Buliminen-Bolivinen-Zone wurden dunkel graubraune, ebenflächige, mit braungelben Tegeln wechsellagernde Kalksandsteine eingestuft, die an der W-Flanke des Spitalberges temporär aufgeschlossen waren.

Zu den klassischen Lokalitäten des Leithagebirges gehört das Steinbruchgebiet von Kaisersteinbruch. Beschreibungen der dort herrschenden geologischen Verhältnisse finden sich schon bei CZJZEK 1852, 48, Th. FUCHS 1868, 271 und besonders bei Th. FUCHS 1902, 351—355 sowie SCHAFFER 1908, 43—47. Heute befinden sich die besten und interessantesten Aufschlüsse im schon erwähnten „Blauen Steinbruch“, der etwa 400 m SE Kaisersteinbruch liegt. W, d. h. hangend der beschriebenen Transgressionsbildung folgt ungebänkter „gewachsenener“ Leithakalk. Es handelt sich um einen in einem Ausmaß von etwa 6 (Höhe) mal 10 (Breite) m aufgeschlossenen Komplex (Abb. 3), der aus zerbrochenen und verkitteten Algenrasen gebildet ist. Gegliedert ist das Gestein nur durch E-W-streichende, steile Klüfte; 360/80, 005/75, 010/80, 160/80, 170/75 sind typische Messungen. Fossilien sind häufig, wegen der Härte und mangelnden Bankung des Gesteins allerdings nur selten gewinnbar. Es wurden beobachtet: *Ostrea digitalina* DUB., *Amphistegina hauerina* d'ORB., Abdrücke von Cardien, Steinkerne von *Conus* etc. Im W wird dieser Kalk an einer unter etwa 75° beckenwärts fallenden Fläche von undeutlich gebanktem sarmatischem Kalk abgelöst. An manchen Stellen läßt sich diese Grenze nur undeutlich erkennen; es scheint sich um eine

Anlagerung von Sarmat an ein Leithakalkkliff, nicht um eine Störung zu handeln. Etwa 50 m SW ist in einem zweiten Aufschluß, der etwa 15 m tiefer liegt, gutgebankter, fester, „detritärer“ Leithakalk aufgeschlossen. Offenbar waren nur im Bereich des „Blauen Steinbruchs“ die Bedingungen zum Algenwachstum gegeben; wenn auch die Wasserbewegung ausreichte, um die Ästchen immer wieder loszureißen, so zeigt doch das Fehlen einer Bankung, daß das Wachstum nicht abriß. Beckenwärts, was hier gegen WSW bedeutet, gediehen die Algen nicht mehr; hier wurde Material, das von der Bank losgerissen wurde, teils wenig (Lagen und Linsen mit reichlich Algenästchen), teils stärker (Lagen, die nur aus Kalksand und -schlamm aufgebaut sind) abgerollt, abgelagert. Vermutlich geht die Bildung des Kliffs im „Blauen Steinbruch“ auf den Festigkeitsunterschied zwischen diesen beiden Sedimenttypen zurück.

Das Schlibbild des „gewachsenen“ Leithakalkes wird durch die reichlich vorhandenen Algenreste geprägt, die als schalig aufgebaute, mehr oder weniger rundliche Gebilde oder als abgebrochene Ästchen erscheinen. Daneben sind Foraminiferen (*Amphistegina*, *Spiroplectamina*, ?*Bolivina*) und Seeigelstachel zu beobachten. Die Grundmasse besteht größtenteils aus Mikrit, Sparit tritt nur als Hohlraumausfüllung auf. Es wurde folgende Mengenverteilung geschätzt: 50% Algen, 15% anderes Fossilmaterial, 35% Grundmasse (diese wie alle anderen quantitativen Schätzungen wurden nach den Tafeln von SCHÄFER 1969 vorgenommen). Nach FOLK 1959, 14 läßt sich dieses Gestein als Algen-Biomicrodit bezeichnen. (Abb. 10)

E und SE von Kaisersteinbruch liegt das Gebiet des Heiligenkreuzer Waldes, das durch das völlige Fehlen von Aufschlüssen gekennzeichnet ist. Die Rollstücke zeigen durchwegs den Habitus von „detritärem“ Leithakalk, wobei Algenreste gelegentlich reichlich auftreten, meist aber fehlen. Nicht selten sind Abdrücke von Kleingastropoden (*Bittium* sp., *Rissoa* sp., *Turbonilla* sp. nach freundlicher Bestimmung von Prof. PAPP). Im Schlib sind die Leithakalke des Heiligenkreuzer Waldes durch das reichliche Vorkommen von Intraklasten charakterisiert. An Fossilien sind vor allem Miliolida häufig; die Häufigkeit von Algenresten und Amphisteginen ist, ebenso wie im Handstück, schwankend und von der Korngröße der Intraklaste abhängig. Untergeordnet kommen andere Foraminiferen, besonders Bolivinen, sowie Seeigelstachel, Bivalvensplitter und Kleingastropoden vor. Es läßt sich eine Einregelung der Allocheme erkennen, die bei den algenarmen Typen deutlicher ausgeprägt ist als bei den algenreichen. Die Matrix ist in beiden Fällen spätig ohne größere mikritische Partien. Es wurden folgende Mengenverhältnisse geschätzt: Intraklaste 40%, Fossilmaterial 10%, Matrix 50% (wobei die Algenreste und Amphisteginen zu den Intraklasten zu rechnen sind); nach FOLK 1959, 14 entspricht dem die Bezeichnung fossilführender Intrasparit. (Abb. 12)

Mit Annäherung an die Triasklippe des Königsberges ändert sich der Charakter des Leithakalkes wieder; hier erscheint ein Typ, der sowohl makroskopisch als auch im Schlibbild dem Kalk von Kaisersteinbruch ähnlich ist. Algenreste sind im Schlib das hervorstechende Element; auch Amphisteginen sind sehr reichlich vorhanden. Bolivinen und Textulariidae

sind häufig; Miliolida treten stark zurück. Intraklaste sind untergeordnet vorhanden. Die Grundmasse ist vorwiegend mikritisch. Folgende Mengenverteilung wurde geschätzt: 30% Algenreste, 15% anderes Fossilmaterial, 5% Intraklaste, 50% Matrix. Nach FOLK 1959, 14 ist die Bezeichnung Biomicrudit zu wählen. (Abb. 11)

An der Grenze zum Wiener Becken finden sich N der Prinz Eugen-Höhe Kalksandsteine, die im Handstück Komponenten von Triasdolomit erkennen lassen. Im Schriff sind gut gerundete und gut klassierte Allocheme, überwiegend in der Korngröße 1—1,5 mm, vorherrschend. An Foraminiferen sind Amphisteginen vorhanden, kleinere Formen fehlen fast vollkommen — offenbar auf Grund der Klassierung. Als Matrix liegt Sparit vor. Die quantitative Zusammensetzung wurde auf 70% Komponenten und 30% Matrix geschätzt. Dieses Gestein möchte ich als Calciarenit bezeichnen.

Auf der N-Seite des Spitalberges verzeichnet die Karte mehrere Geländestufen, an denen einige, meist völlig verfallene, Aufschlüsse anzutreffen sind. Ein noch gut erhaltener Aufschluß befindet sich 300 m S Bruckneudorf, auf der Karte unterhalb des „R“ von Russenkapelle. Hier stehen lockere, im dm-Bereich mehr oder minder deutlich gebankte Leithakalke an, die reichlich Algengrus enthalten. Fossilsplitter, besonders von Ostreen und Pectines, sind häufig; ein gut erhaltenes Exemplar von Arca (Arca) biangula LAM. wurde freundlicherweise von Doz. STEININGER bestimmt. Hangend folgt Leithakalk, der fast nur aus verkitteten Algenästchen besteht und sich als „Algenbreccie“ bezeichnen ließe. Eine Lage von olivbraunem Feinsand innerhalb dieser „Algenbreccie“ lieferte eine dem Mittelbaden zuordenbare Mikrofauna. Diese meist nur mm-dünne Lage greift in Taschen mehrere cm tief in den unterliegenden Kalk ein und führt an der Basis Limonitkonkretionen.

#### b 4) Mittelbaden in Beckenfazies

NW der Parndorfer Sandgrube wurde im Jahr 1967 beim Bau einer Starkstromleitung tegeliger gelber Sand, unterlagert von gelbgrünem festem Tegel, aufgeschlossen. Der Tegel enthält eine Mikrofauna der Buliminen-Bolivinen-Zone, während der Sand daneben in stärkerem Maße ältere Elemente enthält und sarmatisches Alter besitzen dürfte, wie es auch die Sande der nahe gelegenen Parndorfer Sandgrube haben. Es ist dies der einzige Punkt des Kartierungsgebietes, wo Tegel des Baden aufgefunden wurden; sonst sind sie überall von zu mächtigen jüngeren Schichten überlagert.

#### c) Sarmat

Die Sedimente des Sarmat erwiesen sich als wenig verbreitet und schwer gliederbar. Kalksandsteine und Sande des unteren Sarmats (Reginum-Zone) bilden den E Jois nach N ziehenden Hügelzug; Tegel der Hauerinum-Zone und der Granosum-Zone wurden bei Kanalisationsarbeiten im Ortsgebiet von Winden aufgeschlossen.

Im Zeilerbruch, im Teufelsjoch-Steinbruch, im Steinbruch Jägerbründl und im Blauen Bruch in Kaisersteinbruch stehen Leithakalke an, die

durch Sand- und Mergellagen ins Sarmat eingestuft werden konnten. Die verarmten Mikrofaunen, die diese Sedimente führen, lassen den Schluß auf höheres Sarmat zu; eine sichere Zuordnung zur Granosum-Zone war jedoch nicht möglich.

#### d) Pannon

##### d 1) Unterpannon

Flächenhaft verbreitet tritt Unterpannon nur im Bereich der Windener Heide auf; hier stehen Sande, Breccien und Kalksandsteine mit typisch unterpannoner Ostracodenfauna an. Eine Trennung der Zonen B und C ist mit Hilfe von Ostracoden kaum möglich (KOLLMANN 1960, 121).

Gleiches Alter weisen die Kalke auf, die im „Blauen Steinbruch“ Baden und Sarmat übergreifen. (Abb. 3). Sie sind in den tieferen Teilen undeutlich, darüber gutgebant, zeigen gelbbraune Farbe und luckige Verwitterung. Der basale Anteil führt eckigen Mitteltriasdolomitschutt; die Komponenten erreichen bis 10 cm Größe.

##### d 2) Mittelpannon

Die Trennung der Zonen D und E war in einzelnen Proben, aber nicht durchgehend möglich; daher wurde der Komplex als Mittelpannon zusammengefaßt. Von größerer Bedeutung als die erwartungsgemäß im Beckenbereich vorkommenden mittelpannonen Tegel ist der aus Feinkonglomerat, Kalksandsteinen und einem eingelagerten Mergelband bestehende Komplex im nördlichen Teil des Teufelsjoch-Steinbruches. Das Konglomerat (nicht der völlig sterile Mergel) lieferte eine Ostracodenfauna der Zone E; die Bemerkung von PAPP 1948, 130, daß am „Teufelsjoch S Bruck/Leitha“ Pannon E vorliege, bezieht sich offenbar auf diese Lokalität. Im Ortsgebiet von Winden wurden zähe grüne Tegel des Mittelpannon angetroffen, an ihrer Basis eine Sandlage mit bis zu 2 cm großen, meist gutgerundeten Leithakalkgeröllen. Unterlagert wird dieser Komplex durch weiche, gelbliche Tegel, die in die Hauerinum-Zone des Sarmats eingestuft werden konnten.

##### d 3) Oberpannon

Im Raum von Neusiedl fanden sich die einzigen Vorkommen von Oberpannon im Kartierungsgebiet. Das Liegende bilden blaue, feste, ungeschichtete Tegel, die in der Ziegelei Neusiedl basal aufgeschlossen sind und eine reiche Ostracodenfauna der Zone E führen. Darüber folgt eine teils in der Neusiedler Ziegelei, teils in den Aufschlüssen an der Straße Parndorf—Neusiedl aufgeschlossene, völlig sterile Serie von blauen, festen, sowie braunen, sandigen Tegeln, grünlichen, glimmerreichen Quarzsanden, teilweise kreuzgeschichtet, und gelblichen Feinsanden. Auf Grund der Lagerung und dem Hinweis von KOLLMANN 1960, 124, wonach sich die Zone F stets durch auffallende Armut bis völliges Fehlen von Ostracoda bemerkbar macht, wurde dieser Komplex in diese Zone eingestuft. Transgressiv darüber liegt gelbbrauner, sandiger, geschichteter Tegel, der durch das Vorkommen von *Cyprideis seminulum* (REUSS) in die

Zone G eingestuft werden konnte. Abb. 8 zeigt einen etwa 200 m S des Wirtshaus Seeblick gelegenen Aufschluß, in dem diese Transgression im Kleinbereich sichtbar aufgeschlossen ist.

d 4) P a n n o n i. A.

Im Ortsgebiet von Parndorf und an der Straße nach Neusiedl wurden im Laufe verschiedener Arbeiten an diversen Stellen blaue bis grünliche, im allgemeinen sehr feste Tegel aufgeschlossen. Der Fossilinhalt beschränkte sich auf nicht identifizierbare Molluskenreste sowie Ostracodensplitter, die mindestens teilweise von Vertretern der Gattung *Erpetocypris* stammen. Proben mit ähnlicher „Erpetocyprissplitterfauna“ wurden bei CHAHIDA 1970, 72 in die Zone D gestellt; hingegen gibt KOLLMANN 1960, 122 ähnliche Faunen als typisch für den oberen Teil der Zone C an. Eine exakte Korrelation mittels derartiger Faunen ist über größere Entfernungen selbstverständlich nicht möglich, doch dürfen diese Angaben als Hinweis auf eine wahrscheinliche Altersstellung oberes Unterpannon—unteres Mittelpannon gewertet werden.

## V. QUARTÄR

An quartären Sedimenten treten auf: Parndorfer Schotter, Seelehme und verschiedene lokale Bildungen.

Die Parndorfer Schotter bestehen aus gutgerundeten, meist walzenförmigen Kristallingeröllen, die wenige cm Größe erreichen und in sandigem Zwischenmittel schwimmen. Komponenten und Zwischenmittel sind im allgemeinen intensiv rot gefärbt, seltener bleich. Die Parndorfer Schotter werden von FINK 1961, 253 als ältestquartäre bis altquartäre Donauschotter gedeutet. Eigene Grabungen und Aufschlüsse, die durch verschiedene Bauarbeiten entstanden, zeigten, daß in weiten Bereichen, in denen die Gerölle der Parndorfer Schotter als dichtes Pflaster die Oberfläche bedecken, das Vorkommen dieser Gerölle auf die oberste Humusschicht beschränkt ist; auf der Karte wurde dieser Teil des Gebietes als „schotterüberrolltes Gelände“ ausgeschieden.

Dem N-Rand des Neusiedlersees folgt ein etwa 2 km breiter Streifen quartärer Sedimente, meist heller bis grauer Lehme. An einigen Stellen lieferten diese Sedimente reichhaltige Ostracodenfaunen, deren herausragendes Element *Cytherissa lacustris* SARS, die Bildung des Sediments in einem größeren stehenden Gewässer in einer Kaltzeit erfordert (KOLLMANN 1960, 183). 2 km SW Bruck, unmittelbar S der Straße nach Kaisersteinbruch, wurden durch Grabung Reste eines grünlichen Tegels gefördert, die durch das Vorkommen von *Candona neglecta* SARS und *Cyclocypris* sp. ebenfalls ins Quartär gestellt wurden. KOLLMANN 1962, 42 betrachtet *Candona neglecta* als eine Art, die größere stehende Gewässer verlangt, während sie nach LÜTTIG 1959, 186, auch in Tümpeln vorkommt. Einig sind sich die Autoren darin, daß es sich um eine stenotherme Kaltwasserform handelt. Die im Vergleich mit den Faunen des Neusiedlerseebeckens auffallende Dürftigkeit der Fauna läßt mich eher an die Ablagerung eines ziemlich bescheidenen Gewässers denken.

Der sanfte, W Winden nach NW ansteigende Rücken ist von eckigem Leithakalkschutt bedeckt, der entsprechend den Ergebnissen von RIEDL 1963, 78 als Solifluktionsschutt gedeutet wurde.

Bei den übrigen als Quartär ausgeschiedenen Vorkommen handelt es sich um fossilfreie lokale Zusammenschwemmungen von Feinmaterial, bei denen keine nähere Deutung möglich war.

## VI. TEKTONIK

Über die Tektonik des Grundgebirges läßt sich wenig aussagen. Es wurde aus faziellen und regionalen Gründen dem Unterostalpin zugeordnet (TOLLMANN 1963, 17). Die Schichtfolge im Kartierungsgebiet ist, soweit erkennbar, durchwegs aufrecht.

Als wesentlichstes Element der neogenen Tektonik wurden in diesem Gebiet die alten Querstörungen betrachtet. Am auffälligsten ist jener Bruch, der das Martal durchzieht und sich durch das auf lange Strecken erkennbare geradlinige Aneinandergrenzen von Semmeringquarzit und Leithakalk bzw. Kalksandstein des Baden und Sarmat bemerkbar macht. Das Alter der Störung läßt sich mit einiger Wahrscheinlichkeit dadurch festlegen, daß S der Jägerbreiten im E der Störung Schotter und Sande aufgeschlossen sind, die durch Geröllbestand, Schwermineralverteilung und Lage den Ruster Schottern parallelisierbar sind. Ein so hohes Alter der morphologischen Senke spricht für ebenso hohes Alter der Störung. Es läßt sich freilich nicht ausschließen, daß dieses Vorkommen nur ein Erosionsrest ehemals weiterverbreiteter Prä- bis Unterbadenschotter ist. Daß innerhalb des Kartierungsgebietes sonst nirgends Hinweise auf solche Schotter gefunden wurden, und auch aus den Nachbargebieten E der Depression Eisenstadt — Stotzing keine vergleichbaren Sedimente bekannt sind, spricht für ein primär rinnenweises Vorkommen.

N Winden quert eine auffallende und ungewöhnlich geradlinig verlaufende Depression das Leithagebirge, die auch von der Straße Winden — Bruckneudorf benützt wird. Hier erlaubt die mangelhafte stratigraphische Einstufung der Leithakalke keinen Nachweis einer Bewegung; große Versetzungsbeträge sind nicht sehr wahrscheinlich. Außer dem morphologischen Bild kann nur die Existenz von Zerreibungen die parallel dem Talverlauf streichen, in den Kalken des Zeilerbruches als Hinweis auf eine Störung dienen. Über das Alter der, ohnehin nur vermuteten, Bewegung läßt sich natürlich nichts konkretes aussagen. Es ist auch zu beachten, daß in der streichenden Fortsetzung dieser Depression der sicher tektonisch bedingte W-Abbruch des Joiser Kristallinhorstes fällt.

Ebenfalls zunächst morphologisch fällt die Senke auf, der die Straße Winden—Kaisersteinbruch folgt. Auch hier ist der Nachweis einer Versetzung nicht zu führen, da das Fehlen einer E-Fortsetzung des N Breitenbrunn aufgeschlossenen Sarmats (s. Karte zu SCHMID 1962) auf die Wirkung einer bereits von KÜPPER (KÜPPER, PRODINGER & WEINHANDL 1955, 138) festgestellten, NE-SW-streichenden Störung zurückzuführen ist. Dafür enthält diese Depression das einzige im Kartierungsgebiet aufgefundene autochthon fossilbelegte Vorkommen von Unterbaden. Da nach

den Ergebnissen bisheriger Arbeiten Lagenidenzone im Bereich der Kleinen Ungarischen Tiefebene fehlen soll (SCHMID 1962, 90), ist das Eindringen des Meeres in einer schmalen Bucht wahrscheinlich; diese könnte wieder durch eine alte Störung verursacht sein.

Die bedeutsamste Querdepression, die mit einem Anteil zum Kartierungsgebiet zählt, ist die Brucker Pforte; gerade hier sind allerdings die Aufschlußverhältnisse besonders schlecht. Die aus dieser Gegend, wenn auch nur umgelagert, stammenden reichen Lagenidenfaunen mit ihrem hohen Planktonanteil zeigen jedenfalls, daß die Anlage dieser Senke mit dem Beginn der marinen Sedimentation schon gegeben war.

Die Randstörungen des Leithagebirges sind in diesem Gebiet selten deutlich zu erkennen. Am eindrucksvollsten sind hier die Verhältnisse N Winden, wo das Leithagebirge ziemlich plötzlich abbricht und einer von jüngsten Sedimenten bedeckten Ebene Platz macht. Der unmittelbar am S-Rand des Leithagebirges gelegene Aufschluß der Zigeunerhöhle zeigt im Einfallen des Semmeringquarzits, der im N-Teil flach liegt, im S aber S-Fallen zeigt, den Einfluß dieser Störung. E Kaisersteinbruch ist eine Randstörung mit der gerade streichenden Grenze zwischen Kalken und Kalksandsteinen des Baden und Sarmat im S und pannonen Tegeln im N ebenfalls gegeben. Weiter E liegen die Verhältnisse wesentlich undurchsichtiger; das Leithagebirge springt mit dem Spitalberg nach N und mit dem Gritschenberg nach S vor, die geraden morphologischen und geologischen Grenzen, die im W vorliegen, verwischen sich.

Parallel der Randstörung des Leithagebirges, soweit sie sich verfolgen läßt, geht der S-Abbruch des Joiser Kristallinhorstes. Diese Linie tritt morphologisch (80 m hoher Steilabfall des Hackelsberges) und geologisch (Glimmerschiefer bzw. Leithakalk des Baden grenzen an Pleistozän mit unterlagerndem Pannon) sehr deutlich hervor.

Diesen Längsstörungen, die den Rand des Leithagebirges begleiten, ein genaues Alter zuzuschreiben, ist schwierig. Immerhin kann gesagt werden, daß am S-Rand des Gebirges nirgends Schichten aufgefunden wurden, die älter als Sandschalerzone sind. Das vermutete buchtenförmige Eingreifen des Meeres der Oberen Lagenidenzone läßt annehmen, daß die Leithagebirgsrandstörungen damals noch nicht existierten. In der Buliminen-Bolivinen-Zone ist bereits die Faziesdifferenzierung in den Leithakalk des heutigen Gebirges und in den Tegel des heutigen Beckens erkennbar; nach den anderswo gemachten Erfahrungen (s. TOLLMANN 1953, 37 etc.) ist dies für die Sandschalerzone ebenfalls anzunehmen. Damit ist zu vermuten, daß die Wirksamkeit der Randstörungen in der Sandschalerzone einsetzte, während den Querstörungen etwas höheres Alter (spätestens Obere Lagenidenzone) zugeschrieben wird. Das bezieht sich allerdings nur auf ihre Anlage; spätere Wiederbelebung ist an manchen Stellen (Martal) sicher, überall möglich. Die Zuordnung tektonischer Ereignisse zu bestimmten Zeiteinheiten ist nur in Einzelfällen möglich; jedenfalls reicht das tektonische Geschehen mindestens vom Unterbadener bis ins Quartär. Das von KÜPPER 1961, 12 entworfene Bild einer langdauernden, nicht an bestimmte Phasen gebundenen Beweglichkeit innerhalb der Tertiärbecken läßt sich gut anwenden.



## VII. ENTWICKLUNGSGESCHICHTE UND PALÄOGEOGRAPHIE

Über die Ablagerungsbedingungen der Ruster Schotter wurden von TOLLMANN 1953, 30, und W. FUCHS 1960, 23 Vorstellungen entwickelt, die wohl auch auf den den Ruster Schottern parallelisierten Schotterkomplex der Jägerbreiten zutreffen.

Sedimente der Oberen Lagenidenzone nehmen bedeutende Teile des westlichen Leithagebirges ein, treten nach E jedoch gänzlich zurück. W. FUCHS 1960, 24, vermutete, daß das Ruster Bergland zu dieser Zeit die E-Küste des Meeres im Eisenstädter Becken bildete und auch in seiner nördlichen, heute morphologisch nicht sichtbaren Fortsetzung nicht überflutet wurde. SCHMID 1962, 90 nahm das mittlere und östliche Leithagebirge als S-Küste des Unterbaden-Meeres im Wiener Becken an. Diese Vorstellung konnte bestätigt werden, doch griffen an vermutlich durch ältere Störungen bedingten Tiefenzonen Buchten in den Raum des Leithagebirges, teilweise auch bis in den Bereich der Ungarischen Tiefebene (Brucker Pforte, Depression Winden—Kaisersteinbruch). Die Bedeutung, die N-S-streichende Elemente im Unterbaden für die Morphologie und damit für die Sedimentverteilung im Leithagebirge hatten, beweist auch das Beispiel der Senke Eisenstadt—Stotzing, deren Alter und Bedeutung TOLLMANN 1953, 29 durch Verfolgung der Ruster Schotter bewies. Auch die Tatsache, daß die im Leithagebirge vorhandenen Sedimente der Oberen Lagenidenzone größtenteils terrigen sind, läßt auf ein Fortbestehen der S-N-Abdachung schließen, die TOLLMANN 1953, 108 für das „Helvet“ angibt. Nur im Raum von St. Georgen und weiter W ist Unterbaden in Leithakalkfazies ausgebildet (siehe Karten zu TOLLMANN 1953, SCHMID 1962, SOHS 1963); hier war die Differenzierung zwischen Leithagebirge und Eisenstädter Becken offenbar soweit vorgeschritten, daß sich der Detritus, den die noch landfeste Kleine Ungarische Tiefebene lieferte, im Becken sammelte und das Leithagebirge für die Besiedlung durch Algenbänke freiließ.

Entsprechende Verhältnisse setzen weiter E im Mittelbaden ein; als Folge der Transgression, die nun auch größere Teile des Pannonischen Beckens erfaßte, zweifellos aber auch als Folge kleinerräumiger Tektonik, da die Randbrüche des Leithagebirges erst jetzt ausgebildet worden sein können. Dadurch wurde das während der Zeit des Mittelbaden vermutlich in seiner ganzen Ausdehnung überflutete Leithagebirge (TOLLMANN 1953, 109, etc.) frei für die Entwicklung mächtiger und meist ziemlich reiner Algenkalke; freilich wurde das primäre Wachstumsgefüge fast überall durch synchrone Umlagerung zerstört. Stellenweise finden sich im Leithakalk Lagen und Linsen von Mergeln, deren Herkunft unklar ist; der im Rahmen dieser Arbeit unternommene Versuch, sie auf vulkanische Tätigkeit (als umgewandelte Tuffe) zurückzuführen, brachte kein eindeutiges Ergebnis.

Die paläogeographischen Veränderungen zwischen Sandschaler- und Buliminen-Bolivinen-Zone sind kaum bekannt; die Ursache liegt darin, daß diese beiden randlich am weitesten vorgreifenden, durch keine markante Regression getrennten Zonen nur bei Vorliegen günstiger Fazies-

verhältnisse unterschieden werden können. SCHMID 1962, 91, im Eisenstädter, und SOHS 1963, 158, im Wiener Becken vermuten einen geringfügigen Rückzug des Meeres in der Buliminen- gegenüber der Sandschalerzone; im Beckenbereich der Kleinen Ungarischen Tiefebene scheint es demgegenüber zu einer Transgression gekommen zu sein, da in der Bohrung Frauenkirchen der Rag Buliminenzone als älteste fossilbelegte Einheit über Kristallin und Basisschutt angetroffen wurde (mündl. Mitt. von Prof. PAPP).

Sedimente der Rotalienzone wurden in der Umgebung des Kartierungsgebietes nur von WESSELY 1958, 63, im Gebiet von Petronell obertags anstehend gefunden. Für das Kartierungsgebiet selbst war nur die negative Feststellung möglich, daß NW Parndorf, im südwestlichen Randbereich der Brucker Pforte, Sarmat über Tegeln der Buliminen-Bolivinen-Zone liegt, Rotalienzone also fehlt. Ob während des Oberbadens eine Verbindung zwischen Wiener Becken und Kleiner Ungarischer Tiefebene durch den zentralen Teil der Brucker Pforte bestand, läßt sich nicht feststellen, da in den Protokollen der SMV, die in diesem Raum zahlreiche Bohrungen abteufte, nur zwischen „Untertorton“ (= Lageniden- und Sandschalerzone) und „Obertorton“ (= Buliminen- und Rotalienzone) differenziert wird und das Probenmaterial nicht mehr zugänglich ist (mündl. Mitt. von Dr. GRILL).

Die Transgression der *Elphidium reginum*-Zone erreicht im östlichen Leithagebirge nicht die Ausmaße, die aus den Nachbargebieten beschrieben werden. Während sich die höchstgelegenen Ablagerungen dieser Zone auf der Karte von TOLLMANN in 240, auf der Karte von SCHMID in 250 und auf der von SOHS sogar in 280 m Höhe befinden, liegen die höchsten im östlichen Leithagebirge aufgefundenen Vorkommen in 180 m Höhe. Die Regression der *Elphidium hauerinum*-Zone ist, wie in den benachbarten Gebieten, auch hier ausgeprägt; im Bereich der Randfazies konnten keine dieser Zone zuordenbaren Sedimente festgestellt werden. Innerhalb des höheren Sarmats ist eine kräftige Transgression ausgebildet, die über die des basalen Sarmats weit hinausgreift und bis in eine Höhe von 250 m Kalksandsteine und Mergellagen hinterlassen hat; sie dürfte in die *Nonion granosum*-Zone fallen. Während des Hochstandes war das östliche Leithagebirge eine überflutete Schwelle, von der vermutlich nur kleine Inseln den Wasserspiegel überragten. Ganz ähnliche Verhältnisse beschreibt WESSELY 1958, 254 aus den Hainburger Bergen; im mittleren Teil des Leithagebirges wird jedoch nach SCHMID 1962, 92 und SOHS 1963, 160 der Tiefstand der *Hauerinum*-Zone in der *Granosum*-Zone kaum überschritten; TOLLMANN 1953, 111 gibt für den Bereich des westlichen Leithagebirges sogar einen weiteren Rückzug der Wasserbedeckung an. Daraus läßt sich ableiten, daß die wesentlich stärkeren Auftriebstendenzen des westlichen gegenüber dem östlichen Leithagebirge (höchste Vorkommen von Leithakalk in 460 m nach SOHS 1963 gegenüber 300 m im östlichen Leithagebirge; Unterschied in der morphologischen Höhe entsprechend) damals bereits wirksam waren.

Tiefstes Unterpannon ist im Kartierungsgebiet ebenso wie in den Nach-

bargebieten obertags nicht aufgeschlossen. Im höheren Unterpannon (Zone B—C) macht sich eine kräftige Transgression bemerkbar, die über das östliche Leithagebirge hinweggreift; die höchsten Erosionsreste liegen heute in 250 m Höhe. Spätestens im Unterpannon setzte die Heraushebung des Joiser Kristallinhorstes ein; da W des das Ortsgebiet von Winden in NNW-SSE-Richtung durchziehenden Bruches, Unterpannon auf Granosum-Zone, E davon Mittelpannon auf Hauerinum-Zone transgrediert. Der letzte Hochstand des Pannonischen Sees, der noch über das östliche Leithagebirge hinweggriff, fällt in die Zone E; hier sind noch in 220 m Höhe Sedimente erhalten. Die Entwicklung des Sedimentcharakters in der Neusiedler Ziegelei deutet die weitere Entwicklung an; kurz oberhalb der Kante Mittel-Oberpannon wird der Tegel sandig, dann, noch innerhalb der Zone F, zeigt ein plötzlicher Umschlag zu reiner Sandsedimentation eine Phase des Aufstiegs des Leithagebirges an. Die Zone G brachte einen Vorstoß der Wasserbedeckung, dessen Ausmaß in der Umgebung des Leithagebirges mangels Überlieferung nicht feststellbar ist; für das Steirische Becken gibt KOLLMANN 1965, 599 eine bedeutende Transgression an. Sedimente, die der Zone H des Wiener Beckens entsprechen, wurden nicht gefunden; auch hier ist die Wirkung des Erosion in Rechnung zu stellen.

Zusammenfassend läßt sich sagen, daß das östliche Leithagebirge während des Pannons gegenüber den bereits kräftig aufsteigenden westlicheren Teilen deutlich zurückbleibt. In Einklang mit den Ergebnissen von WESSELY 1958, 256 steht, daß die oberpannone Sedimentbedeckung im S bis nahe an den Gebirgsrand herangeht, während sie im N erst weit im Becken einsetzt. Der auffallende Sedimentationswechsel im tiefsten Teil der Zone F wird auch aus den östlich anschließenden Beckenteilen beschrieben; KÖRÖSSY 1968, 214 zieht hier die Grenze Unterpannon — Oberpannon. Als Ursache des regionalen Seichterwerdens des Beckens, gekoppelt mit gröberer und unruhigerer Sedimentation, bezeichnet er weitverbreitete Hebungen infolge der rhodanischen Phase (1968, 203). Unter Zugrundelegung der heutigen Höhendifferenz der mittelpannonen Sedimente im Leithagebirge und im Becken, der etwa 80 m beträgt (wobei es sich allerdings im Becken um die Oberkante des Mittelpannons, im Leithagebirge um zufällige Erosionsreste handelt) und der von WINKLER-HERMADEN 1933, 87 für die Oststeiermark errechneten flächenhaften Abtragswerten seit dem Mittelpliozän (etwa 200 m) läßt sich vermuten, daß am Ende des Pannons das östliche Leithagebirge als morphologische Form völlig verschwunden war und erst im jüngeren Pliozän und Quartär teils durch tektonischen Aufstieg, vor allem aber durch die im Vergleich mit den Tegeln des Beckens größere Widerstandsfähigkeit seiner Gesteine gegenüber der Erosion wieder herauspräpariert wurde.

Oberpliozän und Quartär sind vor allem durch Abtragung und die Bildung von Verebnungen charakterisiert. RIEDL 1964, 179 führt das Gipfelplateau des Hackelsberges als Beispiel für das Verebnungsniveau 200 m an, das er als Prägünz 1. Phase mit der Parndorfer Platte parallelisiert. Das NW-Einfallen dieser Fläche, das mit einer damaligen Entwässerung in Richtung auf die Parndorfer Platte schwer in Einklang zu bringen ist,

läßt sich als quartäre Verstellung im Sinne einer Herauskipfung des Joiser Kristallinhorstes gegenüber der Seebene deuten — ein Zeichen für das Fortdauern der Tektonik. Das jüngste Ereignis, das die Landschaft des Kartierungsgebietes prägte, ist die Bildung des Neusiedlersees. RIEDL 1965, 25—26 stellt die Anlage des Seebeckens in die Zeit nach dem Würmmaximum, fordert jedoch noch mindestens eine nachfolgende Kaltzeit. Auf Grund von Ostracodenfaunen aus den Joiser Seewiesen wurde ein Seehochstand bei gegenüber der Gegenwart erheblich verschlechtertem Klima bestätigt (HERRMANN 1971, 223).

### VIII. BIOFAZIES

Da Funde von Makrofossilien sehr spärlich waren, konnten nur die Ergebnisse der Schlämmproben ausgewertet werden.

In der Oberen Lagenidenzone, der ältesten fossilführenden Einheit des Gebietes, lassen sich bereits zwei in der Fossilführung deutlich verschiedene Vorkommen unterscheiden. Die Proben aus dem Bereich der Brucker Pforte enthalten einen hohen Anteil an planktonischen Foraminiferen, dagegen treten Seichtwasserformen stark zurück. Ostracoda sind entweder gar nicht oder nur sehr spärlich vorhanden; von dieser Gruppe treten die stenohalinen, an tieferes Wasser gebundenen Gattungen *Henryhowella* und *Krithe* (VAN MORKHOVEN 1963, 211 bzw. 340) und die ökologisch indifferente *Cytherella* (VAN MORKHOVEN 1963, 19) auf. Echinodermereste und Fischzähne sind selten. Aus dieser Fauna läßt sich auf beträchtliche Wassertiefe und auf das Fehlen kontinentaler Einflüsse etwa in Form von Süßwasser schließen; daß sie aus feinen, aber raschen Sanden geschlämmt wurde, kann nur als Folge der sarmatischen Umlagerung erklärt werden, bei der offenbar das feinere Material ausgewaschen wurde.

Die Sedimente der Oberen Lagenidenzone, die an der Straße Winden — Kaisersteinbruch aufgeschlossen sind, enthalten hingegen eine Fauna, in der die Seichtwasserelemente dominieren: *Asterigerina planorbis* d'ORB., *Ammonia beccarii* (L.) und verschiedene Arten der Gattungen *Cibicides* und besonders *Elphidium* prägen das Faunenbild. Plankton tritt nach Häufigkeit und Formenreichtum stark zurück. Unter den Ostracoda sind besonders die dickschaligen ausgesprochenen Seichtwasserformen wie *Cytheridea*, *Callistocythere* und *Pterygocythereis* vertreten. Reste von Echinodermen und dickschaligen Mollusken vervollständigen das Bild einer küstennahen Fauna, die in einem Milieu bewegten Wassers bei rascher, relativ grobkörniger Sedimentation lebte. Gemeinsam ist beiden Vorkommen die Häufigkeit der Nonioninae; besonders *Florilus scaphus* (FICHTEL & MOLL) ist in fast allen Proben zahlreich durch großwüchsige Exemplare vertreten; in den jüngeren Zonen des Baden tritt diese Art nur mehr sporadisch und nicht mehr optimal entwickelt auf. Ebenso sind natürlich verschiedene Lagenidae, besonders *Robulus intermedius* (d'ORB.) in beiden Vorkommen vertreten.

Das Mittelbaden ist in der Umgebung des östlichen Leithagebirges in Form von Leithakalken mit eingeschalteten Sanden und Mergeln aufge-

geschlossen. Dabei ist eine Trennung von Sandschaler- und Bolivinen-Bolivinen-Zone nur bei Vorliegen von Mergeln möglich. Die Mergelproben der Sandschalerzone führen reichlich großwüchsige Textulariidae. Die küstennahe Bildung wird durch den Arten- und Individuenreichtum der Gattungen *Cibicides* und *Elphidium* belegt, unter denen *Elphidium crispum* (L.), *E. fichtelianum* (d'ORB.), *Cibicides lobatulus* (WALKER & JACOB) und *C. pseudoungerianus* (CUSHMAN) besonders häufig sind. Polymorphinidae sind durch die Gattungen *Polymorphina*, *Glandulina* und *Oolina* vertreten. Planktonische Foraminiferen kommen in geringer Zahl fast stets vor; *Globigerina bulloides* d'ORB. und *Globigerinoides trilobus* (REUSS) sind die einzigen Arten, die im Mittelbaden beobachtet werden konnten. Miliolida sind sehr selten. Ostracoda sind stets häufig; dickschalige, stark skulpturierte Formen wie *Cnestocythere truncata* (REUSS), *Costa edwardsi edwardsi* (ROEMER), *Hermanites haidingeri* (REUSS), *Callistocythere canaliculata* (REUSS) und *Loxoconcha hastata* (REUSS) herrschen vor. Auch *Aurila haueri* (REUSS) zählt zu den häufigsten Arten. Insgesamt ist der Anteil an Bewohnern des Phytals, kenntlich an der abgeflachten Liegefläche, sowohl bei den Foraminifera (bes. *Cibicides lobatulus*, s. TURNOVSKY 1963, 222), als auch bei den Ostracoda (s. GRÜNDEL 1969, 229) unübersehbar. Seeigelstachel, Schwammnadeln, Bryozoen- und Bivalvenreste sind häufig bis sehr häufig.

In der Bolivinen-Bolivinen-Zone sind die Textulariidae verschwunden, ebenso die Polymorphinidae. Bolivina tritt mengenmäßig stark hervor. Weiters sind Veränderungen zu beobachten, die auf wohl nur lokale fazielle Änderungen zurückgehen: *Elphidium* und besonders *Cibicides* tritt zurück, Miliolida sind häufiger; nach LOEBLICH & TAPPAN 1964, 119 läßt das auf geringere Wasserbewegung und / oder Sedimentationsgeschwindigkeit schließen. Ostracoda sind sehr schwach vertreten. Seeigelstachel, Schwammnadeln, Bryozoenreste, sowie Kleingastropoden und Bivalvensplittler treten auf.

Die Sande des Mittelbaden weisen eine *Elphidium-Cibicides*fauna auf, in der Nonioninae fast immer, Textulariidae selten, gelegentlich auch Globigerinidae sowie Formen der Gattungen *Ammodiscus*, *Bolivina*, *Uvigerina*, *Virgulina*, *Discorbis* und *Globulina* vorkommen, doch treten alle diese Elemente in der Individuenzahl sehr stark zurück. Ostracoda sind spärlich oder gar nicht vorhanden; nur *Callistocythere canaliculata* und *Aurila haueri* treten in den meisten Proben auf. Makrofossilsplittler sind verschieden häufig, Schwammnadeln und Seeigelstachel fast immer vorhanden.

Im Leithakalk lassen sich zwei Bereiche deutlich unterscheiden: In der Wachstumszone der Algen („gewachsener“ Leithakalk), wo mm-große Thalli und abgebrochene Algenästchen die Hauptmasse des Gesteins bilden, sind Amphisteginen, Seeigelstachel und Bruchstücke dickschaliger Bivalven häufig; im „detritären“ Leithakalk, dessen Substanz vor allem aus Intraklasten besteht, sind Miliolida stets, Bolivinen und Kleingastropoden lokal häufig. Amphisteginen kommen nur dort vor, wo ihre Größe der der Intraklasten entspricht, sind also sicher eingeschwemmt. KORECZ-LAKY 1968, 141 gibt für das östliche Mecsek-Gebirge eine Heterosteginen-

Amphisteginen-Fauna im Untertorton, hingegen eine Peneroplidae-Alveolinidae-Fauna im obertorton Leithakalk an. Vermutlich handelt es sich um rein lokale Faziesänderungen; die Abbildungen sind auf Fossilien beschränkt, so daß der Gesteinscharakter nicht erkennbar ist. Nach ungarischer Nomenklatur (Untertorton = Lagenidenzone) hätten jedenfalls auch die amphisteginenreichen „gewachsenen“ Leithakalke des östlichen Leithagebirges als „Obertorton“ zu gelten.

Die Reginum-Zone des Sarmats ist durch Sande und Kalksandsteine vertreten, die eine *Elphidium-Cibicides*-Fauna ähnlich analogen Sedimenten des Baden, jedoch mit den typischen Elphidienarten des Sarmats, führen. *Ammonia beccarii* (L.), Bolivinen und seltene Cytherideinae vervollständigen die einförmige Fauna. In den jüngeren Zonen sind wieder Beckensedimente, die eine feine Gliederung zulassen, von Randsedimenten, in denen dies nicht möglich ist, zu trennen. In den Tegeln der Hauerinum-Zone wurde außer dem Zonenfossil und einigen weiteren Elphidienarten nur *Nonion granosum* (d'ORB.) gefunden; Ostracoda fehlen gänzlich (s. auch PLACHY 1965, 64). Eine wesentlich reichere Fauna lieferte die Granosum-Zone; außer dem namensgebenden *Nonion granosum* und verschiedenen Elphidienarten wurden Vertreter der Gattungen *Quinqueloculina*, *Bolivina*, *Ammonia* und *Discorbis* beobachtet. Daneben existiert eine reiche Ostracodenfauna. Sowohl bei den Foraminifera als auch bei den Ostracoda handelt es sich um Seichtwasserformen. Die Sand- und Mergelzwischenlagen der höhersarmatischen Kalke konnten keiner Zone sicher zugewiesen werden. Auch hier bilden die Elphidien, besonders *E. antoninum* (d'ORB.) und *E. flexuosum grilli* PAPP, die Hauptmasse der Foraminifera. *Nonion granosum* ist wechselnd häufig, *Cibicides* und *Ammonia* sind durchgehend selten. Miliolida sind meist auf die Mergel beschränkt, und auch dort nicht häufig. Ostracoda sind stets in geringer Zahl vorhanden; *Aurila notata* (REUSS) und *Callistocythere canaliculata* (REUSS) sind die dominanten Elemente.

Unterpannonen Alter haben die Kalksandsteine der Windener Heide; sie lieferten eine ärmliche, schlecht erhaltene Ostracodenfauna mit *Hemicytheria omphalodes loerentheyi* (MEHES) und *Erpetocypris recta* (REUSS) als häufigsten Formen.

In den Grenzbereich Unter-Mittelpannon wurden Faunen gestellt, die fast nur aus *Erpetocypris*splittern bestehen.

Das Mittelpannon ist die Zeit der optimalen Entfaltung der Ostracoda. Neben *Cyprideis* und *Hemicytheria* sind vor allem *Candona* und die in der Paratethys endemischen Gattungen *Lineocypris*, *Pontoniella* und *Caspiocypris* reich entwickelt.

Im Oberpannon ist die Fossilführung äußerst gering; aus der Zone F wurden keine Ostracoda, aus der Zone G nur wenige Exemplare von *Cyprideis seminulum* (REUSS) gefunden.

## IX. LITERATURVERZEICHNIS

BECK-MANNAGETTA, P. et al.: Erläuterungen zur Geologischen und zur Lagerstättenkarte 1:1,000.000 von Österreich. — 94 S., Wien (Geol. B. A.) 1966.

- CHAHIDA, M. R.: Das Tertiär im Westteil der Ödenburger Pforte. (Burgenland). — Diss. Univ. Wien, 122 S., Wien 1970.
- CZJZEK, J.: Geologische Verhältnisse der Umgebungen von Hainburg, des Leithagebirges und der Ruster Berge. — Jb. Geol. R. A. **3**, 4, 35—55, Wien 1852.
- DEER, W. A., HOWIE, R. A. & ZUSSMAN, J.: Rock-Forming Minerals. Vol. 3: Sheet Silicates. — 2. Aufl., 270 S., London (Longmans) 1963.
- FINK, J.: Leitlinien einer österreichischen Quartärstratigraphie. — Mitt. Geol. Ges. Wien **53**, 1960, 249—266, Wien 1961.
- FOLK, R. L.: Practical Petrographic Classification of Limestone. — Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol. **43**, 1, 1—38, Tulsa 1959.
- FRASL, G.: Zur Petrographie der Sedimente des Seewinkels. — Mitt. Österr. Bodenkdl. Ges. **6**, 62—67, Wien 1961.
- FRITSCH, W. et al.: Zur quantitativen Klassifikation der kristallinen Schiefer. 2. Mitteilung. — N. Jb. Miner. Mh. **12**, 364—376, Stuttgart 1967.
- FUCHS, Th.: Über die Tertiärbildungen bei Goys und Breitenbrunn am Neusiedler-See. — Jb. Geol. R. A. **18**, 269—273, Wien 1868.
- FUCHS, Th.: Über Anzeichen einer Erosionsepoche zwischen Leythakalk und sarmatischen Schichten. — Sb. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., Abt. I, **111**, 6, 351—355, Wien 1902.
- FUCHS, W.: Geologischer Bau und Geschichte des Ruster Berglandes. — Diss. Univ. Wien, 104 S., Wien 1960.
- GRÜNDEL, J.: Über Beziehungen zwischen Lebensraum und Gehäusebau bei rezenten Ostracoden. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh. **4**, 220—231, Stuttgart 1969.
- HERRMANN, P.: Pleistozäne Ostracodenfaunen aus dem nördlichen Neusiedlerseebecken. — Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl. **107**, 1970, 221—223, Wien 1971.
- KAPOUNEK, J.: Geologische Verhältnisse der Umgebung von Eisenstadt (Burgenland). — Jb. Geol. B. A. **88**, 1/2, 49—102, Wien 1938.
- KOLLMANN, K.: Cytherideinae und Schulerideinae n. subfam. (Ostracoda) aus dem Neogen des östlichen Österreich. — Mitt. Geol. Ges. Wien, **51**, 1958, 89—195, Wien 1960.
- KOLLMANN, K.: Die ersten Ostracoden aus dem Pleistozän von Wien. — Verh. Geol. B. A. **1**, 38—45, Wien 1962.
- KOLLMANN, K.: Jungtertiär im Steirischen Becken. — Mitt. Geol. Ges. Wien **57**, 1964, 2, 479—632, Wien 1965.
- KORECZ-LAKY, I.: Miozäne Foraminiferen des östlichen Mecsek-Gebirges. — Ann. Inst. Geol. Publ. Hung. **52**, 1, 125—201, Budapest 1968.
- KÖRÖSSY, L.: Entwicklungsgeschichte und paläogeographische Grundzüge des ungarischen Unterpannons. — Acta. Geol. Acad. Scient. Hung. **12**, 1—4, 199—217, Budapest 1968.
- KRISTAN-TOLLMANN, E. & TOLLMANN, A.: Crinoiden aus dem zentralalpinen Anis (Leithagebirge, Thörl Zug und Radstädter Tauern). — Wiss. Arbeiten Burgenland **36**, 55 S., Eisenstadt 1967.
- KÜPPER, H., PRODINGER, W. & WEINHANDL, R.: Geologie und Hydro-

- geologie einiger Quellen am Ostabfall des Leithagebirges. — Verh. Geol. B. A. 2, 133—141, Wien 1955.
- KÜPPER, H.: Erläuterungen zu einer tektonischen Übersichtsskizze des weiteren Wiener Raumes. — Mitt. Geol. Ges. Wien 53, 1960, 1—33, Wien 1961.
- LOEBLICH, A. & TAPPAN, H.: Protista 2. — In R. C. MOORE: Treatise on Invertebrate Paleontology, Part C, 900 S., New York 1964.
- LÜTTIG, G.: Die Ostracoden des Spätglazials von Tatzmannsdorf (Burgenland). — Paläont. Z. 33, 3, 185—197, Stuttgart 1959.
- MORKHOVEN, F. P. C. M. van: Post-Paleozoic Ostracoda. Vol. II: Generic Descriptions. — 478 S., Amsterdam (Elsevier) 1963.
- PAPP, A.: Fauna und Gliederung der Congerienschichten des Pannons im Wiener Becken. — Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl. 11, 123—134, Wien 1948.
- PLACHY, H.: Die Ostracodenfauna aus dem Sarmat des Wiener Beckens. — Diss. Univ. Wien, 76 S., Wien 1965.
- PREY, S.: Geologische Aufnahmen 1953 im Leithagebirge, Blatt Mannersdorf (78) (bzw. Eisenstadt 4857/2). — Verh. Geol. B. A. 1, 67, Wien 1954.
- RICHARZ, P. St.: Die Geologie der Kleinen Karpathen, des Leithagebirges und des Wechsels. — Mitt. Geol. Ges. Wien 1, 26—33, Wien 1908.
- RIEDL, H.: Beiträge zur Morphogenese der Randgebirge des Neusiedlersees und des Gebietes der Wr. Neustädter Pforte. — Mitt. Natw. Ver. Stmk., 93., Sdb., 73—88, Graz 1963.
- RIEDL, H.: Erläuterungen zur morphologischen Karte der eiszeitlichen Flächensysteme im Flußgebiet der Wulka und an der Südostabdachung des Leithagebirges. — Wiss. Arbeiten Burgenland 31, 175—195, Eisenstadt 1964.
- RIEDL, H.: Beiträge zur Morphogenese des Seewinkels. — Wiss. Arbeiten Burgenland 34, 5—28, Eisenstadt 1965.
- ROTH-TELEGD, L.: Geologische Spezialkarte der Länder der Ungarischen Krone 1 : 75.000, Umgebungen von Kismarton. — Budapest (Geol. Anst.) 1903.
- ROTH-Telegd, L.: Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Länder der Ungarischen Krone 1 : 75.000, Umgebungen von Kismarton. — 33 S., Budapest (Geol. Anst.) 1905.
- SCHÄFER, K.: Vergleichs-Schaubilder zur Bestimmung des Allochemgehaltes bioklastischer Karbonatgesteine. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh. 3, 173—183, Stuttgart 1969.
- SCHAFFER, F. X.: Geologischer Führer für Exkursionen im Inneralpinen Wienerbecken, II. Teil. — Sammlung geologischer Führer XIII, 157 S., Berlin (Borntraeger) 1908.
- SCHMID, H.: Das Jungtertiär an der Südostseite des Leithagebirges zwischen Eisenstadt und Breitenbrunn (Burgenland). — Diss. Univ. Wien 110 S., Wien 1962.
- SOHS, F.: Das Neogen am Westrande des Leithagebirges (zwischen Hornstein und Sommerein). — Diss. Univ. Wien 191 S., Wien 1963.



- STUR, D.: Geologische Specialkarte der im Reichsrate vertretenen Königreiche und Länder der österreichisch-ungarischen Monarchie 1 : 75.000, Blatt Wien. — Wien (Geol. R. A.) 1886.
- STÜRZENBAUM, J.: Geologische Spezialkarte der Länder der Ungarischen Krone 1 : 144.000, Umgebungen von Ungarisch Altenburg. — Budapest (Geol. Anst.) 1885.
- SZABO, P.: Angaben zur Entwicklung des Flußnetzes im Wiener Becken und auf ungarischem Gebiet während des Quartärs, auf Grund von Schwermineralanalysen. — Diss. Univ. Wien, 53 S., Wien 1959.
- TOLLMANN, A.: Das Neogen am Südwestrand des Leithagebirges zwischen Eisenstadt und Hornstein. — Diss. Univ. Wien, 225 S., Wien 1953
- TOLLMANN, A.: Ostalpensynthese — 256 S., Wien (Deuticke) 1963.
- TOLLMANN, A.: Beitrag zur Frage der Skyth-Anis-Grenze in der zentralalpiner Fazies der Ostalpen. — Verh. Geol. B. A. 1/2, 28—45, Wien 1968.
- TURNOVSKY, K.: Zonengliederung mit Foraminiferenfaunen und Ökologie im Neogen des Wiener Beckens. — Mitt. Geol. Ges. Wien **56**, 1, 211—224, Wien 1963.
- VENDL, M.: Bentonit (Walkerde) aus dem Leithakalkstein von Fertőrákos (Kroisbach) unweit Sopron. — Földt. Közl. **68**, 4—6, 89—102, Budapest 1938.
- VETTERS, H.: Die Kleinen Karpathen als geologisches Bindeglied zwischen Alpen und Karpathen. — Verh. Geol. R. A. 5, 134—143, Wien 1904.
- WESSELY, G.: Geologische Neuaufnahme des Tertiärs und Quartärs der Hainburger Berge und angrenzender Gebiete. — Diss. Univ. Wien, 291 S., Wien 1958.
- WINKLER-HERMADEN, A.: Aufschüttung, Abtragung und Landformung am Ostrande der Alpen. — Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl. **70**, 10, 84—89, Wien 1933.

Abb. 10: „Gewachsenere“ Leithakalk; bestehend aus großen Algenresten und Amphisteginen in mikritischer Matrix; NW Königsberg, Negativbild, 5,5 × vergrößert.

Abb. 11: „Detritärer“ Leithakalk, unterscheidet sich von Abb. 10 durch die sparitische Matrix und die bessere Klassierung der Komponenten; Heiligenkreuzer Wald, Negativbild, 5 × vergrößert.

Abb. 12: „Detritärer“ Leithakalk, in der sparitischen Matrix schwimmen neben stark abgerollten Algenresten Kleinforaminiferen, besonders Miliolida; N Prinz-Eugen-Höhe, Negativbild, 4,5 × vergrößert.

Abb. 13: „Detritärer“ Leithakalk, enthält in sparitischer Matrix größtenteils nicht mehr identifizierbare Intraklasten, sowie Kleinforaminiferen, besonders Bolivinen und Miliolida; Heiligenkreuzer Wald, Negativbild, 3 × vergrößert.



PROFIL DURCH DEN AUFSCHLUSS  
"ZIGEUNER-HÖHLE"

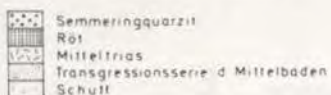


Abb. 1



DETAILPROFIL IM RÖT  
DER "ZIGEUNER-HÖHLE"

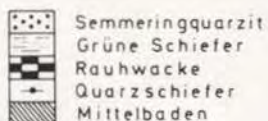
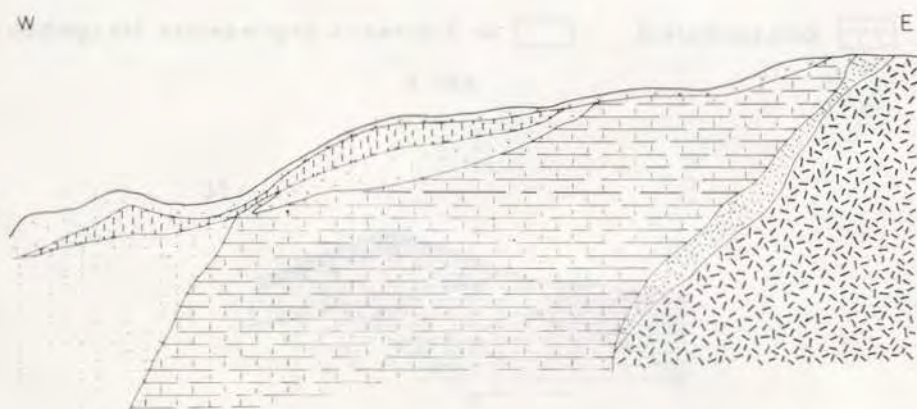


Abb. 2



"BLAUER STEINBRUCH" BEI KAISERSTEINBRUCH  
NORDWAND

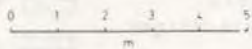


Abb. 3

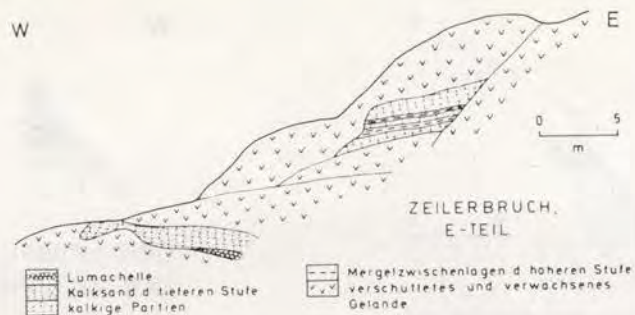


Abb. 4

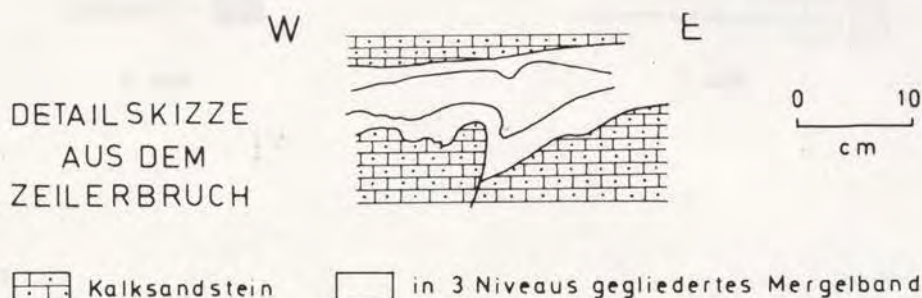


Abb. 5

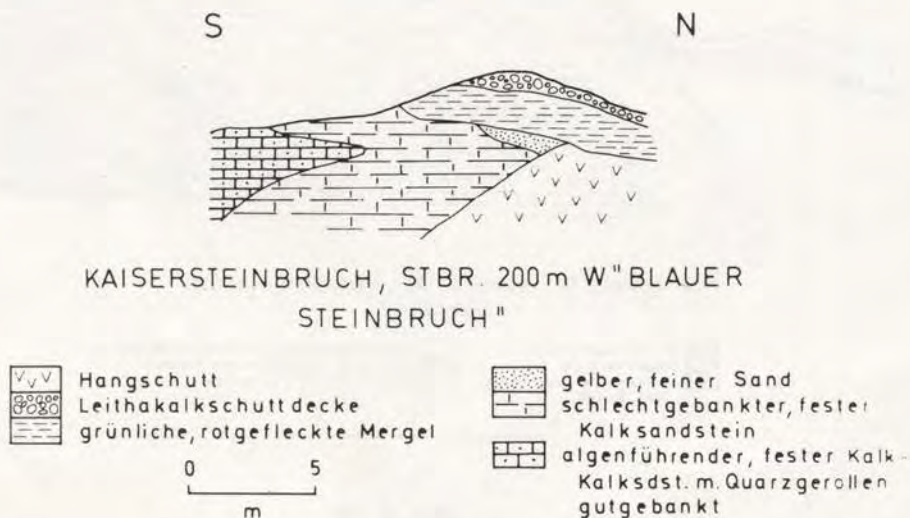


Abb. 6

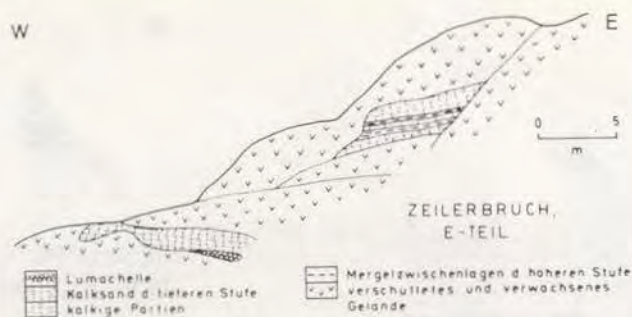


Abb. 4

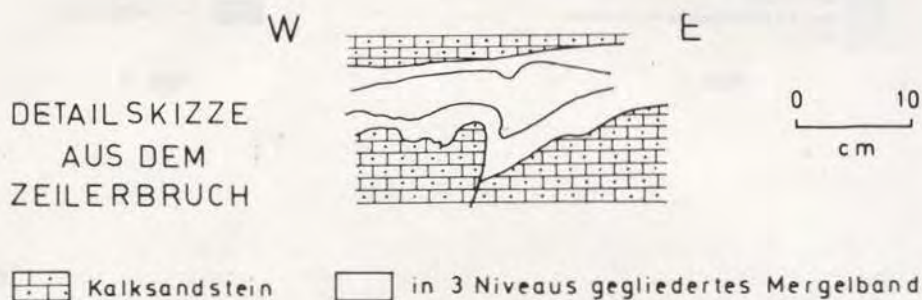


Abb. 5

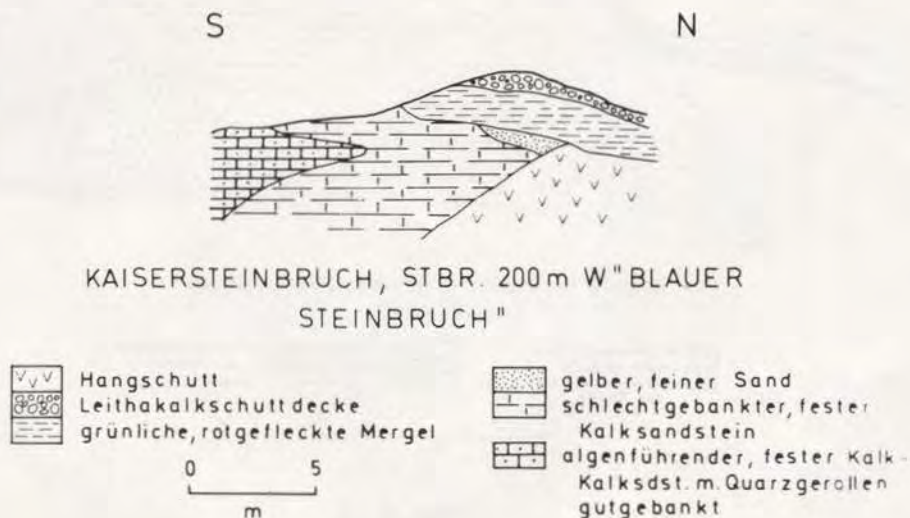
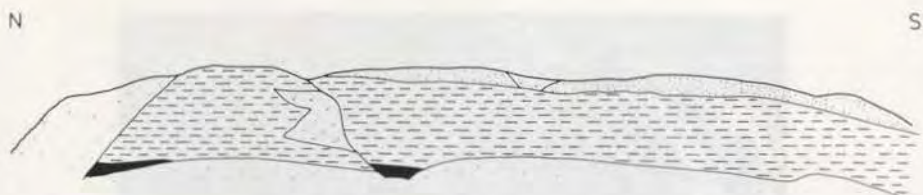






Abb. 6

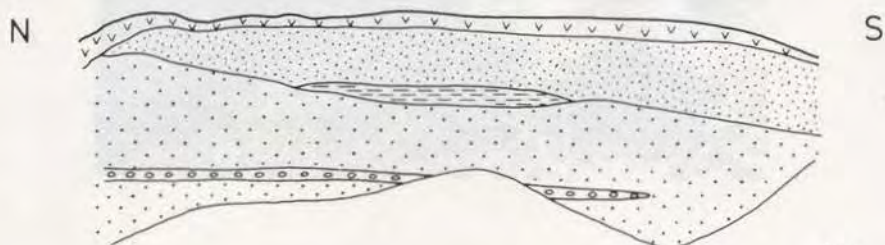


ZIEGELEI NEUSIEDL, E-WAND

- |   |  |
|---|--|
|  blauer, fester Tegel (Zone E)               |  lockere, rasche Sande (Zone F)                 |
|  blauer, fester bis brauner, sandiger Tegel |  verschuttetes od. vegetationsbedecktes Gelände |

0 5  
m

Abb. 7



AUFSCHLUSS SEEBLICK, NEUSIEDL

1 m









- |  |   |
|--|---|
|  Verwitterungszone            |  kreuzgeschichteter Sand |
|  ungeschichteter, gelber Sand |  Lage m. Tegelgerollen |
|  blauer, rostfleckiger Tegel |   |

Abb. 8



AUFSCHLUSS AN DER STRASSE NEUSIEDL-PARNDORF

- |   |
|---|
|  gelbbraune, geschichtete Tegel (Zone G)         |
|  braune bis blaue, ungeschichtete Tegel (Zone F) |
|  Verwitterungszone                               |

0 1 2  
m

Abb. 9



Abb. 10



Abb. 11



Abb. 12

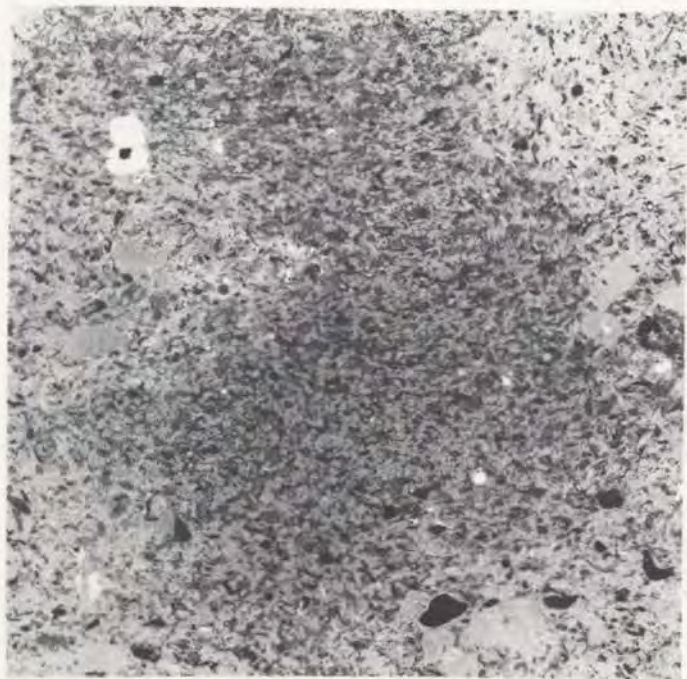
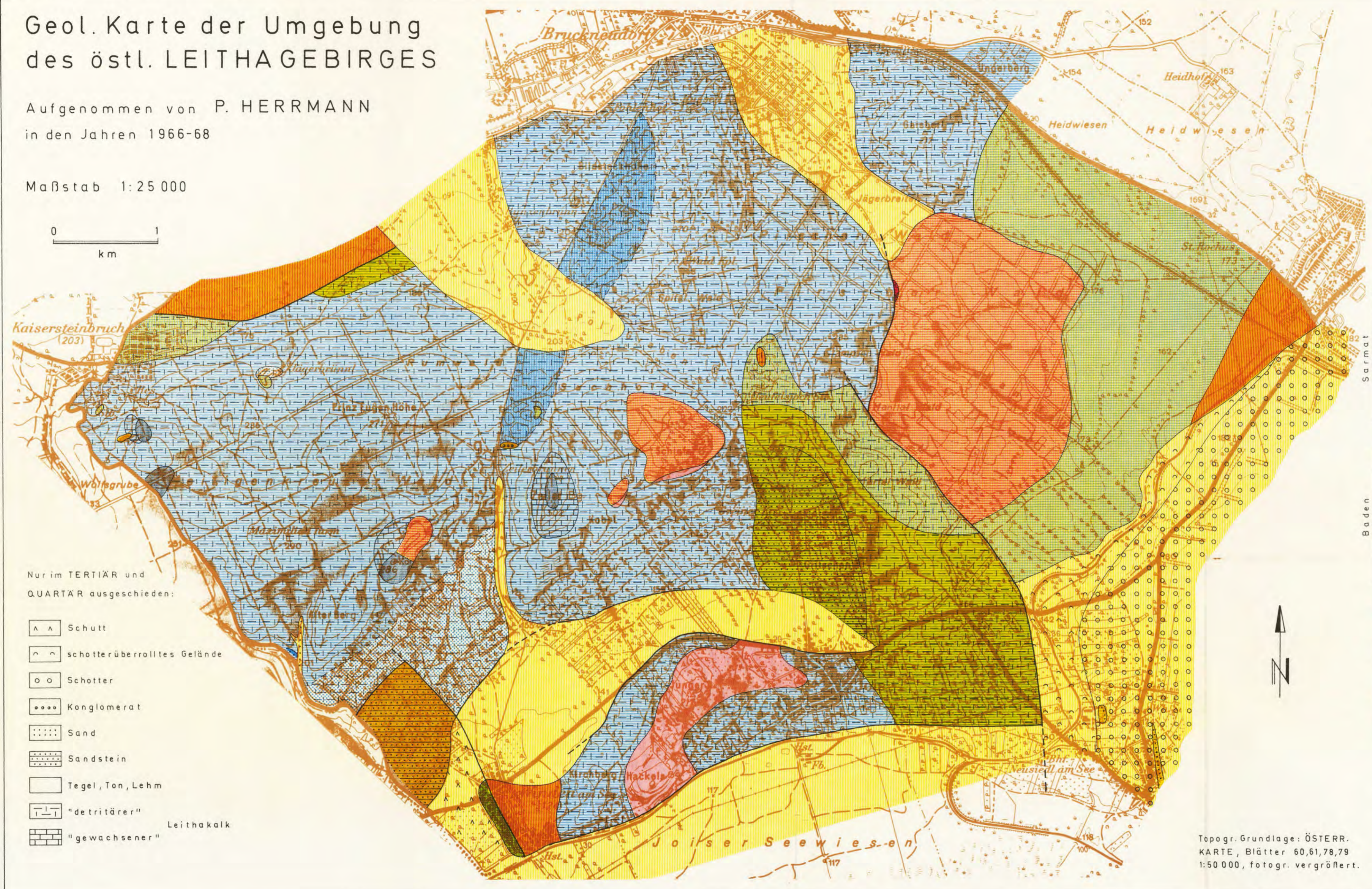
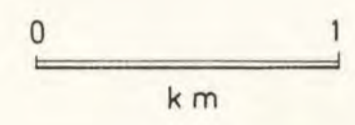


Abb. 13

# Geol. Karte der Umgebung des östl. LEITHAGEBIRGES

Aufgenommen von P. HERRMANN  
in den Jahren 1966-68

Maßstab 1:25 000



- LEGENDE:
- Quartär
  - Oberpannon
  - Mittelpannon
  - Unterpannon
  - Zone des Nonion granosum
  - Zone des Elphidium hauernium
  - Zone des Elphidium reginum
  - Sarmat i. A.
  - Buliminen-Bolivinenzone
  - Sandschalerzone
  - Mittelbaden i. A.
  - Ob. Lagenidenzone
  - ⚡ Karpat-Unterbaden
  - Mitteltriaskalk u. dolomit
  - Semmeringquarzit
  - Glimmerschiefer
  - sicher
  - vermutet

- Nur im TERTIÄR und QUARTÄR ausgeschieden:
- Schutt
  - schotterüberrolltes Gelände
  - Schotter
  - Konglomerat
  - Sand
  - Sandstein
  - Tegel, Ton, Lehm
  - "detritärer" Leithakalk
  - "gewachsener" Leithakalk

Topogr. Grundlage: ÖSTERR. KARTEN, Blätter 60,61,78,79 1:50 000, fotogr. vergrößert.