Oberösterreichisches
Landesmuseum
I 91690/41

AFTLICHE ARBEITEN
EM BURGENLAND

I 91690/41

HEFT 41

HANNS SCHMID

DAS JUNGTERTIÄR AN DER SE-SEITE DES LEITHAGEBIRGES ZWISCHEN EISENSTADT UND BREITENBRUNN (BURGENLAND)

HERAUSGEGEBEN VOM BURGENLÄNDISCHEN LANDESMUSEUM
IN EISENSTADT.

O.Ö. LANDESMUSEUM
BIBLIOTHEK

DAS JUNGTERTIÄR AN DER SE-SEITE DES LEITHAGEBIRGES ZWISCHEN EISENSTADT UND BREITENBRUNN (BURGENLAND)

HANNS SCHMID

HEFT 41

(NATURWISSENSCHAFTEN, HEFT 27)

EISENSTADT, 1968

OÖLM LINZ
+XOM3720603

HERAUSGEGEBEN VOM
BURGENLÄNDISCHEN LANDESMUSEUM, EISENSTADT
(Amt der Burgenländischen Landesregierung, Abt. XII/3)

REDAKTION UND VERTRIEB:
BURGENLÄNDISCHES LANDESMUSEUM, 7000 EISENSTADT
MUSEUMGASSE 5, BURGENLAND
ÖSTERREICH

I 91690/41

Oberöste[illegible]ches
Landesmuseum Linz/D.
Bibliothek
Inv. Nr. 864/1966

Schriftleitung Dr. A. J. Ohrenberger — Dr. H. Schmid
Für den Inhalt verantwortlich: Dr. H. Schmid

Jeder Nachdruck, auch auszugsweise,
nur mit Genehmigung des Herausgebers

Druck Eisenstädter Graphische Ges. m. b. H.
Eisenstadt, Joseph Haydngasse 10

INHALTSVERZEICHNIS

	Seite
I. VORWORT	5
II. EINLEITUNG	6
III. ERFORSCHUNGSGESCHICHTE	8
IV. MIKROSTRATIGRAPHISCHES GLIEDERUNGSPRINZIP der Ablagerungen des Tortons, Sarmats, Pannons u. Pleistozäns an der SE-Seite des Leithagebirges zwischen Eisenstadt und Breitenbrunn	10
a) **Foraminiferen** (Torton und Sarmat)	10
b) **Verteilung der benthonischen und planktonischen Foraminiferen** (Torton)	15
c) **Ostracoden** (Torton, Sarmat, Pannon, Pleistozän)	17
V. GEOLOGISCHE DETAILBESCHREIBUNG	19
1. **Lithofacies der oberen Lagenidenzone** (U. Torton)	19
a) Sand-Schotterablagerungen	20
b) Leithakalke	22
2. **Lithofacies der unteren Sandschalerzone** (M. Torton)	22
a) Ablagerungen am NE-Rand des Eisenstädter Beckens	23
b) Ablagerungen im Raume Donnerskirchen	24
3. **Lithofacies der oberen Sandschalerzone** (M. Torton)	26
a) Schotter-Konglomerat-Sandablagerungen	26
b) Mergelfacies	28
c) Leithakalkfacies	29
d) Zusammenfassung	31
4. **Lithofacies der Bolivinenzone** (höheres M. Torton)	31
a) Mergelfacies	32
b) Kalksandsteinfacies	33
c) Detritäre Kalke	33
5. **Lithofacies des Sarmats**	34
a) Allgemeines	34
b) Untersarmatische Ablagerungen (Elphidium reginum Zone)	36
c) Kalksandsteinfacies (Kalkarenite, „detritäre Leithakalke")	36
6. **Lithofacies des Pannons**	40
a) Allgemeines	40
b) Ablagerungen des Unterpannons (Zone B + ?C)	41
1. Detritäre Leithakalke und Kalksandsteine (Kalkarenite)	41
2. Mergel	42
c) Mitterpannon (Zone D + E)	42
d) Oberpannon	43

Seite

7. **Quartär** 43
a) Hochgelegene Terrassenschotter N Donnerskirchen 43
b) Mitterriedlschuttkomplex 64
c) Terrassenschotter und sandige Lehme in der Ebene 47
d) Jungpleistozäne Seeablagerungen 47
e) Schwemmlösse, Schuttfächer usw. 47

VI. TEKTONIK 49
a) **Allgemeines** 49
b) **Tektonik des Grundgebirges** 49
c) **Tektonik der jungtertiären Ablagerungen** 50
1. Tektonische Strukturen am NE-Rand des Eisenstädter Beckens 50
2. Tektonische Strukturen im Abschnitt Schützen am Gebirge — Donnerskirchen — Purbach — Breitenbrunn (W-Rand der Kleinen Ungarischen Tiefebene) 52

VII. GEOMORPHOLOGISCHE BEOBACHTUNGEN 55

VIII. JUNGTERTIÄRE UND QUARTÄRE ENTWICKLUNGSGESCHICHTE 58

IX. ZUSAMMENFASSUNG 62

X. LITERATURHINWEIS 64

Beilage

Geologische Karte 1 : 25.000 1)
Profiltafel 1 : 25.000 2)
Probekarte 1 : 25.000 3)
Geomorphologische Skizze 1 : 50.000 4)
Steinbruchskizzen 5)

Tafel

Foraminiferen des Tortons 1)
Foraminiferen des Sarmats 2)
Ostracoden des Tortons, Sarmats, Pannons und Pleistozäns 3)
Makrofauna des Tortons 4)
Makrofauna des Sarmats 5)
Zeittabelle 6)

I. VORWORT

In den Jahren 1959 - 1962 führte der Verfasser eine geologische Neuaufnahme des SE-Randes des Leithagebirges zwischen Eisenstadt und Breitenbrunn durch.

Dabei wurde das Grundgebirge nur kursorisch, das Tertiär und Quartär dagegen nach modernen mikropaläontologischen Methoden, wie sie aus dem Wiener Becken bekannt geworden sind, bearbeitet.

Die reiche Mikro- und Makrofossilführung der tortonen-pannonen Randsedimente ermöglichte eine bedeutende Erweiterung, sowohl des tektonischen als auch des paläographischen Bildes dieses Raumes.

Diese Arbeit geht auf eine Anregung meines hochverehrten Lehrers, Herrn Prof. Dr. E. Clar zurück, dem ich auch an dieser Stelle für die große Anteilnahme am Fortgang der Arbeit herzlich danke.

Ebenso bin ich den Herren des Paläontologischen Institutes der Universität Wien, Herrn Prof. Dr. O. Kühn, Prof. Dr. A. Papp, Prof. Dr. E. Thenius und Prof. Dr. R. Sieber für deren Hilfe bei der Fossilbestimmung zu Dank verpflichtet.

Die Aussprache mit den Herren Prof. Dipl. Ing. DDr. H. Wiseneder, Dir. Dr. H. Küpper, Prof. Dr. Ch. Exner, Doz. Dr. A. Tollmann, Dr. A. F. Tauber, Dr. F. Sauerzopf, Dr. W. Fuchs, Dr. F. Sohs und Dr. G. Wessely trug viel für das Gelingen der Arbeit bei.

Größten Dank schulde ich Herrn Dr. K. Kollmann, der eine Überprüfung meiner Ostracodenfauna in entgegenkommendster Weise vornahm.

Meinen Kollegen am Wiener geologischen Institut danke ich für die regen Diskussionen und für die aufschlußreichen Exkursionen in angrenzende Gebiete.

II. EINLEITUNG

Das Arbeitsgebiet umfaßt den NE-Rahmen des Eisenstädter Beckens (Eisenstadt — St. Georgen — Schützen am Gebirge) und die SE-Abhänge des Leithagebirges gegen den Neusiedlersee (Donnerskirchen — Purbach — Breitenbrunn). Die N-Abgrenzung liegt am Kamm des Leithagebirges, der gleichzeitig die Landesgrenze zwischen Burgenland und Niederösterreich darstellt. Die Begrenzung im W bzw. S war durch die vorangegangenen Arbeiten von A. TOLLMANN (Lit. 174) und W. FUCHS (Lit. 50) gegeben.

Regional gesehen zerfällt das Kartierungsgebiet in den NE-Randbereich des Eisenstädter-Ödenburger Beckens, als südlichste Bucht des Inneralpinen Wiener Beckens und in die westlichen Randteile der Kleinen Ungarischen Tiefebene (Kis Alföld). Die Grenze beider Teilbecken, die eine eigene geologische Geschichte aufweisen, ist durch den S-N verlaufenden Rücken des Ruster Höhenzuges gegeben.

Das Fundament des jungtertiären Geschehens stellt der **kristalline Kern** des Grundgebirges dar. Wenn auch auf der geologischen Karte dieser als Einheit den jungtertiären Sedimenten gegenübergestellt wird, so soll er trotzdem kurz charakterisiert werden.

Die Unterlage der tertiären Sedimente wird von metamorphen Gesteinen gebildet. Man kann im weiteren Raum im wesentlichen 2 Serien feststellen. Diese unterscheiden sich durch den Grad der Metamorphose, ihre lithologische Zusammensetzung und vermutlich auch durch ihr Alter.

Die ältere der beiden Serien wird im Kartierungsgebiet aus **Glimmerschiefer** aufgebaut. Von grünlichgrauer-silbergrauer Farbe, häufig sehr grobflatschig und gefältelt, trifft man dieses Gestein aber nur selten im frischen Zustand an. Die leichte Verwitterbarkeit bewirkt ein Begraben unter eigenem Schutt. Der überwiegend vorherrschende Glimmer ist Muskowit, nur vereinzelt treten auch Biotitlagen auf. Häufiger dagegen dürften Quarzeinschaltungen sein. Im Teufelsgraben N Donnerskirchen (siehe geologische Karte) stehen teilweise Granatführende Glimmerschiefer an. Dieser Umstand ist für die in den jungtertiären Sedimenten auftretenden Schwermineralien von besonderem Interesse. Der Glimmerschiefer mit seinen verschiedenen Variationen zeigt Spuren tektonischer Beanspruchung, die sich in einer rückschreitenden Umwandlung ihres Mineralbestandes (Diaphthorese) zu erkennen gibt. (A. TAUBER, Lit. 173, Kp.: Landschaft Neusiedler See, H. 23).

Eine zweite Serie, die im Arbeitsgebiet selbst nicht aufgeschlossen ist, konnte in der Gegend von Hornstein und bei Winden (Zeilerberg) besucht werden. Diese baut sich aus **Quarziten** und **dunklen Dolomiten** auf. Wenn auch aus dem angrenzenden Gebiete keinerlei Fossilfunde vorliegen, so ist die Ähnlichkeit dieser Gesteine mit denen des zentralalpinen Mesozoikums im Gebiet des Semmerings auffallend. Das Alter dieser zweiten Serie dürfte demnach permotriadisch sein.

Der kristalline Kern, der sich aus den oben angeführten 2 Serien aufbaut, wird von **jüngeren Ablagerungen** umhüllt. Die **wesentliche Aufgabe** der geologischen Kartierung (Kartengrundlage: Alte österreich. Spezialkarte, Maßstab 1 : 25.000) bestand in einer **Zuordnung** der jungtertiären und quartären Ablage-

rungen in ein **mikrostratigraphisches** System, wie es aus dem Wiener Becken bekannt und bereits mit Erfolg angewendet worden ist. Daneben wurde aber auch der **lithofaciellen Ausbildung** der Ablagerungen und den **Lagerungsverhältnissen** besondere Beachtung geschenkt. Gerade die **Tektonik** wurde bis jetzt in diesem Raum vollkommen vernachlässigt.

Auch der **quartären Ausgestaltung** der SE-Seite des Leithagebirges wurden einige prinzipielle Beobachtungen geschenkt. Naturgegeben konnte die Arbeit nicht in allen Fragen, besonders der speziellen Fachgebiete, eine vollständige Lösung bringen. Sie soll aber doch als eine neue Grundlage für weitere paläontologische, petrographische, morphologische und geologische Beobachtungen in diesem Raum dienen.

Gleichzeitig damit soll ein direktes Weiterführen der geologischen Kartierung der Randbereiche des Leithagebirges, mit Hilfe moderner feinstratigraphischer Methoden, wie sie von A. TOLLMANN (Lit. 174) begonnen und von W. FUCHS (Lit. 50) fortgesetzt wurde, erzielt werden.

J. CZJZEK (Lit. 27) brachte um 1852 aus dem Arbeitsgebiet 2 Profile (Schützen gegen NW und Purbach NW), in denen er die Lagerungsverhältnisse der jungtertiären Ablagerungen gegen das Kristallin (Gneis?) zur Darstellung brachte. Sehr modern für die damalige Zeit mutet die Ansicht einer Hebung des kristallinen Kernes des Leithagebirges an.

Die **erste geologische Aufnahme** des S-Teiles des Leithagebirges und des Ruster Höhenzuges stammt von **L. ROTH v. TELEGD** (Lit. 145). Die erste Bearbeitung erschien 1897, eine zweite um 1905. Beide Aufnahmen erfolgten im Auftrag der Ungarischen Geologischen Anstalt, da diese Gebiete damals noch zu den Ländern der Ungarischen Krone zählten. (Maßstab 1 : 75.000, mit dazugehörigen Erläuterungen). Der Leithakalk wird hier als ältestes neogenes Schichtglied angesehen. Im Hangenden davon liegen Schotter und Sande. (Ruster Schotter nach J. KAPOUNEK, Lit. 71, S. 53). Die Abtrennung des Sarmats und Pannons erfolgte mit Hilfe der damalig bekannten Makrofossilien.

F. X. SCHAFFER (Lit. 154) versuchte 1909 die gewaltigen Schottermassen am W-Rand des Eisenstädter Beckens zu erklären.

1927 erkannte **A. WINKLER** (Lit. 196) die wahren Lagerungsverhältnisse der Ruster Sande und Schotter unter dem Leithakalk. Er hält sie für analoge Bildungen des Brennberger Blockstromes am S-Rande des Mattersburger Beckens (vortortone, teils marine, teils fluviatile Schotter).

Morphologische Untersuchungen wurden von **H. HASSINGER** (Lit. 60) begonnen, wobei das Leithagebirge nur auf Grund kurzer Exkursionen behandelt wird. Eine sehr eingehende Beschreibung der Landformen des Leithagebirges gibt 1926 **G. ROTH-FUCHS** (Lit. 143). Diese Arbeiten stehen aber ganz im Geiste der früheren Morphologenschule. Die Möglichkeit einer jüngeren Tektonik wird hier völlig unberücksichtigt gelassen.

Auf den großen Einfluß junger Tektonik auf die morphologischen Verhältnisse verwies **R. MAYER** (Lit. 111) im gegenüberliegenden Ödenburger Bergland.

Eine sehr ausführliche Darstellung der jüngeren Sedimente im anschließenden ungarischen Raum verdanken wir **E. v. SZADECZKY-KARDOSS** (Lit. 171, 1938). Auch der Entstehung des Neusiedlersees wird darin ein breiterer Raum gewidmet. Er betont die Wichtigkeit der jungen und jüngsten Bruchtektonik dieses Raumes.

In den Jahren 1932-34 unternimmt **J. KAPOUNEK** (Lit. 71) eine neuerliche geologische Aufnahme der S-Teile des Leithagebirges (Hornstein - Eisenstadt - Donnerskirchen) und des Ruster Höhenzuges. Er versucht in erster Linie mit Hilfe von Makrofossilien die jungtertiären Sedimente zu ordnen. Er erkannte die Ruster Schotter als tieftortone Bildungen, hielt aber auch die „Mitterriedlschotter" und die „Basisschotter" um Donnerskirchen für äquivalente Bildungen. Auf tektonische oder morphologische Probleme wird hier nicht eingegangen.

1949 begann **S. PREY** (Lit. 136) das Kristallin der NW-Abdachung des Leithagebirges aufzunehmen.

Auf die bis in das jüngste Pleistozän hineinreichende lebhafte Bruchtektonik des Neusiedlersees weist **A. TAUBER** (Lit. Wiss. Arb. aus d. Bgld., H. 23, S. 26) 1951 hin.

A. TOLLMANN (Lit. 174) beendet 1953 die Kartierung der jungtertiären Sedimente am SW-Rand des Eisenstädter Beckens, eine Arbeit, die auf den letzten Stand der feinstratigraphischen Gliederung und der Tektonik aufbaut. Die wesentlich großzügiger gehaltenen geologischen Aufnahmen des südlichen Leithagebirges und des Ruster Höhenzuges zur selben Zeit durch eine Arbeitsgemeinschaft der ÖMV blieben unveröffentlicht.

1955 spricht **A. KIESLINGER** (Lit. 82) von rezenten Bewegungen im Leithagebirge und im Ruster Höhenzug.

In den Erläuterungen zur geologischen Karte Mattersburg - Deutschkreutz (Lit. 99) vergleicht **H. KUPPER** die Störungen am SE-Abfall des Leithagebirges mit dem System Forchtenau - St. Margarethen.

1957 erscheint das umfassende Werk der Geschichte des Jungtertiärs am NE-Sporn der Alpen von **A. WINKLER-HERMADEN** (Lit. 199).

W. FUCHS (Lit. 50) beendet 1960 seine detaillierten geologischen Untersuchungen aus dem Ruster Bergland, die mit Hilfe moderner Methoden, Stratigraphie und Lagerungsverhältnisse der jungtertiären Sedimente lösen.

1961 betont **H. KUPPER** (Lit. 96) die junge Tektonik der SE-Seite des Leithagebirges gegen die Kleine Ungarische Tiefebene.

IV. MIKROSTRATIGRAPHISCHES GLIEDERUNGSPRINZIP

im Randbereich des Tortons und Sarmats an der Südostseite des Leithagebirges gegen die Kleine Ungarische Tiefebene zu.

a) **Foraminiferen**

1. Allgemeines

Die Zonengliederung nach **R. GRILL 1941 und 1943** (Lit. 52 und 53) des Tortons und Sarmats basiert auf typischen Faunenbeständen in den einzelnen Biozonen der Beckenfazies. Die Grill'sche Gliederung arbeitet nach ökologischen Grundsätzen, d. h. bestimmte Umweltsbedingungen wie Salzgehalt, Wassertemperatur, Durchlüftung, Bodenbeschaffenheit, Ablagerungstiefe usw. bringen eine charakteristische Faunengemeinschaft mit sich.

Um nun diese Gliederung auch auf randnahe Ablagerungen anwenden zu können, haben **A. PAPP und K. KÜPPER** (Lit. 125) die morphogenetische Reihe der Gattung Heterostegina, einer Foraminiferengattung, die speziell die küstennahen Meeresregionen bevölkert, aufgestellt. Unterschiede im Bau der Sekundärsepten, Merkmale der äußeren Skulptur und Verhältniszahlen von mikrosphärischen zu megalosphärischen Formen, fanden im wesentlichen das Grill' sche Bild nach der Vergesellschaftung der Foraminiferen auch in der Randfacies bestätigt.

1953 stellten dann **A. PAPP & K. TURNOVSKY** (Lit. 129) die morphogenetische Entwicklungsreihe der Gattung Uvigerina im Helvet und Torton des Wiener Beckens auf. Damit griff man eine Foraminiferengattung heraus, die nicht nur (wie etwa die Gattung Heterostegina) allein auf die Randfacies beschränkt ist, sondern auch in der Beckenfacies eine häufige Verbreitung zeigt. Dabei erzielt man eine weitere Bestätigung der ursprünglichen Gliederung nach R. GRILL und die Möglichkeit einer direkten Parallelisierung gleichartiger Ablagerungen in verschiedener Facies. (Rand- bzw. Beckenfacies).

A. TOLLMANN (Lit. 174) war der erste, der dann auch methodisch die Grill'sche Beckengliederung auf randnahe Ablagerungen mit Erfolg anwandte.

Bei der geologischen Neuaufnahme des SE-Randes des Leithagebirges zwischen Eisenstadt und Breitenbrunn, die im wesentlichen auf mikropaläontologischen Methoden beruht, wurden in erster Linie die beiden oben angeführten morphogenetischen Reihen für die Aufgliederung der Sedimente herangezogen. Die Faciesunabhängigkeit der Uvigerinen war für die stratigraphische Einstufung der verschiedenen Sedimente das wichtigste Kriterium; erst in zweiter Linie und zum Zwecke einer weiteren Unterstützung von stratigraphischen Aussagen wurden auch die Bilder der Foraminiferenvergesellschaftung nach R. GRILL herangezogen.

2. Die Zonen in der unmittelbaren Randfacies:

Obere Lagenidenzone:

Die Mikrofauna der oberen Lagenidenzone ist gekennzeichnet durch großen Artenreichtum. Allein hier im unmittelbaren Küstenbereich des ehemaligen Miozänmeeres, wo schon ursprünglich nicht der Lebensraum der meisten zart-

schaligen Foraminiferen zu suchen ist und wo ferner durch Brandungseinflüsse und dauernde Umlagerungsvorgänge die Erhaltungsfähigkeit der meisten Einzeller nicht als ideal zu bezeichnen ist, konnte ich 80 Arten von Foraminiferen aus dieser Zone nachweisen.

A. TOLLMANN (Lit. 176, S. 195) beschreibt aus dem anschließenden Eisenstädter Becken aus dieser Zone 173 Foraminiferenarten.

Die häufigen Vertreter aus der Familie der Lageniden, wie Dentalina, Lagena, Robulus, Nodosaria usw. haben dieser Zone den Namen gegeben. A. TOLLMANN (Lit. 174, S. 192) hat aber schon darauf hingewiesen, daß die Gruppe der Lageniden in dieser Zone allein nicht typisch sind. Aus meinen Proben der oberen Lagenidenzone geht nun hervor, daß sich z. B. Robulus echinatus (d'ORB.), Robulus calcar (d'ORB.) und Robulus imperatorius (d'ORB.) hier nur auf diese Zone beschränken. Vertreter der Gattungen Marginulina und Vaginulina, sowie Guttulina austriaca d'ORB. und Anomalina badensis d'ORB. kommen ebenfalls nur in dieser Zone vor. Das häufige Vorkommen von skulpturierten Heterosteginen, wie sie A. TOLLMANN (Lit. 174, S. 127) aus der nahen Eisenstädter Sandgrube beschreibt, konnte ich allerdings in gleichaltrigen Ablagerungen nicht auffinden. Die morphogenetische Entwicklungsreihe der Gattung Uvigerina nach **A. PAPP & K. TURNOVSKY** (Lit. 129) fand sich auch hier voll bestätigt.

Allerdings beschränkt sich Uvigerina pygmoides P. & T. auf der SE-Seite des Leithagebirges nur auf die obere Lagenidenzone, und kommt nicht wie im Eisenstädter Becken bis in die obere Sandschalerzone vor.

Das häufige Vorkommen von rein planktonischen Foraminiferen aus der Gattung Globigerina bzw. Globigerinoides und Orbulina unterstreicht das Bild einer vollmarinen Foraminiferenfauna.
Untere Sandschalerzone:

Die Sandschalerzone nach R. GRILL (Lit. 52) konnte im kartierten Gebiet in der unmittelbaren Randfacies in einen tieferen und höheren Abschnitt aufgeteilt werden. (A. TOLLMANN, Lit. 176, S. 195).

Dafür waren aber nicht nur Unterschiede in der Foraminiferenfauna, sondern auch lithologische Merkmale in der Sedimentausbildung (siehe Lithofacies der unteren und oberen Sandschalerzone) und Merkmale der Makrofossilführung maßgebend.

Die Mikrofauna der unteren Sandschalerzone ist nach A. TOLLMANN (Lit. 176) eine Mischfauna. Die Mikrofaunenbildner setzen sich aus Foraminiferen und Ostracoden zusammen, die teilweise in der oberen Lagenidenzone noch eine häufige Verbreitung besitzen, und aus neuen Gruppen, die nun in der unteren Sandschalerzone mit einer optimalen Entwicklung einsetzen.

Diese Zone ist gekennzeichnet durch eine kurzfristige optimale Entwicklung der Familie der Textulariidae. 13 Arten (gegenüber nur 3 aus der oberen Lagenidenzone) konnten hier nachgewiesen werden. Die Gattung Robulus aus der Familie der Lagenidae ist auch hier noch mit bestimmten Arten häufig vertreten. Die Familie der Amphisteginidae (Amphistegina hauerina d'ORB. und Astigerina planorbis d'ORB.) ist als Durchläuferform des ganzen Tortons und

als typische Seichtwasserform auch hier vertreten. Die planktonischen Foraminiferen dagegen spielen in dieser Zone fast überhaupt keine Rolle. Bei Cibicides macht sich die spätere optimale Entwicklung in der oberen Sandschalerzone bereits in der unteren Sandschalerzone langsam bemerkbar. Neu, allerdings stark faciell abhängig, tritt Borelis melo d'ORB. auf. Die artliche und individuenmäßige Verteilung der Bulminidae ist ungefähr dieselbe wie in der oberen Lagenidenzone. Eines der typischen Merkmale der Foraminiferenfauna dieser Zone ist die optimale Entwicklung der Gattung Guttulina. Auch Globulina und Glandulina sind in allen Proben der unteren Sandschalerzone häufig vertreten. Bei den Heterosteginen sind sowohl die glatten als auch die skulpturierten Formen von Bedeutung, die dann in der oberen Sandschalerzone ihre Maximalentwicklung erreichen.

Obere Sandschalerzone:

Die obere Sandschalerzone ist in der unmittelbaren Randfacies das mächtigste jungtertiäre Schichtglied überhaupt. Vor allem ein größerer Mergelkomplex an der Hoferstraße bei Donnerskirchen gegen die niederösterreichische Landesgrenze zu, erbrachte eine reichere Mikrofauna dieser Zone. Daneben zeichnen sich aber auch die klastischen Bildungen an der Basis durch ein häufiges Vorkommen von Mikrofossilien aus. Gerade mit Hilfe der Foraminiferen konnte hier eindeutig die **mitteltortone Haupttransgression** mit dem Beginn der oberen Sandschalerzone fixiert werden. Im Gegensatz zu J. KAPOUNEK (Lit. 71) ergaben sich dadurch neue stratigraphische Einstufungen der Sedimente um Donnerskirchen.

Die Bedeutung der Familie der Textulariidae für das Faunenbild ist bereits im Abklingen begriffen, obwohl Formen wie Spiroplectamina pectinata (RSS.) auch hier noch zum letzten Mal nicht selten auftreten. Dasselbe trifft auch allgemein für die Lageniden zu. Einige wenige Formen allerdings — Robulus inornatus (d'ORB.), Robulus similis (d'ORB.), Marginulina pedum d'ORB. und Dentalina pauperata d'ORB. — zeigen hier nochmals ein Entwicklungsoptimum. Eine Zunahme von planktonischen Formen ist gegenüber der unteren Sandschalerzone zu bemerken. Polymorphinidae haben für das Faunenbild nur mehr wenig Bedeutung. Bei den Nonioniden macht sich eine langsame Arten- und Individuenzunahme bemerkbar. In der Probe 273 (Drei Hörndl, W von Donnerskirchen) der oberen Sandschalerzone ließ sich in einigen wenigen Exemplaren Elphidium aff. aculeatum (d'ORB.) nachweisen. Diese Form wird im anschließenden Eisenstädter Becken von A. TOLLMANN (Lit. 174, S. 125) erst in der Bolivinenzone beschrieben.

Die Heterosteginen haben in den klastischen Ablagerungen der mitteltortonen Transgression ihre optimale Entwicklung. Hier kommen sowohl die glatten als auch die skulpturierten Formen vor. Bei der Gattung Uvigerina fällt das häufige Auftreten von Uvigerina semiornata d'ORB., das sehr seltene Auftreten von Uvigerina venusta liesingensis TOULA und das nicht seltene von Uvigerina venusta venusta FRANZ. auf. Auch bei den Buliminen und Bolivinen läßt sich eine allmähliche Arten- und Individuenzunahme erkennen. Vertreter der Rotalidae, wie Eponides haidingeri (d'ORB.) sind nicht selten vorzufinden, Cassidulinidae und Chilostomelllidae anscheinend stark faciesabhängig und als Durchläuferform im ganzen Torton anzutreffen.

Bolivinenzone:

Die Bolivinenzone ist mikrofaunistisch charakterisiert durch das plötzliche und zugleich optimale Auftreten der hochspezialisierten Uvigerina venusta liesingensis TOULA, ferner durch das häufige Vorkommen von Bolivina dilatata RSS. und Bulimina elongata d'ORB., wobei auch andere Vertreter aus den beiden letztgenannten Gruppen in allen Proben dieser Zone häufig zu finden sind. Die Lageniden sind nun endgültig verschwunden. Dentalina scharbergena NEUGEB. und Robulus div. sp. kommen zwar manchmal in geringer Anzahl vor, dürften aber umgelagert sein. Elphidien haben in der Bolivinenzone und im folgenden Untersarmat ihre häufigste Verbreitung. Die Textularien dagegen spielen für die Foraminiferenvergesellschaftung keinerlei Rolle. Allgemein ist die Bolivinenzone durch Artenarmut und Individuenreichtum gekennzeichnet. Kleinwüchsige Lagenen, Virgulinen, Reussellen und Entosolenien sind vereinzelt anzutreffen, spielen aber hier in der Randfacies nicht die Rolle, wie sie A. TOLLMANN (Lit. 176, S. 197) aus dem benachbarten Eisenstädter Becken beschreibt. Die übrigen Durchläuferformen, wie Nonion, Amphistegina, Astigerina, Cibicides, Casidulina, Gypsina und Chilostomella zeigen in dieser Zone ein verschieden häufiges Auftreten.

Die Bolivinenzone führt im wesentlichen noch eine voll entwickelte marine Mikrofauna. Die planktonischen Foraminiferen treten stark zurück, die benthonischen setzen sich in der Hauptsache aus Uvigerinen, Bolivinen und Buliminen zusammen.

Rotalienzone:

Die Rotalienzone des Obertortons als stark regressive Phase ist in der Randfacies nicht mehr zur Ablagerung gekommen.

Die Foraminiferenfauna des Mitteltortons (obere Sandschalerzone + Bolivinenzone).

Bei der mikrostratigraphischen Aufgliederung tortoner Sedimente stößt man bei Fehlen geeigneter Schlämmproben auf Schwierigkeiten. Es sind dies in erster Linie Sedimente, die über der mitteltortonen Haupttransgression liegen. Aus den lockeren, meist nur schwach diagenetisch verfestigten detritären „Leithakalken" (Kalksandstein) erhält man meist nur eine sehr untypische Fauna. Diese „untypische" Leithakalkfauna setzt sich aus folgenden Foraminiferen zusammen: Astigerina planorbis d'ORB., Amphistegina hauerina d'ORB., Cibicides lobatulus (W. & J.), Cibicides dutemplei d'ORB., Elphidium crispum (L.) und Elphidium fichtelianum d'ORB.

Stratigraphisch wichtige Heterosteginen fehlen. Die wenigen untypischen Uvigerinen lassen keinerlei genauere stratigraphische Aussage zu.

Diese Foraminiferenfauna läßt nur ökologische Schlüsse zu. Die angeführten Arten sprechen für eine Seichtwassersedimentation. Die detritären „Leithakalke", aus denen meist diese Fauna stammt, sind Sedimente des Bewegtwassers, die ursprünglich weiten Algenrasen sind durch den Wellenschlag und durch Trübstoffe (terrigen) rasch zum Absterben verurteilt worden.

Da nun auch lithologische Kriterien, wie klastische Einstreuung der oberen Sandschalerzone, in diesen detritären Kalkmassen fehlen, wurden diese stratigraphisch auf der geologischen Karte als Mitteltorton im allgemeinen ausgeschieden. Ein möglicher Verdacht auf tiefere Ablagerungen ist nicht gegeben.

Sedimente der oberen Lagenidenzone sind nur in den Randbereichen des Eisenstädter Beckens zu finden. Sie fehlen am weiteren SE-Verlauf des Leithagebirges bis nach Breitenbrunn in der Randfacies vollkommen. Die untere Sandschalerzone dagegen ist nach den Ergebnissen von A. TOLLMANN (Lit. 174) und W. FUCHS (Lit. 50) im benachbarten Gebiet als regressive Phase anzusehen und kann daher kaum so hoch ins Leithagebirge hinaufgereicht haben.

Die Foraminiferenfauna des Untersarmats (Elphidium reginum Zone).

Die Foraminiferenfauna dieser Zone zeigt Artenarmut, aber großen Individuenreichtum. Die stenohalinen Formen des Tortons werden durch die brachyhalinen Formen des Sarmats abgelöst. In den untersuchten Gesteinsproben dabei festzustellen, daß die sarmatischen Foraminiferen lange nicht so lithofaciell abhängig sind, wie die meisten tortonen. Ein allmählicher Umschwung macht sich bereits in der Fauna des oberen Tortons bemerkbar. Dieser ist mit dem langsamen Rückzug des Miozänmeeres und einer allmählichen Abschnürung der Verbindung mit dem offenen Weltmeer zu verstehen. Nur wenige Foraminiferengruppen haben sich auf die neuen Umweltsbedingungen, in erster Linie gekennzeichnet durch den verminderten Salzgehalt des Wassers, einstellen können.

Die dominierende Rolle bei der Faunenzusammensetzung sämtlicher in der Randfacies gesammelten untersarmatischer Proben spielen die Elphidien. Vor allem sind es die charakteristischen bestachelten Formen, wie Elphidium reginum d'ORB., Elphidium josephinum d'ORB. und Elphidium aculeatum d'ORB., die ausgezeichneten Leitwert für diese Zone besitzen. Diese Formen kommen sowohl in den Mergeln, als auch in den lockeren, mürben Kalksandsteinen und in den detritären Sarmatkalken vor.

Die allgemeine Vermutung der Größenabnahme vieler Foraminiferen des Sarmats fand sich in den Proben des untersuchten Gebietes nicht immer bestätigt. Gerade die typische Transgressionsfauna des Untersarmats zeigt unter anderem eine Menge von großwüchsigen Elphidien, wie Elphidium fichtelianum d'ORB. und Elphidium crispum (L.). Daneben kommen immer wieder in verschiedener Anzahl Astigerina planorbis d'ORB. und Cibicides aff. lobatolus (W. & J.) vor.

Die letztgenannte Form unterscheidet sich von der im Torton recht häufig auftretenden dadurch, daß sie lange nicht so abgeflacht erscheint.

Cibicides aff. lobatulus (W. & J.) erscheint in den untersarmatischen Mergelzwischenlagen des Breitenbrunner Steinbruchgebietes so häufig, daß man von einem richtigen Cibicideshorizont sprechen könnte. (A. TOLLMANN, Lit. 174, S. 130).

Elphidium subumbilacatum (d'ORB.) und Elphidium advenum (CUSHM.), die bereits ab der oberen Lagenidenzone durch alle Zonen des Tortons auftreten, spielen auch im Untersarmat bei der Faunenzusammensetzung eine gewisse Rolle.

Auch die großwüchsige Rotalia beccarii (L.), die vor allem im Obertorton sehr häufig vorkommt (Rotalienzone in der Beckenfacies) ließ sich auch hier in den untersarmatischen Proben wiederfinden. Nicht selten findet man kleinwüchsige Bulimina elongata d'ORB., Bolivina sp. und Quinqueloculina sp.

Ob es sich hier um Kümmerformen handelt, die auf die neue Umweltsbedingung durch eine Reduktion des Größenwachstums reagierten, oder ob es sich hier nur um umgelagerte tortone Formen handelt, kann nicht mit Sicherheit entschieden werden. Auch in den verschiedenen anderen Arbeiten umliegender Gebiete werden immer solche tortonen Kümmerformen aus untersarmatischen Proben beschrieben.

Die Foraminiferenfauna des tieferen Sarmats.

Wo in den einzelnen Proben Elphidium reginum d'ORB. nicht nachzuweisen war, wurde auf der geologischen Karte allgemein tieferes Sarmat ausgeschieden. (Tiergarten von Donnerskirchen). Die Foraminiferenfauna dieses Schichtpaketes ist ähnlich der typischen Elphidium reginum Zone, ohne daß dabei diese stratigraphisch wichtigen bestachelten Elphidien aufzufinden waren.

Die Foraminiferenfauna des Mittelsarmats:

In manchen Gesteinsproben, so z. B. aus einer Bohrung der burgenländischen Landesregierung im Orte Purbach am Neusiedler See, sind vereinzelt Elphidien aus der Gruppe „antoninum-hauerinum" vorgefunden worden. Diese Form ist aber allgemein in der Randfacies viel zu selten anzutreffen, um eine eigene Zone ausscheiden zu können. Möglicherweise kann ein solcher Versuch erst in der anschließenden Beckenfacies erfolgreich sein. In der Randfacies fehlen Ablagerungen des Mittelsarmats.

b) **Die Verteilung der benthonischen und planktonischen Foraminiferen (Torton) an der Westseite der Kleinen Ungarischen Tiefebene.**

Naturgegeben spielt der planktonische Anteil einer Fauna in den Randbereichen nur eine sehr untergeordnete Rolle. Benthonische Formen überwiegen in der Randfacies bei weitem. Für die fossilen planktonischen Foraminiferen des Tortons kommen in erster Linie die Gattungen Orbulina, Globigerina und Globigerinoides in Betracht.

Bei einer solchen **Vergleichsstudie** von benthonischen zu planktonischen Foraminiferen muß man prinzipiell folgende Einschränkungen machen: Der ursprüngliche Lebensraum sämtlicher planktonischen Organismen liegt nicht im Küstenbereich, sondern im offenen Meer. Strömungswellen, Brandungseinflüsse etc. führen zu einer sekundären Anreicherung planktonischer Organismen auch in der Randfacies. Der Erhaltungszustand und das spätere Fossilwerden der meist zartschaligen Formen ist gerade im Küstenbereich nicht als ideal anzusehen. Ständige Aufarbeitungen und Umlagerungen führen meist zu einer raschen Zerstörung.

Arbeitsweise: Beim Auszählen des % Anteiles Plankton Benthos wurden feinkörnige Sedimente gewählt. **Ähnliche Faunenbilder** ergeben sich nur bei ungefähr **gleicher lithologischer Ausbildung** eines Sedimentes. In erster Linie sind es **sandreichere Mergel,** die in ruhigeren Buchten am Küstensaum zur Ablagerung gekommen sind, die für **diesen Versuch** herangezogen wurden. Um zu gleichen Verhältniszahlen zu kommen, sind durchschnittlich für jede dafür in Betracht kommende Probe 10 Ausleseschalen der Mittelfraktion und 2 der Feinfraktion herangezogen worden. (0,3 bzw. 0,15 mm).

Die allgemeinen Vergleichszahlen kamen durch ein direktes Auszählen zustande.

Für die obere Lagenidenzone, das tiefste marine Schichtglied, ergab ein Verhältnis von 1 : 6 = planktonische zu benthonische Foraminiferen. Diese Richtzahl, die ein allgemeines Verhältnis der oberen Lagenidenzone wiedergeben soll, wurde bei 3 Proben erzielt. Die Fauna stammt aus mergeligen Zwischenlagen dünnbankiger Leithakalke.

Auch aus dem Badner Tegel von Soos, der dem Niveau der oberen Lagenidenzone entspricht, wurde ein ähnliches Verhältnis herausgezählt. Hier entspricht Anteil Plankton : Benthos = 1 : 7.

Der benthonische Anteil in der unteren Sandschalerzone verdoppelt sich sodaß ein Verhältnis 1 12 entsteht.

Die obere Sandschalerzone dagegen zeigt wieder Ähnlichkeiten mit der oberen Lagenidenzone. Hier wurde an Hand mehrerer Proben ein Richtwert von 1 : 8 erzielt.

In der Bolivinenzone dagegen spielt der planktonische Anteil eine untergeordnete Rolle. Werte von 1 : 20 und 1 : 25 überwiegen.

Diese **Verhältniszahlen** sollen in erster Linie **allgemeine Richtwerte** darstellen und sind nur an Hand der Einschränkungen, die oben angeführt wurden zu verstehen.

Trotzdem lassen sich mit Hilfe dieser Vergleichszahlen die Spiegelschwankungen zur Zeit des Tortons in diesem Gebiet wiederfinden. Transgression und Regression des Meeres in der Randfacies drückt sich auch im Verhältnis Plankton zu Benthos aus.

Die obere Lagenidenzone, als Basis des ganzen tortonen Schichtpaketes in diesem Gebiet, stellt mit der Umlagerung der Ruster Sande und Schotter die tiefste marine Transgression dar.

Die Haupttransgression am SE-Abhang des Leithagebirges findet zur Zeit der oberen Sandschalerzone statt. Damit gut in Zusammenhang zu bringen ist das Verhältnis 1 : 8, das nicht ganz in die allgemeine Abnahme des planktonischen Anteiles gegen die Bolivinenzone hin paßt.

1 : 20 der Bolivinenzone dagegen deutet die große Regression des Miozänmeeres an der Westseite der Kleinen Ungarischen Tiefebene an.

Das **allgemeine Verhältnis** Plankton : Benthos in einer Fauna **aus der unmittelbaren Randfacies** kann somit ein weiteres Hilfsmittel für paläogeographische Rekonstruktionen sein.

Zusammenfassung:

Zonengliederung n. R. GRILL	Verhältnis Plankton : Benthos (Foraminiferen) an der SE-Seite des Leithagebirges	Meeresverteilung nach A. TOLLMANN (Lit. 174) + W. FUCHS (Lit. 50) in den Randbereichen des Eisenstädter Beckens
U. SARMAT		
Rotalienzone		
Bolivinenzone	1 : 20	Regression
Obere Sandschalerzone	1 8	Transgression
Untere Sandschalerzone	1 : 12	Regression
Obere Lagenidenzone	1 6	Transgression

c) **Ostracoden**

Während das Torton und Sarmat mit Hilfe der typischen Foraminiferenfaunen und der weiter oben angeführten morphogenetischen Reihen der Uvigerinen bzw. Heterosteginen zu gliedern war und dabei die Ostracoden nur ergänzend verwendet wurden, müßte ich mich bei der stratigraphischen Einordnung der jüngeren Sedimente (Pliozän und Pleistozän) nur auf Ostracodenschalen verlassen.

Die Gesamtliste der stratigraphisch wichtigen Ostracoden ist auf Tafel 3 zusammengefaßt. Das Hauptgewicht bei der Bestimmung der vorgefundenen Ostracodenfaunen wurde vor allem auf das Pannon gelegt. Gerade hier sind sie die einzigen Mikrofossilien in den halbbrackisch-ausgesüßten Sedimenten, auf die sich die Feinstratigraphie stützen kann.

1. In den marinen Tortonablagerungen liegt Art und Individuenzahl der Ostracoden meist unter denen der Foraminiferen.

Das **Untertorton** (obere Lagenidenzone) wird in der Ostracodenfauna gekennzeichnet durch die Formen Henryhowella asperrima (REUSS) und Falunia plicatula (REUSS). Mit Hilfe der ersten Form konnte die teilweise marine Umlagerung der Ruster Sande in der St. Georgner Sandgrube (siehe Tafel 3, Probe 22) stratigraphisch fixiert werden. Allerdings beschränken sich beide Formen an der SE-Seite des Leithagebirges nicht nur auf die obere Lagenidenzone, sondern kommen auch noch im tiefen **Mitteltorton** (untere Sandschalerzone) vor (siehe Tafel 3, W Donnerskirchen, Probe 250). Die Möglichkeit einer Umlagerung dürfte dabei keine Rolle spielen, weil im Raume Donnerskirchen Ablagerungen der unteren Sandschalerzone die ältesten sind.

2. **Das Mitteltorton** (obere Sandschalerzone und Bolivinenzone) erreicht das Maximum an Ostracodenfauna.

Hier lassen aber die Ostracoden, vor allem die Gruppe der Cytherideinae, keine nähere mikrostratigraphische Gliederung zu, da sich ihre vertikale Verbreitung stark zu überlappen scheint. (K. KOLLMANN, Lit. 87, S. 117).

3. Die Proben 202, 210, 224 und 234 (siehe Tafel 3) enthalten typische Ostracodenfaunen des **Untersarmats.** (Elphidium reginum Zone).

Aurila aff. mehesi (ZALANYI), Aurila aff. notata (REUSS) und Cytheridae hungarica ZALANYI sind Formen, wie sie K. KOLLMANN (Lit. 87, S. 118) als typisch für die Zone Elphidium reginum angibt.

4. Die Zone **B des Unterpannons** ist lithofaciell typisch aufgeschlossen N St. Georgen bei der Rochuskapelle.

Die Ostracodenfauna aus den mehlig-sandigen Zwischenlagen von detritären Leithakalken setzt sich aus Hemicytheria lörentheyi (MEHES), Eucypris auriculata (REUSS), Erpetocypris sp. und Candona sp. zusammen. (Probe: 314, 312, 313 und 308, siehe Tafel 3).

Die Form Cyprideis heterostigma major KOLLMANN aus Mergeln N St. Georgen (siehe Probekarte, P. 87, 19) spricht dagegen bereits für einen höheren Teil der Zone C. (K. KOLLMANN, Lit. 87, S. 121).

5. **Das Mittelpannon** (Zone D und E) zeichnet sich vor allem in den feinsten Sedimenten oft durch ein wahres Optimum an Ostracodenschalen aus

Allerdings weist ihre Zusammensetzung nur wenig Abwechslung auf Tafel 3 angeführten Ostracoden der Proben 114, 136 und 181 sind für die Zone D, während in den Proben 63 und 236 Ostracodenschalen wiesen werden konnten, die nach K. KOLLMANN (Lit. 87, S. 124) bere. pisch für die Zone E sind.

6. Am W-Rand des Neusiedlersees zwischen Purbach und Breitenbrunn in den Proben 145 a und 145 b (braune bläulich schwarze Seetone) eine codenfauna gefunden werden, die als **limnisches jüngstes Pleistozän** zu ten ist.

Cytherissa lacustris (G. O. SARS) ist eine dem Süßwasser angepaßte wasserform, die heute in tieferen Seen vorkommt. (K. KOLLMANN, L. S. 125).

1. Lithofacies der oberen Lagenidenzone:

Bei der Besprechung der lithofaciellen Ausbildung der Ablagerungen des oberen Untertortons (obere Lagenidenzone) ist vorauszusetzen, daß diese in meinem Arbeitsgebiet nur an der NE-Seite des Eisenstädter Beckens (siehe geolog. Karte) anzutreffen waren. Sie fehlen am weiteren SE-Abhang des Leithagebirges bis nach Breitenbrunn in der Randfacies vollkommen. Auch die Cf-Bohrungen um Podersdorf und Frauenkirchen, die weiter im Becken liegen, brachten nirgends eindeutige stratigraphische Belege für untertortone Ablagerungen. Die Konglomeratserie, die diskordant über dem Grundgebirge liegt und in den Bohrungen angefahren wurde, dürfte nach den Ergebnissen in der Randkartierung das Äquivalent der mitteltortonen Transgressionskonglomerate am SE-Abhang des Leithagebirges zwischen Donnerskirchen und Breitenbrunn sein.

Nach Berichten von W. FUCHS (Lit. 50, S. 24) waren nur an der W-Seite des Ruster Berglandes Seichtwasserablagerungen des oberen Untertortons zu finden. An der E-Seite fehlen gleichaltrige Ablagerungen.

Auch G. WESSELY (Lit. 192, S. 39) gibt den Hinweis, daß auf der W-Seite der Hainburger Berge gegen das Pannonische Becken zu, Ablagerungen der oberen Lagenidenzone zumindest in der Randfacies nicht anzutreffen waren.

Während zur Zeit der oberen Lagenidenzone im Eisenstädter Becken bereits typische marine Ablagerungen sedimentiert wurden (A. TOLLMANN, Lit. 174, S. 14), muß man für westliche Anteile der Kleinen Ungarischen Tiefebene noch Landzustand annehmen.

Die marine Schichtfolge konnte in den NE-Randbereichen der Eisenstädter Bucht ab der oberen Hälfte des Untertortons nachgewiesen werden. Die marinen Sedimente setzen sich aus Sanden, Schotter und dünnbankigen Nulliporenkalken zusammen. Größere Mergelkomplexe, wie sie A. TOLLMANN (Lit. 174, S. 15) aus dem Eisenstädter Becken beschreibt, fehlen hier in der Randfacies.

Für die Zeit des Oberhelvets muß man für das Eisenstädter Becken Landzustand annehmen. (A. TOLLMANN, Lit. 174, S. 11). Flüsse mit viel Kristallinschutt durchzogen das Becken. Neben den Ruster Schottern und Sanden, deren Einzugsgebiet nach W. FUCHS (Lit. 50, S. 23) im SE von Ödenburg lag, sind die fluviatilen Auwald- und Brennberger-Blockschotter (Lit. 196), die in erster Linie am S-Rand des Eisenstädter-Mattersburger Beckens zur Ablagerung kamen, Zeugen eines damals existierenden Flußnetzes.

Im kartierten Gebiet kommen die Ruster Sande und Schotter als fluviatile Sedimente des Oberhelvets in Frage.

N von St. Georgen, an der Straße von Stotzing, sind in der sogen. St. Georgner Sandgrube diese Sedimente in einer Höhe von 30 m aufgeschlossen. Die N-S Erstreckung dieser Sandgrube beträgt 250 m (siehe Steinbruchskizzen, Beilage 5). Im unteren 2/3 der Sandgrube sind Sande, Kiese und Schotter in rasch aufeinanderfolgender Wechsellagerung aufgeschlossen. Das hangende letzte Drittel baut sich aus detritären Nulliporenkalken und Konglomeraten auf, die auf Grund ihrer Mikrofauna bereits zum tieferen Mitteltorton (untere Sandschalerzone) zu zählen sind. Die Sedimente der unteren Sandschalerzone zeigen deutlich die diskordante Auflagerung auf Sedimente der oberen Lagenidenzone.

a) Sand-Schotterkomplex:

1. Petrographische Zusammensetzung:

Beim direkten Auszählen auf einem Feld von 1 m^2 ergaben sich für petrographische Zusammensetzung der „Ruster Schotter" folgende Richtwerte

70 % grauweiße, untypische Quarzgerölle
10 % heller, grünlicher, sehr feinkörniger Quarzit
10 % stark zersetzte Grobgneise, bräunlich-rostbraune Färbung
10 % stark zersetzte Glimmerschiefer

2. Mineralspektrum aus den Feinsanden (P. 24, Probekarte)

43 %	31 %	26 %	Ap	Zr	Ru	Gr	St	Tu
DM	OP	MB	58 %	7,3 %	1 %	28 %	1,7 %	4 %

3. Korngrößenverhältnisse:

In der St. Georgner Sandgrube überwiegt in den Sedimenten die Sandfraktion. Daher wäre es zumindest hier besser, von Ruster Sanden zu sprechen und nicht im Sinne J. KAPOUNEK (Lit. 71, S. 53) von Ruster Schottern. Der überwiegende Anteil des Sedimentes besteht aus einer Korngröße von 1-2 mm (Grobsand). Die Korngrößenverhältnisse in den beiden Schotterhorizonten erreichen einen Maximaldurchmesser von 10 cm. Dieser größte Durchmesser beschränkt sich allerdings nur auf Grobgneisgerölle. Bei den Quarz- und Quarzitkomponenten überwiegen Gerölle von 2-4 cm im Durchmesser.

4. Rundungsgrad der Geröllkomponenten aus den Schotterhorizonten:

Auffallend ist bei allen Geröllen die stets vorhandene gute Rundung, die im Idealfall der Gestalt eines zweiachsigen Ellipsoides nahe kommt. Kugelige bzw. walzenförmige Gerölle überwiegen. Dabei gruppieren sich die kugeligen Formen meist um den Grobgneis, die walzenförmigen dagegen nur um den Glimmerschiefer. Die Auslese der verschiedenen Geröllgestalt ist bedingt durch die innere Struktur der verschiedenen Gesteinstypen, die sich am Aufbau der Schotter beteiligen.

Der Anteil von plattelförmigen Geschiebeformen ist ein minimaler. Hauptsächlich sind es die grünlichen Quarzite, die anscheinend eine solche Gestalt bei einer fluviatilen Verfrachtung bevorzugen. Richtige eckige Komponenten fehlen in der St. Georgner Sandgrube.

5. Lagerungsverhältnisse der Sand-Schotterhorizonte:

Im liegenden Teil sind vor allem 2 Schotterhorizonte auffallend, deren Mächtigkeit durchschnittlich bei 1,5 m liegt. Nach beiden Seiten hin keilen die Schotterlagen rasch aus und verzahnen sich mit den ungeschichteten Sanden. Auch 10 cm mächtige Kieslagen treten in den Schottern auf, die sich ebenfalls mit den Sanden verzahnen. Auch linsenförmige Einschaltungen, ihrer Korngröße nach mehr feinsandige-tonige Lagen, treten in den hangenden Partien knapp unter den diskordant auflagernden Nulliporenkalken der unteren Sandschalerzone auf.

Die Lagerung der Sand-Schotterhorizonte ist keinesfalls eine ungestörte. Die Störungen, die hier in Form von Staffeln auftreten, zeigen große Regelmäßigkeit. (A. TOLLMANN, Lit. 174, S. 24).

Die Störungen stehen auf der N-Wand der Sandgrube 50 W und 50-70 E einfallend, auf der E-Wand 45 N und S einfallend. Die Sprunghöhe der einzelnen Staffeln ist sehr verschieden, die Werte schwanken von wenigen cm bis maximal 1 m. Von größter Wichtigkeit ist die Tatsache, daß die Verwerfer sich nur auf die liegenden Sand-Schotterpartien beschränken, in den diskordant überlagernden detritären Nulliporenkalken sie sich aber nicht mehr auffinden lassen.

Diese Staffelbrüche sind demnach Zeugen des unmittelbaren Einbruches der NW-Teile des Eisenstädter Beckens zur Zeit der Umlagerung der Ruster Sande.

Die Lagerung der einzelnen Gerölle ist nicht regellos, sondern sie sind in NS-Richtung parallel angeordnet. Die Neigung der Achse beträgt 8-10 Grad gegen N. Sie bilden daher mit der seinerzeitigen Küstenlinie einen spitzen Winkel, wie dies ja auch bei rezenten marinen Geröllen der Fall ist. Die Einregelung der einzelnen Gerölle entspricht dem Verlauf des Wellenganges in der Nähe der Küstenlinie.

Während die hangenden detritären Nulliporenkalke und Konglomerate der unteren Sandschalerzone ein 5-7 Grad E Einfallen zeigen, weisen die Sand-Schotterlagen ein SW-Einfallen mit 10-15 Grad auf. Zwischen Ruster Sanden (obere Lagenidenzone) und detritären Nulliporenkalken (untere Sandschalerzone) besteht eine Winkeldiskordanz.

6. Zur **stratigraphischen Einordnung** der Ruster Sande:

Außer einer kleinen Makrofauna (siehe Makrofauna des Tortons, T. 4) wurden im Hangenden der St. Georgner Sandgrube aus linsenförmigen, sandig-tonigen Einschaltungen (siehe Probenkarte, P 22) zwei schlecht erhaltene Ostracodenschalen gefunden, die nach freundlicher Rücksprache mit Herrn Dr. Kollmann typisch für obere Lagenidenzone sind. (Henryhowella asperrima REUSS).

Da auch A. TOLLMANN (Lit. 174, S. 22) aus der gegenüberliegenden Eisenstädter Sandgrube eine Foraminiferenfauna aus dem Verband der Ruster Sande bzw. Schotter beschreibt, so dürfte das Alter der höchsten umgelagerten Lagen der Ruster Sande in der St. Georgner Sandgrube mit oberer Lagenidenzone gesichert sein.

Zusammenfassung:

A. TOLLMANN (Lit. 174, S. 30), im Eisenstädter Raum), und W. FUCHS (Lit. 50, S. 14), nach geologischen Neuaufnahmen des Ruster Berglandes, nehmen für die fluviatile Verfrachtung der Ruster Sande und Schotter ein oberhelvetisches Alter an. Fossilien fehlen allerdings aus diesen Ablagerungen. Das ursprünglich fluviatile Anschüttungsgefüge wurde durch den Einbruch des Eisenstädter Beckens und durch die Transgression der oberen Lagenidenzone zerstört. Mit Hilfe von Ostracoden (siehe weiter oben) konnte die teilweise marine Umlagerung der ursprünglich oberhelvetischen, fluviatilen Ruster Sande auch in der St. Georgner Sandgrube zeitlich genauer fixiert werden.

b) Leithakalke:

J. KAPOUNEK (Lit. 50, S. 53 f) hielt nur die Sande und Schotter N von E senstadt an der Straße von Stotzing für marine Bildungen des tieferen Torton Nun müssen aber auch die Leithakalke N von St. Georgen zwischen Hochbe und Hummelberg ins untere Torton gestellt werden (obere Lagenidenzone Der Beweis dafür ergibt sich aus der Mikrofauna, die aus den Mergelzwischen-lagen der Leithakalke gewonnen wurde. (Typische Proben: 305, 127, 334, 12-

Die Mergelzwischenlagen zeichnen sich, außer einer reichen Mikrofaun durch Glaukonitgehalt aus. Dabei handelt es sich meist um krustenförmige Ge-bilde, von typisch grüner Farbe, die nur auf feinkörnige Ablagerungen de oberen Lagenidenzone beschränkt sind und aus diesem Grund auch ein gu brauchbares stratigraphisches Hilfsmittel waren.

Die Leithakalke (Nulliporenkalke) der oberen Lagenidenzone zeichnen sich durch Dünnbankigkeit aus. Grobsandige Einstreuungen deuten auf den ständi-gen Küsteneinfluß zur Zeit ihrer Bildung hin. Einzelne Korallennester in den Nulliporenkalken sind nur sehr selten anzutreffen. Terrigene Einstreuungen die aus dem E (westliche Randteile der Kleinen Ungarischen Tiefebene) einge-schüttet wurden, ließen keine größeren Korallenriffe aufkommen.

Größere Mergelkomplexe, wie sie etwa A. TOLLMANN (Lit. 174, S. 15, 16 aus dem benachbarten Eisenstädter Becken beschreibt, fehlen hier in der un-mittelbaren Randfacies. Möglicherweise könnte eine Verzahnung von Leitha-kalken mit größeren Mergelablagerungen erst weiter im Becken stattfinden.

Eine seitliche Verzahnung mit den gleichaltrigen umgelagerten Ruster San-den ist nirgends aufgeschlossen.

Die Umlagerung der Ruster Sande und Schotter mit einzelnen Rollbrocken-horizonten dürften demnach in der unmittelbaren Brandungsregion stattgefun-den haben, während sich weite Algenrasen in nicht allzu großer Tiefe an ruhi-geren Flachküsten (Buchten) angesiedelt haben. Eine zeitweilige Überflutung und damit Heranführung von neuen Trübstoffen bewirkte die heute feststell-bare Dünnbankigkeit der Nulliporenkalke mit den mergelreichen bzw. sandigen Einschaltungen.

Die Nulliporenkalke liegen vermutlich teils diskordant auf vortertiärem Grundgebirge auf, teils im Hangenden der Ruster Sande. Exakte Mächtigkeits-angaben können allerdings nicht gemacht werden.

2. **Die Lithofacies der unteren Sandschalerzone.**

Diese Zone erreicht in der Randfacies des kartierten Gebietes nirgend grö-ßere Mächtigkeiten und ist daher allgemein als regressiv, bzw. — stationär anzusehen.

Während diese Zone am NE-Rand des Eisenstädter Beckens diskordant über den Ruster Sanden (obere Lagenidenzone) zu liegen kommt, ist sie am weiteren SE-Verlauf des Leithagebirges das älteste Schichtglied, das in der Randfacies anzutreffen war. Im Raume von Donnerskirchen liegen die Sedimente der unteren Sandschalerzone wahrscheinlich diskordant auf dem vortertiären Grundgebirge auf und markieren damit den unmittelbaren Einbruch westlicher Randteile der Kleinen Ungarischen Tiefebene. Die Schichten erreichen allerdings auch hier keine bedeutenden Mächtigkeiten.

Während zur Zeit der oberen Lagenidenzone im Eisenstädter Becken bereits marine Sedimente zur Ablagerung kamen, herrschte am Westrand der Kleinen Ungarischen Tiefebene noch Festland. Beide Teilbecken waren durch die „Ruster Schwelle" voneinander getrennt. Erst zu Beginn der unteren Sandschalerzone machen sich auch im Gebiet von Donnerskirchen Senkungstendenzen bemerkbar, die zu einer allmählichen Auflösung des ursprünglichen Festlandes führten.

Einzelne Buchten bzw. Senken stellten eine unmittelbare Verbindung zwischen dem Bereich des Eisenstädter Beckens und den westlichen Anteilen des Pannonischen Raumes dar. Das kristalline Festland im E des Ruster Höhenzuges und am heutigen SE-Rand des Leithagebirges wurde in eine Art Archipellandschaft umgewandelt. Die Vorstellung einzelner breiter „Kanäle" wird auch durch die Ergebnisse der wenigen Cf-Bohrungen im weiteren Raum (um Podersdorf und Frauenkirchen) bestätigt. Hier traf man in den tieferen Schollen sehr reduziertes Torton, Sarmat und Pannon an, während in den Hochschollen das Pannon transgressiv auf das Kristallin zu liegen kommt. Auch die lithofacielle Ausbildung der Ablagerungen der unteren Sandschalerzone im Raume Donnerskirchen spricht gegen eine weiträumige marine Bedeckung. Gewachsene Nulliporenkalke, oder gar einzelnen Korallennester, die ein richtig marines Milieu voraussetzen, fehlen in der unteren Sandschalerzone vollkommen. Unter Umständen könnte in der heutigen Wulkadepression noch die Anlage eines solchen Verbindungskanales zwischen Eisenstädter Becken und Westteilen des Pannonischen Raumes zu suchen sein. Auch W. FUCHS (Lit. 50, S. 46) nimmt für die Depression zwischen Ruster Bergland und Leithagebirge bei Schützen ein recht hohes Alter an.

Im lithologischen Charakter der Sedimente herrschen die detritären Bildungen vor.

a) Ablagerungen der unteren Sandschalerzone am NE-Rand des Eisenstädter Beckens.

In der St. Georgner Sandgrube (siehe geologische Karte und Steinbruchskizzen) liegen über den Ruster Sanden diskordant auflagernd detritäre Nulliporenkalkbänke von geringer Mächtigkeit (5-7 m). Die durchschnittliche Bankung beträgt 30 cm. Im unmittelbaren Kontakt Ruster Sand und detritärer Nulliporenkalk liegen sandige Lagen, die viel umgelagertes Material aus dem liegenden Sand-Schotterkomplex mit wenig karbonatischem Bindemittel führen. Die Basis der detritären Nulliporenkalke, die taschenförmig angelegt sind, besteht zum überwiegenden Teil aus reinen Quarzsanden mit viel Biotitschüppchen. Auch die Kalkbänke führen manchmal Klastika von bläulichen Quarzitgeröllen.

Die Lagerung dieser detritären Bildungen scheint zum Unterschied der Ruster Sande im Liegenden nur wenig gestört zu sein. Die staffelförmigen Verwerfer im Sand-Schotterkomplex zeigen keine Fortsetzung in die hangenden detritären Nulliporenkalke. Diese fallen mit durchschnittlich 5 Grad gegen SW (Eisenstädter Becken) ein.

Aus den Sedimenten der unteren Sandschalerzone stammt eine kleine Makrofauna. (Siehe Makrofauna des Tortons).

Die Mikrofauna wurde aus den feinsandigen Zwischenlagen der detritären Nulliporenkalkbänke gewonnen. Die Probe 22 ließ sich vor allem mit den terosteginen und Uvigerinen zonenmäßig genauer festlegen.

b) Ablagerungen im Raume von Donnerskirchen.

1. Donnerskirchen, Bergkirche:

Bis in eine Höhe von 5 m sind hier detritäre Nulliporenkalke, die vor lem an der Basis von mächtigen Mergellagen unterlagert werden, aufgeschlossen. Die umgelagerten „Leithakalke" sind dünnbankig, dm mächtige Lagen überwiegen. Die Mergellagen lassen schon makroskopisch massenhaft Amphisteginnen erkennen. (Probe 265). Im Hangenden gehen diese dünnbankigen detritären Nulliporenkalke in plattige Kalksandsteine über. (Aufschluß links der Bergkirche gegen Ehleiten zu).

Während der Aufschluß direkt an der Bergkirche mit seinen detritären Bildungen und Mergellagen ein SE-Einfallen mit 25 Grad zeigt, fallen die Kalksandsteine im Hangenden mit 30 Grad gegen NW ein. Schon L. KOBER (Lit. 85, S. 109) weist darauf hin, daß die Leithakalke bei Donnerskirchen eine auffallende Störung zeigen.

2. Der Kalksandsteinkomplex zwischen Donnerskirchen und der Hofer Straße erreicht durchschnittlich eine Mächtigkeit von 10-12 m.

Die sandigen und nur wenig diagnetisch verfestigten Zwischenlagen führen eine stratigraphisch gut brauchbare Mikrofauna. (Probe 141 + 250).

Nur der heute bereits aufgelassene kleinere Steinbruch an der Hofer Straße zeigt eine dm mächtige Lage, als eine Einschaltung in den „Kalk-Sandkomplex" die sich aus richtig gewachsenen Nulliporen aufbaut. (Tafel Steinbruchskizzen, an der Hofer Straße). Anscheinend waren an der ganzen SE-Seite des Leithagebirges zur Zeit der unteren Sandschalerzone die Wachstumsbedingungen für richtige Nulliporenkalke keineswegs als ideal zu bezeichnen. Gerade der Aufschluß an der Hofer Straße bei Donnerskirchen zeigt die steilen Lagerungsverhältnisse der unmittelbaren Randbildungen. Die Steilheit der detritären Bildungen der unteren Sandschalerzone um Donnerskirchen ist eine extreme. Bis 50 Grad fallen die Ablagerungen gegen SSE ein. Im Inneralpinen Wiener Becken sind in der Randfacies nirgends miozäne Ablagerungen angetroffen worden, die ein größeres Einfallen als 30 Grad besitzen. (Wöllersdorf).

Das planparallele Schichtpaket im Steinbruch an der Hofer Straße zeigt nirgends Strukturen einer Strandhalde, vor allem Deltaschichtungen mit ihren typischen An- und Abschwemmen einzelner Bänke. Die Vorstellung einer primär so steilen Anlagerung ist nur schwer glaubhaft zu machen. Dagegen sprechen folgende Überlegungen: Das küstenbildende Gestein war zur Zeit der Ablagerung dieser steilen Bildungen der Glimmerschiefer des Grundgebirges. Infolge der Weichheit dieses Gesteines dürften niemals richtiige Steilküsten zustande gekommen sein, an denen sich primär diese Sedimente ablagern hätten können. Die Abrasion dürfte viel eher bei den Glimmerschiefern zu richtigen breiten Flachküsten geführt haben, das ursprüngliche Küstengestein wurde in feinkörnigen Sand, hauptsächlich aus Quarz und Biotit bestehend, aufgearbeitet und unter dem Einfluß der Brandung ständig umgelagert. Lose, kugelförmige

oder walzenförmige Gerölle, die so typisch für ein lokales Transgressionskonglomerat sind, fehlen hier gänzlich. Das Material dieser Gerölle, als unmittelbarer Transgressionskontakt, stammt dann meist aus dem anstehenden Küstengestein. Die feinkörnigen Sedimente, vor allem die mächtigen Mergellagen an der Basis, sind unter sehr ruhigen Absatzbedingungen sedimentiert worden. Auch die lithologisch gleich ausgebildeten Sandstriche, die auf verhältnismäßig lange Strecken hin zu verfolgen sind, sind unter den Ablagerungsbedingungen einer Flachküste entstanden. Der Einfluß der Brandung spielt hier wohl kaum noch eine Rolle.

Zusammenfassend kann daher gesagt werden, daß die steilstehenden detritären Bildungen der unteren Sandschalerzone um Donnerskirchen nicht als eigentliche Transgressionsbildungen einer Steilküste anzusehen sind. Der lithologische Charakter der Sedimente spricht viel eher für eine typische Flachküste, wie man sie ja allgemein zur Zeit des Jungtertiärs rund um das ganze Leithagebirge zu erwarten hat, oder für einzelne breite Kanäle, in denen die Auswirkung der Brandungseinflüsse des offenen Meeres nicht mehr zur Auswirkung kamen. Ferner war das weiche Gestein der Glimmerschiefer nicht geeignet, Steilküsten auszubilden, wie man sie zum Teil an der Westseite des südlichen Wiener Beckens („Thermenlinie") erwarten darf.

Die Lagerung der steilstehenden detritären „Leithakalke" um Donnerskirchen ist tektonisch bedingt.

(Weiteres siehe Kapitel: Tektonik am SE-Rand des Leithagebirges).

3. Steinbrüche SW von Donnerskirchen, gegen den Tiergarten zu.

Im Liegenden dieses Steinbruches sind reine, weiße Kalksandsteine aufgeschlossen, die im Hangenden in detritäre, mehr massige detritäre „Leithakalke" übergehen. Die Stämmchen und Ästchen der ehemals gewachsenen Nulliporen sind in diesen umgelagerten „Leithakalken" völlig regellos angeordnet und untereinander mit organischem Grus verkittet. Einzelne Bänke primär gewachsener Nulliporenkalke fehlen hier vollkommen.

Das Ergebnis der Aufsammlung von Makrofossilien ist spärlich. Viele, anscheinend hier zusammengeschwemmte Ostrea div. sp. und kleinwüchsige Pecten div. sp. bilden vereinzelt wenige cm mächtige Lagen, die aber seitlich zu rasch wieder in die detritären Kalke auskeilen. Cm mächtige Mergelzwischenlagen, die so wichtig für eine mikrostratigraphische Analyse sind, fehlen hier. Aber auch die lockeren, sandigeren Zwischenlagen lieferten eine Fauna, die genügend Hinweise für eine Zuordnung in die Zonengliederung nach R. GRILL (Lit. 53) lieferten. Ein rascher Facieswechsel in der Abfolge der Sedimentation ist bei diesem Aufschluß nicht zu beobachten. Das verhältnismäßig steile Einfallen (160/15-20) dieser Ablagerungen steht in Zusammenhang mit der Steilheit der altersgleichen Ablagerungen am Ortsausgang von Donnerskirchen an der Hoferstraße. Der große Längsbruch von Purbach im NE über Donnerskirchen gegen den Tiergarten zu, macht sich auch hier in den Lagerungsverhältnissen bemerkbar.

4. Alter Steinbruch, SW von Donnerskirchen an der Tiergartenmauer.

Auch dieser Steinbruch gibt nochmals einen guten Einblick in die lithofaciellen Verhältnisse der unteren Sandschalerzone. Typisch detritäre „Leitha-

kalke" von massig, dickbankigem Charakter (einzelne Bänke bis zu 2 m mächtig) gehen im Hangenden in lockere, wenig geschichtete Kalksandsteine über. Der Grad der Verfestigung ist ein geringer. Aus den cm mächtigen Mergelzwischenlagen in Verband mit den detritären Kalken stammt eine Mikrofauna, die untere Sandschalerzone anzeigt (Probe N. 264). Der Steinbruch zeichnet sich auch heute noch durch eine reiche Makrofossilführung aus.

Pecten latissimus TOURN.
Pecten praebenedictus TOURN.
Pecten (Flabellipecten) besseri ANDRZ.
Pecten (Flabellipecten) leithajanus PARTSCH
Corbula sp., Venus sp., Lucina sp., Cardium sp.

Auch J. KAPOUNEK (Lit. 71, S. 83) erwähnt diesen Steinbruch und führt eine Menge von Makro- und Mikrofossilien von hier an.

Die einzelnen Bänke fallen mit durchschnittlich 140/25 gegen das Becken zu ein. Der ganze Aufschluß scheint aber vor allem im oberen Teil von einem Randbruch begleitet zu sein. Eine prächtig aufgeschlossene Harnischfläche, die mit 290/60 gegen den Berg zu einfällt, begleitet diesen Verwurf. An den Harnischen allein ist es schwer festzustellen, welcher Teil hier abgeglitten ist. Vermutlich dürfte der weiter im S gelegene Teil als Scholle ins Becken abgeglitten sein, während sich der N-Teil dabei gegen den Berg zu gekippt hat. (Siehe auch dazu Steinbruchskizzen).

3. **Die Lithofacies der oberen Sandschalerzone.**

Die Sedimente der oberen Sandschalerzone sind die mächtigsten jungtertiären Schichten an der Südostseite des Leithagebirges gegen die Kleine Ungarische Ebene zu. Infolge des stark transgressiven Charakters greift diese Zone oft über ältere Bildungen hinweg und liegt im Raume Donnerskirchen-Breitenbrunnn diskordant dem vortertiären Grundgebirge auf. Die rein lithologische Trennung von älteren Ablagerungen erfolgt durch das Transgressionskonglomerat der oberen Sandschalerzone. Gegen das Hangende zu bilden die meist dünnbankigen detritären Nulliporenkalke mit den typischen Mergelzwischenlagen der Bolivinenzone ebenfalls schon rein makroskopisch bei der Feldkartierung ins Auge fallende Merkmale.

Auch die Korallenführung ist nun nach den Studien von A. TOLLMANN (Lit. 174, S. 140) und W. FUCHS (Lit. 50, S. 67) ein brauchbares Trennungsmittel gegen das Hangende zu (Bolivinenzone) geworden. Auch hier fand sich bestätigt, daß die Koralle des Leithakalkes (Orbicella reussiana E. u. H.) noch bis in die obere Sandschalerzone vorkommt, in der Bolivinenzone dagegen schon erlischt.

a) Schotter, Konglomerate und Sande.

Profil N von Donnerskirchen gegen den Burgstall:

Über den diaphthoritischen Granitglimmerschiefern des Teufelsgrabens liegen diskordant Grobsande (Quarz, Quarzit, stark zersetzte Glimmerschiefer), die im wesentlichen Aufarbeitungsprodukte des transgredierenden Meeres auf das Grundgebirge darstellen. Im Hangenden dieser Grobsande liegen dann

dickbankige, bereits stark verwitterte Konglomerate, die reichlich mit Korallennestern (Orbicella reussiana E. u. H.) durchwachsen sind. Beinahe kugelige, bis zu nußgroß werdende Quarzgerölle, viel eckige Kristallinsplitter (feingeschichtete Glimmerschiefer) mit groben Quarzsanden und wenig karbonatischem Bindemittel ergeben ein verhältnismäßig lockeres Gestein. Neben dieser Korallenführung zeichnet sich das Transgressionskonglomerat der oberen Sandschalerzone durch eine überall auffindbare reiche Makrofauna aus. (Siehe Makrofauna des Tortons). Im Hangenden dieser Korallenkalkkonglomerate schalten sich dann nochmals etwas karbonatreichere Grobsande ein, die sich durch reichliche Heterosteginenführung auszeichnen. Im Hangenden dieser „Heterosteginensande" folgen dann die mächtigen reinen „Lithothamnienkalkmassen", die aber immer wieder grobklastische Einstreuungen, hauptsächlich von Quarzgeröllen zeigen.

Profilaufnahmen längs der Hofer Straße (zwischen Donnerskirchen und Hof) ergeben beinahe die gleiche Sedimentationsabfolge. Hier liegen über dem Kristallin (stark zersetzter Glimmerschiefer) grobe, ganz ähnlich ausgebildete Transgressionskonglomerate, die sich sowohl seitlich als auch gegen das Hangende zu mit reinen, weißen Nulliporenkalken verzahnen. Gegen den Kamm des Leithagebirges schalten sich dann grobe, diagnetisch nicht verhärtete Kalksande ein. Diese groben Kalksande dürften gleichsam die oben angeführten Korallenkalkkonglomerate des Burgstalls vertreten. Im Bereich der ersten großen Kehre an der Hoferstraße gegen die niederösterreichische Landesgrenze zu, schaltet sich dann ein größerer Mergelkomplex ein, der hier anscheinend direkt diskordant dem kristallinen Grundgebirge auflagert.

Diese konglomeratischen Bildungen des Mitteltortons (obere Sandschalerzone) faßt J. KAPOUNEK (Lit. 71) mit der Bezeichnung „Basiskonglomerat" zusammen.

Diese Basiskonglomerate, die schon L. KOBER (Lit. 85, S. 109) beobachtete und bei denen er die Frage offen läßt, ob es sich hier um richtige Transgressionsbildungen des Tortons oder um jüngere fluviatile Bildungen handelt, stellt J. KAPOUNEK (Lit. 71, S. 50) in das tiefere Torton und vergleicht diese marinen Bildungen um Donnerskirchen mit den Ruster Schottern bei Eisenstadt bzw. mit seinem Mitterriedl Schotter.

J. KAPOUNEK: „Als älteste Bildungen treten weiße Quarzschotter und Konglomerate auf, Kalke mit haselnußgroßem Quarzschotter. Sie sind die Basisschichten jener tieftortonen Sedimente, die im nächsten Abschnitt beschrieben werden sollen." (Höheres Torton).

J. KAPOUNEK erwähnt auch die Schichten an der Hofer Straße bei Donnerskirchen: , daß es sich hier nicht nur um Basisschichten des Leithakalkes, sondern auch Basisschichten der tieferen tortonen, kristallinen Schotter führende Sande handelt, die unter dem Leithakalk in der ‚Sandgstätten' hinter dem Militärinstitut in Eisenstadt aufgeschlossen sind."

Das heißt, daß J. KAPOUNEK die Basiskonglomerate bei Donnerskirchen als das überhaupt älteste tortone Schichtglied über dem Kristallin und unter den Ruster Sanden ansieht.

Nun haben J. KAPOUNEK bei der Aufgliederung der jungtertiären Schichten vor allem mikropaläontologische Hilfsmittel gefehlt und es kann daher nicht verwundern, daß nach einer genauen mikropaläontologischen Analyse der

Sedimente die „Basiskonglomerate" bei Donnerskirchen in das Mitteltorton (obere Sandschalerzone) gestellt werden, während die Ruster Sande in das untere Torton (Obere Lagenidenzone) zu stehen kommen.

J. KAPOUNEK erwähnt ferner, daß man beim Kartieren in der Nähe der Grenze Kalk-Kristallin auf ein wechselbreites Band von haselnußgroßen Quarzschottern stößt.

Er schreibt dazu auf Seite 50 wörtlich: „Aus der Tatsache, daß sich diese Schotter immer an der Grenze Leithakalk-Kristallin vorfinden, läßt sich der Schluß mit Berechtigung ziehen, daß sie zwischen beiden gelagert sind."

Nun konnte ich beobachten, daß man bei der Grenzbegehung jungtertiärer Schichten (sowohl Torton, als auch Sarmat und Pannon) zwar vereinzelt auf solche Quarzgerölle stößt, die aber meist in Verband mit kristallinem Schutt aus dem unmittelbaren Grundgebirge durch Vorgänge der Solifluktion herrühren. Die „Quarzgerölle" (es ist hier übertrieben, von richtigen Geröllen zu sprechen) dürften aus dem Verband der Glimmerschiefer stammen, sie liegen völlig regellos mit eckigem kristallinen Schutt vermischt und man kann kaum von einer richtigen Lagerung sprechen.

Ich konnte nun auch solche gut gerundete, meist plattelförmige Quarzgerölle von größerer Verbreitung und Mächtigkeit auf dem Sauberg (NNW von Donnerskirchen), allerdings auch hier an der Grenze Kristallin-Leithakalkkonglomerate (obere Sandschalerzone), finden.

Dieser Schotterkomplex hat allerdings eine ganz andere geologische Stellung, wie die oben angeführten. Daß es sich hier um verhältnismäßig junge, fluviatile Schotter handelt, geht schon aus der Lagerung auf einer hochgelegenen Verebnungsfläche hervor. (Weitere Hinweise siehe Kapitel Quartär).

Die zeitliche Einordnung der Transgressionskonglomerate bei Donnerskirchen ergibt sich meist direkt aus den Befunden der Mikropaläontologie. Die faciesunabhängige morphogenetische Reihe der Uvigerinen nach A. PAPP & K. TURNOVSKY (Lit. 129), die Entwicklungsreihe der Heterosteginen nach A. PAPP & K. KÜPPER (Lit. 125) und die Erkenntnis der korallenführenden Leithakalke bis in die obere Sandschalerzone nach A. TOLLMANN (Lit. 174, S. 140) und W. FUCHS (Lit. 50, S. 67) lassen sich auch hier an der SE-Seite des Leithagebirges wiederfinden und berechtigen zu dem Schluß, daß die „Basiskonglomerate" bei Donnerskirchen in das Mitteltorton (obere Sandschalerzone) zu stellen sind. Die Vorstellung L. KOBER's (Lit. 85, S. 109) als Transgressionsbildung bleibt weiterhin aufrecht.

b) Mergelfacies:

Auf der geologischen Karte von J. KAPOUNEK (Lit. 71) sind im Raume von Donnerskirchen nirgends tortone Mergel ausgeschieden worden. Es bedarf allerdings einiger Grabungen, um den wahren Charakter des Untergrundes unter einer bis zu 1 m mächtig werdenden Kristallinschuttdecke festzustellen.

Nördlich von Donnerskirchen an der Hofer Straße nahe vom Kamm des Leithagebirges, liegt unmittelbar gegen das Kristallin hin eine breite Zone von grauen, zum Teil auch sandigen, dünnplattigen, mürb verwitternden Mergeln.

Gegen das kristalline Grundgebirge zu werden diese Mergel sehr sandreich, der Gehalt an Quarzkörnern, feinkörnigem Quarzit und Biotit erhöht sich. Mächtigkeitsangaben lassen sich hier keine machen, da nirgends das sichere Liegende dieser Mergel aufgeschlossen ist. Die Mergel sind reich an typischer Mikrofauna der oberen Sandschalerzone. Sowohl gegen den Hoferbach (E), als auch gegen die Wolfsbrunn Allee (W) zu verzahnen sich diese Mergel mit richtig gewachsenen Nulliporenkalken.

c) Leithakalkfacies:

Auch hier an der SE-Seite des Leithagebirges ist die obere Sandschalerzone das Hauptbildungsniveau der gewachsenen Leithakalke. (Nulliporenkalke, Lithothamnienkalke). Die Nulliporenkalke der oberen Sandschalerzone zeichnen sich durch eine besondere Reinheit aus. Mergelige Zwischenlagen oder sandige Einschaltungen fehlen meist. Allerdings sind gerade diese Lagen für mikropaläontologische Untersuchungen von größter Wichtigkeit. Den Algen dürften zur Zeit ihrer Bildung ausgezeichnete Umweltsbedingungen geboten worden sein. Es herrscht ein vollmarines Milieu. Das Leithagebirge war zur Zeit der oberen Sandschalerzone vom Meer überflutet, nahe Festländer, die durch die Erosion terrigenes Material hätten einschütten können, fehlen. Weit ausgreifende Decken von Algenrasen bedeckten den kristallinen Untergrund. Die Wassertiefe dürfte durchschnittlich bei 50 m gelegen haben. Für die Reinheit des Wassers, für den hohen Sauerstoffgehalt und für eine konstante Temperatur sprechen auch die Korallen, die immer wieder, wenn auch wesentlich untergeordneter, mit den Nulliporen zusammen vorkommen.

Es ist allerdings nicht ganz exakt, bei diesen gewachsenen Leithakalken von richtigen Riffkalken zu sprechen, da diese marinen Rotalgen mehr rasenförmig in Form von weiten Decken den Untergrund überzogen haben und daher die eigentliche Struktur von massigen ungebankten Riffbildungen vermissen lassen. Das Typische dieser gewachsenen Leithakalke ist, daß man jede einzelne Bank auf lange Strecken hin verfolgen kann.

Der ältere Begriff für gewachsene Leithakalke „Lithothamnienkalke" wird durch einen Sammelbegriff Nulliporenkalke ersetzt. A. TOLLMANN wies darauf hin, daß sich am Aufbau der gewachsenen Leithakalke neben der Gattung Lithothamnium auch Lithophyllum, Archeolithothamnium und Melobesia beteiligen. (Lit. 174, S. 139).

Neben diesen weißen, dichten und sehr harten Nulliporenkalken, die in ihrer schönsten Ausbildung W der Hoferstraße vorliegen, finden sich an der E-Seite der Hoferstraße mehr dickbankige, massige Nulliporenkalke, die starke klastische Einstreuungen zeigen.

Die Nulliporenkalke am Drei Hörndl sind grauweiße, dichtspröde, beinahe oolithische Leithakalke, wobei sich neben den typischen Algen und Korallen des Leithakalkes auch verschiedene Bivalven und Gastropoden an ihrem Aufbau beteiligten. (Siehe Makrofauna des Tortons).

Am Ehrenfeld N von Donnerskirchen zeigen die Nulliporenkalke der oberen Sandschalerzone vor allem an ihrer Basis grobklastische Einstreuungen. Die Gerölle stammen direkt aus dem diskordant unterlagernden kristallinen Grundgebirge. (Glimmerschiefer). Sie sind hier echte lokale Transgressionskonglomerate.

Als schmaler Streifen ziehen nun die Sedimente der oberen Sandschalerzone weiter gegen NE über Purbach bis gegen Breitenbrunn. Hier in der unmittelbaren Randfacies sind es die konglomeratischen Leithakalke, die infolge ihrer Härte der Verwitterung und Abtragung am längsten Widerstand leisten konnten. Heute treten sie als morphologische Kuppeln gegenüber den weicheren Glimmerschiefern im Landschaftsbild hervor.

Gegen Purbach sind es dann lockere Kalksandsteine, sehr untergeordnet auch einzelne Nulliporenkalkbänke mit einer schwachen Korallenführung.

Wo die Nulliporenkalke massiger werden, zeichnen sie sich durch eine stärkere Klüftung aus, die zum Großteil immer senkrecht auf ss zu stehen kommt.

Auch E des Paffeneckgrabens bis gegen Breitenbrunn hinauf ist eine wechselnde Folge von mehr sandigen Nulliporenkalken, lockeren, groben Kalksanden, konglomeratischen Nulliporenkalken und dm mächtigen Bänken von richtig gewachsenen reinen Nulliporenkalken aufgeschlossen.

Alles dies sind typische Ablagerungen des unmittelbaren Küstenbereiches. Die wesentlich seltener vorkommenden Mergelzwischenlagen (wenige cm mächtig) liefern meist die typische Mikrofauna der oberen Sandschalerzone.

Der heute verhältnismäßig schmale Streifen dieser Ablagerungen, wie er auf der geologischen Karte aufscheint, ist sicherlich nur mehr ein sehr geringer Rest eines im Miozän viel weiter verbreiteten Schichtgliedes. Die über lange Zeiträume angreifende Erosion hat nur mehr an den Hängen den letzten Rest stehen gelassen. Durch die spätere Überflutung und Bedeckung mit Sedimenten des Untersarmats bzw. Unterpannons und Mittelpannons sind die heute sichtbaren Ablagerungen an den Hängen vor der Erosion besser geschützt gewesen, als die über wesentlich längere Zeiträume freiliegenden gleichaltrigen Sedimente am Kamm des Leithagebirges.

Eine besondere Art von Nulliporenkalken der oberen Sandschalerzone wurde am SE-Abhang des Leithagebirges bei Breitenbrunn festgestellt. Die Nulliporenkalke treten hier nicht in Bänken auf (Algenrasen), sondern sie bilden einzelne kugelige Knollen von einem Durchmesser bis zu 5 cm. Schneidet man diese Knollen auseinander, so zeigen sie eine schichtartige Anordnung von kalkigem Substrat, das reichlich mit Nulliporen durchwachsen ist. Zwischen den einzelnen Nulliporenknollen, die in einer Lage von 30 cm in dem bereits verfallenen Steinbruch über der Florianikapelle aufgeschlossen sind, befinden sich kreidig-sandige Partien, die auch teilweise eine Mikrofauna führen. Die Nulliporenknollenlage ist diagenetisch nicht verhärtet. Die Knollen fallen lose aus dem kreidig-sandigen Zwischenmittel heraus.

Vom biologischen Standpunkt aus liegen in diesen Nulliporenknollen Lebensformen vor, die sich wesentlich von denen der Algenrasen unterscheiden. Während sich die Algenrasen an der unmittelbaren Küstenlinie im stark bewegten Wasser (Einstreuungen von klastischem Material) bildeten und dort Überzüge von Krusten aufbauten, sind die knollenförmigen Gebilde kennzeichnend für eine etwas größere Entfernung von der Küste und für weniger stark bewegtes Wasser. Die rezenten Nulliporenknollen liegen meist auf sandigen Meeresböden.

Auch hier bei der Florianikapelle läßt das Begleitmaterial der Knollen ähnliche Analogieschlüsse zu. Das kreidig-sandige Einbettungsmaterial besteht aus feinst zerriebenem Algenmaterial, welches von der Küste her geliefert wurde.

d) Zusammenfassung:

Die mitteltortone Haupttransgression konnte sowohl nach den Ergebnissen der mikrofaunistischen Untersuchungen als auch nach der Einstufung der korallenführenden Leithakalke mit dem Beginn der oberen Sandschalerzone stratigraphisch fixiert werden. Dies bestätigt auch hier an der Südostseite des Leithagebirges gut die Ergebnisse, die A. TOLLMANN (Lit. 174, S. 109) aus dem benachbarten Eisenstädter Becken und W. FUCHS (Lit. 50, S. 73) im Ruster Bergland erzielt haben.

Die Ablagerungen in der Randfacies mit ihren konglomeratischen Bildungen an der Basis markieren gleichsam den Einbruch westlicher Teile der Kleinen Ungarischen Tiefebene zur Zeit der oberen Sandschalerzone. Dies stimmt auch gut mit den Daten der verschiedenen Cf-Bohrungen überein, die weiter draußen im Becken erzielt wurden. Bei der Cf-Bohrung 35 (in der Gegend von Parndorf) wurde in einer Tiefe von 211 m das kristalline Grundgebirge angefahren. Transgressiv darüber liegt in einer Mächtigkeit von 40 m die sogenannte Konglomeratserie, die mit den Transgressionskonglomeraten am Rande des Beckens (SE-Seite des Leithagebirges) ident sein dürfte.

Die Sedimente der oberen Sandschalerzone sind in erster Linie Bildungen der unmittelbaren Brandung auf eine alte Landoberfläche. (Kristallines Grundgebirge). Wenig verfestigte Konglomerate, Quarzsande mit viel aufgearbeitetem Kristallinmaterial, karbonatreichere „Heterosteginensande", Kiese, Leithakalkkonglomerate mit Nulliporen und Korallenbewuchs, die anscheinend hier im unmittelbaren Brandungsbereich beste Ansiedlungsbedingungen vorfanden, und lockere Kalksande überwiegen hier in der unmittelbaren Randfacies. Ein Mergelkomplex an der Hoferstraße erbrachte eine reiche Mikrofauna der oberen Sandschalerzone. Die wahren Mächtigkeiten sind nirgends eindeutig feststellbar, doch dürften sie auch hier in der Randfacies Werte von weit über 50 m erreichen.

Der Schwellencharakter des Ruster Berglandes hat zur Zeit der oberen Sandschalerzone zwischen Eisenstädter Becken und Kleiner Ungarischer Tiefebene nicht mehr bestanden. Das ganze Leithagebirge selbst war seicht überflutet und westliche Teile der Ungarischen Tiefebene standen so direkt in Berührung mit dem südlichen Wiener Becken.

4. **Die Lithofacies der Bolivinenzone:**

Die Bolivinenzone ist an der SE-Seite des Leithagebirges zum Unterschied der oberen Sandschalerzone eine Phase der Regression. Die Mächtigkeit der Ablagerungen bleibt weit hinter denen der oberen Sandschalerzone zurück.

Die detritären Ausbildungen überwiegen im lithologischen Charakter der Sedimente. Nur sehr vereinzelt sind auch dünnbankige Nulliporenkalke anzutreffen. (N der Tiergartenmauer von Donnerskirchen, unterhalb des Rabensauberges).

Die kommende Verlandung des Miozänmeeres macht sich auch hier in der Randfacies an der SE-Seite des Leithagebirges gegen die Kleine Ungarische Tiefebene zu bemerkbar.

Mikrofaunistisch ist diese Zone mit Hilfe der Foraminiferen durch das massenhafte und plötzliche Auftreten der hochspezialisierten Uvigerina venusta liesingensis TOULA, ferner von Bolivina dilatata (RSS.) und Bulimina elongata (d'ORB.) gekennzeichnet. (Siehe auch Mikrofauna des Tortons, Bolivinenzone, T. 1).

Ablagerungen der Zone der Bolivinen sind im unmittelbar kartierten Gebiet am NE-Rand des Eisenstädter Beckens, direkt oberhalb des Tiergartens von Donnerskirchen und bei Breitenbrunn-Winden anzutreffen. Die Zone tritt an diesen genannten Orten lithofaciell in 3 verschiedenen Ausbildungen auf.

Mergel, Sandsteine und detritäre Leithakalke.

Gegenüber der oberen Sandschalerzone zeichnet sich die Bolivinenzone allgemein durch die Dünnbankigkeit der (hauptsächlich umgelagerten) Sedimente aus. Das Fehlen der typischen Leithakalkkorallen Orbicella reussiana E. u. H., das vereinzelte Auftreten von nulliporenfreien, mergelreichen Kalken, die aus Kalkschlamm entstanden und das Vorkommen von wenig verfestigten Mergel mit nur sehr sporadischer Nulliporenführung, die anscheinend die tiefere Bildungszone andeuten, sind Merkmale, die beim Kartieren im Felde gewisse stratigraphische Aussagen zulassen.

Richtig gewachsene Nulliporenkalke, wie sie etwa so typisch für die obere Sandschalerzone sind, fehlen der Bolivinenzone vollkommen.

a) Mergelfacies:

Nordöstlich von St. Georgen, oberhalb des Schauerkreuzes gegen den Tiergarten von Donnerskirchen zu, treten unter einer verhältnismäßig mächtigen Verwitterungsdecke (1,5 m) hellbraune, z. T. schwach sandige Mergel auf, die sich durch ein massenhaftes Auftreten der wenigen aber typischen Foraminiferen der Bolivinenzone auszeichnen. (Probe 302 und 306).

J. KAPOUNEK (Lit. 71) allerdings zeichnet auf seiner geologischen Karte der Umgebung von Eisenstadt hier irrtümlich pannone Kalke. Anscheinend brachte er diese tortonen Mergel in Verbindung mit den detritären Leithakalken und Kalksandsteinen des Unterpannons oberhalb von St. Georgen bei der Rochuskapelle. Erst ein dichtes Probenetz ermöglichte im Raume von St. Georgen eine genaue stratigraphische Einstufung der Sedimente. Eine Trennung nach rein lithologischen Unterschieden läßt sich hier nicht mehr durchführen. Die mikropaläontologische Analyse einer Reihe von Gesteinsproben erbrachte die Aufgliederung eines Mergelkomplexes in einen Anteil der Bolivinenzone und in einen Anteil des Unterpannons. (Siehe Tafel: Lage der mikropaläontologisch untersuchten Gesteinsproben).

Über Lagerungsverhältnisse bzw. Mächtigkeitsangaben lassen sich bei diesem Mergel der Bolivinenzone keine genaueren Angaben machen. Die einzelnen Gesteinsproben stammen nur aus Grabungen. Dabei war eine Schichtung nicht festzustellen; auch Makrofossilien wurden nicht angetroffen. Der oberflächlichen Ausdehnung nach dürfte es sich aber doch um ein mächtigeres Vorkommen handeln. Ferner vermute ich eine teilweise Verzahnung mit den mitteltortonen Nulliporenkalken des Kalkriedls. (Siehe auch geologische Karte).

b) Kalksandsteinfacies:

Oberhalb der Nordmauer des Tiergartens von Donnerskirchen an der Markstein Allee zwischen Schützener und Steinbruch Allee sind am Wege dünnschichtige Kalksandsteine von hellgelber bis schmutzig weißer Farbe in einer Mächtigkeit von 2 m aufgeschlossen. Die Komponenten dieses Kalksandsteines bestehen aus gut abgerollten Quarzkörnchen, die untereinander mit feinst aufgearbeitetem organischen Grus verkittet sind. Der in einigen Lagen weniger verfestigte und anscheinend mergelreichere Kalksandstein brachte wider Erwarten eine recht brauchbare Mikrofauna dieser Zone. Gegen den Leitha- bzw. Rabensauberg hin schalten sich dann vereinzelt dm-mächtige Bänke mit einer schwachen Nulliporenführung ein.

Mit einigen unbestimmbaren Ostreen und Pectensplittern (hauptsächlich aus den Kalksandsteinen) und Abdrücken von Lucina sp., Pecten sp., Turitella sp., Pectunculus pilosus L. u. M., Cardium sp., Ostrea sp., sowie Pinnafragmenten aus den dünnbankigen Leithakalken ist die Makrofauna erschöpft.

Die Abgrenzung dieser detritären Bildungen ist schwierig, weil die transgressiv auflagernden, jungen Mitterriedl Schotter mit einer Mächtigkeit von 2 m den Untergrund verbergen.

c) Detritäre Kalke:

Allgemein wirft sich bei der Gegenüberstellung Kalksandstein - detritärer Kalk die Frage eines genaueren Unterscheidungsmerkmales im Zuge der Feldkartierung auf. Für detritären oder sekundären „Leithakalk" muß im petrographischen Sinn die Bezeichnung Kalksandstein (Kalkarinit) lauten. Trotzdem hat es sich als nützlich erwiesen, vor allem bei dem Versuch einer lithologischen Trennung der Ablagerungen beide Begriffe, also detritärer Kalk und Kalksandstein zu unterscheiden. Im stratigraphischen Sinn allerdings sagen beide Begriffe nichts aus. Sowohl detritärer Kalk als auch Kalksandstein kommen vom Torton bis ins Pannon vor.

Der detritäre Kalk ist ein Produkt von zusammengeschwemmten organogenen Fragmenten, die meist nur wenig diagenetisch verfestigt sind. Der Aufarbeitungs- bzw. Umlagerungsprozeß ist dabei aber keinesfalls soweit gegangen, daß die ursprünglichen organischen Bestandteile bis zur Unkenntlichkeit, bis zu feinstem organischen Grus aufgearbeitet wurden. Bei den detritären Nulliporenkalken lassen sich ohne weiteres noch die einzelnen Ästchen und Stämmchen der verschiedenen marinen Kalkalgen erkennen. Bei ihrer Aufarbeitung und Umlagerung sind diese dann meist zerbrochen und abgerollt worden und in ruhigeren Absatzräumen schichtweise abgelagert worden. Spätere Diagenese schuf ein verhältnismäßig lockeres Gestein. Auch einzelne cm-mächtige Mergelzwischenlagen in Verband mit diesen detritären Kalken sprechen für ruhigere Ablagerungsräume, in erster Linie Buchten, geschützt vor dem unmittelbaren Einfluß der Brandung, die für diese detritären Kalke in Frage kommen.

Die Kalksandsteine dagegen weisen meist eine cm-mächtige Schichtung auf, Mergelzwischenlagen fehlen ihnen vollkommen. Die Kalksandsteine bestehen in der Hauptsache aus gut gerollten Quarzkörnern, die untereinander mit karbonatischem Bindemittel (feinst aufgearbeiteter organischer Grus) verkittet sind.

Der Grad der Verfestigung bei den dünnplattigen Kalksandsteinen ist ein weit höherer als bei den lockeren detritären Kalken. Die ursprünglichen organogenen Bestandteile sind durch ständige Aufarbeitung und Umlagerung, anscheinend unter dem Einfluß der Brandung, bis zu feinstem Grus aufgearbeitet worden. Bei den meisten Kalksandsteinen, die öfters auch eine richtige oolithische Struktur zeigen, ist in den seltensten Fällen weder eine Makro- noch eine Mikrofauna zu gewinnen. Die detritären Kalke dagegen sind allgemein fossilreicher. Richtige Muschelpflaster und Muschelbreccien sind für die untersarmatischen detritären Kalke des Tiergartens von Donnerskirchen typisch. Dickschalige Ostreen und verschiedene Pecten, ferner Seeigelfragmente und hochkegelige Turitellen sind oft lagenartig in den mitteltortonen, detritären „Leithakalken" an der SE-Seite des Leithagebirges angeordnet.

Bei einem Versuch der rein lithologischen Trennung, unter Außerachtlassung von stratigraphischen Aussagen, ist die Unterscheidung detritärer Kalk- und Kalksandstein durchaus brauchbar.

In der Fortsetzung der Besprechung der Ablagerungen der Bolivinenzone liegt im äußersten NE des kartierten Gebietes der Windner Steinbruch. Obwohl ein Großteil davon heute bereits stark verwachsen ist, lassen die wenigen Aufschlüsse doch noch einen Einblick in den lithologischen Charakter und in die Lagerungsverhältnisse dieser Sedimente zu.

Es sind vorwiegend grobbankige, massig wirkende detritäre Nulliporenkalke, von hellgelber bis schmutzig weißer Farbe. Hauptsächlich Bruchstücke von regellos angeordneten Nulliporenfragmenten und dickschaligen Makrofossilien der randnahen Leithakalkfauna, ließen hier ein lockeres Gestein zum Absatz kommen. Dabei spielten auch hier spätere Vorgänge der Diagenese nur eine sehr untergeordnete Rolle. Die cm-mächtigen Mergelzwischenlagen führen auch hier die typische Mikrofauna der Bolivinenzone. Die bis zu 2 m mächtig werdenden Bänke der detritären Kalke sind zum Teil stark zerklüftet. Die Kluftrichtung kommt senkrecht auf ss zu stehen. Die Klüfte sind bis zu 4 cm breit, offen und leer. Das verhältnismäßig steile Einfallen bis zu 25 Grad nach SSE scheint durch den in der geologischen Karte ausgeschiedenen Randbruch bedingt zu sein.

Gegen den Breitenbrunner Steinbruchbereich dürften diese detritären Kalke der Bolivinenzone direkt von untersarmatischen Sedimenten überlagert werden. (Siehe Profil N. 4).

5. **Die Lithofacies des Sarmats:**

a) Allgemeines:

Auf der geologischen Karte der Umgebung von Eisenstadt hat J. KAPOUNEK (Lit. 71) zwischen St. Georgen und dem Tiergarten von Donnerskirchen einen breiten Lappen von sarmatischen Ablagerungen ausgeschieden. Als stratigraphischer Beleg dafür diente ihm eine Makrofauna, die er aus einigen Aufschlüssen nördlich des Schauerkreuzes, in der Umgebung von St. Georgen und im Tiergarten von Donnerskirchen gewann.

Gerade für diese angeführten Lokalitäten ergeben sich nach genaueren mikropaläontologischen Untersuchungen aber noch typische Ablagerungen des Tortons. (Bolivinenzone).

Diese Ablagerungen sind nördlich von St. Georgen überwiegend richtige Mergel und nicht Kalke, wie sie J. KAPOUNEK ursprünglich gedeutet hat. Die Ablagerungen oberhalb der Tiergartenmauer sind ihrem petrographischen Charakter nach Kalksandsteine. Die Mikrofauna zeigt Bolivinenzone an.

Das ganze Sarmatvorkommen entlang des Südostrandes des Leithagebirges gegen die Kleine Ungarische Tiefebene zu konnte auf Grund der mikrofaunistischen Analysen der Ablagerungen dahin aufgegliedert werden, daß es sich hier in der unmittelbaren Randfacies nur um Sedimente des tieferen Sarmats (Zone des Elphidium reginum) handelt.

Proben mit einer mittelsarmatischen Fauna sind zwar vereinzelt angetroffen worden, doch ist Elphidium hauerinum d'ORB. viel zu selten, daß man damit eine eigene Zone hätte aufstellen können. Erst weiter beckenwärts könnte dieser Versuch positiv verlaufen. Allgemein kann man das Fehlen der Sedimente des Mittelsarmats am SE-Rand des Leithagebirges damit begründen, daß es stark regressiv aufscheint und somit in der unmittelbaren Randfacies nicht zur Ablagerung gekommen ist.

W. FUCHS (Lit. 50, S. 73) weist darauf hin, daß zu Beginn des Mittelsarmats eine allgemeine Hebung der Umrahmung des Eisenstädter Beckens einsetzt. Dies dürfte auch nach den Ergebnissen der Kartierung der Randbereiche für die westlichen Teile der Kleinen Ungarischen Tiefebene zutreffen. Die Erosionslücke des Mittelsarmats an der Südostseite des Leithagebirges läßt sich auf eine Hebungstendenz zu dieser Zeit zurückführen.

Obersarmat (Zone des Nonion granosum) fehlt hier an der Westseite des Kis Alföld vollkommen. In der Randfacies selbst konnten bei den dafür in Frage kommenden Proben absolut keine mikrofaunistischen Anzeichen für Sedimente aus dieser Zeit gefunden werden. Eindeutiges Obersarmat wurde auch in den einzelnen Bohrungen im Becken (Cf-Bohrungen von Podersdorf und Frauenkirchen) nirgends nachgewiesen.

Bei der geologischen Neuaufnahme des Eisenstädter Beckens durch A. TOLLMANN (Lit. 174, S. 77) konnten ebenfalls nirgends Sedimente des Obersarmats (Zone des Nonion granosum) aufgefunden werden. Aus diesem Grund nimmt A. TOLLMANN für die Zeit des Obersarmats im Eisenstädter Becken Landzustand an.

W. FUCHS (Lit. 50, S. 40) fand allerdings an der Westseite des Ruster Höhenzuges mächtige Ablagerungen aus der Zeit des Obersarmats. Er betont aber gleichzeitig, daß die obersarmatische Transgression nicht mehr im Stande war, das Ruster Bergland zu überfluten, sondern nur durch Kanäle auch an die Ostseite des Gebirges bei Rust geringmächtige Ablagerung bringen konnte.

Wenn man den Schwellencharakter des Ruster Berglandes für die Zeit des Obersarmats annimmt, so erscheint es mir gar nicht verwunderlich, daß diese Sedimente sowohl in der Randfacies (Südostseite des Leithagebirges) als auch im Becken (Kis Alföld) fehlen sollten. Die westlichen Anteile der Kleinen Ungarischen Tiefebene stellen herausgehobene Landmassen dar.

Nicht ganz leicht zu verstehen ist es allerdings, warum in einem kleinen Teilbecken der Eisenstädter-Ödenburger Bucht an der Nordseite (A. TOLLMANN, Lit. 174) Ablagerungen des Obersarmats fehlen sollten, während sie an der

Ostseite nach W. FUCHS (Lit. 50) stark transgressiven Charakter aufweisen. Nun hat mir Herr Dr. K. KOLLMANN freundlicherweise mitgeteilt, daß obersarmatische Ablagerungen auch in der Gegend von Eisenstadt vorhanden sind. Der ursprüngliche Landzustand des Eisenstädter Becken zur Zeit des Obersarmats nach A. TOLLMANN kann daher nicht mehr aufrecht erhalten werden.

Wenn man nun die sarmatischen Ablagerungen, allerdings immer nur in der Randfacies, weiter nach Nordosten, in das Gebiet der Hainburger Berge verfolgt, so fällt auf der geologischen Karte von G. WESSELY (Lit. 192) auf, daß das Untersarmat überall stark transgressiven Charakter besitzt. Im Mittelsarmat machen sich nach den Berichten von G. WESSELY (Lit. 192, S. 259) auch in den Hainburger Bergen allgemeine Hebungen bemerkbar. Zur Zeit des Obersarmats dagegen sanken wieder große Teile der Berggruppe unter Wasser. Diese Besonderheit der Beckenumrahmung bringt G. WESSELY mit einer Senke der Gebirgsachse zum Ausdruck.

b) Untersarmatische Ablagerungen (Zone des Elphidium reginum) an der Südostseite des Leithagebirges zwischen St. Georgen und Breitenbrunn.

Die Ablagerungen dieser Zone sind neben dem Mitteltorton das mächtigste Schichtglied in der Randfacies. Oft liegen diese Sedimente stark diskordant auf vortertiärem Grundgebirge. Die untersarmatische Transgression allerdings dürfte niemals so weit in das Leithagebirge hinaufgereicht haben, wie etwa die mitteltortone Haupttransgression zu Beginn der oberen Sandschalerzone. Daher ist es nach den Ergebnissen der Randkartierungen an der Südostseite des Leithagebirges unwahrscheinlich, daß zur Zeit des Untersarmats eine direkte Verbindung zwischen südlichem Wiener Becken und Kleiner Ungarischer Tiefebene über Teile des Leithagebirges erfolgt ist. Dagegen dürfte nach den Ergebnissen von W. FUCHS (Lit. 50) eine Verbindung zwischen Eisenstädter Becken im Westen und Kis Alföld im Osten über weite Teile des Ruster Berglandes erfolgt sein.

Ihrem lithofaciellen Charakter nach sind die Sedimente des tieferen Sarmats im wesentlichen Kalksandsteine, detritäre massige „Leithakalke" und untergeordnet auch mächtigere Mergelzwischenlagen. Außer dem Vorkommen von detritären „Leithakalken" im Tiergarten von Donnerskirchen sind alle anderen untersarmatischen Vorkommen auf der geologischen Karte mikrofaunistisch belegt.

c) Kalksandsteinfacies:

Nördlich von St. Georgen an der Süd- und Südostseite des Hochberges liegen nahe der Waldgrenze grauweiße Sandsteine aufgeschlossen. Ihr plattiger Charakter wird durch eine dm mächtige Schichtung hervorgerufen. Aus den hangenden, mürbsandig verwitternden Zwischenlagen entstammt eine arme untersarmatische Mikrofauna, die unter anderem typisches Elphidium reginum d'ORB. enthält, womit diese Sandsteine hier stratigraphisch einzustufen sind. (Siehe Tafel 2, P. 10). Die Makrofauna ist spärlich: Tafel 5.

Das Einfallen dieser Kalksandsteine ist mit 140/30 verhältnismäßig steil und muß in Zusammenhang mit Randbrüchen gebracht werden. Vermutlich dürften diese untersarmatischen Ablagerungen im Raume von St. Georgen diskordant auf Sedimente der oberen Lagenidenzone zu liegen kommen, doch ist dies nirgends aufgeschlossen.

Dieser schmale untersarmatische Streifen (siehe Geologische Karte) zieht sich dann gegen Nordosten fort. Unterhalb des Hummelberges, nördlich des Schauerkreuzes, wurde früher dieser untersarmatische Kalksandstein für den Bau der Tiergartenmauer gebrochen. Hier sind die Kalksandsteinbänke wesentlich dickbankiger ausgebildet, ihrem Charakter nach mehr detritäre „Leithakalke". Auch hier lieferten die lockeren sandigen Zwischenlagen die typische Mikrofauna des Untersarmats. Die Makrofauna (Tafel 5, Steinbruch Probe 323) weist ebenfalls auf ein tiefsarmatisches Alter dieser Kalksandsteine. (Siehe Makrofauna des Sarmats, Tafel 5).

Der bis zu 5 m hohe Aufschluß zeigt eine Menge von Klüften. (260/65). Die Klüfte sind hier, nicht wie überall sonst, weit und offen, sondern mit tonig mergeligem Material ausgefüllt. Allerdings hat sich diese Kluftfüllung als fossilleer erwiesen, und damit keine Anhaltspunkte für die Anlage dieser Klüfte ergeben.

Die Abgrenzung des breiten Sarmatvorkommens im Tiergarten von Donnerskirchen ist leichter durchzuführen, weil die hauptsächlich detritären „Leithakalke" reich an Makrofossilien sind. Eindeutige Proben mit Elphidium reginum d'ORB. allerdings fehlen hier im Tiergarten von Donnerskirchen. Die untypische Mikrofauna und die reichlichere Makrofauna lassen allerdings schon eine Einstufung mit tieferem Sarmat zu. (Siehe Makrofauna des tieferen Sarmats).

Schwieriger wird die Abgrenzung im Norden und Nordosten, weil der transgressiv auflagernde Mitterriedl Schuttkomplex das Liegende Untersarmat verbirgt. Die Kalksandsteinvorkommen oberhalb der Nordmauer des Tiergartens, die J. KAPOUNEK (Lit. 72) ebenfalls dem Sarmat zuordnet, müssen auf Grund ihrer Mikrofauna allerdings dem Torton (Bolivinenzone) zugeordnet werden.

Uber die Lagerungsverhältnisse und die lithofacielle Ausbildung der tiefsarmatischen Sedimente im Tiergarten von Donnerskirchen geben 2 alte Steinbrüche Aufschluß.

In einer Höhe von 4 m sind grauweiße, massige, detritäre Kalke aufgeschlossen, die kaum irgendeine Bankung zeigen. Aus den sandigen, anscheinend stark verwitternden hangenden Schichten stammt eine sehr reduzierte Mikrofauna, die nur einen Schluß auf tieferes Sarmat zuläßt. Eine rasche seitliche Verzahnung dieser detritären Kalke mit harten oolithischen Kalksandsteinen (Feinkonglomerat) ist zu beobachten. Nicht selten sind in diesen detritären Kalken mächtigere Lumachellenlagen eingeschaltet. Massenhaft Steinkerne von Cerithien und Abdrücke von verschiedenen Bivalven ergeben zum Teil eine richtige Muschelbreccie.

Auch J. KAPOUNEK (Lit. 71, S. 88) führt von hier (Neuer Steinbruch) eine Makrofauna an. Nach seinen Angaben fallen hier die Schchiten mit 30 Grad gegen Osten ein.

Nordwestlich des Jagdschlosses, bei der Schützener Alle, liegt ein bereits stark verfallener Steinbruch, der anscheinend früher ebenfalls für den Bau der Tiergartenmauer herangezogen wurde. Hier kann man nur mehr einzelne detritäre Kalkbänke beobachten, auch hier mit der typischen Fauna des tieferen Sarmats. (Siehe Makrofauna des Sarmats, T. 5).

Nur sehr isoliert tritt in diesen Kalksandsteinbänken ein grau-weiß, verwitternder kreidiger Kalksandstein auf, der sich durch eine reiche Verwachsung von 1 mm dicken unregelmäßig verlaufenden Röhrchen, wahrscheinlich von Hydroides pectinata (PHIL.) auszeichnet. Auch hier dürften die Lagerungsverhältnisse gestört sein. (155/27, 180/25).

Hier sind die Klüfte breit und offen. (295/85, 300/90). Schon J. KAPOUNEK (Lit. 71, S. 88) weist auf eine NW-SE laufende Störung quer durch das Leithagebirge hin, die er auf Grund verschiedener Einfallsrichtungen konstruiert.

Sonst fehlen im weiteren Bereich des Tiergartens von Donnerskirchen größere Aufschlüsse. Zahlreiche Grabungen ergaben aber immer wieder genügend Hinweise für eine tiefsarmatische Einstufung der Sedimente. Der lithofacielle Charakter, sowie Mikro- und Makrofossilführung der Sedimente sprechen für eine küstennahe Seichtwasserbildung.

Oft liegen die aufgearbeiteten und neu einsedimentierten Ablagerungen des tieferen Sarmats diskordant auf vortertiärem Grundgebirge und markieren heute so die weit landwärts eindringende Überflutung zu jener Zeit. Exakte Mächtigkeitsangaben können nicht gemacht werden, doch dürfte auch das Untersarmat in der Randfacies mehrere m-Zehner erreichen.

Zwischen Donnerskirchen und Purbach fehlen sarmatische Sedimente vollkommen. Hier dürften sie durch jüngere Sedimente (Pannon) überdeckt sein. Erst ab Purbach gegen Nordosten setzt eine breite Entwicklung von untersarmatischen Sedimenten ein, teils das Mitteltorton begleitend, teils diskordant überlagernd.

Oberhalb von Purbach, am Weg zum Wiener Haus, befindet sich rechter Hand ein Steinbruch von massig detritären Nulliporenkalken im Liegenden, während die hangenden Partien aus dünnplattigen Sandsteinbänken aufgebaut werden. Die detritären liegenden Nulliporenkalke führen reichlich mitteltortone Makrofossilien. Auch die cm mächtigen Mergelzwischenlagen enthalten eine Mikrofauna, die sich ohne Schwierigkeiten in ein höheres Mitteltorton einordnen läßt.

Die hangenden plattigen Kalksandsteine sind auf Grund ihrer Fauna in das Untersarmat zu stellen. (Elphidium reginum Zone). Hier würden dann tortone Ablagerungen völlig isoliert inmitten von sarmatischen Sedimenten zu liegen kommen. Gerade das Untersarmat erreicht aber weiter westlich bei der Purbacher Meierei eine Mächtigkeit von fast 30 m. Es wäre daher nicht ganz einfach zu erklären, warum gerade hier die untersarmatische Transgression das liegende Torton in Form von nur wenigen m mächtigen Kalksandstein überlagert, während sie weiter westlich bis auf das vortertiäre Grundgebirge übergreift. Man könnte dieses Problem mit einer tektonischen Aufwölbung des Untergrundes oder mit einer primären bereits vorhandenen kleinen Kristallinschwelle in Zusammenhang bringen. Eine wesentlich einfachere Erklärung sehe ich darin, daß die untersarmatische Transgression von der unmittelbaren Küste, die neben dem Kristallin ja zur Hauptsache aus mitteltortonen Leithakalken und deren detritären Bildungen bestand, mächtige Blöcke loslöste, wenig weit transportierte und neu einsedimentierte. Bei dieser Umlagerung wurde die ursprüngliche Struktur der organogenen Ablagerungen, die Makro- und Mikrofossilien (in den mergeligen Zwischenlagen) so weit erhalten, daß es den Anschein hat, sie wären zur Zeit des Tortons zur Ablagerung gekommen.

Gerade dieses Beispiel soll zeigen, wie schwierig es vor allem in der Randfacies ist, trotz eindeutiger Mikro- und Makrofauna exakte stratigraphische Aussagen zu machen. Auch in petrographischer Hinsicht lassen sich die detritären Bildungen des Tortons nicht von jenen des Sarmats unterscheiden. Bei stratigraphischen Aussagen hat man zu beachten, daß bei der Aufarbeitung durch größere Transgressionen auch die gesamte Fauna, besonders die Mikrofauna, davon betroffen wurde.

Die Frage der Umlagerung spielt in der unmittelbaren Randfacies eine ganz entscheidende Rolle. Die mikropaläontologische Untersuchung vieler Sarmatproben ergibt immer wieder eine Menge von tortonen Foraminiferen und Ostracoden. Diese tortone Fauna in sarmatischen Proben muß dann als umgelagert gedeutet werden, sie hat für stratigraphische Aussagen keinerlei Bedeutung. Man muß daher bei der Alterseinstufung mit Hilfe der Mikrofauna mit äußerster Vorsicht vorgehen und die Möglichkeit der Umlagerung immer im Auge behalten.

Über den Angerer Graben bei Purbach (Meierei) erhebt sich morphologisch schon von weitem sichtbar, ein mächtiger Komplex von detritären Sarmatkalken. Eine ausgesprochene Schichtung fehlt ihnen. Die hangenden plattigen Kalksandsteine weisen öfters eine oolithische Struktur auf. Auch hier konnte aus den mürben, sandigen Lagen die typische Mikrofauna der Elphidium reginum Zone gewonnen werden. Diese ein wenig eintönigen lithologischen Ablagerungen dürften nur wenig gestört sein. Die Schichten fallen meist mit 10-12 Grad gegen SSE ein. In den lockeren und sandigen Lagen finden sich auch hier immer wieder Abdrücke und Steinkerne der typischen untersarmatischen Seichtwasserfauna.

Oberhalb des St. Anna Spitals gegen den Purbacher Friedhof hin liegen an der Basis dm mächtige gebankte Kalksandsteine mit einer Fülle von Abdrücken von Mikrofossilien. Im Hangenden liegen mergelreiche, wenig gebankte sandige Lagen, die eine typische Mikrofauna des Untersarmats geliefert haben. Nach oben zu wird dieser Aufschluß von feinsandigen Tegeln des Mittelpannons abgeschlossen. Auffallend ist hier ferner eine schwache Winkeldiskordanz zwischen Untersarmat und Mittelpannon. Das Einfallen des sarmatischen Anteiles des Aufschlusses beträgt 230/15, Klüfte fehlen. (Siehe auch Steinbruchskizzen, Beilage 5).

Die im Jahre 1960 durchgeführten Kanalbauten im Orte Purbach waren bestens geeignet, küstennahe Ablagerungen des Untersarmats (Zone des Elphidium reginum) zu studieren. (Steinbruchskizzen, Tafel 5). Die Verzahnung von reinen Quarzsanden mit viel aufgearbeitetem Kristallinmaterial des vortertiären Grundgebirges, die anscheinend hier die unmittelbaren Transgressionssedimente darstellen, mit lockeren Kalksandsteinen und massigeren Kalken mit richtigen Muschelbreccienzwischenlagen, war hier auf eine Länge von 500 m aufgeschlossen. Probe 163 (siehe Beilage 3, N Purbach am Weg zum Wiener Haus) brachte ein eigenartiges Sediment zu Tage, das zu 90 % aus Spongiennadeln und vereinzelt aus gut gerundeten Quarzkörnchen neben Muskowitschüppchen besteht. Das Alter dieser Ablagerung, über deren Lagerung und Mächtigkeit man nur wenige Anhaltspunkte hat, geht aus dem Verband mit den seitlichen untersarmatischen Kalksandsteinen hervor.

Im Gebiet der Thenau zwischen Purbach und Breitenbrunn sind neben den detritären Sarmatkalken richtige Lagen von Muschelbreccien aufgeschlossen, die stark an die sarmatische Entwicklung von Nexing erinnern. Bänke, die ausschließlich die Abdrücke der typischen untersarmatischen Gastropoden führen, wechsellagern mit Muschelpflaster von Cardium vindobonense vindobonense (PARTSCH) LASK. ab. Auffallend ist hier die Großwüchsigkeit der Cardien im Gegensatz zu denen aus dem Tiergarten von Donnerskirchen. Diese Großwüchsigkeit der Schalen dürfte zum Teil mit dem höheren Karbonatgehalt der detritären Sarmatkalke am Thenau zusammenhängen. An der Ostseite dieser großen Verebnungsfläche dürften diese untersarmatischen detritären Bildungen von umgelagerten „Leithakalken" der oberen Sandschalerzone unterlagert werden. Größere Mergelkomplexe fehlen diesen untersarmatischen Sedimenten zwischen Purbach und Breitenbrunn. Nur bei einer Brunnengrabung in Breitenbrunn (siehe Beilage 3, Probe 216) wurde aus einer Tiefe von 11 m schwarz-violetter Mergel gefördert, der eine typische Mikrofauna der Zone des Elphidium reginum (d'ORB.) geliefert hat.

Nordwestlich von Breitenbrunn liegen eine Reihe von Steinbrüchen, die einen guten Einblick in die lithologische Beschaffenheit der Sedimente des Untersarmats (Zone Elphidium reginum) gewähren. Ein weißer, zum Teil sehr lockerer detritärer Kalk wird hier mehrmals von bis zu 1 m mächtigen Mergelzwischenlagen unterbrochen. Schon ROTH v. TELEGD (Lit. S. 22) betont, daß sich am Aufbau dieser detritären Kalke neben Nulliporenbruchstücken auch Austernbruchstücke beteiligen. Diese detritären untersarmatischen Kalke zeigen nur gegen das Hangende eine gewisse Bankung, sind sonst aber eher massig. Die Mergelzwischenlagen dagegen weisen eine rhythmische cm-Schichtung auf. Vor allem aus den Mergelproben 302-305 (siehe Tafel N. 2) stammt eine reiche Foraminiferen- und Ostracodenfauna des Untersarmats. (Zone Elphidium-reginum). Die plattigen Kalksandsteine im Hangenden sind meist feinkörnig, diagenetisch besser verhärtet, von hellgelber Farbe. Die Mächtigkeiten der untersarmatischen Ablagerungen in den Steinbrüchen von Breitenbrunn sind bis zu 20 m aufgeschlossen. Die detritären Kalke zeigen eine Klüftung, die senkrecht auf ss zu stehen kommt. Diese sind bis zu 7 cm breit und offen. (Siehe auch Steinbruchskizzen, Beilage N. 5).

6. **Lithofacies d. Pannon.**

a) Allgemeines:

Pannonische Sedimente sind Ablagerungen eines halbbrackischen-ausgesüßten Sees. Die altersmäßige Einstufung erfolgt in erster Linie mit Hilfe von Ostracodenfaunen. An dieser Stelle möchte ich mich herzlich bei Herrn Dr. K. Kollmann bedanken, der in liebenswürdiger Weise eine Überprüfung meiner Ostracodenfaunen vornahm. Die **wenigen Makrofossilien** aus diesen Sedimenten ließen infolge ihres meist schlechten Erhaltungszustandes keine näheren Altersdeutungen zu. Der überwiegende Teil aller pannonischen Proben stammt aus Grabungen, die nur mit größter Vorsicht Aussagen über die lithofacielle Entwicklung des Sedimentes und über Lagerungsverhältnisse zulassen.

Auch direkte Mächtigkeitsangaben können aus der unmittelbaren Randfacies wohl kaum gemacht werden.

Infolge der heutigen Höhenlage der Sedimente weist vor allem das Unterpannon (Zone B) in den NE-Randbereichen des Eisenstädter Beckens stark transgressiven Charakter auf. Auch an der W-Seite der Kleinen Ungarischen Tiefebene im Raume Purbach-Breitenbrunn liegen mächtigere unterpannone Kalksandsteine und Sande der Zone B, die hier allerdings bereits wesentlich tiefer am Rande des Leithagebirges zur Ablagerung kamen.

Die Ebenen gegen das Eisenstädter Becken bzw. gegen den Neusiedlersee zu, werden von Sedimenten des Mittelpannons (Zone D und E) aufgebaut.

Der lithofacielle Charakter der pannonen Ablagerung ist verschieden. Es überwiegen tonig-sandige Mergel, richtige Mergel, detritäre Leithakalke, Kalksandsteine (Kalkarenite) und unreine Quarzsande.

b) Ablagerungen des Unterpannon (Zone B + ?C):

Diese Ablagerungen sind im Arbeitsgebiet N St. Georgen bei der Rochuskapelle und zwischen Purbach und Breitenbrunn (siehe geologische Karte) mikropaläontologisch mit Hilfe von Ostracodenschalen nachgewiesen worden. Das häufige Auftreten von Eucypris auriculata (REUSS), Hemicytheria hungaria (MEHES), ferner von Erpetocypris div. sp. und Cypris sp. spricht nach der Bearbeitung der Ostracoden durch K. KOLLMANN (Lit. 87, S. 120) für die Zone B des Unterpannons. Die regressive Zone A dürfte in der unmittelbaren Randfacies nicht zur Ablagerung gekommen sein.

1. Detritäre Leithakalke und Kalksandsteine der Zone B.

In den NE-Randbereichen des Eisenstädter Beckens, N St. Georgen bei der Rochuskapelle (siehe geologische Karte) liegen mächtige Lagen von detritärem Leithakalk. Die schmalen feinsandigen bis mehligen Zwischenlagen ergaben die typische Ostracodenfauna der Zone B. (Siehe Tafel N. 3, Probe 314, 312, 308). Daneben kommt auch eine umgelagerte tortone und sarmatische Foraminiferenfauna vor. An der Basis liegen zum Teil richtig grobkonglomeratische Bildungen, gegen das Hangende zu wird die Ablagerung feinkörniger und schichtiger. Die Makrofossilführung ist spärlich: Menalopsis sp. (?M. fossilis fossilis [MARTIN] GMELIN) und umgelagerte sarmatische Cardien, Ervilien und Pirinellen. Auch die anläßlich von Fundamentaushebungen angetroffenen Kalksandsteine am Nordausgang von St. Georgen müssen auf Grund ihrer Lagerungsverhältnisse und der Makrofossilführung (Melanopsis sp., Congeria sp.) dem Unterpannon zugeordnet werden. Mikropaläontologisches Beweismaterial allerdings fehlt hier. Der graue, harte, zum Teil oolithische Kalksandstein war hier bis zu m direkt aufgeschlossen.

Vermutlich dürften die unterpannonischen detritären Bildungen bei St. Georgen zumindest teilweise diskordant auf Sedimente des Untersarmats (Elphidium reginum Zone) zu liegen kommen. Die Mächtigkeit der Ablagerung beträgt bei m, gegen N werden sie durch einen Längsbruch abgeschnitten. (Siehe geologische Karte). Ferner zeigen sie eine leichte Aufwölbungsstruktur. (Siehe Tektonik, Seite 78).

Auch zwischen Purbach und Breitenbrunn unterhalb der Thenau und am Felgraben liegen wenig verfestigte Kalksandsteine und unreine Quarzsande, auf Grund ihrer Ostracodenfauna (Probe 328, 327, Beilage N. 3) ebenfalls

dem Unterpannon (Zone B) zugeordnet werden müssen. Angaben über Lagerung und Mächtigkeit lassen sich hier nicht machen. Sicherlich bleiben aber die Mächtigkeitswerte weit unter denen der gleichaltrigen Bildungen am NE-Rand des Eisenstädter Beckens. Hier dürfte die unterpannonische Transgression der Zone B niemals so weit ins Leithagebirge hinaufgereicht haben, als in den Randbereichen des Eisenstädter Beckens.

2. Mergelfacies der Zone B.

In NE-Fortsetzung der unterpannonischen detritären Bildungen von St. Georgen und bei der Rochuskapelle liegen unterhalb des Hochberges und Hummelberges (siehe geologische Karte) ein breiter Streifen von Mergeln, die nach ihrer Ostracodenfauna der Zone B des Unterpannons zugeordnet werden müssen. (Probe 308, Tafel 13, Probe 304, 306, 126, 128, 87, 15, 14, Beilage 3).

Die hellbraunen, teilweise auch sandreicheren Kalkmergel enthalten daneben auch recht häufig umgelagerte, aber dabei sehr gut erhaltene Foraminiferen des höheren Mitteltortons. Da sämtliche Proben hier aus Grabungen stammen, läßt sich hier weder etwas über Lagerungsverhältnisse noch über sonstige lithologische Merkmale sagen. Infolge der relativ großen Ausdehnung dieses Mergelkomplexes (siehe geologische Karte) dürfte man aber doch mit größeren Mächtigkeiten zu rechnen haben.

c) Mittelpannon (Zone D und E):

In den Randbereichen des Eisenstädter Beckens konnte in erster Linie die Zone D nach typischen Ostracodenfaunen nachgewiesen werden. A. TOLLMANN (Lit. 174, S. 87) beschreibt aus dem eigentlichen Eisenstädter Becken dagegen Sedimente der Zone E. Diese Zone dürfte in der Randfacies kaum mehr zur Ablagerung gekommen sein. Nur die Probe 63, E der Biel Äcker an der Tiergartenmauer (siehe Beilage 3), brachte auch Ostracodenschalen der Zone E zutage. (Siehe Tafel 3).

Probe 114, 115, 116, 70 und 42 (siehe Beilage 3) dagegen sind nach der Ostracodenfauna Ablagerungen der Zone D. Gerade das häufige Auftreten der Form Cyprideis heterostigma sublitoralis POKORNY, der K. KOLLMANN (Lit. 87, S. 124) eine geringe vertikale Verbreitung zuschreibt und dadurch Zonenleitwert besitzt, ist in all diesen oben angeführten Proben nachzuweisen. (Siehe auch Tafel 3).

Auch die im Tiergarten von Donnerskirchen gesammelten pannonen Proben (320, 321, 324, 329 und 330, siehe Beilage 3) sind der Zone D zuzurechnen. W. FUCHS (Lit. 50, S. 51 und 52) beschreibt von der W-Seite des Ruster Berglandes (W-Rahmen des Eisenstädter Beckens) den stark transgressiven Charakter der Zone D, während auch hier die Zone E am unmittelbaren Rande nicht zur Ablagerung gekommen ist. (Zumindest sind Sedimente der Zone E in der Randfacies nicht nachgewiesen). Die selben Verhältnisse liegen nun auch an der NE-Seite des Eisenstädter Beckens vor.

Ihrem lithologischen Charakter nach sind die Sedimente der Zone D feinsandige Mergel. Die hellbraune Färbung wird durch einen überreichen Gehalt an Glimmerblättchen verursacht. Es sind typische küstennahe, anscheinend gut durchlüftete Ablagerungen, die meist eine überreiche Ostracodenfauna an den

Tag brachten. Die mehr tegeligen Einschaltungen aus tieferen Bildungszonen dagegen sind meist fossilleer.

Die Proben 114, 115 und 116 W St. Georgen (siehe Beilage 3) sind braune, anscheinend dünnschichtige Mergel, die aber auch hier immer einen gewissen Sandgehalt aufweisen.

Die sonst so häufig beschriebene Makrofossilführung der Zone D konnte allerdings im Arbeitsgebiet nicht aufgesammelt werden. Der Grund dafür liegt darin, daß sich im ganzen Gebiet keine einzige Tegelgrube befindet.

Die aufgesammelten Proben an der E-Seite der Tiergartenmauer und zwischen Donnerskirchen und Purbach (siehe Beilage 3) gehören auf Grund der Ostracodenfauna bereits in ein höheres Niveau der Zone D, vermutlich schon an die Grenze D-E. Der große pannonische Binnensee verlagert sich weiter nach E. Während der Zone D und vermutlich auch noch im tieferen E bestand demnach eine Verbindung zwischen den NE-Randbereichen des Eisenstädter Beckens und den westlichen Randbereichen der Kleinen Ungarischen Tiefebene. Eine unmittelbare Verbindung könnte möglicherweise über die Ruster Schwelle bei Schützen am Gebirge erfolgt sein. (Wulkadepression).

Während man nach der geologischen Neuaufnahme der Randbereiche des Eisenstädter Beckens durch A. TOLLMANN (Lit. 174) und W. FUCHS (Lit. 50) annehmen darf, daß die Zone E nur im eigentlichen Becken zur Ablagerung kam, hat der Pannonische Binnensee bei seiner Verlagerung nach E auch am W-Rande der Kleinen Ungarischen Tiefebene im Raume Purbach-Donnerskirchen typische Sedimente der Zone E hinterlassen.

Oberpannon:

W. FUCHS (Lit. 50, S. 49) nimmt für diese Zeit im Eisenstädter Becken bereits Landzustand an. Das von F. SAUERZOPF (Lit. 175 [A. TOLLMANN], S. 152) Schützen am Gebirge angeführte Oberpannon konnte nicht mehr aufgefunden werden. Auch am W-Rand der Kleinen Ungarischen Tiefebene fehlen Sedimente des Oberpannons. Erst die Bohrungen weiter im E (Cf-Bohrung von Frauenkirchen) konnten im unmittelbaren Becken über 300 m mächtiges Oberpannon (laue und gelbe Serie nach K. FRIEDL) anfahren.

Quartär.

Hochgelegene Terrassenschotter N Donnerskirchen:

Am Burgstall (325) liegt auf einer kleinen Verebnungsfläche ein lokaler Flußschotterkörper. Die Komponenten der hauptsächlich plattelförmigen Gerölle setzen sich zum größten Teil aus Quarz, untergeordnet auch aus Quarz- und Glimmerschiefer zusammen. Ortsfremde Gesteine konnten nirgends gefunden werden. Der Geröllduchmesser beträgt durchschnittlich 3 cm. Lehmiges Bindemittel fehlt. Nur sehr selten sind feinkörnigere, kiesige Lagen eingeschaltet. Die Unterkante dieses fluviatilen Schotterkörpers dürfte bei 320 m liegen, ist aber infolge der starken Verwaschung nicht mehr eindeutig feststellbar. Er liegt sowohl transgressiv auf vortertiärem kristallinen Grundgebirge als auf konglomeratischen Nulliporenkalken des Mitteltortons. (Obere Sandkerzone). Die Anlagerung der Schotter ist regelmäßig, Fossilien fehlen dar-

Wegen der relativ großen Höhe (352 m), auf der sich die Schotter befinden und der eigenartigen Anlagerung auf einer kleinen Terrassenfläche, die schwach nach S einfällt, nehme ich für sie ein recht hohes Alter an. Sie entstanden vermutlich an der Grenze Oberstpliozän-Altquartär.

Aus den angrenzenden Hainburger Bergen werden von G. WESSELY (Lit. 192, S. 146) ebenfalls solche „höchstgelegene Terrassenschotter" beschrieben, die nach seinen Deutungsversuchen ebenfalls an die Grenze oberes Pliozän (?), Quartär zu stehen kommen.

b) Mitterriedl Schotter:

Das Verbreitungsgebiet dieses sehr umstrittenen Schotterkomplexes ist im ganzen Leithagebirge ein lokales. Sein Hauptverbreitungsgebiet liegt N von St. Georgen, am Mitterriedl (384) und im Tiergarten von Donnerskirchen. Über die geologische Stellung dieses lokalen Schotterkörpers haben eine Reihe von Geologen, die sich mit dem unmittelbaren Gebiet befaßten, Stellung genommen. Hier muß ich zunächst auf die Arbeiten von ROTH v. TELEGD, L. (Lit. 145) hinweisen. In seinen „Geologischen Skizzen der Kroisbach-Ruster Berge und der südlichen Anteile des Leithagebirges" wird zum ersten Mal in der Literatur die Bezeichnung Mitterriedl Schotter eingeführt. Er schreibt 1879 auf Seite 147 dazu wörtlich: „Bei der sogenannten „Sandgstätten" zwischen Eisenstadt und St. Georgen ist unter dem klippenartig dahinziehenden, harten, konglomeratischen Leithakalk eine mächtig entwickelte Sandablagerung aufgeschlossen, welchem Sand hauptsächlich grünliche und bläuliche Quarzschotter regellos eingestreut sind." Er betont ferner, daß diese Schotter hier, sowohl in bezug auf ihr Aussehen, als auch betreffs der Größe der Gerölle, von dem des Kroisbach-Ruster Bergzuges abweichen. Die Fortsetzung der Schotter in der „Sandgstätten" liegt nach Meinung Roth v. Telegd direkt am Mitterriedl. Den Beweis sieht er darin, daß offensichtlich beide Schotterkomplexe unter dem Leithakalk zu liegen kommen.

In seinen Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte der Umgebung von Kismarton (Eisenstadt) schreibt ROTH v. TELEGD, L. (Lit. 147) 1905 auf Seite 14 wörtlich: „Gegen Fehéregyháza (Donnerskirchen) hin bilden Schotter, grobe Sande und Tone den tiefsten Teil der mediterranen Ablagerung. Die Schotter hier bestehen, ebenso wie in der Umgebung von Stotzing, vorherrschend aus Quarz — (Quarzitgeröllen).

In seinen Abhandlungen der geologischen Verhältnisse der Umgebung von Eisenstadt widmet auch J. KAPOUNEK (Lit. 71) 1937 auf Seite 61-64 den Mitterriedlschottern einige prinzipielle Beobachtungen. Er betont in erster Linie, daß die Mitterriedl Schotter zum Unterschied von den Ruster Schottern nicht als ein marines, sondern fluviatiles Sediment aufzufassen sind. Auf seiner geologischen Karte der Umgebung von Eisenstadt stellt J. KAPOUNEK (Lit. 71) sowohl die Ruster Schotter als auch die Mitterriedl Schotter in das tiefere Torton, ohne dabei vor allem für die Mitterriedl Schotter wirkliche stratigraphische Beweise erbracht zu haben.

A. TOLLMANN (Lit. 174, S. 27) 1953 hebt den Unterschied zwischen Mitterriedl und Ruster Schotter hervor. Die Mitterriedl Schotter als ursprünglich fluviatile Bildungen, zeichnen sich durch ein Fehlen der für die Ruster Schotter so charakteristischen ortsfremden Anteile wie Granit, Gneis und Glimmerschiefer, aus. Ferner besitzen seiner Meinung nach die Gerölle der Ruster Schotter eine wesentlich bessere Abrundung bei geringerer Geröllgröße.

W. FUCHS (Lit. 50, S. 20) 1959: Mitterriedl Schotter: eckiges, nur aus dem thagebirge stammendes Material, Wildbachsediment!

Die geologische Stellung der Mitterriedl Schotter ist sehr problematisch, da ı im ganzen dafür in Betracht kommenden Gebiet nirgends geeignete Aufıüsse befinden, die die wirkliche Lagerung erkennen lassen. Nur sehr selten d sie in kleineren Gräben angeschnitten, anscheinend aber auch hier durch rgänge der Umlagerung, Solifluktion, Rutschung und Unterwaschung nicht hr in ihrem primären Zusammenhang. Sein lokales Auftreten macht jeden rsuch einer Parallelisierung mit ähnlichen Bildungen aus der näheren und .teren Umgebung zunichte.

Die Nordabgrenzung gegen das Kristallin hin ist ohne weitere Schwierigten durchführbar. Die Lagerung auf dem Kammniveau auf vortertiärem Ungrund (Glimmerschiefer) dürfte wahrscheinlich sein. Jede exakte Mächtigkeitsıabe fehlt bei diesem „Schuttkörper", doch hat es den Anschein, als ob der ıze Komplex bis in den Tiergarten von Donnerskirchen ziehen würde. Auf Schwierigkeit der Südabgrenzung gegenüber anderen Sedimenten weist be-.s J. KAPOUNEK (Lit. 71, S. 62) 1937 hin. Hier ist eine genauere Abtrennung hl kaum möglich. Der Grund liegt darin, daß hier an den flachen Hängen in der Ebene jungpleistozäne bzw. quartäre Schotter auftreten, die anscheiıd umgelagerte Mitterriedl Schotter sind.

Folgende Beobachtungen charakterisieren nun diesen „Schuttkörper". Sie ı etwa zum Unterschied von den Ruster Schottern ein verarmter Schotterıplex. Uber 90 % der Anteile setzen sich aus Quarz und Quarzitkomponenzusammen. Grobgneise und Granite, wie sie ja für die Ruster Schotter und .de so typisch sind, fehlen hier vollkommen. Glimmerschieferkomponenten ılen hier nur eine sehr untergeordnete Rolle. In erster Linie lassen sich in unmittelbaren Nähe des Kristallins Glimmerschieferbrocken finden, die aber ıerlich durch solifludale Vorgänge aus ihrem ursprünglichen Verband heraus-ɔst sind. An zwei Stellen fand ich in diesem Schuttkörper besser gerundete omitgerölie von 10 und 15 cm Maximaldurchmesser. (Sehr dunkel, schwach .amorph, dem Gutensteiner-Kalk ähnlich). Da auch diese Gesteine aus dem ıittelbaren Leithagebirge bekannt sind, weist dieser Fund auf den lokalen ırakter der Mitterriedl Schotter hin. Der Grad der Rundung ist bei allen ıponenten aus diesem Schotterkörper ein ausgesprochen schlechter. Aus die-Grund ist es daher besser, bei den Mitterriedlschottern nicht von eigentli-Schottern zu sprechen, sondern von einem Schuttkörper. Bei weitem nämüberwiegen kantige Bestandteile, im besten Fall erreichen einzelne Quarzitıponenten eine Kantenrundung. Sehr typisch dagegen ist bei diesem Schuttper die völlige Unsortiertheit der Komponenten. Im Extrem liegen unmittelnebeneinander Gerölle, die einen Maximaldurchmesser von 75 cm erreichen, en haselnußgroßen Quarzitkomponenten. Sande und Kiese als Zwischenlagen en nur sporadisch auf. Der minimale Abrundungsgrad, die völlige Regelloıeit von verschieden großen Komponenten ohne irgend eine Sortierung dürfte Vorstellung eines Wildbachsedimentes geführt haben.

Die sporadisch auftretenden Reste dieses Schuttkörpers befinden sich auf ıhin in gleicher Höhe verfolgbaren Abtragungsflächen, die treppenartig zum ıirgsrand absetzen. Hierbei zeigt es sich, daß sowohl die Flächen (Höhenlage .320 m) als auch die Verbindungshänge von d e m s e l b e n Schuttmaterial eckt sind.

Außerdem beobachtete ich in einer N-S verlaufenden Taldelle des Buchkogels Leithakalkblöcke, die in den Mitterriedl Schutt eingebettet waren. Verfolgt man die die Dellenhänge zertalenden Gräben zum Kamm des Buchkogels, so erkennt man anschließend an die dem Grundgebirge transgressiv auflagernden Leithakalkbänke von diesen durch Frostwirkung losgelöste Blöcke verschiedener Größe, die stromartig im Gehängeschutt zur Grabensohle herabziehen. Heute sind diese Blöcke aber nicht mehr in Bewegung. Sie sind Formen eines periglazialen Solifluktionsklimas.

Dem Charakter nach scheint auch das polygene Schuttmaterial vom Typus Mitterridl unter gleicher Klimabedingungen entstanden zu sein, indem es als Solifluktionsschuttdecke während der Kältezeit des Pleistozäns die praequartären Formen überzog. Im engen Zusammenhang mit diesen Fließschuttbildungen stehen die vom Vorland in diese sich verästelnd zurückgreifenden Talungen, indem das Material des Fließschuttes sich mit dem der Talauen (Alluvionen) verzahnt.

Eine stratigraphische Aussage über den Mitterriedl Schuttkomplex läßt sich aber trotzdem nur schwer machen. Er liegt im Kammniveau auf vortertiärem Grundgebirge diskordant auf, oberhalb der Nordmauer des Tiergartens diskordant auf Sedimenten des oberen Mitteltortons (Bolivinenzone), im Tiergarten selbst diskordant auf Ablagerungen des unteren Sarmats, an seiner Südgrenze gegen Schützen zu umgelagert, gemeinsam mit jungpleistozänen bzw. quartären Terrassenschotter diskordant auf Sedimenten des Mittelpannons.

Die stratigraphische Einstufung, wie sie J. KAPOUNEK auf seiner geologischen Karte der Umgebung von Eisenstadt mit dem tieferen Torton gegeben hat, lehne ich infolge dieser verschiedenen diskordanten Auflagerungen ab. Auch die Begründung der tieftortonen Einstufung nach J. KAPOUNEK ist nach einer genaueren mikropaläontologischen Analyse der verschiedenen Sedimente nicht mehr ganz zutreffend. J. KAPOUNEK 1937, Seite 64, begründet die Einstufung der Mitterriedlschotter damit, daß man bei fast jedem Profil von der Ebene gegen die Wasserscheide von jüngeren (Pannon) in immer ältere Sedimente bis schließlich in das Grundgebirge kommt. Da am Mitterriedl nun dieser Schuttkomplex unmittelbar dem Kristallin auflagert, so kommt J. KAPOUNEK zu einer tieftortonen Einstufung.

Zusammenfassend möchte ich nun sagen, daß es sich bei den ehemaligen Mitterriedlschottern nur um einen lokalen, verhältnismäßig jungen, transgressiv auflagernden, geologisch selbständigen Schuttkörper handelt, der infolge Fehlens äquivalenter Bildungen in der weiteren Umgebung zeitlich nur schwer zu fassen ist. Die primäre Ausgangslage befindet sich im Kammniveau des Mitterriedls (384 m) und reicht bis an die Oberkante der jungpleistozänen Terrassenschotter. Im südlichen Tiergarten von Donnerskirchen in einer Höhe von 160 m. Eine Schüttungsrichtung ist nicht eruierbar. Der ganze Komplex hat eher den Charakter eines solifludal talwärts gewanderten Schuttkörpers, von sehr differenzierter Korngröße und überwiegend schwacher Kantenrundung. Mehrmals konnte ich eine Durchmischung meist groben, periglazialen Wanderschuttes mit gut gerundeten Quarzitgeröllchen kleineren Kalibers beobachten. Dies ist meiner Meinung nach ein weiterer Hinweis eines polygenen, schwer zeitlich zu gliedernden Komplexes.

c) Terrassenschotter und sandige Lehme in der Ebene:

Sowohl die SE-Abhänge des Leithagebirges zur Eisenstädter Ebene hin als auch das sanft ansteigende Vorland des Neusiedlersees werden von dünnen Schotterdecken und sandigen Lehmen überzogen. Die Mächtigkeit dieser Ablagerungen ist stark schwankend, J. KAPOUNEK (Lit. 71, S. 96) gibt Durchschnittswerte von 0,5-1 m an. Die Komponenten der Schotter bauen sich auch hier vorwiegend aus Quarz, untergeordnet auch aus Quarzit und kristallinem Grundgebirgsmaterial (Glimmerschiefer, Pegmatite, Gneise) auf. Die größeren von ihnen sind von rostbrauner bis gelber Farbe, z. T. richtige Windkanter und mit braunen Krusten (Wüstenlack) überzogen. In den grobsandigen kiesigen Lagen ließ sich nicht selten eine eingeschwemmte eiszeitliche Landschneckenfauna finden. (Pupa muscorum LINN., Succinea oblonga DRAP.). Die Niveaus dieser anscheinend jüngeren pleistozänen Terrassenschotter liegen zwischen 120-185 m. Im wesentlichen sind im unmittelbaren Arbeitsgebiet 2 Flächen breiter entwickelt. Die Schotterterrasse im Tiergarten von Donnerskirchen liegt zwischen 165 und 210 m, ein 2. tieferes Niveauf hauptsächlich E von St. Georgen und entlang des Neusiedlersees entwickelt, zwischen 120 und 160 m. (Siehe Beilage 4). Beide Schotterterrassen liegen diskordant auf mittelpannonen Sedimenten. (Zone D und E). Auffallend ist ein dünner Schotterschleier von wenigen Windkantern knapp über dem heutigen Seespiegel des Neusiedlersees zwischen Purbach und Breitenbrunn, der sonst nur in höheren Positionen des Leithagebirges vorkommt. Auch die von H. KÜPPER (Lit. 96, S. 54) beschriebenen mächtigen Schotterfächer SW von Purbach, die hier bis in den Seespiegelbereich hinabziehen, lassen sich aus der heutigen Morphologie kaum erklären.

Auf eine Gliederung dieser beiden oben angeführten fluviatilen Terrassenkörper, die sich in erster Linie durch ihre relativ verschiedene Höhenlage unterscheiden, wurde verzichtet. Die von H. KÜPPER (Lit. 96, S. 5) angeführte, junge intraquartäre Tektonik dieses Raumes muß zu einer teilweisen Verstellung auch dieser Terrassenflächen geführt haben. Die Niveaus zwischen 120 und 160 m (siehe Beilage 4) dürften infolge ihrer relativ tiefen Lage dem jüngeren Pleistozän zuzuschreiben sein.

d) Jungpleistozäne Seeablagerungen an der NW-Seite des heutigen Neusiedlersees:

Zwischen Purbach und Breitenbrunn (siehe geologische Karte) liegt in terrassenartiger Anordnung ein schmaler Saum von dunkelbraunen-bläulich schwarzen Seetonen. Die altersmäßige Einstufung dieser Ablagerung ergab sich durch eine individuenreiche, aber artenarme Ostracodenfauna des jüngsten Pleistozäns. In den Proben 145 a und 145 b (siehe Tafel N. 3) waren vor allem Cytherissa lacustris (G. O. SARS) neben Candona div. sp. (Larvenformen) nachzuweisen. Diese aufgefundenen Seetone besagen, daß während des Spätglazials der Neusiedlersee flächenmäßig eine wesentlich größere Ausdehnung besaß.

e) Lößbildungen:

Echte Lösse, wenn auch sehr stark verschwemmt, kommen im Arbeitsgebiet nur sehr selten vor. (Donnerskirchen, Neue Schule und N Donnerskirchen, Teufelsgraben). Alle anderen Vorkommen (um St. Georgen) müssen als Schwemm-

lösse bezeichnet werden. Diese besitzen eine Schichtung (z. T. Kreuzschichtung), zeichnen sich durch ein gröberes Korn aus, sind lose und haben lange nicht das feste Gefüge (Standfestigkeit) von echten Lössen. Meistens sind sie in Gräben eingelagert, größere Flächen sind kaum mehr erhalten. Die Fauna daraus beschränkt sich meist auf schlecht erhaltene Pupa sp. und Succinea sp.

Auch die an den Ausmündungen der tief eingeschnittenen Gräben liegenden Glimmerschuttfächer (Pflockgrabenbach NE St. Georgen, Teufelsgraben bei Donnerskirchen, Angerergraben bei Purbach), die in Beilage 4 dargestellt wurden, müssen als Pleistozän angesehen werden, weil sie von „Löß" überlagert werden.

Die Schlammabsätze der Gräben und Täler, vor allem der Wulka und des Eisbaches bei Schützen, dürften dagegen bereits holozänen Alters sein.

des SE-Randes des Leithagebirges zwischen Eisenstadt und Breitenbrunn.

a) **Allgemeines:**

Die Vorstellung einer ruhigen Insel des Leithagebirges zur Zeit des Jungtertiärs veranlaßte viele Geologen, die sich mit dem unmittelbaren Gebiet befaßten, den Lagerungsverhältnissen des tertiären Mantels nur wenig Bedeutung zu schenken. Immer wieder stößt man in der älteren Literatur auf die allgemeine Anschauung, daß jedes Profil von der Ebene gegen das Gebirge immer ältere Schichtglieder antrifft.

Nach einer genaueren Aufgliederung der tertiären Mantelsedimente mit Hilfe der Mikropaläontologie ergeben sich aber deutliche Abweichungen von diesem allzu schematischen Bild.

Den genaueren Verlauf tektonischer Linien in diesem Gebiet festzustellen ist bedingt durch die schlechten Aufschlußverhältnisse, mit Schwierigkeiten verbunden. In den meisten Fällen lassen nur einzelne verfallene Steinbrüche ein genaueres Studium der Lagerungsverhältnisse der tertiären Randsedimente zu. Das Steilstehen von „Leithakalken", die nicht als ursprüngliche Strandhaldenbildungen zu erklären sind, ferner Zerrüttungszonen, Kluft- und Spaltenbildung, sind direkte Anzeichen tektonischer Vorgänge.

Größere Diskordanzen lassen sich nicht allein auf eustatische Spiegelschwankungen zurückführen, sondern müssen mit großräumigen, tektonischen Ereignissen in Zusammenhang gebracht werden.

Transgression und Regression des Meeres gehen parallel mit Senkungen und Hebungen des Festlandes.

Neben dem Studium der Lagerungsverhältnisse und einer genauen Aufgliederung der Sedimente ist schließlich auch die Morphologie bei der Festlegung tektonischer Linien in diesem Gebiet heranzuziehen. (Siehe Beilage 3).

Außer den Lagerungsverhältnissen der jungtertiären Randsedimente müssen aber auch der Tektonik des kristallinen Kernes (Grundgebirge) einige prinzipielle Beobachtungen gewidmet werden, weil sich erst aus dieser die Anlagerung der tertiären Ablagerungen erklären lassen.

b) **Tektonik des Grundgebirges:**

Eine genauere tektonische Analyse des Grundgebirges soll nicht Aufgabe der vorliegenden Arbeit sein. Trotzdem sollen einige prinzipielle Hinweise gemacht werden, da, wie bereits angeführt, diese für die Anlagerung der tektonischen Elemente des jungtertiären Mantels von größter Bedeutung sind.

Die Anlagen der heute sichtbaren tektonischen Erscheinungen liegen im **kristallinen Kern** des Leithagebirges verankert. Sowohl der Rahmen als auch der Untergrund des Eisenstädter Beckens bzw. der W-Teil der Kleinen Ungarischen Tiefebene werden von kristallinen Gesteinen geschaffen.

An der SE-Seite des Leithagebirges sind es in erster Linie **Glimmerschiefer,** die den Rahmen der Becken ausmachen. Diese besitzen ein ziemlich gleichbleibendes Streichen von SW-NE bei einem Einfallen an der SE-Seite nach SE.

Schieferungen, Fältelungserscheinungen und größere Verfaltungen ergeben den Beweis einer tektonischen Beanspruchung.

Eine zweite Serie, die allerdings im unmittelbar kartierten Gebiet nicht auftritt, setzt sich aus Quarziten, Serizitquarziten und Dolomiten zusammen. Auf Grund äquivalenter Bildungen im Gebiet des Semmerings dürfte diese Serie ein **permotriadisches Alter** besitzen und im wesentlichen doch eine richtige stratigraphische Folge darstellen. Auch diese Serie weist starke tektonische Beanspruchung auf. Allerdings könnte diese jünger sein als die der Glimmerschiefer und könnte in Zusammenhang mit der alpidischen Orogenese gebracht werden.

Diese permo-triadische Schichtfolge besitzt nun nach eigenen Messungen im Gebiet nördlich von Winden und bei Hornstein ein NW-SE Streichen mit wechselndem Einfallen nach NE oder SW. Sie steht daher im wesentlichen **quer** zu den Glimmerschiefern.

Diese Quertektonik ist für das Verständnis der Lagerungsverhältnisse der jungtertiären Schichten von Wichtigkeit. Ferner finden sich die Strukturen dieser Quertektonik auch in den Glimmerschiefern wieder. Einzelne Kristallinschollen stehen beinahe senkrecht auf ihre regionale Streichrichtung.

Zusammenfassend kann daher gesagt werden, daß der Rahmen der tertiären Sedimente außer einer alten SW-NE streichenden Tektonik eine jüngere quergerichtete Struktur aufweist, die teilweise das südliche Wiener Becken und den W-Rand der Kleinen Ungarischen Tiefebene queren.

c) **Tektonik der jungtertiären Sedimente:**

Am SE-Rand des Leithagebirges müssen in den miozänen und pliozänen Sedimenten in der Hauptsache 2 tektonische Strukturen festgehalten werden.

1. Ein System von Längsbrüchen mit dazugehörigen Querbrüchen.

2. Aufwölbungen.

Sämtliche tektonischen Strukturen stammen aus der Randfacies und können daher nicht ohne weiteres auf die Tektonik des eigentlichen Beckens angewendet werden. Sicherlich dürften die einzelnen Verwerfer am SE-Rand des Leithagebirges nur kleinere Folgeerscheinungen der großen zu erwartenden Brüche im Becken sein.

1. Tektonische Strukturen am NE-Rand des Eisenstädter Beckens.
(Gebiet um St. Georgen).

J. KAPOUNEK (Lit. 71, S. 99) führt bei seiner Arbeit über die Geologie der Umgebung von Eisenstadt an, daß er im Gebiet zwischen Hornstein und Schützen am Gebirge keinerlei Anzeichen von tektonischen Ereignissen fand, außer eines Verwurfes bei Eisenstadt.

A. TOLLMANN (Lit. 174) scheidet auf der geologischen Karte der Randteile des Eisenstädter Beckens eine Menge von neuen Bruchstrukturen aus, die sich auch am NE-Rande des Beckens und damit im unmittelbar kartierten Gebiet weiterverfolgen ließen.

Der von A. TOLLMANN im Gebiet von Eisenstadt festgestellte Verwerfer, der hier im wesentlichen Unterpannon und in seiner Fortsetzung nach NE Torton (obere Lagenidenzone und obere Sandschalerzone) gegen Mittelpannon verwirft, findet seine Weiterführung über St. Georgen bis in den Tiergarten von Donnerskirchen.

In St. Georgen verwirft er Unterpannon gegen Untersarmat, weiter im NE obere Lagenidenzone gegen Unterpannon. Dieser Verwerfer dürfte dann in die detritären Kalke und Sandsteine des tieferen Sarmats in den Tiergarten von Donnerskirchen streichen, ohne daß es dafür sichere Anzeichen gibt. Der SW-NE Verlauf dieses Randbruches zeigt im großen und ganzen eine Abnahme der Sprunghöhe, er verläuft parallel bis leicht schräg zum generellen Gebirgsstreichen. Die steilen Lagerungsverhältnisse (maximal 35 Grad) der untersarmatischen und unterpannonischen detritären Kalke und Kalksandsteine sind unmittelbar durch diesen Randbruch bedingt. Die Bruchfläche fällt mit durchschnittlich 60 Grad gegen SSE (Eisenstädter Becken) ein. Die SE-Scholle ist gegen das Becken abgeglitten. Die festgestellte Länge dieses Verwerfers beträgt von Kleinhöflein über Eisenstadt (nach Angaben der geologischen Karte des NW-Randes der Eisenstädter Bucht von A. TOLLMANN) über St. Georgen in den Tiergarten von Donnerskirchen 6,5 km.

Das Alter dieses Längsbruches ist nicht eindeutig festzulegen. Die Klüfte sind zum überwiegenden Teil breit und offen. Nur die Spalten des detritären Sarmatkalkes der Elphidium reginum Zone oberhalb des Schauerkreuzes NE von St. Georgen sind mit tonig-sandigem Material verkittet. Die Kluftfüllung hat sich aber leider als fossilleer erwiesen.

Da dieser Bruch aber auch im Gebiet von St. Georgen noch Mittelpannon (D und ?E) versetzt, so muß man ihm an der NW-Seite des Eisenstädter Beckens ein nach-mittelpannones Alter zubilligen, ohne aber dabei zu sagen, daß er nicht wesentlich jünger sein könnte.

Ältere Querstrukturen im Raume Eisenstadt-St. Georgen.

Nach dem Beispiel des Wiener Beckens erkennt man auch hier an der NW-Seite des Eisenstädter Beckens die Auflösung eines Randbruches mit einzelnen quergestellten Bruchlinien.

Zwischen dem Burgstall bei Eisenstadt und dem „Hetscherlberg" bei St. Georgen erkennt man schon morphologisch im Landschaftsbild eine deutliche Querdepression, die weit in NNE-Richtung ins Gebirge hinaufstreicht und ihre Fortsetzung vermutlich in der Stotzinger Bucht haben dürfte.

Das gut aufgeschlossene Gebiet (Eisenstädter Sandgrube unter dem Burgstall und St. Georgner Sandgrube unter dem „Hetscherlberg") ermöglicht eine genauere Charakterisierung dieser Bruchlinie. In beiden Sandgruben sind umgelagerte Ruster Sande und Schotter in einer Höhe von 30 m aufgeschlossen. In der St. Georgner Sandgrube (siehe auch Steinbruchskizzen) liegen diskordant über den Ruster Sanden detritäre Nulliporenkalke und Konglomerate der unteren Sandschalerzone. (Siehe Lithofacies der oberen Lagenidenzone bzw. unteren Sandschalerzone).

In beiden Sandgruben ist nun ein ganzes Netzwerk von Staffelbrüchen aufgeschlossen. A. TOLLMANN (Lit. 174, S. 17) schreibt über die Lagerungsverhältnisse der Eisenstädter Sandgrube folgendes: „Das Schichteinfallen der Sande bzw. Schotter beträgt 12-15 Grad." Der gesamte Sand-Schotterkomplex ist von zahllosen kleineren Störungen und Verwerfern mit geringer Sprunghöhe, die sich in kreuzenden Systemen überschneiden, durchzogen.

In der gegenüberliegenden St. Georgner Sandgrube zeigen sämtliche Verwerfer in den Ruster Sanden eine sehr große Gesetzmäßigkeit. (A. TOLLMANN:

O.Ö. LANDESMUSEUM
BIBLIOTHEK

an der E-Seite einheitlich 45 Grad N und S fallend, an der N-Wand 50 Grad W und 50-70 Grad E einfallend). Diese überaus regelmäßigen Verwerfer sind nur in den Ruster Sanden festzustellen (umgelagerte Sedimente der oberen Lagenidenzone). Die diskordant hangenden, detritären Bildungen der unteren Sandschalerzone zeigen weder eine Klüftung noch eine besondere Steilheit. Sie fallen normal mit durchschnittlich 5-8 Grad gegen das Eisenstädter Becken ein.

Das bedeutet, daß die Folgeerscheinungen der tektonischen Ereignisse sich hier nur auf die Ruster Sande bzw. Schotter, also umgelagerte Sedimente der oberen Lagenidenzone, konzentrieren. Damit markieren die aufgeschlossenen Staffelbrüche in dem Sand-Schotterkomplex, die nur eine geringe Sprunghöhe besitzen, den unmittelbaren Einbruch des Nordwestrandes des Eisenstädter Beckens. Die Foraminiferen- und Ostracodenfauna aus einer dm mächtigen Leithakalkbank aus dem Komplex der Ruster Sande und Schotter in der Sandgrube unter dem Burgstall weisen nach A. TOLLMANN (Lit. 175, S. 16) auf obere Lagenidenzone hin. Damit ist dieser Querbruch auch zeitlich fixiert. Allerdings muß man für die Anlage dieser Querdepression auch ein praetortones Alter im Auge behalten. Es ist jedenfalls auffällig, daß dieser Querbruch ungefähr im Streichen der permo-triadischen Schichtfolge von Hornstein liegt. Es ist vorstellbar, daß zu Beginn des Einbruches des Eisenstädter Beckens dann diese alte Querstruktur reaktiviert wurde. A. TOLLMANN (Lit. 174, S. 18) errechnete für die Sprunghöhe dieses Quersystems einen Betrag von 80 m. Dabei ist festzuhalten, daß die W-Seite (Eisenstädter Sandgrube) bei diesem Bruchvorgang stehengeblieben ist, während die E-Seite (St. Georgner Sandgrube) abgeglitten ist.

Jüngere Aufwölbungsstrukturen bei St. Georgen.

Die unterpannonischen detritären Kalke und Kalksandsteine von St. Georgen zeigen eine Antiklinalstruktur. Die Achse der Aufwölbung streicht SSE-NNW und fällt mit 5 Grad gegen SSW ein.

2. Tektonische Strukturen im Raume Schützen am Gebirge — Donnerskirchen — Purbach.

Zwischen Leithagebirge und Ruster Höhenzug befindet sich bei Schützen ein isoliertes Vorkommen von detritären Leithakalken der oberen Sandschalerzone (siehe geologische Karte). Dieses isolierte Vorkommen in der hier bereits stark verschmälerten Wulkaebene deutet darauf hin, daß die pannonen Sedimente (Mittelpannon) in diesem schmalen Tal zwischen Ruster Höhenzug und Leithagebirge nur eine geringe Mächtigkeit haben und daß die detritären Leithakalke durch die Erosion herauspräpariert wurden. Die geringen Sedimentationsmächtigkeiten sprechen gleichzeitig dafür, daß eine Schwelle des kristallinen Untergrundes in geringer Tiefe zu erwarten ist.
(R u s t e r S c h w e l l e).

Die Existenz solcher unterirdischen Aufwölbungen wurde auch durch die verschiedenen Cf-Bohrungen von Frauenkirchen und Podersdorf bestätigt. In den Hochschollen transgrediert Pannon unmittelbar auf Kristallin, während die tieferen Schollen meist noch ein sehr reduziertes Torton und Sarmat zeigen.

Die Frage ist nun, ob solche unterirdischen Aufwölbungen tektonischen Ursprungs sind oder ob sie sich ohne tektonische Vorgänge erklären lassen, wobei man dann an eine normale Anlagerung der Sedimente an eine präexistierende Schwelle denken muß.

Von den einzelnen Phasen der alpidischen Gebirgsbildung kommt im untersuchten Raum nur die zweite steirische Teilphase zur Geltung (Lit. 50, S. 72). Vor der Entstehung des Eisenstädter Beckens und den westlichen Teilen der Kleinen Ungarischen Tiefebene war das Gebiet durch lange Zeit hindurch Festland. Ein durch exogene Kräfte geschaffenes Relief wurde durch das transgredierende Meer mit Sedimenten ausgefüllt. Die Anlagerung war dabei eine völlig normale.

Für eine tektonische Aufwölbung des Untergrundes spricht vor allem die Richtung der Aufwölbungsachse, die mit den Querstörungen des kristallinen Untergrundes übereinstimmen. Gegen die Annahme einer ruhigen Anlagerung spricht ferner die starke Diskordanz, die mit solchen Aufwölbungen in Verbindung zu bringen ist. Auch bei der Annäherung des Grundgebirges macht sich keinerlei Änderung in den Lagerungen bemerkbar.

Der Gedanke einer Hebung und damit einer Aufwölbung des kristallinen Grundgebirges wird bereits 1852 von J. CZJZEK (Lit. 27) vertreten.

Auf junge Aufwölbungen macht auch A. TOLLMANN (Lit. 174, S. 193) aufmerksam.

Wenn man als mittlere Bildungstiefe für die marinen Rotalgen Werte von 50 m annimmt und die heutige Lage gleichaltriger, faciell ähnlicher Nulliporenkalke heranzieht, so ergibt sich für den SE-Abhang des Leithagebirges ein Wert von 150 m für die durchschnittliche Aufwölbung des Gebirges.

Als Richtwert für die Aufwölbung des Leithagebirges im Gebiet von Eisenstadt gibt A. TOLLMANN (Lit. 175, S. 60) Werte von 200 m an.

Im Raume Donnerskirchen-Purbach sind Randbrüche die vorherrschenden tektonischen Strukturen.

Schon TH. FUCHS (Lit. 45, S. 272) erwähnt im Orte Donnerskirchen einen Verwerfer mit einer Sprunghöhe von 2 Klafter (4 m).

Auch J. KAPOUNEK (Lit. 71, S. 82) weist auf die Steilheit der Leithakalke an der Hofer Straße hin und bringt sie ebenfalls in Zusammenhang mit tektonischen Ereignissen.

Dieser Längsbruch, der auch morphologisch zur Geltung kommt, erstreckt sich von der Tiergartenmauer N von Donnerskirchen bis nach Purbach im NE. (Länge: 5,5 km). (Siehe geologische Karte).

In den Steinbrüchen an der Tiergartenmauer (siehe Beilage) und an der Hofer Straße ist ein ganzes Netzwerk von Klüften aufgeschlossen. Die Klüfte haben eine gleiche Streichrichtung (NW-SE), aber entgegengesetztes Einfallen. Eine Schar fällt nach NW, eine andere nach SE ein. Der Fallwinkel beträgt durchschnittlich 60 Grad. Bei diesen Kluftsystemen handelt es sich um Auslösungen von Scherspannungen, die Klüfte sind Scherklüfte, die Bewegungen, die an ihnen stattgefunden haben, Scherbewegungen. Die Abgleitung von einzelnen Schollen findet bald längs des einen, bald längs des anderen Flächenpaares statt. Nicht nur Druck- und Zugspannungen, sondern auch Scherspannungen, spielen hier eine Rolle.

Harnischflächen, Kluft- und Spaltenbildung sind direkte Anzeichen für tektonische Vorgänge. Daneben kommen auch kleinere Versetzer vor, deren Sprunghöhe aber eine minimale ist. Diese sind mit hartem, kalkreichen Substrat aus-

geheilt und verdanken ihre Anlage synsedimentären Setzungserscheinungen. Auch während der Sedimentation fanden ständig kleinere Absetzungsvorgänge des kristallinen Untergrundes statt.

Gerade die Steinbrüche entlang des Kristallinhanges zwischen Donnerskirchen und Purbach zeigen, wie verschiedenartig die einzelnen Schollen während des tektonischen Vorganges reagierten. Der überwiegende Teil sämtlicher tortonen Ablagerungen zeigt hier ein SE-Einfallen (zwischen 30 Grad und 45 Grad). Das bedeutet, daß der heute im SE liegende Teil gegen SE (gegen das Becken) abgeglitten ist. Daneben kommt auch ein Schichteinfallen gegen NW (gegen das Leithagebirge) vor. (Siehe Beilage 5). Die Scholle am unmittelbaren Beckenrand blieb zur Zeit tektonischer Vorgänge stehen, der bergwärts liegende Teil riß an Harnischflächen ab.

Der große Längsbruch im Raume Donnerskirchen-Purbach zeigt SW-NE Streichen und gegen den Tiergarten von Donnerskirchen zu ein Umbiegen in südlicher Richtung (siehe geologische Karte). Seine Fortsetzung gegen Schützen am Gebirge ist allerdings nur mehr eine vermutete.

W. FUCHS (Lit. 50, S. 76) vermutet in der Gegend von Donnerskirchen eine unmittelbare Fortsetzung des großen S-N Verwerfers an der W-Seite des Ruster Höhenzuges.

Nach einer genauen Kartierung im Raume Donnerskirchen ergibt sich allerdings die Vermutung, daß nicht unmittelbar hier der Ruster Verwerfer in das Leithagebirge hineinstreicht. Der Längsbruch Donnerskirchen-Purbach dürfte eine unmittelbare Fortsetzung des Eisenstädter Verwerfers nach NE sein. Das Alter des Längsbruches geht aus der Versetzung des Mittelpannons hervor. Aber gerade hier am W-Rand der Kleinen Ungarischen Tiefebene muß man infolge der mächtigen Oberpannonablagerungen im Becken (Bohrung von Frauenkirchen und Podersdorf) auch noch mit einer wesentlich jüngeren Tektonik rechnen.

Die Fortsetzung des S-N Verwerfers an der W-Seite des Ruster Höhenzuges liegt im Raume Purbach. Die antithetischen Verwerfer (siehe geologische Karte) zeigen dieselbe Vergenz wie der Ruster Verwerfer. Auch das in einer Tiefe von 70 m erbohrte Kristallin im Orte Purbach spricht für ein Heranstreichen des Ruster Höhenzuges gegen das Leithagebirge. Gegen Schützen zu dürfte dieser Bruch durch die heute sichtbare Wulkadepression markiert sein. Der im Tiergarten von Donnerskirchen angetroffene kleine antithetische Verwerfer (siehe geologische Karte und Profil 19) gehört zum System des Ruster Verwerfers.

Gegen NE (Breitenbrunn) konnte dieser antithetische Verwerfer nicht weiter verfolgt werden. Er streicht vermutlich in die untersarmatischen detritären Kalke der Thenau zwischen Purbach und Breitenbrunn. Auffallend ist das Heranstreichen eines Querverwerfers (siehe geologische Karte), der ähnlich wie im Gebiet von Eisenstadt seine Anlage im kristallinen Kern des Leithagebirges haben dürfte.

Die Lagerungsverhältnisse der untersarmatischen detritären Kalke oberhalb von Breitenbrunn (siehe geologische Karte) sind ebenfalls gestört. Sie fallen mit maximal 25 Grad gegen SE ein und sind mit dem auf der geologischen Karte zum Ausdruck gebrachten Randverwerfer in Zusammenhang zu bringen.

VII. GEOMORPHOLOGISCHE BEOBACHTUNGEN

an der SE-Seite des Leithagebirges zwischen Eisenstadt und Breitenbrunn.

Seit der frühesten Erforschungsgeschichte wird das Leithagebirge als klassisches Gebiet für das Studium von Rückzugsterrassen hingestellt. Man ging im Laufe der Zeit sehr verschieden bei der Deutung dieser Strandterrassenbildungen vor.

Zunächst soll hier ein kurzer historischer Überblick gegeben werden (siehe auch A. TOLLMANN, Lit. 174, S. 202). Die ältesten Forscher (z. B. A. PENCK, 1894) führten die Verebnungsflächen am Rand des Wiener Beckens auf die Abrasion des Miozänmeeres zurück. H. HASSINGER (Lit. 60) erkannte um 1905, daß bei der Ausgestaltung der heute feststellbaren Verebnungsflächen und Terrassenbildungen der phasenweise Rückzug der pontischen See eine entscheidende Rolle spielte. So unterschied er z. B. 12 Niveaus zwischen 265 und 540 m.

F. X. SCHAFFER (Lit. 151) stellte am Rande des Wiener Beckens 3 große pontische Rückzugsterrassen und 4 Donauterrassen fest.

G. ROTH-FUCHS (Lit. 143) unterscheidet am Rand des Leithagebirges sogar 20 verschiedene Niveaus, gekennzeichnet in erster Linie durch ihre verschiedene absolute Höhenlage, und vergleicht sie mit den von H. HASSINGER (siehe oben) aufgestellten 12 Terrassenflächen am W-Rand des Wiener Beckens. All diese Arbeiten sind im Geist der damaligen Morphologenschule angelegt, sie lassen z. B. die Möglichkeit einer jüngeren Tektonik und damit auch einer Verstellung dieser jüngeren Flächen völlig außer Acht.

Auf diese junge Tektonik während und nach der Terrassenbildung baut H. KÜPPER (Lit. 109, S. 63) seine Gliederung der verschiedenen Niveaus und Verebnungsflächen im Gebiet des Anningers auf. Er führt seine Gliederung nicht mehr wie früher nach der absoluten Höhenlage durch, sondern nach dem relativen Abstand der Niveaus voneinander. So unterscheidet H. KÜPPER 5 deutlich erkennbare pontische Rückzugsterrassen.

A. TOLLMANN (Lit. 174, S. 206) kam dann in den Randbereichen des Eisenstädter Beckens zu einer ähnlichen Gliederung, nur daß hier die absolute Höhenlage der Niveaus um 20 m tiefer liegt, als im Gebiet des Anningers.

In meinem Arbeitsgebiet ist die Aussichtswarte auf der Kaisereiche (441), N von Donnerskirchen an der Hofer Straße, der einzige Punkt im ganzen Leithagebirge, der einen weiteren Überblick über den lückenlos bewaldeten Gebirgsrücken gewährt. Infolge des dichten Waldkleides schimmern aber auch hier nur größere morphologische Flächen durch, die Gipfelniveaus und der treppenförmige Abfall gegen S zum Neusiedlersee. Eine wirklich scharfe Grenze zwischen eigentlichem Vorland und Gebirge ist kaum zu erkennen. Auch die deutlicheren morphologischen Formen sind klein, verwaschen und kaum innerhalb größerer Flächen zusammenhängend. Die Aufstellung von 20 verschiedenen Terrassenniveaus, wie sie G. ROTH-FUCHS (Lit. 143) gesehen haben soll, erscheint mir gerade von hier aus äußerst gekünstelt. Im Geländebild selbst kommen nur folgende morphologische erkennbare Formen heraus:

1. In der Höhe der Aussichtswarte (441) nimmt eine flache nicht schärfer gegliederte Hügellandschaft die Höhen des Leithagebirges ein. In SSW-Richtung schimmert in der Ferne das Gipfelniveau des Buchkogels (443), des Stotzinger

Berges (409), des Mitterriedl (386) und schließlich des Rabensauberges (392) durch. Zu diesen Flächen ist ferner auch die Kaisereiche (441) selbst zu zählen. Gegen NE zu taucht das Leithagebirge ab, größere Flächen in dieser Höhenlage sind nur in der Ferne zu erkennen, die aber nicht mehr ins eigentliche Arbeitsgebiet fallen. Die Gipfelniveaus aller aufgezählten Höhen bestehen aus Glimmerschiefer, die Formen werden durch die leichte Verwitterbarkeit dieses Gesteines vom eigenen Schutt begraben.

2. Ein nächst tieferes Niveau, das bereits etwas breiter angelegt ist, liegt ungefähr 100 m tiefer. Dazu gehört vor allem im NE der Zeilerberg bei Winden (300), die gegliederte größere Fläche des Heiligenkreuzer Waldes gegen Kaisersteinbruch (280), kleinere sehr unscharfe Flächen um Breitenbrunn, die große und markante Verebnungsfläche N von Donnerskirchen (325), Ehrenfeld (315), die Schönleiten (319), der Leithaberg (314) oberhalb des Tiergartens von Donnerskirchen und der Scheibenberg (308) bei St. Georgen. Diese Flächen bauen sich neben dem Kristallin des Grundgebirges (Glimmerschiefer) zum überwiegenden Teil aus gröber klastischen Bildungen der mitteltortonen Haupttransgression auf. Nur die kleine Verebnungsfläche N von Donnerskirchen (Burgstall, 325) wird von vermutlich oberstpliozänen-altquartären Terrassenschottern überlagert.

3. Von größter Verbreitung und auch im größeren Zusammenhang erscheinen an der SE-Seite des Leithagebirges die Niveaus zwischen 165 und 210 m. Hierher ist zu zählen die breite Terrasse des Tiergartens von Donnerskirchen (um 180 m), die sehr schöne Verebnungsfläche NE der Purbacher Meierei (210), ebenso die Fläche auf der Thenau (209) gegen Breitenbrunn. Während die Terrassenschotter des Tiergartens von Donnerskirchen transgressiv über Sedimenten des Mittelpannons (Zone D) zu liegen kommen, kappen die Verebnungsflächen bei Purbach und gegen Breitenbrunn detritäre Leithakalke und Kalksandsteine des Untersarmats (Elphidium reginum Zone).

4. Die tiefsten Flächen, in erster Linie W und E St. Georgen und entlang des Neusiedlersees entwickelt, liegen zwischen 120 und 160 m.

Damit sind natürlich lang nicht alle Flächen aufgezählt, es sollen hier nur solche angeführt werden, die auch im Landschaftsbild aufscheinen. Zwischen diesen 4 oben angeführten Niveaus, die sich in erster Linie durch ihre absolute Höhenlage unterscheiden, gibt es eine Menge von kleineren und undeutlichen Flächen, die sich aber nicht ohne Zwang in ein einheitliches Schema einpassen lassen. Gleichzeitig damit soll aber auch nicht der Verdacht einer Gliederung auftauchen. Die absolute Höhenlage allein ist nicht entscheidend. Die junge Tektonik an der SE-Seite des Leithagebirges gegen die angrenzende Kleine Ungarische Tiefebene, deren Entwicklungsgeschichte im Pannon einsetzt und bis in das Quartär dauert (H. KÜPPER, Lit. 96, S. 55) muß zumindest zu einer teilweisen Verstellung der aufgezählten Niveauflächen geführt haben.

Die Landschaftsformung in diesem Raum setzt bereits vor dem Torton ein. Damals kam es zur allmählichen Auflösung des kristallinen Grundgebirgskernes in einzelne Sockel und dazwischenliegende Querdepressionen. Dieses vortortone Relief wurde später durch die Brandungstätigkeit des jungmiozänen und pliozänen „Meeres" in eine Küsten- und Archipellandschaft umgewandelt. Nach

dem letzten Hochstand des unterpannonischen Binnensees und nach der postmittelpannonen Heraushebung des Leithagebirges setzt mit dem Oberpliozän die Phase stärkster Abtragung ein. Dabei werden die neogenen Sedimente und die Randbereiche des Grundgebirges weitgehend durch flächenhafte, dem damaligen wechselfeuchten, subtropischen Klima eigenen Spüldenudation zerschnitten und zu breiten Fußflächen eingeebnet. Ein Auseinanderhalten dieser beiden genetisch verschieden entstandenen Formen wird dadurch äußerst schwierig. Am ehesten könnte man noch die Flächen um 300 m als eine durch den pontischen See (Unterpannon; Zone B) angelegte eustatische Terrasse deuten. Dafür sprechen zumindest teilweise die gröber klastischen Bildungen an der Basis der Zone B. Tortone Verebnungen nach G. ROTH-FUCHS (Lit. 143, S. 98) dürften allerdings im Leithagebirge kaum mehr erhalten sein. Nirgends konnte ein **primärer Kontakt** von marinen Strandsedimentresten und einer **Abrasionsplattform** aufgefunden werden. Auffallend ist jedenfalls, daß sämtliche Abtragungsflächen Strandablagerungen verschiedener stratigraphischer Niveaus unter Einschluß einer schwachen Winkeldiskordanz **kappen.**

Der überwiegende Teil **sämtlicher** markanter Verebnungsflächen ist terrigener Natur, da die Abtragungsflächen aller die die Sedimente syn- oder postgenetisch verstellenden Verwerfer abschneiden, also jünger als Sedimentbildung und Randtektonik sind. Die Flächen um 185 m und darunter verdanken ihre letzte Ausgestaltung pleistozän angelegten fluviatilen und solifludalen Aufschüttungen.

Die kleinere Terrasse entlang dem W-Ufer des Neusiedlersees dagegen stammt aus dem jüngsten Pleistozän und markiert den Spiegelstand eines zu dieser Zeit größer angelegten Neusiedlersees.

Ein Großteil der markanten Gipfelniveaus, Verebnungsflächen und Terrassenreste, wie sie oben aufgezählt wurden, sind in einer Beilage im Maßstab 1 : 50.000 zur Darstellung gebracht worden. (Siehe Beilage 4). Auch die Terrassenränder, Bruchlinienstufen und Schuttfächer sind nur dort berücksichtigt worden, wo sie im Geländebild auffallend in Erscheinung treten.

Die geomorphologische Skizze in Beilage 4 soll nur als eine Möglichkeit der Deutung für die quartäre Ausgestaltung der SE-Seite des Leithagebirges aufgefaßt werden.

VIII. JUNGTERTIÄRE UND QUARTÄRE ENTWICKLUNGSGESCHICHTE am SE-Rand des Leithagebirges (Eisenstadt — Breitenbrunn).

Auf Grund der vorliegenden Beobachtungen mag es überbewertet erscheinen, ein genaueres Bild über die paläogeographischen Verhältnisse dieses begrenzten Raumes ab dem Jungtertiär zu geben. Trotzdem soll der Versuch unternommen werden, vor allem nach einer genaueren stratigraphischen Aufgliederung der Sedimente, der Berücksichtigung der heutigen Lagerungsverhältnisse und der lithofaciellen Ausbildung der Sedimente und schließlich der Morphologie lückenhafte Bilder über die Entwicklungsgeschichte der SE-Seite des Leithagebirges gegen den Pannonischen Raum zu geben.

Im E des Inneralpinen Wiener Beckens bildet ein Inselzug Leithagebirge — Hundsheimer Berge, Hainburger Berge — Kleine Karpaten die unscharfe Grenze gegen den ungarischen Raum. Diese vortertiären, hauptsächlich kristallinen Inselrücken sind ihrem Charakter nach Schwellen, die 2 große, geologisch in ihrer Entwicklung selbständige Tertiärbecken voneinander trennen. Während die Ausgestaltung des südlichen Wiener Beckens bereits im tieferen Torton einsetzt, liegt der Niederbruch des angrenzenden ungarischen Raumes in der Hauptsache im höheren Pannon. Die unmittelbaren Randbereiche dieser einzelnen Schwellen zeigen aber trotzdem große Ähnlichkeiten in ihrem geologischen Aufbau. Dafür dürften in erster Linie 2 große Verbindungstore zwischen den beiden Becken verantwortlich sein. Im S die Ödenburger — Wiener Neustädter Pforte als Verbindungsglied zwischen Wiener Becken und ungarischem Flachland, im N die Brucker Pforte.

Die geologische Neuaufnahme der SE-Seite des Leithagebirges zwischen Eisenstadt und Breitenbrunn beschränkt sich nur auf die Randfacies. Paläogeographisch prägt sich dieses Verhalten in den Sedimenten insofern aus, als den Rand des untertauchenden Festlandes ausgesprochene Litoralsedimente bedecken, die den Einfluß der Ufernähe bzw. der Untiefen sowohl in ihrer lithologischen Facies als auch in ihrer Fauna erkennen lassen.

Zur Zeit des **Oberhelvets** waren sowohl das Eisenstädter Becken (A. TOLLMANN, Lit. 175, S. 19, und W FUCHS, Lit. 50, S. 85), als auch die westlichen Teile der Kleinen Ungarischen Tiefebene landfest. Damit bestand in diesem Raum eine lückenlose Verbindung zwischen Alpen und Karpaten. Auch nach E war dieses Festland weit ausgedehnt, es umfaßte die Kleine Ungarische Tiefebene und reichte vermutlich bis an den Bakony Wald. Die Tiefbohrung um Podersdorf z. B. traf unter mächtigem Pannon (1600 m) sofort das kristalline Grundgebirge an.

Nach Berichten von A. TOLLMANN (Lit. 174) und W. FUCHS (Lit. 50) stellte das Eisenstädter-Ödenburger Becken zu jener Zeit ein kristallines Hügelland dar. Die Hauptrichtung der Entwässerung folgte von S (Gegend um Ödenburg) quer durch das Eisenstädter Becken, über das damals noch wesentlich niedriger gelegene Leithagebirge in das südliche Wiener Becken. Die mächtigen Sand-Schotterablagerungen an der W-Seite des kartierten Gebietes (siehe geologische Karte, N St. Georgen, St. Georgner Sandgrube) sind vermutlich zur Zeit des Oberhelvets aus dem SE hierher fluviatil verfrachtet worden.

Im Zusammenhang mit der **postmittelhelvetischen Phase** der Gebirgsausbildung unterliegt dieses große Festland einer allmählichen Auflösung und führte zur Bildung jener Becken, die heute mit jungtertiären Sedimenten erfüllt sind.

Das Meer der **oberen Lagenidenzone** zerstört an der NE-Seite des Eisenstädter Beckens in der unmittelbaren Randfacies das ursprüngliche fluviatile Anschüttungsgefüge der Ruster Sande und Schotter. Aber auch die dünnbankigen Nulliporenkalke mit den Glaukonitmergelzwischenlagen N St. Georgen am Hochberg und Hummelberg (siehe geologische Karte) zeigen bereits die starke facielle Differentation der Sedimente zur Zeit des unteren Tortons an.

Diese marinen Sedimente beschränken sich allerdings nur auf Randteile des Eisenstädter Beckens. Am weiteren SE-Verlauf des Leithagebirges bis nach Breitenbrunn hinauf fehlen Ablagerungen des Untertortons in der Randfacies vollkommen. Für die marine Überflutung dieses Raumes und damit der W-Teile der Kleinen Ungarischen Tiefebene muß erst ein späterer Zeitpunkt angenommen werden. (Mitteltorton, obere Sandschalerzone).

Der Ruster Höhenzug und das kristalline Festland im E waren noch zu einer Zeit, wo bereits im angrenzenden Eisenstädter Becken und im südlichen Wiener Becken Meeresüberflutung herrschte, ein starres Festland. Der Ruster Höhenzug hat als unmittelbares E-Ufer im Untertorton zwischen Eisenstädter Becken und dem im E angrenzenden Festland bestanden.

Ablagerungen des **tiefen Mitteltortons** (untere Sandschalerzone) sind die ältesten, die an der W-Seite der Kleinen Ungarischen Tiefebene in der Randfacies vorzufinden waren. (Um Donnerskirchen). Sie liegen hier vermutlich diskordant auf vortertiärem Grundgebirge und markieren somit den allmählichen marinen Einbruch auch in diesem Raum.

Auf Grund der lithofaciellen Ausbildung und des mikrofaunistischen Inhaltes der Sedimente der unteren Sandschalerzone im Raume Donnerskirchen dürfte allerdings keine größere marine Bedeckung geherrscht haben, Das Ruster „Festland" wurde allmählich instabil, einzelne Senken bzw. Buchten stellten eine Verbindung mit dem angrenzenden Eisenstädter Becken dar und führten zu einer Zerschneidung und langsamen Auflösung des kristallinen Raumes um Donnerskirchen.

Die **obere Sandschalerzone** hat sowohl Ablagerungen in den Randbereichen des Eisenstädter Beckens als auch an der W-Seite der Kleinen Ungarischen Tiefebene gebracht. Sie liegen im Raume Donnerskirchen — Purbach — Breitenbrunn (siehe geologische Karte) diskordant auf vortertiärem Grundgebirge und markieren so die weiter gegen NE greifende marine Transgression. Sowohl in W-E-Richtung über weite Teile des Ruster Höhenzuges als auch in S-N-Richtung über das Leithagebirge stand das Eisenstädter Becken bzw. das Kis Alföld mit dem südlichen Wiener Becken in unmittelbarer Berührung. Der Höchststand der Transgression des tortonen Meeres war erreicht. Die Sedimente und deren Fauna zeigen ein recht verschiedenes Bild und sind je nach dem Bereich, wo sie zur Ablagerung kamen, verschieden. Klastische Bildungen im Bereich der ehemaligen steileren Küsten sind am Sauberg N von Donnerskirchen und an der Hofer Straße zwischen Hof und Donnerskirchen (siehe geologische Karte) aufgeschlossen. Richtig grobklastische Blockeinstreuungen fehlen allerdings im untersuchten Gebiet gänzlich. Die weichen Glimmerschiefer, die ja hauptsächlich als

küstenbildende Gesteine vorlagen, bildeten Flachküsten aus. Im unmittelbaren Brandungsbereich und vielfach an der Basis liegen Sande, Schotter und Konglomerate, die auch hier in der unmittelbaren Randfacies bedeutende Mächtigkeiten erreichen und als äquivalente Bildungen der in den Cf-Bohrungen (Parndorf) angetroffenen „Konglomeratserie" zu deuten sind. Die Reinheit der küstennahen Nulliporenkalke, die zum Teil mit Korallennestern durchwachsen sind, zeugen für die konstante Temperatur, für den hohen Sauerstoffgehalt des Wassers und für das Fehlen jeglichen Süßwassereinflusses und terrigener Einstreuungen. Auch grobe lockere Kalksande und Kalksandsteine sind an den Flachküsten zur Ablagerung gekommen. (Hofer Straße, W Ehleiten). Die Foraminiferenfauna des Mergelkomplexes an der Hofer Straße gegen die niederösterreichische Landesgrenze zu (siehe geologische Karte) spricht für eine Ablagerung eines verhältnismäßig seichten Meeres. Das Leithagebirge stellt zur Zeit der oberen Sandschalerzone eine seicht überflutete Untiefe dar. Die reich facielle Differentitation der Ablagerungen ist bedingt durch die wechselnde Gestalt der Küstenlinie, ferner durch die immer weiter nach NE greifende Transgression und durch ständige synsedimentäre Bodenbewegungen.

Auch in der **Bolivinenzone** ändert sich das paläogeographische Bild an der SE-Seite des Leithagebirges kaum, wenn auch der Höchststand der Transgression bereits vorüber war und hauptsächlich detritäres Material zur Ablagerung kam.

Im **obersten Torton** geht die erste große Regression des Miozänmeeres vor sich. Das Leithagebirge und der Ruster Höhenzug tauchen vollkommen über dem Meeresspiegel hervor.

Diese negative Strandverschiebung ist tektonischen Ursprunges, sie führt weiter im SE zu einer völligen Abtrennung des Tortonmeeres vom offenen Weltmeer. Die Auflösung des marinen Raumes in eine Reihe von großen brackischen Seen bereitet sich langsam vor.

Die Basis des **Sarmats** setzt wieder mit einer kräftigen Transgression ein. Die Sedimente des Untersarmats bestehen im wesentlichen aus Zerstörungsprodukten der küstennahen tortonen Nulliporenkalke. Die reiche facielle Entwicklung der Ablagerungen des Tortons weicht einer mehr eintönigen des Sarmats. Auch die reiche vollmarine Mikro- und Makrofauna ist verschwunden und hat einer artenarmen aber individuenreichen Fauna Platz gemacht. Die Höhe des untersarmatischen Seespiegels bleibt gegenüber jener des Mitteltortons zurück. Es gibt keine sicheren Anhaltspunkte, ob im Untersarmat eine direkte Verbindung zwischen südlichem Wiener Becken und Kleiner Ungarischer Tiefebene über weite Teile des Leithagebirges bestand. Die heute höchstgelegenen untersarmatischen Ablagerungen im untersuchten Gebiet liegen N St. Georgen (250 m).

An der Wende **Unter-Mittelsarmat** machen sich große tektonische Vorgänge bemerkbar, die zu einer abermaligen Heraushebung weiter Teile der Beckenumrahmung führen. Sowohl der Ruster Höhenzug als auch weite Teile des Leithagebirges bekommen wieder den Charakter von trennenden Schwellen. Mit diesen weiträumigen Hebungen und damit parallel laufenden negativen Strandverschiebungen ist auch die Sedimentationslücke des Mittel- und Obersarmats in der Randfacies zu verstehen.

Die letzte große positive Strandverschiebung fällt in das höhere **Unterpannon.** Die detritären Leithakalke und Mergeln der Zone B N von St. Georgen bei der Rochuskapelle (siehe geologische Karte) in einer Höhe von 210 m lassen direkt den letzten Höhenstand eines halbbrackischen Sees ablesen. Auch an der W-Seite der Kleinen Ungarischen Tiefebene liegen mächtige unterpannonische Kalksande und unreine Quarzsande, die hier allerdings wesentlich tiefer am Rand des Leithagebirges (ungefähr 140 m) zur Ablagerung kamen. Das deutet darauf hin, daß zur Zeit des Unterpannons bereits auch weitere Teile des Gebirges von Kalk entblößt waren.

Mit Beginn des **Mittelpannons** (Zone D) setzt ein weiterer Rückzug des riesigen Sees nach E ein. Während sich im Eisenstädter Bereich hauptsächlich Sedimente der Zone D nachweisen ließen, liegen im Raume Donnerskirchen-Breitenbrunn mächtige Ablagerungen der Zone E. Hier macht sich nun die typische pannonische Entwicklung bemerkbar, die charakterisiert ist durch mächtiges Mittelpannon in der unmittelbaren Randfacies und mächtiges Oberpannon im Becken. Gegen Ende des Mittelpannons setzt die Hauptbewegung ein, die zu einem allmählichen Herausheben des Leithagebirges geführt hat.

Oberpannon fehlt nach W. FUCHS im Eisenstädter Becken. (Lit. 50, S. 84). Erst weiter im E haben die Bohrungen um Podersdorf und Frauenkirchen bis über 350 m mächtiges Oberpannon (blaue und gelbe Serie nach K. FRIEDL) angefahren. Dies deutet darauf hin, daß hier nun der Absatz großer Teile des Kleinen Ungarischen Beckens erfolgt.

An die Grenze **Oberpliozän-Altquartär** dürfte dann die Hauptphase der stärksten flächenhaften Abtragung im Leithagebirge fallen. Vor allem die höher gelegenen Schollen sind davon ergriffen worden. Die aufgefundenen Terrassenreste am Burgstall N Donnerskirchen (siehe geologische Karte) in einer Höhe von 325 m dürften aus dieser Zeit stammen.

Während des **Quartärs** kam es zu einem großräumigen Ausräumungsvorgang. Die Tieferlegung der Erosionsbasis schreitet rasch fort. Tiefen- und Seitenerosion wechseln mit Zeiten der Akkumulation und dieses Wechselspiel findet seinen Ausdruck in der Ausbildung verschiedener Terrassen und Niveaus. Diese sind aber zeitlich schwer zu gliedern, zumal man gerade in diesem Raum mit einer intraquartären Tektonik zu rechnen hat. (H. KÜPPER, Lit. 96, S. 54).

Im jüngsten Pleistozän entstand der Neusiedlersee (W. FUCHS, Lit. 50, S. 84), das Arbeitsgebiet bekam sein gegenwärtiges Landschaftsgepräge.

IX. ZUSAMMENFASSUNG

In Fortsetzung der von A. TOLLMANN (Lit. 174) 1953 beendeten Neuaufnahme der NW-Randteile des Eisenstädter Beckens und unter Berücksichtigung der geologischen Kartierung von W. FUCHS 1960 (Lit. 50) des Ruster Berglandes waren zunächst die stratigraphische Anordnung und die Lagerungsverhältnisse der jungtertiären Sedimente an der SE-Seite des Leithagebirges gegen die Kleine Ungarische Tiefebene zu klären.

Da sich die Kartierung in erster Linie auf **mikropaläontologische Methoden** stützt, waren zahlreiche neue Ergebnisse gegenüber der ersten geologischen Aufnahme von ROTH v. TELEGD, 1905 (Lit. 146), bzw. der von J. KAPOUNEK in den Jahren 1932-34 (Lit. 71) durchgeführten Arbeit im Abschnitt Eisenstadt-Donnerskirchen zu verzeichnen.

Die Aufgliederung der tortonen und sarmaten Ablagerungen erfolgte mit Hilfe der typischen **Foraminiferenfaunen** (Tafel 1 und 2), ergäzend mit vorgefundenen **Ostracodenschalen** (Tafel 3) und **Makrofossilien** (Tafel 4 und 5), während die stratigraphische Einstufung der pliozänen und pleistozänen Sedimente nur nach typischen Ostracodenfaunen (Tafel 3) erfolgte.

Somit konnten in der unmittelbaren **Randfacies** im **Torton 4 Zonen** nachgewiesen werden, im **Sarmat 1,** während sich die pannonen Ablagerungen in ein **Unterpannon** (Zone B und ?C) und in ein **Mittelpannon** (Zone D und E) aufgliedern ließen.

Regional gesehen teilt sich das Gebiet in den NE-Rahmen des Eisenstädter Beckens und in den W-Randbereich der Kleinen Ungarischen Tiefebene auf. Die Grenze beider Teilbecken liegt im Heranstreichen des Ruster Berglandes in das Leithagebirge im Abschnitt Schützen am Gebirge — Purbach.

Mit dem **Untertorton** (obere Lagenidenzone) wird der NE-Rahmen des Eisenstädter Beckens von Absenkungsbewegungen erfaßt.

Die marine Sedimentation setzt mit der **Umlagerung** der **Ruster Sande** und **Schotter** ein und wird durch den Aufbau von dünnbankigen **Leithakalken** mit Mergelzwischenlagen fortgesetzt. Der Ruster Höhenzug stellte zu jener Zeit das unmittelbare Ufer gegen das im E angrenzende Festland dar.

Im **tiefen Mitteltorton** (untere Sandschalerzone) entstehen im Raume Donnerskirchen einzelne Senken und Buchten.

Ein starkes Ansteigen der Strandlinie in der **oberen Sandschalerzone** bewirkte ein vollkommenes Überfluten sowohl des Leithagebirges als auch des Ruster Berglandes. W-Teile der Kleinen Ungarischen Tiefebene standen somit mit dem südlichen Wiener Becken in unmittelbarer Verbindung.

Besonders in tieferen Teilen der Ablagerungen der oberen Sandschalerzone ist **eine reiche facielle Ausbildung** zu beobachten. In der Randfacies kamen gröber klastische Bildungen (Konglomerate, Sande) zur Ablagerung, auch kalkbildende Organismen (Nulliporen, Korallen, Bryozoen) ließen entsprechende Gesteine zurück. In den ruhigeren, tieferen Absatzgebieten sedimentierten Mergelkomplexe. (N Donnerskirchen, an der Hofer Straße, siehe geologische Karte).

Auch in der folgenden **Bolivinenzone** setzt sich diese Sedimentation fort, obwohl hier bereits überwiegend detritäres Material zur Ablagerung kam.

Große negative Strandverschiebungen, die parallel mit tektonischen Ereignissen gehen, bewirken im **Obertorton** (Rotalienzone) ein völliges Herausheben des ganzen Leithagebirgskörpers.

Im **Untersarmat** erfolgt eine Fortsetzung der Sedimentation eines breiten Flachseegebietes an der SE-Seite des Leithagebirges. Aufgearbeitete, umgelagerte und neu einsedimentierte tortone Nulliporenkalke charakterisieren die Ablagerung. Die plötzlich neue Faunenzusammensetzung spiegelt eine weitgehende Verringerung des Salzgehaltes des Meeres wider.

An der Wende zum **Mittelsarmat** dürfte auch hier eine allgemeine Hebung der Beckenumrahmung erfolgen (sowohl Eisenstädter Becken als auch Kleine Ungarische Tiefebene).

Sedimente des **Obersarmats** (Nonion granosum Zone) konnten in der Randfacies nicht nachgewiesen werden.

Die Zone B des **Unterpannons** weist im Eisenstädter Bereich stark transgressiven Charakter auf.

Mächtige Ablagerungen des **Mittelpannons** (Zone E) liegen im Raume Breitenbrunn (siehe geologische Karte), die auf ein weiteres Zurückweichen des großen, pannonischen Binnensees nach E hinweisen.

Höher pannone Ablagerungen fehlen in der Randfacies, die Bohrungen im Becken (Podersdorf und Frauenkirchen) ergaben ein weiteres Absinken und Ablagern von Sedimenten des **Oberpannons.**

An die Grenze **Oberstpliozän-Altquartär** fällt die Phase der stärksten flächenförmigen Abtragung. Die hochgelegenen Terrassenschotterreste N Donnerskirchen (siehe geologische Karte) dürften vermutlich aus dieser Zeit stammen.

Der **Mitterriedlschuttkomplex** wurde im Gegensatz zu früheren Bearbeitern des Gebietes als selbständiger geologischer Körper ausgeschieden und als periglazialer Wanderschutt gedeutet. (Siehe Beilage 4).

Die **Terrassenreste** im Tiergarten von Donnerskirchen um 180 m wurden von den **jungpleistozänen** Niederterrassen entlang des Neusiedlersees abgetrennt. (Siehe Tafel 7).

Eine Ostracodenfauna aus schwarz-bläulichen Seetonen W und E von Purbach (siehe Tafel 3) zeigt den Seespiegelstand zur Zeit des **jüngsten Pleistozäns** an.

In **tektonischer Hinsicht** konnte der Eisenstädter Verwerfer (A. TOLLMANN, Lit. 174) als großer Randbruch weiter nach NE (Purbach) verfolgt werden.

Auch der S-N Verwerfer an der W-Seite des Ruster Höhenzuges (W. FUCHS, Lit. 50) dürfte bei Purbach als antithetischer Verwerfer in das System des Leithagebirges hineinstreichen. Für das **Alter** dieser Brüche kommt z. T. ein nachuntersarmatisches, z. T. ein nachmittelpannones Alter in Frage.

Quer zu diesen Randbrüchen liegen Verwerfer bei St. Georgen, im Tiergarten von Donnerskirchen und bei Breitenbrunn. (Siehe geologische Karte).

In **morphologischer Hinsicht** wurde versucht, bestimmte Niveaus, Verebnungsflächen, Terrassenkörper und Schuttkörper auseinanderzuhalten (siehe Beilage 4) und deren Entstehung bzw. stratigraphische Stellung zu deuten.

X. LITERATURVERZEICHNIS

1. ABEL, O.: Landschaft und Tierleben des Wr. Beckens im Tertiär. — In: „Wien, sein Boden und seine Geschichte" — Wien 1924, S. 53.
2. AIGNER, A.: Geomorphologische Probleme am Ostrand der Alpen. — Zeitschrift f. Geom. 1. Leipzig 1925, S. 29.
3. ANDRUSOV, D.: Karpatenmiozän und Wiener Becken. — Petroleum 34. Jg. Wien 1938, S. 9.
4. BACHMEYER, F. und TOLLMANN, A.: Die Crustaceenfauna aus dem tortonischen Leithakalk bei Gr. Höflein im Burgenland. — Koberfestschrift, Wien 1953, S. 308.
5. BECK, H. und VETTERS, H.: Zur Geologie der Kleinen Karpaten, eine stratigraph.-tektonische Studie. — Beiträge zur Paläontologie u. Geologie Österreich-Ungarns u. d. Orients, Wien u. Leipzig 1904, Bd. 16, H. 1 + 2, S. 1.
6. BECK, H. und VETTERS, H.: Geologische Mitteil. aus den Kl. Karpaten. — Verh. Geol. Gesell. Wien 1903.
7. BECK, H. und VETTERS, H.: Geolog. Karte 1 : 75000 der Kl. Karpaten. — Wien 1902, 1903.
8. BERGER, W.: Flora und Klima im Jungtertiär d. Wr. Beckens. — Mitt. Geol. Ges. Wien, Bd. 49, 1956, S. 41.
9. BOBIES, C. A.: Über bryozoenführende Sedimente d. inneralp. Wr. Bekkens. — Mitt. Geol. Ges. Wien 1928, Bd. 21, S. 24.
10. BOBIES, C. A.: Die Bryozoenfauna d. tortonen Strandbildungen v. Kalksburg bei Wien. — Jb. GBA Jg. 1956, Wien 1956, Bd. 99, H. 2, S. 225.
11. BOBIES, C. A.: Die Bryozoen d. österreichischen Sarmats. — Jb. GBA Wien 1957, Bd. 100, H. 1, S. 83.
12. BOBIES, C. A.: Über die Pedalion-Korallenfacies im Wr. u. Eisenstädter Becken. — Vh. GBA 1958, H. 1, S. 38.
13. BOBIES, C. A.: Die Crisiidae (Bryozoa) des Tortons im Wr. u. Eisenstädter Becken. — Jb. GBA Jg. 1958, Bd. 101, H. 1, S. 147.
14. BÖHM, A.: Über die Gesteine d. Wechsels. — Tschermak's Min. petr. Mitt., 1883, Bd. 5, S. 197.
15. BRADY, H.: Report on the Foraminifera dredged by H. M. S. Challender during the jears 1873-76. — The Voyage of H. M. S. Challender, Zool. Vol. 9, London 1884.
16. BUDAY, T.: Die Entwicklung des Neogens der Tschechoslowakischen Karpaten. — Mitt. Geol. Ges. Wien, Jg. 1952, Bd. 52, S. 27-48.
17. BUDAY, T.: Der tektonische Werdegang d. Neogenbecken d. Westkarpaten und ihr Baustil. — Geologické Pracé; Zosit 60, Bratislava 1961, S. 87-106.
18. BUCK, E.: Über den Stand und die Aussicht der angewandten Mikropaläontologie im Tertiär Südrumäniens. — Mitt. Reichsamt f. Bodf. Wien 1941-43, Bd. 6, S. 117-127.

19. BUDEL, J.: Die morphologische Entwicklung des südl. Wr. Beckens im Jungtertiär. — Vh. GBA 1934, H. 6-9, S. 89.
20. BUDEL, J.: Eiszeitmorphologie im Gletscherfreien Gebiet. — Geol. Rundschau 1943-44, Stuttgart 1944, Bd. 34, H. 7-8, S. 482.
21. CUSHMAN, J. A.: A monography of the foraminiferal family Nonionidae. U. S. department of the interior professional paper 191, Washington 1939.
22. CUSHMAN, J. A.: Foraminifera, their classification and economic use. — Cambridge, Masschusetts 1948.
23. CICHA, J.: Zur Oligozän-Miozän Grenze und über die Stratigraphie des Miozäns der Westkarpaten und seiner nomenklatorischen Vereinheitlichung. — Geologické Pracé. — Zosit 60, Bratislava 1961, S. 113-135.
24. CICHA, J.: Kurze Übersicht d. Entwicklung d. Mikrofauna des unteren u. mittleren Miozäns d. alpin-karpatischen Becken im Verhältnis zum Oberhelvet. — Mitt. Geol. Ges. Wien 1959, Bd. 52, S. 67-74.
25. CSEPREGHY-MEZNERIC: Das marine Neogen Ungarns in seiner Beziehung zum Wr. Becken. — Mitt. Geol. Ges. Wien 1959, Bd. 52, S. 87-91.
26. CZJZEK, J.: Beitrag zur Kenntnis der fossilen Foraminif. des Wr. Beckens. — Haidingers Naturw. Abh. Bd. II, 1848.
27. CZJZEK, J.: Geologische Verhältnisse d. Umgebung v. Hainburg, d. Leithageb. u. d. Ruster Berge. — Jb. Geol. R. A. Wien 1852, Bd. 3, H. 4, S. 35.
28. CZJZEK, J.: Das Rosaliengeb. u. d. Wechsel. — Jb. G. R. A. 1854, Bd. 5, S. 465.
29. EGGER, J. G.: Die Foraminiferen d. Miozänen Schichten bei Ortenburg in Niederbayern. — Neues Jb. f. Miner. ect. 1957, S. 226.
30. ELLIS, F. B. u. MESSINA, A. R.: Catalogue of Foraminifera. — America Mus. of Natural History, New-York 1940.
31. EHRENBERGER, K.: Die vorzeitliche Tierwelt im Bgld. — Burgenl. Heimatblätter Jg. 3, Eisenstadt 1934, H. 3-4, S. 53.
32. ERDÖL in ÖSTERREICH, hgg. v. Bachmeyer, F. Verlag Natur u. Technik, Wien 1957.
33. FAHRION, H.: Zur Mikrofauna d. Pannons im Wr. Becken. — Öl und Kohle 1941, Jg. 37, Hf. 23, S. 451.
34. FAHRION, H.: Ein mikrofaunistischer Vergleich des SE-europäischen Pannons. — Mitt. R. A. f. Bodenf. Wien 1934, Hf. 6, S. 63.
35. FINK, J.: Prinzipielle Fragen bei der Erforschung fossil. Böden im (österreich.) Löss. — Tirage à part des actes du IV Congres de l'Association Internationale ale pour 1 Etude du Quarternaire (INQUA) Rom-Pise 1953.
36. FINK, J.: Verlauf der Ergebnisse der Quartärexcursion in Österreich 1955. — Mitt. Geograph. Ges. Wien, Heft 3, 1955.
37. FINK, J.: Leitlinien einer österreich. Quartärstratigraphie. — Mitt. Geol. Ges. Wien, Bd. 53, 1960, S. 249-264.
38. FINK, J. u. MAJDAN, H.: Zur Gliederung der pleistozänen Terrassen des Wr. Raumes. — Jb. GBA Wien 1954, Bd. 97, S. 221.
39. FINK, J., GRILL, R., KOLLMANN, K., KÜPPER, H.: Beiträge zur Kenntnis des Wr. Beckens zw. Grinzing und Nußdorf. — Jb. GBA Wien 1958, Bd. 101, H. 1, S. 117.

40. Foraminifera Padani (tertiario e quaternario) Atlante Iconographico e distribuzione stratigraphica. — Agip Mineraria, Milano 1957.

41. FRANZ, H., FRASL, G., WEIDSCHACHER, H.: Zur Kenntnis der jungtertiären Ablagerung und Böden im Leithageb. und im Raume von Retz. — Vh. GBA Wien 1957, H. 2, S. 146.

42. FRIEDL, K.: Über die Gliederung der pannonischen Sedimente des Wr. Beckens. — Mitt. Geol. Ges. Wien 1931, Bd. 24, S. 1.

43. FRIEDL, K.: Das Wr. Becken. — Erdöl in Österreich, Verlag Natur und Technik, Wien 1957, S. 57.

44. FRIEDL, K.: Die Tektonik des Wr. Beckens. — Mitt. Geol. Ges. Wien, Bd. 52, 1959, S. 123-124.

45. FUCHS, TH.: Über die Tertiärbildungen bei Goys und Breitenbrunn am Neusiedlersee. — Jb. GBA Wien 1868, Bd. 18, H. 2, S. 269.

46. FUCHS, TH.: Über Anzeichen einer Erosionsperiode zw. Leithakalk und sarmatischen Schichten. — Sbr. Ak. Wiss. Wien 1902, Bd. 111, H. 6, S. 351.

47. FUCHS, TH. u. KARRER, F.: Über die Verhältnisse d. marinen Tegels zum Leithakalk. — Jb. GBA Wien 1871, Bd. 21, H. 1, S. 67.

48. FUCHS, TH. u. KARRER, F.: Der Steinbruch in marinen Konglomeraten v. Kalksburg u. seine Fauna etc. — Jb. GBA Wien 1869, Bd. 19, H. 6, S. 351.

50. FUCHS, W.: Geologischer Bau und Geschichte des Ruster Berglandes. — Diss., Univ. Wien 1960.

51. GÖTZINGER, G. u. VETTERS, H.: Führer f. d. Quartärexkursionen in Österreich. — I Wien 1936, 7, 45.

52. GRILL, R.: Stratigraphische Untersuchungen mit Hilfe v. Mikrofaunen im Wr. Becken u. benachb. Molasseanteil. — Öl und Kohle, Berl. 1941, H. 31, S. 595.

53. GRILL, R.: Über mikropaläontolog. Gliederungsmöglichkeiten im Miozän d. Wr. Beckens. — Mitt. RA. f. Bodenforschg., H. 6, Wien 1943, S. 33.

54. GRILL, R.: Der Flysch, die Waschbergzone und das Jungtertiär von Ernstbrunn (NÖ). — Jb. GBA, Jg. 1953, Bd. 96, S. 65.

55. GRILL, R.: Untersuchung und Gliederung d. Miozäns im Wr. Becken. — Mitt. Geol. Ges. Wien, Bd. 52, 1959, S. 125-132.

56. GRILL, R. u. KÜPPER, H.: Erläuterung zur geolog. Karte d. Umgebung v. Wien. — GBA, Wien 1954.

57. GRILL, R. u. KÜPPER, H.: Geolog. Karte der Umgebung von Wien. — 1 : 75.000, GBA Wien 1957.

58. HABERLEHNER, H.: Paläobiologische Studien an d. Terebratelsanden bei Eisenstadt, Bgld. — Diss. Univ. Wien 1938.

59. HÄUSLER, H.: Über das Vorkommen v. Windkantern am W. Rand des Neusiedlersees. — Vh. GBA Wien 1939, H. 5-6, S. 185.

60. HASSINGER, H.: Geomorphol. Studien aus dem Inneralpin. Wr. Becken und seinen Randgebieten. — Geograph. Abh. 8, Wien 1905, S. 361.

61. HASSINGER, H.: Beitrag zur Physiogeographie d. Inneralp. Wr. Beckens mit seiner Umrahmung. — Penck Festband, Stuttgart 1918, S. 160.

62. HOERNES, M.: Die fossilen Mollusken d. Tertiärbecken v. Wien. — Abh. GRA Wien 1856, 1870, Bd. 3+4.

63. HOERNES, R.: Ein Beitrag zur Kenntnis der sarmat. Ablagerungen v. Wiesen ect. — Vh. GRA Wien 1887, H. 5. S. 98.

64. HOERNES, R.: Die vorpontische Erosion. — Sbr. Ak. Wiss. Wien 1900, Bd. 109, H. 8.

65. HOERNES, R.: Bau und Bild d. Ebenen Österreichs. — In: „Bau und Bild Österreichs" — Von E. Sueß, Wien 1903, S. 957, 960, 966.

66. HOERNES, R. u. AUINGER, M.: Die Gastropoden der Meeresablagerungen d. I u. II Mediterranstufe in d. österreich.-ungarischen Monarchie. — Abh. GRA Wien 1879, Bd. 12.

67. JANOSCHEK, R.: Das Inneralpin. Wr. Becken. — In: F. X. SCHAFFER: „Geologie von Österreich" — 2. Auflage, Wien 1951, S. 525.

68. JANOSCHEK, R.: Das Inneralpine Wr. Becken als Beispiel eines kl. Sedimentationsraumes mit reicher Ölführung. — Erdölztschft. Wien 1955, H. 7.

69. JANOSCHEK, R.: Das Pannon d. Inneralpin. Wr. B. — Mitt. Geol. Ges. Wien 1931, Bd. 24, S. 38.

70. JANOSCHEK, R.: Die Geschichte des N-Randes d. Landseer Bucht im Jungtertiär. — Mitt. Geol. Ges. Wien 1931, Bd. 24, S. 38.

71. KAPOUNEK, J.: Geol. Verh. d. Umgebung v. Eisenstadt. — Jb. GRA Jg. 1938, Wien 1939, Bd. 88, S. 50-97.

72. KAPOUNEK, J.: Geolog. Verhältn. d. Umgebung v. Eisenstadt, vorläuf. Bericht. — Östr. Ak. Wiss. Bd. 72, Jg. 1935, H. 22, S. 239-241.

73. KARRER, F.: Über das Auftreten der Foraminiferen in den marinen Tegeln d. Wr. B. — Sbr. Ak. Wiss. Wien 1861, Bd. 44.

74. KARRER, F.: Über das Auftreten von Foraminiferen in den brackischen Schichten des Wr. B. — Sbr. Ak. Wiss. Wien 1863, Bd. 48.

75. KARRER, F.: Über das Auftreten von Foraminiferen in den Mergeln der marinen Uferbildungen (Leithakalk). — Sbr. Ak. Wiss. Wien 1864, Bd. 50.

76. KARRER, F.: Foraminiferenfauna in Österreich. — Sbr. Ak. Wiss. Wien 1867, Bd. 50.

77. KARRER, F.: Geologie d. Kaiser Franz-Josef Hochquellenwasserleitung. — Abh. GRA Wien 1877, Bd. 9.

78. KARRER, F.: Geolog. Studien in den tertiären und jüngeren Bildungen d. Wr. Beckens. — Jb. GRA Wien 1893, H. 2, S. 377.

79. KAUTSKY, F.: Die biostratigraph. Bedeutung d. Pectinidae d. niederösterr. Miozäns. — Ann. Nat. Mus. Wien 1928, Bd. 42.

80. KAUTSKY, F.: Die Bivalven d. niederösterr. Miozäns. — (Taxodonta u. Veneridae). — Vh. GRA Wien 1932.

81. KIESLINGER, A.: Junge Tektonik im Wr. Becken. — Z. d. dt. Geol. Ges., Jg. 1953, Bd. 105, S. 566.

82. KIESLINGER, A.: Rezente Bewegung am E Rand d. Wr. Beckens. — Geol. Rundsch., 1955, Bd. 43, S. 178-181.

83. KITTL, E.: Geol. Beobachtungen im Leithageb. — Vh. GRA, Wien 1882, S. 292.

84. KOBER, L.: Der geologische Aufbau Österreichs. — Wien 1938.

85. KOBER, L.: Geologie der Landschaft um Wien. — Wien 1926, S. 109.

86. KOLESNIKOV, V P.: Sarmatische Mollusken: Die Paläogeographie d. E-Teiles d. sarmat. Meeres. — Paläonto. d. USSR, Bd. 10, Teil 2, Ak. Wiss., Leningrad 1935.

87. KOLLMANN, K.: Cytherideinae u. Schulerideinae n. subfam. (Ostracoden) aus dem Neogen d. östlichen Österreichs. — Mitt. Geol. Ges. Wien, Bd. 51, Jg. 1958, Wien 1960, S. 94-124.

88. KOLLMANN, K.: Das Neogen der Steiermark (mit besond. Berücksichtigung d. Begrenzung u. seiner Gliederung). — Mitt. Geol. Ges. Wien, Jg. 1959, Wien 1959, Bd. 52, S. 159-167.

89. KOLLMANN, K.: Beiträge zur Kenntnis des Wr. Beckens zw. Grinzing und Nußdorf (Wien XIX). — Jb. GBA. Wien 1958, Bd. 101, H. 1, S. 127.

90. KÖROSSLY, L.: Some date concerning subsurface geology of the Little Hungarian Bassin. — Földtani Közlöny Budapest 1958, 88., S. 1.

91. KREJCI-GRAF, K.: Horizont und Facies im rumänischen Jungtertiär. — Mitt. RA. Bodenforschg., Wien 1941-1943, Bd. 6, S. 109-116.

92. KÜHN, O.: Unsere paläontol. Kenntnisse vom österreich. Jungtertiär. — Vh. GBA, Sonderhe. C, Wien 1952, S. 114.

93. KÜHNELT, W.: Über ein Massenvorkommen v. Bohrmuscheln im Leithakalk v. Müllendorf im Bgld. — Palaeobiologica 4, Wien 1931, S. 240.

94. KÜMEL, F.: Über Untersuchungen entlang d. bgld. N-S Straße (Bericht 1951). — Vh. GBA, Wien 1952, H. 1, S. 57.

95. KÜPPER, H.: Erläuterungen zu einer tekton. Übersichtsskizze d. weiteren Wr. Raumes. — Mitt. d. Geol. Ges. Wien, Wien 1960, 53. Bd., S. 13.

96. KÜPPER, H.: Das Neusiedlerseebecken. — Mitt. d. Österr. Bodenkundl. Ges., Wien 1961, Hf. 6, S, 52-55.

97. KÜPPER, H.: Zur Geschichte der Wr. Pforte. — Mitt. Geogr. Ges. Wien 1958, Bd. 100, Hf. 1-2, S. 161.

98. KÜPPER, H.: Neue Daten zur jüngsten Geschichte d. Wr. Beckens. — Mitt. Geogr. Ges. Wien, Bd. 94, Hf. 1-4, Wien 1952.

99. KÜPPER, H.: Erläuterungen zur geolog. Karte Mattersburg-Deutschkreutz. — GBA, Wien 1957.

100. KÜPPER, H.: Geolog. Karte von Mattersburg-Deutschkreutz. — 1 : 75.000, 1957 (Wien).

101. KÜPPER, H.: Exkursion im Wr. Becken südl. d. Donau mit Ausblick in den pannonischen Raum. — In: „Beiträge zur Pleistozänforschung in Österreich". — Vh. GBA. Sonderhf. D, Wien 1955, S. 127-152.

102 KÜPPER, H.: Exkursion in d. südl. Wr. Becken und Randgebiete. — Vh. GBA, Wien 1952-52, Sonderhf. A-C, S. 21-24.

103. KÜPPER, H.: Verbindendes und Trennendes an der Alpen-Karpatengrenze. Geolog. Rundschau, Bd. 43, Wien 1955, S. 176-178.

104. KÜPPER, H.: Art und Ausmaß der jüngsten Bewegung im Wr. Becken. — — Geolog. Rundschau, Hf. 2, Wien 1952, S. 253-257.

105. KÜPPER, H.: Uroberfläche und jüngste Tektonik im südl. Wr. Becken. — Kober Festschrift, Wien 1953, S. 376-386.

106. KÜPPER, H.: Geologie und Grundwasserbilanz im südl. Wr. Becken. — Zt. d. dt. Geol. Ges. Jg. 1954, Hannover 1956, Bd. 106, S. 75.

107. KÜPPER, H.: Zur Kenntnis d. Alpenabbruches am W-Rand des Wr. Beckens. Jb. GBA, Wien 1950, Bd. 94.

108. KÜPPER, H.: Zur Auflösung v. Morphogenese u. Tektonik am Rande d. Wr. Beckens. — Sbr. Ak. Wiss. m. n. Kl. Abt. I, Wien 1927, Bd. 136, S. 1.

109. KÜPPER, H.: Das Anninger Gebiet. — Vh. GBA, Jg. 1926, Wien 1927, H. 2-3, S. 63.

110. MATTHES, H. W.: Einführung in die Mikropaläontologie. — Leipzig 1956.

111. MAYER, R.: Morphologie des mittleren Bgld. — Denkschr. Ak. Wiss. m. n. Abt., Wien 1929, Bd. 102.

112. MEHES, G.: Beiträge zur Kenntnis der pliozänen Ostracoden Ungarns. — Földt. Közl. Bd. 37, H. 12, S. 495.

113. MOHR, H.: Versuch einer geol. Gliederung d. NE-Spornes d. Zentralalpen. — Denkschr. Ak. Wiss. m. n. Kl., Wien 1912, Bd. 88, S. 1.

114. DORBIGNY,A.: Die fossilen Foraminiferen d. tertiär. Beckens von Wien. — Paris 1846.

115. PAPP, A.: Untersuchung an der sarmatischen Fauna v. Wiesen. — Jb. GBA, 89. Bd., S. 256, Wien 1939.

116. PAPP, A.: Fauna und Gliederung des Sarmats im Wr. Becken. — Sbr. Ak. Wiss. Wien 1934, Bd. 13, S. 256.

117. PAPP, A.: Das Pannon des Wr. Beckens. — Mitt. Geol. Ges. Bd. 39-41, 1946-48, S. 99.

118. PAPP, A.: Fauna und Gliederung der Congerienschichten des Pannons im Wr. Becken. — Anz. Ak. Wiss. 85, Wien 1948, S. 123.

119. PAPP, A.: Die Molluskenfauna des Pannons im Wr. Becken. — Mitt. Geol. Ges. Wien 1951, Bd. 44, S. 85, Wien 1953.

120. PAPP, A.: Die Molluskenfauna des Sarmats im Wr. Becken. — Mitt. Geol. Ges. Wien, Jg. 1952, Wien 1954, Bd. 45, S. 1.

121. PAPP, A.: Probleme der Grenzziehung zw. d. helvet. und tortonen Stufe im Wr. Becken. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 49. Bd., S. 235-256, Wien 1956.

122. PAPP, A.: Die biostratigraphische Grundlage d. Gliederung d. Neogens in Österreich. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 52. Bd., Wien 1959, S. 177-180.

123. PAPP, A.: Umfang und Gliederung d. oberen Miozäns im Mittelmeergebiet und in Mitteleuropa. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 2. Bd., Wien 1959, S. 169-175.

124. PAPP, A.: Tertiär I. Teil: Grundzüge regionaler Stratigraphie — Handbuch d. Stratigraphie, Geologie, Bd. III. — 1959.

125. PAPP, A., KÜPPER, K.: Über die Entwicklung d. Heterosteginen im Torton des Wr. Beckens. — An. Ak. Wiss. Wien 1952, Nu. 10.

126. PAPP, A., RUTTNER, A.: Bohrungen im Pannon SW v. Rechnitz. — Vh. GBA Wien 1952, H. 4, S. 191.

127. PAPP, A., THENIUS, E.: Über die Grundlage der Gliederung d. Jungtertiärs und Quartärs NÖ's. — Sbr. Ak. Wiss. Wien 1949, Bd. 158.

128. PAPP, A. & TURNOVSKY, K.: Die Entwicklung der Uvigerinen in Vindobon. d. Wr. Beckens. — Jb. GBA Wien, 1953, Bd. 96, H. 1, S. 117.

129. PAPP, A., BERGER, W., WEINRUFTER, E.: Fösendorf, ein Lebensbild aus dem Pannon des Wr. Beckens. — Mitt. Geol. Ges. Wien, Jg. 1953, Bd. 46 (Sonderband), Wien 1954.

130. PAPP, A.: Über die Entwicklung der Mollusken u. Ostracoden im Pannon d. Wr. Beckens u. in Ungarn. — An. Ak. Wiss., ect., 87, Wien 1950, N. 9, S. 201.

131. PETRASCHEK, W.: Die miozäne Schichtfolge am Fuße der E-Alpen. — Vh. GRA., Wien 1915, N. 17-18, S. 310.

132. PETRASCHEK, W.: Tektonische Untersuchungen am Alpen- u. Karpatenrand. — Jb. GBA Wien 1920, Bd. 70, S. 255.

133. PIA, J.: Die Anpassungsformen der Kalkalgen. — Paläobiologica, 1. Bd., Wien 1928, S. 212.

134. POKORNY. V.: Grundzüge der zoologischen Mikropaläontologie. Bd. I+II, VEB deutscher Verlag der Wissenschaft, 1958.

135. PREY, S.: Geologische Aufnahmen 1953 im Leithageb., Bl. Mannersdorf (78) bzw. Eisenstadt 4857/2. — Vh. GBA Wien, 1954, S. 67.

136. PREY, S.: Zur Geologie der Nw.-Abdachung d. Leithageb. — Vh. GBA, Jg. 1946, Wien 1949, S. 72.

137. REIDL, G.: Paläobiologische Untersuchungen im Leithakalkaufschluß am „Äußeren Berg" bei Mühlendorf im Bgld. — Diss. Univ. Wien 1937.

138. REUSS, A. E.: Beitrag zur Kenntnis der tertiären Foraminiferenfauna. — Sbr. Ak. Wiss. Wien 1860, Bd. 42.

139. REUSS, A. E.: Neue Foraminiferen aus den Schichten des österreich. Tertiärbeckens. — Denkschrift Ak. Wiss. Bd. 1, Wien 1850.

140. REUSS, A. E.: Die fossilen Polypartien des Wr. Tertiärbeckens. — Haidingers Naturw. Abh. II., Wien 1847.

141. RICHARZ, P. S.: Über die Geologie der Kl. Karpaten, d. Leithageb. u. d. Wechsels. — Mitt. Geol. Ges. Wien 1908, Bd. 1, S. 26.

142. ROTH, L.: Geolog. Aufnahmen im Leitha und Banater Geb. — Fölt. Köz. Bd. XIII, 1883, H. 4-6, S. 221-228.

143. ROTH-FUCHS, G.: Erklärende Beschreibung d. Formen d. Leithageb. — Geograph. Jb. aus Österreich, 1926, Bd. 13, S. 29-100.

144. ROTH-FUCHS, G.: Beiträge zum Problem „Neusiedlersee" — Mitt. Geogr. Ges. Wien, 1929, Bd. 72, S. 47.

145. ROTH v. TELEGD, L.: Geolog. Skizze d. Kroisbach-Ruster Berglandes u. d. südl. Teiles d. Leithageb. — Földt. Közl. Bd. 20, H. 3-4, S. 139, Budapest 1897.

146. ROTH v. TELEGD, L.: Geolog. Spezialkarte d. Länder d. Ungar. Krone, Umgebung Eisenstadt (Kismarton). — Zone 14, Col. XV 1 75.000, Budapest 1905.

147. ROTH v. TELEGD, L.: Erläuterung zur geolog. Spezialkarte der Ungar. Krone, Umgebung Eisenstadt (Kismarton). — Budapest 1905.

148. SAUERZOPF, F.: Fauna und Gliederung des Pannons im südl. Bgld. — Diss. Univ. Wien, 1950.

149. SAUERZOPF, F.: Beitrag zur Entwicklungsgeschichte des burgenländ. Pannons. — Bgld. Heimatbl., Jg. 14, H. 1, S. 1, Eisenstadt 1954.

150. SAUERZOPF, F.: Das Werden des Neusiedlersees. — Bgld. Heimatbl., Jg. 18, H. 4, S. 145, Eisenstadt 1956.

151. SCHAFFER, F. X.: Geologie von Österreich. — 2. Aufl., Wien 1951.

152. SCHAFFER, F. X.: Die Wasserstandschwankungen im Wr. Becken zur Neogenzeit. — Vh. GRA Wien 1913, S. 385.

153. SCHAFFER, F. X.: Über facielle Tertiärstudien am E-Rande des Wr. Bekkens. — Mitt. Geol. Ges. Wien 1908, Bd. 1, S. 148.

154. SCHAFFER, F. X.: Das Delta des norischen Flusses. — Mitt. Geol. Ges. Wien 1909, Bd. 2, S. 235.

155. SIEBER, R.: Zur makropaläontologischen Zonengliederung im österreich. Tertiär. — Erdölztschr. Jg. 74, 1958, H. 4, S. 108.

156. SIEBER, R.: Systematische Übersicht der jungtertiären Bivalven des Wr. Beckens. — An. Nat. Mus. Wien 1954-55, Bd. 60.

157. SIEBER, R.: Systematische Übersicht der jungtertiären Gastropoden des Wr. Beckens. — An. Nat. Mus. Wien, 1958, Bd. 62.

158. SIEBER, R.: Die Tortonfauna von Mattersburg und Forchtenstein (Bgld.) — Vh. GBA Wien 1956, H. 3, S. 236.

159. SIEBER, R.: Die mittelmiozänen Caraditidae u. Cardiidae des Wr. Beckens. — Mitt. Geol. Ges. Wien 1956, Bd. 47, S. 183.

160. SIEBER, R.: Die miozänen Turritellidae und Mathildidae Österreichs. — Mitt. Geol. Ges. Wien, Jg. 1958, Bd. 51, S. 228.

161. SIEHL, A.: Das Jungtertiär in d. näheren Umgebung von Hornstein im Bgld. — Mitt. Ges. Geologie u. Bergbaustudenten Wien, Wien 1957, Bd. 8, S. 60.

162. SIMON, W.: Geologische Zeitrechnung im Dilemma. — Nat. Rundschau, 13, Stuttgart 1960, S. 461-465.

163. SIMON, W.: Mineral-Alter u. Erdzeitalter. — Der Aufschluß, H. 12, Stuttgart 1960, S. 326-330.

164. SENES, J.: Entwicklungsphasen der Paratethys. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 1959, Bd. 52, S. 189-202.

165. SENES, J.: Paläogeographie des Westkarpatischen Raumes in Beziehung zur übrigen Paratethys im Miozän. — Geologické Pracé; Zosit 60, Bratislava 1961, S. 159-197.

166. SENES, J.: Entwicklungsphase der Paratethys. — Congr. Neog. Mediterran Wien 1959, S. 181-187.

167. STAESCHE, K.: Aussprache über die stratigraph. Probleme d. Jungtertiärs v. Südosteuropa in Budapest. — Öl u. Kohle, 38, S. 1079-1086, Berlin 1942.

168. STINY, J.: Zur Kenntnis jugendlicher Krustenbewegungen im Wr. Becken. — Jb. GBA Wien 1932, Bd. 82, S. 75.

169. SÜMEGHY, J.: Pannonische Fauna aus dem Alföld. — Földt. Közl. Bd. 67, S. 128, Budapest 1928.

170. SUESS, E.: Die vorpontische Erosion. — In: „Das Antlitz der Erde" — Bd. 1, S. 422-425.

171. SZADECZKY-KARDOSS, E. v.: Geologie der rumpfungarischen Kl. Tiefebene. — Mitt. Berg- u. Hüttenm. Abt. Sopron 1938, Bd. 10, S. 1.

172. TAUBER, A. F.: Zur Schichtfolge des Sarmats im Wr. Becken. — Ber. RA. f. Bodenforsch. Wien 1941, S. 65-67.

173. TAUBER, A. F.: Grundzüge der Geologie v. Bgld. — Bgld. Landesmuseum, Eisenstadt 1951, S. 31.

174. TOLLMANN, A.: Das Neogen am SE-Rand des Leithagebirges zwischen Eisenstadt und Hornstein. — Diss. Univ. Wien 1953.

175. TOLLMANN, A.: Das Neogen am Nordwestrand der Eisenstädter Bucht. — Bgld. Landesmuseum, H. 10, Eisenstadt 1955.

176. TOLLMANN, A.: Die Foraminiferenentwicklung im Torton u. Untersarmat in d. Randfacies d. Eisenstädter Bucht. — Sbr. Ak. Wiss. Mat. Nat. Kl. Abt. I, 164. Bd., H. 4-5, S. 193, Wien 1955.

177. TOULA, F.: Ein neuer Aufschluß in den Congerienschich. bei Margareten in Ungarn. — Vh. GRA Wien 1885, H. 10, S. 246.

178. TOULA, F.: Ein neues Vorkommen von sarmatischen Bryozoen und Serpulakalken am Spitzerberg bei Hundsheim. — Vh. GRA Wien 1887, H. 13, S. 298.

179. TURNOVSKY, K.: Foraminiferen im Pannon. — Erdölztschr. Jg. 74, 1958, H. 12.

180. UHLIG, V.: Bau und Bild der Karpaten. — Wien 1903.

181. UHLIG, V Über Tektonik der Karpaten. — Sbr. Ak. Wiss. Mat. Nat. Kl. Bd. 116, Abt. I, S. 267, Wien 1907.

182. UNGER, F.: Beiträge zur näheren Kenntnis d. Leithakalk. — Denkschr. Wr. Ak. Wiss. Mat. Nat. Kl. Bd. 14, S. 13, Wien 1888.

183. VACEK, M.: Über die kristallinen Inseln am E-Ende der alpinen Zentralzone. — Vh. GRA Wien 1892, H. 15, S. 367.

184. VEIT, E.: Zur Stratigraphie des Miozäns im Wr. Becken. — Mitt. RA. f. Bodenfor. Wien, H. 6, Wien 1943.

185. VENDL, M.: Geologische Karte der Umgebung von Sopron. — 1 : 25.000, Sopron 1928.

186. VENDL, M.: Geologie der Umgebung von Sopron. — I — Mitt. Berg- u. Hüttenm. Abt. Sopron 1933, Bd. 5, H. 2, S. 386.

187. VETTERS, H.: Die Kl. Karpaten als Bindeglied zw. Alpen und Karpaten. — Vh. K. K. GR. 1904, Wien 1904, S. 134-143.

188. VETTERS, H.: Vorläufiger Bericht über die Untersuchungen in d. Kl. Karpaten. — Vh. GRA. Wien 1902, S. 387-397.

189. VETTERS, H.: Die geolog. Verhältnisse d. weiteren Umgebung v. Wien u. Erläuterung zur geolog.-tekton. Übersichtskarte. — Vh. GRA. Wien 1910.

190. VOHRYZKA-WEBER, E.: Geologische Untersuchungen im Gebiet von Baden. — Diss. Univ. Wien 1958.

191. WEINHANDEL, R.: Neuere Bohrungen im Bereiche der Stadt Wien. — Vh. GBA Wien 1956, H. 3, S. 229.

192. WESSELY, G.: Geologische Neuaufnahme d. Tertiärs und Quartärs d. Hainburger Berge u. angrenzender Gebiete. — Diss. Univ. Wien 1958.

193. WIESENEDER, H.: Ergebnisse sedimentpetrographischer u. sedimentologischer Untersuchung im Neogen Österreichs. — Mitt. d. Geol. Ges. Wien, 52. Bd., 1959, S. 213-224.

194. WIESENEDER, H.: Die Verteilung der Schwermineralien im nördlichen Inneralp. Wiener Becken und ihre geolog. Deutung. — Vh. GBA Wien 1952, H. 2, S. 207.

195. WIESENEDER, H.: Über die Veränderung des Schwermineralbestandes d. Sedimente durch Verwitterung und Diagenese. — Erdöl u. Kohle, Jg. 6, 1953, S. 183.

196. WINKLER, A.: Zur geomorpholog. und geolog. Entwicklungsgeschichte d. E-Abdachung d. Zentralalpen. — Geol. Rundsch., Bd. 38, 1926, H. 1, S. 196.

197. WINKLER, A.: Über jungtertiäre Sedimentation und Tektonik am E-Rand der Zentralalpen. — Mitt. Geol. Ges. Wien 1914, S. 256.

198. WINKLER, A.: Über Beziehung zw. Sedimentation, Tektonik und Morphologie in d. jungtertiären Entwicklungsgeschichte d. E-Alpen. — Sbr. Ak. Wiss. m. n. Kl. Bd. 132, Wien 1924, H. 9-10, S. 343.

199. WINKLER-HERMADEN, A.: Geologisches Kräftespiel und Landformung. — Wien 1957.

200. WINKLER-HERMADEN, A.: Uber Probleme ostalp. Geomorphologie. — Mitt. Geolog. Ges. Wien 1929, Bd. 72, S. 160.

201. WINKLER-HERMADEN, A.: Die jungtertiäre Entwicklungsgeschichte der Ostabdachung der Alpen. — Zentralbl. f. Min. ect. Jg. 1940, Ab. B, S. 217.

202. WINKLER-HERMADEN, A.: Die tertiäre Schichtfolge am Alpenostabfall u. ihre Beziehung zu jener des pannonischen Beckens. — Mitt. RA f. Bodenforsch., Jg. 1941-43, Wien 1943, H. 6, S. 66.

203. WINKLER-HERMADEN, A.: Die jungtertiären Ablagerungen an der E-Abdachung der Zentralalpen und das inneralpine Tertiär. — In: F. X. SCHAFFER: „Geologie von Österreich". — Wien 1951, 2. Auflage.

204. WINKLER-HERMADEN, A.: Der Vergleich d. obermiozänen-pliozänen Schichtfolge im Mediterranbereich mit jenen in d. Pannonisch-pontischen Gebieten. — Mitt. Geol. Ges. Wien, Wien 1959, 52. Bd., S. 225-244.

205. ZALANYI, B.: Miozäne Ostracoden aus Ungarn. — Mitt. aus Jb. d. Kgl. ung. Geol. Anst. Bd. 21, H. 4, Budapest 1913.

Foraminiferen des TORTON

	Obere Lageniden Zone				Untere Sandschaler Zone					Obere Sandschaler Zone						Bolivinen Zone			
	305	127	234	124	250	251	264	140	169	252	253	254	255	273		41	272	213	306
Textulariidae:																			
Spiroplectammina carinata (d'ORB.)	h	ns	s	hs	ns				s	ns	h			ss					
- deperdita (d'ORB.)	ss				h	h	h	ss	s		ss	ss		ss					
- mariae (d'ORB.)																			
- pala (CZJZEK)					h	ss													
- pectinata (RSS.)			ss			ss												ss	
- sp.					h	ns	s	ss		ss	s			ss				ss	
Textularia abbreviata d'ORB.					ss		ss		ss	ss	ss			ss					
- acuta RSS.																			
- deltoidea RSS.									ss										
- pramea (d'ORB.)									ss										
- laevigata d'ORB.					s				s										
- serrata (RSS.)						ss	ss	s	ss										
- ex. gr. subangulata d'ORB.																			
- partschi CZJZEK																	ss	ss	
- sp.					ns		ss	s		s	ss								
Valvulinidae:																			
Martinottiella communis (d'ORB.)	ss		ss																
Miliolidae:																			
Quinqueloculina akneriana d'ORB.																s			
- sarmatica KARR.																			
- ungeriana d'ORB.														ss					
- div. sp.																			ns
Spiroloculina sp.																			
Sigmoilina tenuis (CZJZEK)	s													ss		ss			
Triloculina sp.		s				ss													
Pyrgo bulloides d'ORB.										ss	ss								
Ophthalmidiidae:																			
Cornuspira sp.					ss														
Lagenidae:																			
Robulus austriacus (d'ORB.)																			
- calcar (d'ORB.)		s	ss	ss							s	h	s						
- cassis (LAM.)												ss	ns						
- cultratus (d'ORB.)	ss	s		s						s	ss	ns	s						
- imperatorius (d'ORB.)	ss	s																	
- inornatus (d'ORB.)	s		s	ss	s	ns		ns	ss										
- intermedius (d'ORB.)			ss						s	s	s					ss			ss
- neglecta (RSS.)																			
- similis (d'ORB.)			s	s				s	ns										
- simplex (d'ORB.)	ns			ss						ns	ns								
- sp.	ss	s		ss			s												
Marginulina abbreviata KARR.									s										
- hirsuta d'ORB.			ss	ss															
- pedum d'ORB.			s							ns	ns								
- regina costata d'ORB.			ns										ss						
- sp.	ss		s	s															
Dentalina communis d'ORB.																			
- inornata d'ORB.				ss															
- elegans d'ORB.																			
- reussi NEUGEB.			s	s															ss
- scabra RESS.	ss		s																
- scharbergana NEUGEB.					ss						s		s						
- cf. schwarzi KARR.		ss		ss															
- soluta RSS.				ss															
- tenuis NEUGEB.			ss	ss															
- verneuili d'ORB.	ss												s						
- pauperata d'ORB.		s	ss		ss						ss	s	s						
- sp.										ns	ns								
Nodosaria affinis d'ORB.																			
- badenensis d'ORB.																			
- bad. aculeata EGGER								s											
- exilis NEUGEB.																			
- hybostiana NEUGEB.											ss								
- hirsuta d'ORB.																			
- nodis d'ORB.										s									
- stipitata RSS.											ss								
- sp.			ss	ss	ns	ns		ss			ss						ss		
Vaginulina badenensis d'ORB.			s	s															
Frondicularia sculpta KARR.																			
- superba KARR.						ns													
- sp.																			
Lagena hexagona d'ORB.																			
- acuta baldingeri CZJZ.								ss											
- striata d'ORB.	ss	ss																	
- sp.	ss	ss			s					ss	ss	ss							
Polymorphinidae:																			
Guttulina austriaca d'ORB.	ss		ss	ss															
- irregularis (d'ORB.)					ns														
- sp.					s														
Globulina aequalis d'ORB.								ss	ss										
- gibba d'ORB.					ns	s	ss	s	s	s	ss			s					
- irregularis (d'ORB.)																ss			ss
- spinosa d'ORB.										s	ss								
- striata EGGER					ss				ss										
- tuberculata d'ORB.					ss	ss		ss					ss			ss			
- tubulosa d'ORB.	ss				ss				ss										
- sp.						s								ss					
Glandulina abbreviata NEUGEB.					s		s	s	s										
- laevigata d'ORB.		s		ss	ns					ss	ss							ss	ss
- sp.		ss			s														
Polymorphina sp.																			
Nonionidae:																			
Nonion boueanum (d'ORB.)																			
- granosum (d'ORB.)																			
- pompilioides (F. u. M.)	s	ss		s		s	ss	h	s	h	h	ss	ss					ss	ss
- scapha (F. u. M.)	ss	ns	s	s		ss		s	ss	h	h	ns	s	ss					
- sp.																			
Elphidium aculeatum (d'ORB.)																	ss		
- aff. aculeatum (d'ORB.)																			
- advenum CUSHM.																s		s	ss
- antoninum (d'ORB.)													ss			ss	ss	ss	
- crispum (L.)	ss		s		h	s	ns	h	s	s	s	ss	h	ns					
- fichtelianum (d'ORB.)	ss	ss	s		hh	s	s	s	ns	ss		ss	ss	s		ns	ns	ns	s
- flexuosum (d'ORB.)																			
- flex. reussi MARKS			ss			ss		ss						ss		ss	ss		
- josephinum (d'ORB.)																			
- listeri (d'ORB.)																	s	s	
- macellum (F. u. M.)																			
- regium (d'ORB.)																			
- rugosum (d'ORB.)																			
- subumbilicatum (d'ORB.)																			
- ungeri (RSS.)																			
- sp.						s			ns	s			s						
Camerinidae:																			
Heterostegina costata d'ORB. ssp. glatt				ss	ns	ns			ss	ns	s	ns							
- cost. costata d'ORB. skulp.						s					ss	hh							
Alveolinellidae:																			
Borelis haueri (d'ORB.)																			
- melo (d'ORB.)																			
Heterohelicidae:																			
Plectofrondicularia sp.																			
Nodogenerina adolphina (d'ORB.)			s	ss															
- elegans (d'ORB.)																			
- hirsuta (SOLD.)		s	ss	ss															
- pauperata (d'ORB.)																			
- sp.			ss																
Buliminidae:																			
Bulimina aculeata d'ORB.					ns														
- affinis d'ORB.	s		ss		s					s								s	
- buchiana d'ORB.																	ss		
- elongata d'ORB.	s	s		ss	ns	ss				s	ss	ss	ss	s		h	hh	h	h
- ovata d'ORB.					s				s	h				ss				ss	ss
- pupoides d'ORB.																	ss	s	
- pyrula d'ORB.	ss		s											ss					
- sp.												ss	ss					h	s
Entosolenia marginata RSS.								ss											
- sp.																	ss	s	
Virgulina schreibersiana CZJZEK					ss	ss		s		ns			ss						
Bolivina antiqua d'ORB.	ns	ss								ss		s	s	ss			s	ns	
- dilatata RSS.	ss	ss			ns	ss		ss		ns	ns	ns	ns	s		h	hh	h	h
- fastigata CUSHM.					s														
- punctata d'ORB.																	s		ss
- div. sp.					ss			s											
Reussella spinulosa (RSS.)					ns						ss								
Uvigerina aculeata aculeata d'ORB.			ns	ns						ss		ss	ss	ss			ss	ss	
- cf. pygmoides PAPP u. TURN.			s	ss						s									
- cf. pygmaea d'ORB.		ss		ns															
- semiornata semiornata d'ORB.				ns	s	s		s	s										
- semiornata urnula d'ORB.			ss		s					h									
- venusta liesingensis TOULA														ss			ss	s	s
- venusta venusta FRANZ.			ns	s	s			s						ss		hh	hh	ns	ns
- cf. acuminata HOSIUS	s		ns							s	ns	ns		s		h	ns	s	s
- sp.			s	s	ns											s			
Rotaliidae:																			
Gyroidina soldanii (d'ORB.)			s	ns	s								ss						
Eponides haidingeri (d'ORB.)	ns		s	ns								h	s	ss		s		s	s
Eponides schreibersi (d'ORB.)													s						
Rotalia beccarii (LINN.)						ss		ss	s			ss	ns			s		ns	
Epistomina elegans (d'ORB.)	ss		s													ss			
Cancris auriculus (F. u. M.)			ss	ss	s	ss		ss			ss	ss							
Discorbis imperatorius (d'ORB.)																			
Cassidulinidae:																			
Ceratobulimina haueri (d'ORB.)		ss					ss												
Cassidulina crassa d'ORB.	ss																	s	ss
Cassidulina laevigata d'ORB.					ns			ss	s	ss	s	s		ss		ns	ss		ss
Chilostomellidae:																			
Allomorphina trigona RSS.						ss													
Chilostomella czjzeki RSS.			ss		ss									ss					
Chilostomella ovoidea RSS.																			
Pullenia bulloides d'ORB.	ns				ns														
Sphaeroidina bulloides (d'ORB.)		ns		ns	h													s	s
Amphisteginidae:																			
Amphistegina hauerina d'ORB.	h			ns	hh	ns	h		ns	ss	s		s	h					
Asterigerina planorbis d'ORB.	ns		ns	s	ns	ns	s		ns	ss	s	hh	s	s		s	s	ns	ns
Globigerinidae:																			
Globigerina triloba d'ORB.	ss	s	s	ss	s			s											
- bulloides d'ORB.	s	s		ns	ss	ns	ns	ss	s	s	s			s		ss		ss	s
- concinna RSS.	ns	s	ns	h	h	s	s		ns	h	s	s		ns		ss			ss
- quadrilobata d'ORB.			ns				s									s	s	ss	ns
- regularis d'ORB.		ns		ss	ss														
- sp.																			
Globigerinoides triloba (RSS.)		s	ns		s	s	ss			h	s	ns					s		
Orbulina universa d'ORB.	s	h	ns					ss		s	s							ns	s
Globorotaliidae:																			
Globorotalia menardii (d'ORB.)																			
Anomalinidae:																			
Anomalina badenensis d'ORB.			ss	ss															
Cibicides akneriana (d'ORB.)				ss			s				ss			ss					
- austriacus d'ORB.		s				ss	ss				ss								
- boueanus (d'ORB.)								s			s			s			ss		ss
- dutemplei (d'ORB.)	s	s	s	h	s	s	s		s	h	h	h	ss	ss		s	ns	s	s
- lobatulus (WAL. u. JAK.)			s	s	h	ns	ns	ns	h	ns	s	ss	ss	ns		s	h	ns	ss
- aff. lobatulus (WAL. u. JAK.)																			
- ungerianus (d'ORB.)		s	s		ns	s	s		ss		ns	s	s			ss		ns	ss
- pseudoungerianus CUSHM.				ss															
Rotalina boueana d'ORB.					ss	s	s		h										

K. SCHMID, 1968

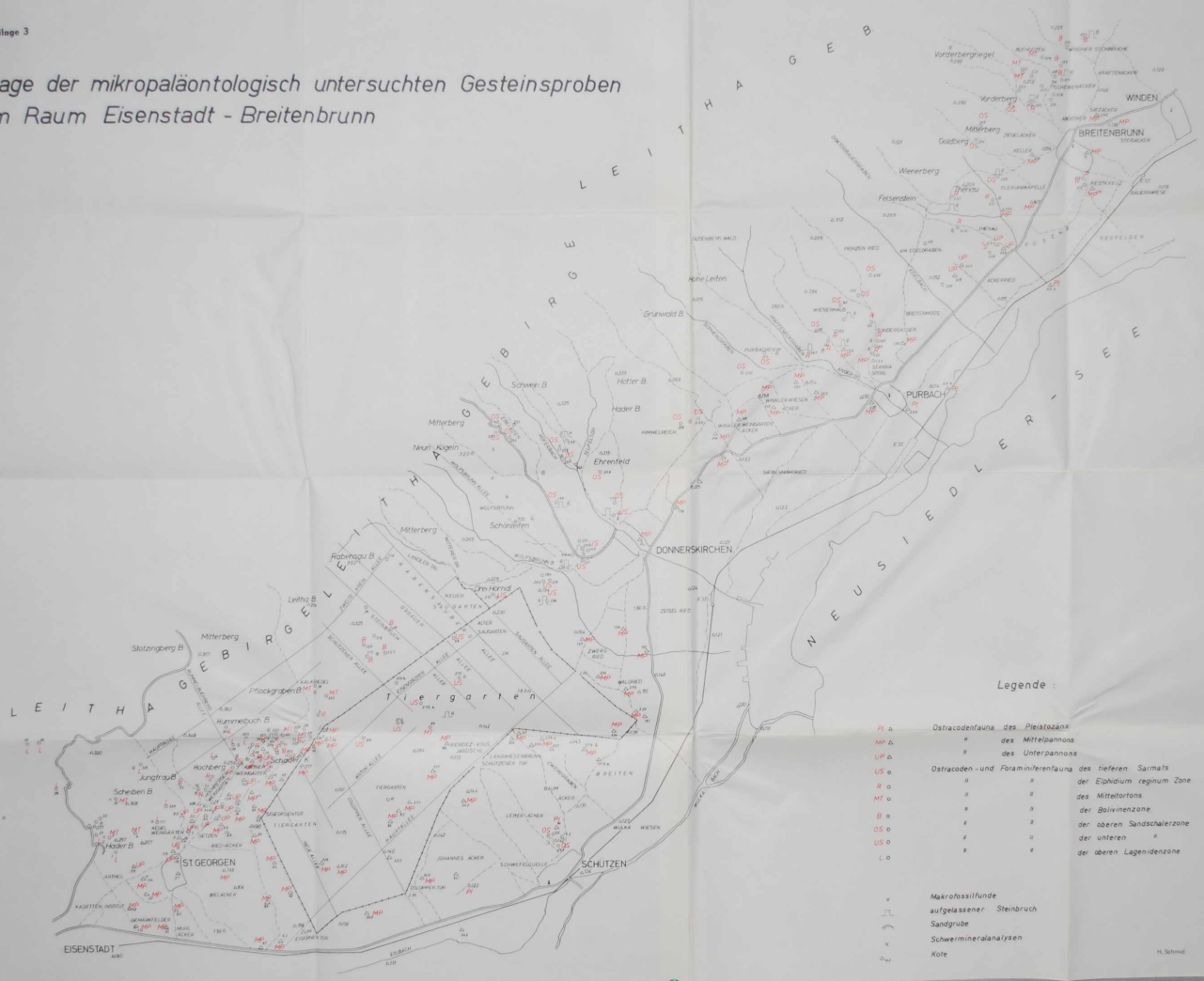
Foraminiferen des TORTON

	Obere Lageniden Zone				Untere Sandschaler Zone					Obere Sandschaler Zone						Bolivinen Zone			
	305	127	334	124	250	251	264	140	158	252	253	254	255	273		41	272	215	306
Textulariidae:																			
Spiroplectammina carinata (d'ORB.)	h	ns	s	ns	ns				s	ns	h			ss					
" deperdita (d'ORB.)	ss				h	s	s	ss	s		ns	ss		ss					
" mariae (d'ORB.)																			
" pala (CZJZEK)					s	ss													
" pectinata (RSS.)			ss			ss													
" sp.					h	ns	s	ss		ss	s			ss				ss	
Textularia abbreviata d'ORB.					ss		ss		ss	ss	ss			ss				ss	
" acuta RSS.																			
" deltoidea RSS.									ss										
" gramen (d'ORB.)									ss										
" laevigata d'ORB.					s				s										
" serrata (RSS.)						ss	ss	s	ss										
" ex. gr. subangulata d'ORB.																			
" partschi CZJZEK																			
" sp.					ns		ss	s		s	ss						ss	ns	
Valvulinidae:																			
Martinottiella communis (d'ORB.)	ns		ns																
Miliolidae:																			
Quinqueloculina akneriana d'ORB.																s			
" sarmatica KARR.																			
" ungeriana d'ORB.																			
" div. sp.														ss					
Spiroloculina sp.																			ns
Sigmoilina tenuis (CZJZEK)	s																		
Triloculina sp.		s				ss								ss		ss			
Pyrgo bulloides d'ORB.										ss	ss								
Ophthalmidiidae:																			
Cornuspira sp.					ss														
Lagenidae:																			
Robulus austriacus (d'ORB.)																			
" calcar (d'ORB.)		s	ss	ss							s	h	s						
" cassis (LAM.)												ss	ns						
" cultratus (d'ORB.)	ss	s		s						s	ss	ns	s						
" imperatorius (d'ORB.)	ss	s																	
" inornatus (d'ORB.)	s		s	ss	s	ns		ns	ss										
" intermedius (d'ORB.)			ss						s	s	s					ss			ss
" neglecta (RSS.)																			
" similis (d'ORB.)			s	s				s	ns										
" simplex (d'ORB.)	ss			ss						ns	ns								
" sp.	ns	s		ss			s												
Marginulina abbreviata KARR.									s										
" hirsuta d'ORB.			ss	ss															
" pedum d'ORB.			s							ns	ns								
" rugosa costata d'ORB.			ss										ss						
" sp.	ss		s	s															
Dentalina communis d'ORB.																			
" inornata d'ORB.				ss															
" elegans d'ORB.																			
" reussi NEUGEB.			s	s															
" scabra RESS.	ss		s																ss
" scharbergana NEUGEB.					ss						s		s						
" cf. schwarzii KARR.		ns		ss															
" soluta RSS.				ss															
" tenuis NEUGEB.			ss	ss															
" verneuili d'ORB.	ss												s						
" pauperata d'ORB.		s	ss		ss						ss	s	s						
" sp.										ns	ns								
Nodosaria affinis d'ORB.																			
" badensis d'ORB.																			
" bad. aculeata EGGER								s											
" exilis NEUGEB.																			
" fichteliana NEUGEB.											ss								
" hirsuta d'ORB.																			
" rudis d'ORB.										s									
" stipitata RSS.											ss								
" sp.			ss	ss	ns	ns		ss			ss						ss		
Vaginulina badensis d'ORB.			s	s															
Frondicularia sculpta KARR.																			
" superba KARR.						ns													
" sp.																			
Lagena hexagonia d'ORB.																			
" cuculla haidingeri CZJZ.								ss											
" striata d'ORB.	ss	ss																	
" sp.	ss	ss			s					ss	ss	ss							
Polymorphinidae:																			
Guttulina austriaca d'ORB.	ss		ss	ss															
" irregularis (d'ORB.)					ns														
" sp.					s														
Globulina aequalis d'ORB.								ss	ss										
" gibba d'ORB.					ns	s	ss	s	s		s	ss		s					
" irregularis (d'ORB.)																ss			ss
" spinosa d'ORB.										s	ss								
" striata EGGER					ss				ss										
" tuberculata d'ORB.					ss	ss		ns					ss			ss			
" tubulosa d'ORB.	ss				ss				ss										
" sp.						s								ss					
Glandulina abbreviata NEUGEB.					s		s	s	s										
" laevigata d'ORB.		s		ss	ns					ss	ss							ss	ss
" sp.		ss			s														
Polymorphina sp.																			
Nonionidae:																			
Nonion boueanum (d'ORB.)																			
" granosum (d'ORB.)																			
" pompilioides (F. u. M.)	s	ss		s		s	ss	h	s	h	h	ss	ss					ss	ss
" scaphum (F. u. M.)	ss	ns	s	s		ss		s	ss	h	h	ns	s	ss					
" sp.																	ss		
Elphidium aculeatum (d'ORB.)																			
" aff. aculeatum (d'ORB.)																			
" advenum CUSHM.																s		s	ss
" antoninum (d'ORB.)													ss			ss	ss	ss	
" crispum (L.)	ss		s		h	s	ns	h	s	s	s	ss	h	ns					
" fichtelianum (d'ORB.)	ss	ss	s		hh	s	s	s	ns	ss		ss	ss	s		ns	ns	ns	s
" flexuosum (d'ORB.)																			
" flex. reussi MARKS			ss			ss		ss						ss		ss	ss		
" josephinum (d'ORB.)																			
" listeri (d'ORB.)																	s	s	
" macellum (F. u. M.)																			
" reginum (d'ORB.)																			
" rugosum (d'ORB.)																			
" subumbilicatum (d'ORB.)																			
" ungeri (RSS.)																			
" sp.						s			ns	s			s						
Camerinidae:																			
Heterostegina costata d'ORB. ssp. glatt				ss	ns	ns			ss	ns	s	ns							
" cost. costata d'ORB. skulp.						s					ss	hh							
Alveolinellidae:																			
Borelis haueri (d'ORB.)																			
" melo (d'ORB.)																			
Heterohelicidae:																			
Plectafrondicularia sp.																			
Nodogenerina adolphina (d'ORB.)			h	ss															
" elegans (d'ORB.)																			
" hirsuta (SOLD.)		s	ss	ss															
" pauperata (d'ORB.)																			
" sp.			ss																
Buliminidae:																			
Bulimina aculeata d'ORB.					ns														
" affinis d'ORB.	s		ss		s					s								s	
" buchiana d'ORB.																	ss		
" elongata d'ORB.	s	s		ss	ns	ss				s	ss	ss	ss	s		h	hh	h	h
" ovata d'ORB.					s				s	h				ss				ss	ss
" pupoides d'ORB.																	ss	s	
" pyrula d'ORB.	ss		s											ss					
" sp.												ss	ss					h	s
Entosolenia marginata RSS.								ss											
" sp.																	ss	s	
Virgulina schreibersiana CZJZEK					ss	ns		s		ns			ss						
Bolivina antiqua d'ORB.	ns	ss								ss		s	s	ss			s	ns	
" dilatata RSS.	ss	ss			ns	ss		ss		ns	ns	ns	ns	s		h	hh	h	h
" fastigiata CUSHM.					s														
" punctata d'ORB.																	s		ss
" div. sp.					ss			s											
Reussella spinulosa (RSS.)					ns						ss								
Uvigerina aculeata aculeata d'ORB.			ns	ns						ss		ss	ss	ss			ss	ss	
" cf. pygmoides PAPP u. TURN.			s	ss						s									
" cf. pygmaea d'ORB.		ss		ns															
" semiornata semiornata d'ORB.				ns	s	s		s	s										
" semiornata urnula d'ORB.			ss		s					h									s
" venusta liesingensis TOULA														ss			ss	s	
" venusta venusta FRANZ.			ns	s	s			s						ss		hh	hh	ns	ns
" cf. acuminata HOSIUS	s		ns							s	ns	ns		s		h	ns	s	s
" sp.			s	s	ns											s			
Rotaliidae:																			
Gyroidina soldanii (d'ORB.)			s	ns	s								ss						
Eponides haidingeri (d'ORB.)	ns		s	ns								h	s	ss		s		s	s
Eponides schreibersii (d'ORB.)													s						
Rotalia beccarii (LINN.)						ss		ss	s			ss	ns			s		ns	
Epistomina elegans (d'ORB.)	ss		s													ss			
Cancris auriculus (F. u. M.)			ss	ss	s	ss		ss			ss	ss							
Discorbis imperatorius (d'ORB.)																			
Cassidulinidae:																			
Ceratobulimina haueri (d'ORB.)		ss					ss												
Cassidulina crassa d'ORB.	ss																	s	ss
Cassidulina laevigata d'ORB.					ns			ss	s	ss	s	s		ss		ns	ss		ss
Chilostomellidae:																			
Allomorphina trigona RSS.						ss													
Chilostomella czjzeki RSS.			ss		ss									ss					
Chilostomella ovoidea RSS.																			
Pullenia bulloides d'ORB.	ns				ns														s
Sphaeroidina bulloides (d'ORB.)		ns		ns	h													s	
Amphisteginidae:																			
Amphistegina hauerina d'ORB.	h			ns	hh	ns	h		ns	ns	s		s	h				ns	ns
Asterigerina planorbis d'ORB.	ns		ns	s	ns	ns	s		ns	ss	s	hh	s	s		s	s		
Globigerinidae:																			
Globigerina bilobata d'ORB.	ss	s	s	ss	s			s											
" bulloides d'ORB.	s	s		ns	ss	ns	ns	ss	s	s	s			s		ss		ss	s
" concinna RSS.	ns	s	ns	h	h	s	s		ns	h	s	s		ns		ss			ss
" quadrilobata d'ORB.			ns				s									s	s	ss	ns
" regularis d'ORB.		ns		ss	ss														
" sp.																			
Globigerinoides triloba (RSS.)		s	ns		s	s	ss			h	s	ns					s		s
Orbulina universa d'ORB.	s	h	ns					ss		s	s							ss	ns
Globorotaliidae:																			
Globorotalia menardii (d'ORB.)																			
Anomalinidae:																			
Anomalina badensis d'ORB.			ss	ss															
Cibicides akneriana (d'ORB.)				ss			s				ss			ss					
" austriacus d'ORB.		s				ss	ss				ss						ss		ss
" boueanus (d'ORB.)								s			s			s					
" dutemplei (d'ORB.)	s	s	s	h	s	s	s		s	h	h	h	ss	ss		s	ns	s	s
" lobatulus (WAL. u. JAK.)			s	s	h	ns	ns	ns	h	ns	s	ss	ss	ns		s	h	ns	ss
" aff. lobatulus (WAL. u. JAK.)																			
" ungerianus (d'ORB.)		s	s		ns	s	s		ss		ns	s	s			ss		ns	ss
" pseudoungerianus CUSHM.				ss															
Rotalina boueana d'ORB.					hh	h	h		h										

H. SCHMID, 1968

Beilage 3

Lage der mikropaläontologisch untersuchten Gesteinsproben im Raum Eisenstadt - Breitenbrunn



Beilage 3

Lage der mikropaläontologisch untersuchten Gesteinsproben im Raum Eisenstadt - Breitenbrunn

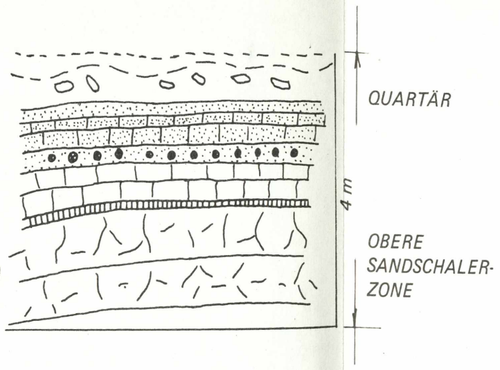
Line Reference Target LRT-BE4-V2

Beilage 5

STEINBRUCHSKIZZEN am SE-ABHANG des LEITHAGEBIRGES zwischen ST. GEORGEN und BREITENBRUNN

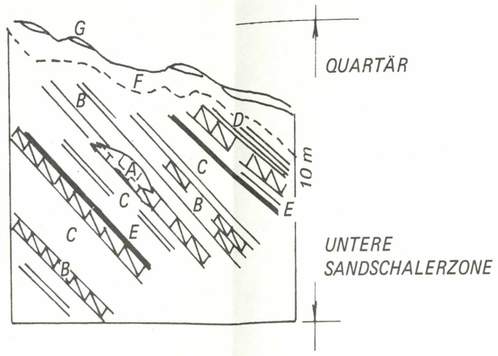
THENAU E Florianikapelle

Humus
Solifluktionsschutt
Lockerer Kalksand
Weißer, lagiger Kalksandstein
15 cm nulliporen Knollenlage
Sandige Nulliporen-Kalkbank
5 cm, sandige Mergellage
Detritäre, dickbankige (1.5 m)
„Leithakalke" ss 190/15

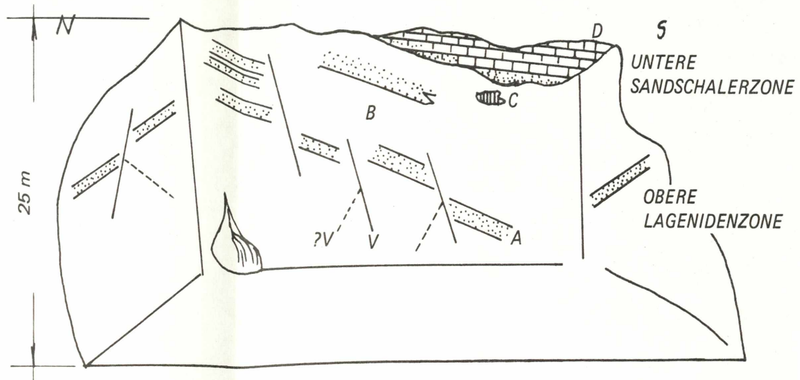


DONNERSKIRCHEN, an der Hoferstraße

G: 10 cm, Bodenbildung
F: Solifluktionsschutt
E: Mergel, 5 cm P. 250, 251
D: Dünnschichtige Kalksandsteine
C: Lockerer, grober Kalksand
B: Detritäre „Leithakalke" 50° SE einfallend
A: Nulliporen-Kalklinse ss 140/35



ST. GEORGENER Sandgrube

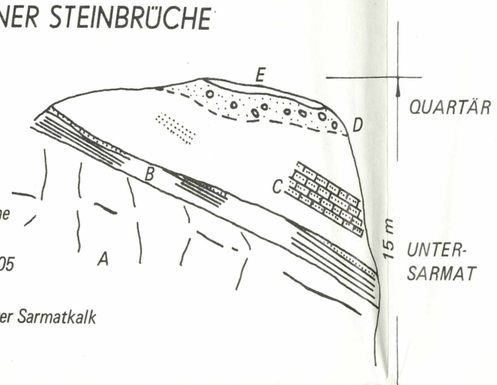


D: Umgelagerte Nulliporenkalke 5° SE einfallend
C: Tonig-mergelige Einschaltung
B: Ruster-Sand
A: Ruster Schotter – 2 m SW 10 - 20°
V: Verwerfer ?V: Vermutete antithetische Verwerfer

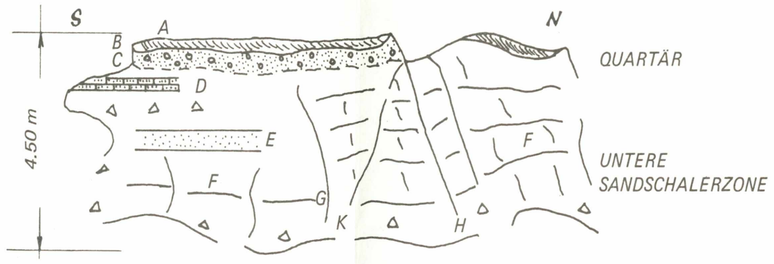
BREITENBRUNNER STEINBRÜCHE

mittlerer Bereich

E: 5 cm Humus
D: Solifluktionsschutt
C: Plattige Kalksandsteine
B: Mergel, 2 m, P. 204, 205
A: Ungebankter, detritärer Sarmatkalk ss 220/20

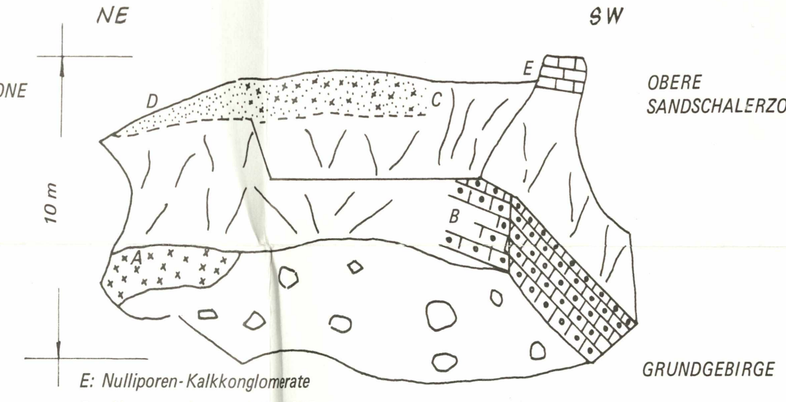


DONNERSKIRCHEN W. Tiergartenmauer



K: Offene Kluft, 0,35/85
H: Harnischfläche, 320/50
G: 3 cm Mergelzwischenlage, P. 264, 98
F: 1,50 m detritärer „Leithakalk"
E: 20 cm Sandsteinlage
D: Kalksandsteine 25 cm
C: Rostbraune Terrassenschotter 1,00 m
B: 20 cm Solifluktionsmaterial
A: Dünne Bodenbildung

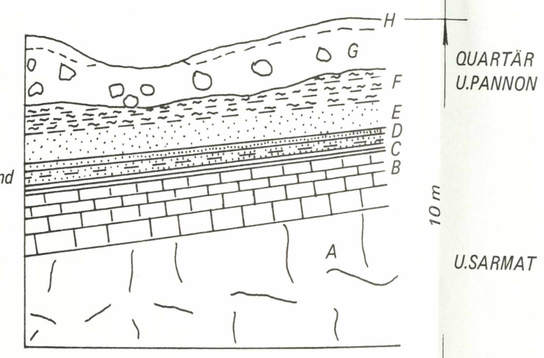
DONNERSKIRCHEN N. Teufelsgraben



E: Nulliporen-Kalkkonglomerate
D: „Heterosteginensande", P. 255
C: Kristallinsande
B: Korallenkalkkonglomerate, Bank 1,00 m
A: Granatglimmerschiefer

gegen Breitenbrunn zu

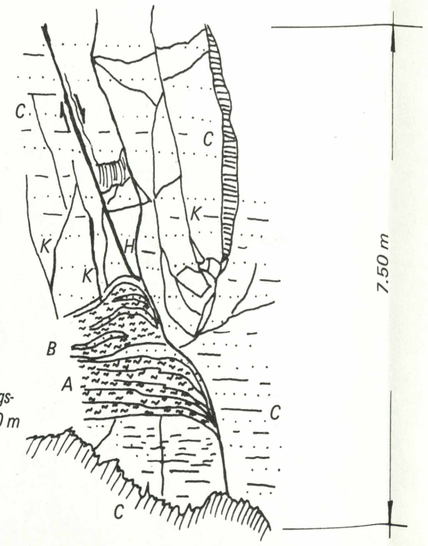
H: Bodenbildung
G: Solifluktionsmaterial
F: 20 cm braune Mergel
E: 25 cm Quarzsand
D: Sandige Mergel
C: Violette Mergel P. 208
B: Plattige Kalksandsteine
A: Massige detritäre Sarmatkalke



gegen Winden zu

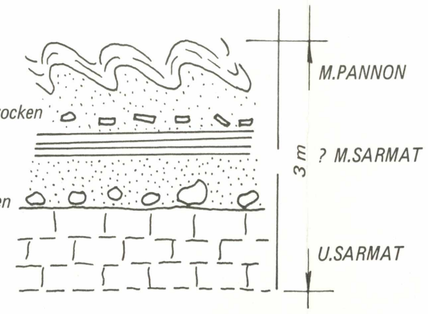
A: Grau-violette Mergel
B: Sandreiche Mergel
C: Detritäre, massige Kalke des U.Sarmats
H: Harnischflächen
K: 5 cm breite offene Klüfte

Der rechte Teil des Bildes ist abgeglitten. Die Sprunghöhe des Verwurfes 20 m

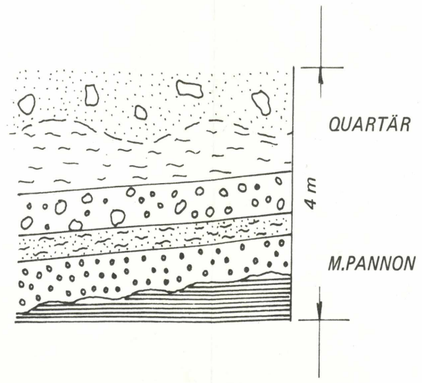


PURBACH, Sandergasse

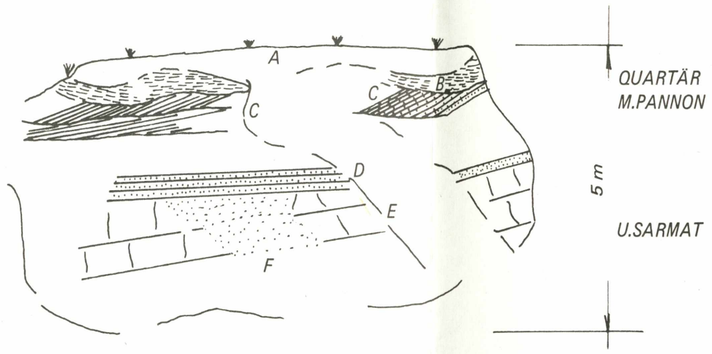
Tonreiche Feinsande
Quarzsande-Sandsteinbrocken Sandsteinbänke
Quarzsande mit detritären Sarmatgeröllen
Detritäre Sarmatkalke



Solifluktionsschutt
Kristallinplatten
Feinsandige glimmerreiche Mergel P. 51
Quarzit, Kristallingerölle
Braune sandige Tone
Quarzitschotter
Hellbraune Tegel



PURBACH, Friedhof N.



A: 30 cm Bodenbildung
B: Schwemmlöss, Makro
C: 30 cm feinsandige Tegel P. 157
D: 40 cm Sandsteinbänke
E: Dickbankige detritäre Sarmatkalke ss 350/15
F: Taschenförmige Einschaltung von Kalksanden

H. Schmid

Textulariidae:																			
Spiroplectamina carinata (d'ORB.)	h	ns		ns	ns					ns	h			ss					
" deperdita (d'ORB.)	ss				h	s	s	ss			ns	ss		ss					
" mariae (d'ORB.)																			
" pala (CZJZEK)					s	ss													
" pectinata (RSS.)			ss			ss													
" sp.					h	ns	s	ss		ss	s			ss				ss	
Textularia abbreviata d'ORB.					ss		ss		ss	ss	ss			ss				ss	
acuta RSS.																			
deltoidea RSS.									ss										
gramen (d'ORB.)									ss										
laevigata d'ORB.					s				s										
serrata (RSS.)						ss	ss		ss										
ex. gr. subangulata d'ORB.																			
partschi CZJZEK																			
" sp.					ns		ss	s		s	ss						ss	ss	
Valvulinidae:																			
Martinotiella communis (d'ORB.)	ns		ns																
Miliolidae:																			
Quinqueloculina akneriana d'ORB.																			
sarmatica KARR.																			
ungeriana d'ORB.																			
" div. sp.														ss					
Spiroloculina sp.																			ns
Sigmoilina tenuis (CZJZEK)	s																		
Triloculina sp.		s				ss								ss		ss			
Pyrgo bulloides d'ORB.										ss	ss								
Ophthalmididae:																			
Cornuspira sp.					ss														
Lagenidae:																			
Robulus austriacus (d'ORB.)																			
" calcar (d'ORB.)			ss	ss								h	s						
" cassis (LAM.)												ss	ns						
cultratus (d'ORB.)	ss			s							ss	ns	s						
imperatorius (d'ORB.)	ss																		
inornatus (d'ORB.)	s		s	ss		ns		ns	ss										
intermedius (d'ORB.)			ss						s							ss			ss
neglecta (RSS.)																			
similis (d'ORB.)				s					ns										
" simplex (d'ORB.)	ss			ss						ns	ns								
" sp.	ns	s		ss															
Marginulina abbreviata KARR.																			
hirsuta d'ORB.			ss	ss															
pedum d'ORB.			s							ns	ns								
rugosa costata d'ORB.			ss										ss						
" sp.	ss		s	s															
Dentalina communis d'ORB.																			
inornata d'ORB.				ss															
elegans d'ORB.																			
reussi NEUGEB.			s	s															
scabra RESS.	ss		s																ss
scharbergana NEUGEB.					ss														
cf. schwarzii KARR.		ss		ss															
soluta RSS.				ss															
tenuis NEUGEB.			ss	ss															
" verneuili d'ORB.	ss																		
" pauperata d'ORB.		s	ss		ss						ss								
" sp.										ns	ns								
Nodosaria affinis d'ORB.																			
badensis d'ORB.																			
bad. aculeata EGGER																			
exilis NEUGEB.																			
fichteliana NEUGEB.											ss								
hirsuta d'ORB.																			
rudis d'ORB.																			
stipitata RSS.											ss								
" sp.			ss	ss	ns	ns		ss			ss						ss		
Vaginulina badensis d'ORB.			s	s															
Frondicularia sculpta KARR.																			
superba KARR.						ns													
" sp.																			
Lagena hexagonia d'ORB.																			
" suculta haidingeri CZJZ.								ss											
striata d'ORB.	ss	ss																	
" sp.	ss	ss			s					ss	ss	ss							
Polymorphinidae:																			
Guttulina austriaca d'ORB.	ss		ss	ss															
" irregularis (d'ORB.)					ns														
" sp.					s														
Globulina aequalis d'ORB.								ss	ss										
" gibba d'ORB.					ns	s	ss	s	s			ss							
" irregularis (d'ORB.)																ss			ss
" spinosa d'ORB.											ss								
" striata EGGER					ss				ss										
" tuberculata d'ORB.					ss	ss		ss					ss			ss			
" tubulosa d'ORB.	ss				ss				ss										
" sp.						s								ss					
Glandulina abbreviata NEUGEB.					s				s										
" laevigata d'ORB.		s		ss	ns					ss	ss						ss	ss	
" sp.		ss			s														
Polymorphina sp.																			

Nonionidae:																			
Nonion boueanum (d'ORB.)																			
„ granosum (d'ORB.)																			
pompilioides (F. u. M.)	s	ss		s		s	ss	h	s	h	h	ss	ss					ss	ss
„ scaphum (F. u. M.)	ss	ns	s	s		ss		s	ss	h	h	ns	s	ss					
„ sp.																			
Elphidium aculeatum (d'ORB.)																	ss		
aff. aculeatum (d'ORB.)																			
advenum CUSHM.																s		s	ss
antoninum (d'ORB.)													ss			ss	ss	ss	
crispum (L.)	ss		s		h	s	ns	h	s	s		ss	h	ns					
fichtelianum (d'ORB.)	ss	ss	s		hh	s	s	s	ns	ss		ss	ss	s		ns	ns	ns	
flexuosum (d'ORB.)																			
flex. reussi MARKS.			ss			ss		ss						ss		ss	ss		
josephinum (d'ORB.)																			
listeri (d'ORB.)																	s		
macellum (F. u. M.)																			
reginum (d'ORB.)																			
rugosum (d'ORB.)																			
subumbilicatum (d'ORB.)																			
„ ungeri (RSS.)																			
„ sp.						s			ns	s			s						
Camerinidae:																			
Heterostegina costata d'ORB. ssp. glatt				ss	ns	ns			ss	ns	s	ns							
„ cost. costata d'ORB. skulp.						s					ss	hh							
Alveolinellidae:																			
Borelis hauerii (d'ORB.)																			
„ melo (d'ORB.)																			
Heterohelicidae:																			
Plectafrondicularia sp.																			
Nodogenerina adolphina (d'ORB.)				ss															
elegans (d'ORB.)																			
hirsuta (SOLD.)			ss	ss															
pauperata (d'ORB.)																			
„ sp.			ss																
Buliminidae:																			
Bulimina aculeata d'ORB.					ns														
affinis d'ORB.			ss		s					s								s	
buchiana d'ORB.																	ss		
elongata d'ORB.				ss	ns	ss				s	ss	ss	ss	s		h	hh	h	h
ovata d'ORB.					s					h				ss				ss	ss
pupoides d'ORB.																	ss	s	
pyrula d'ORB.	ss													ss					
„ sp.												ss	ss					h	
Entosolenia marginata RSS.								ss											
„ sp.																	ss	s	
Virgulina schreibersiana CZJZEK					ss	ns		s		ns			ss						
Bolivina antiqua d'ORB.	ns	ss								ss		s	s	ss			s	ns	
„ dilatata RSS.	ss	ss			ns	ss		ss		ns	ns	ns	ns	s		h	hh	h	h
fastigata CUSHM.					s														
punctata d'ORB.																			ss
„ div. sp.					ss			s											
Reussella spinulosa (RSS.)					ns						ss								
Uvigerina aculeata aculeata d'ORB.			ns	ns						ss		ss	ss	ss			ss	ss	
„ cf. pygmoides PAPP u. TURN.			s	ss						s									
cf. pygmaea d'ORB.		ss		ns															
semiornata semiornata d'ORB.				ns	s	s													
semiornata urnula d'ORB.			ss		s					h									s
venusta liesingensis TOULA														ss			ss	s	
venusta venusta FRANZ.			ns		s									ss		hh	hh	ns	ns
cf. acuminata HOSIUS			ns								ns	ns		s		h	ns	s	s
„ sp.			s	s	ns											s			
Rotaliidae:																			
Gyroidina soldanii (d'ORB.)				ns									ss						
Eponides haidingeri (d'ORB.)	ns			ns								h	s	ss		s		s	
Eponides schreibersii (d'ORB.)													s						
Rotalia beccarii (LINN.)						ss		ss				ss	ns			s		ns	
Epistomina elegans (d'ORB.)	ss		s													ss			
Cancris auriculus (F. u. M.)			ss	ss		ss					ss	ss							
Discorbis imperatorius (d'ORB.)																			
Cassidulinidae:																			
Ceratobulimina haueri (d'ORB.)		ss					ss												
Cassidulina crassa d'ORB.	ss																	s	ss
Cassidulina laevigata d'ORB.					ns			ss	s	ss	s	s		ss		ns	ss		ss
Chilostomellidae:																			
Allomorphina trigona RSS.						ss													
Chilostomella czjzeki RSS.			ss		ss									ss					
Chilostomella ovoidae RSS.																			
Pullenia bulloides d'ORB.	ns				ns														s
Sphaeroidina bulloides (d'ORB.)		ns		ns	h													s	
Amphisteginidae:																			
Amphistegina hauerina d'ORB.	h			ns	hh	ns	h		ns	ns	s		s	h				ns	ns
Astigerina planorbis d'ORB.	ns		ns	s	ns	ns	s		ns	ss	s	hh	s	s		s	s		
Globigerinidae:																			
Globigerina bilobata d'ORB.	ss	s		ss	s			s											
bulloides d'ORB.	s	s		ns	ss	ns	ns	ss	s	s				s		ss		ss	s
concinna RSS.	ns	s	ns	h	h	s	s		ns	h				ns		ss			ss
„ quadrilobata d'ORB.			ns				s									s	s	ss	ns
„ regularis d'ORB.		ns		ss	ss														
„ sp.																			
Globigerinoides triloba (RSS.)		s	ns		s					h		ns							s
Orbulina universa d'ORB.		h	ns				ss			s								ss	ss

Die Makrofauna des TORTON

	Unter Torton					Mittel Torton								
	25	334	124	14		22	264	135	140		257	155	139	220
Mollusca: Bivalvia														
Pecten praebenedictus TOURN.							+		+				+	+
Pecten (Flabellipecten) besseri ANDRZ.									+		+			+
Pecten (Flabellipecten) leythajanus PARTSCH							+						+	+
Pecten (Flabellipecten) aff. besseri ANDRZ.									+					
Pecten (Oopecten) latissimus BROCCHL.						+								
Pecten (Oopecten) lati. BRO. var. austriaca KAUTSKY														+
Pecten sp.		+		+		+	+	+				+	+	
Chlamys elegans ANDR.									+			+		
Chlamys malvinae DUB.	+					+			+					
Chlamys macrotis SOW.														
Chlamys latissima nodosiformis SERR.													+	
Lima squamosa LAM.														
Lima sp.							+							
Ostrea lamellosa BORCCI.														
Ostrea digitalina DUB.											+	+		
Ostrea crassiostata SOW.						+	+	+	+					+
Ostrea gigensis SCHLOTH.													+	
Ostrea fimbriata GRAT.											+			
Ostrea cochlear POLI.														
Ostrea sp.								+	+					
Cardita (Cardiocardita) partschi GOLDF.						+	+		+					
Cardita sp.								+						
Lucina haidingeri HORN.											+			
Lucina di. sp.													+	+
Chama sp.							+							
Cardium obsoletum HORN.											+			
Cardium div. sp.							+				+			
Venus ambigua ROV.				+										
Venus (Ventricula) multilamella LAM.												+		+
Venus sp.							+		+		+			
Arca sp.														
Pectunculus pilosus LINN.							+	+				+		+
Pectunculus sp.									+		+			
Lithodomus avitensis MAYER											+			
Lithodomus sp.														
Mytilus sp.							+							
Corbula sp.							+						+	
Teredo-Bohrgänge													+	
Isognomum soldanii (DESH.)														
Mollusca: Gastropoda														
Turritella subangulata (BROCC.)													+	
Turitella riepeli PARTSCH											+			
Turitella (Haustator) turris BAST.											+		+	
Turitella sp.								+			+			+
Conus sp.											+	+		
Buccinum sp.													+	
Columbella (Anachis) gümeli R. HOER. + AUING.							+		+				+	
Columbella sp.														
Fusus sp.														
Cassis sp.											+			
Turbo rugosus LINN.											+		+	
Turbo sp.														
Trochus sp.			+									+		+
Haliotis sp.													+	
Fissurella sp.												+		
Cnidaria: Anthozoa														
Orbicella reussiana M. EDW. u. H.											+	+	+	+
Annelida: Serpulidae														
Serpula sp.									+		+			
Arthropoda: Crustacea: Cirripedia														
Pyrgoma multicostatum SEGUENZA											+	+		
Echinozoa: Echinoidea: Cidaridae														
Clypeaster grandiflorus BRONN.						+								
Clypeaster sp.														
Cidarisstacheln, Großform						+			+					+
Scutella sp.													+	
Bryozoa														
flächenförmige Kolonien		+									+		+	
ästige Kolonien			+	+								+		
Vertebrata: Pisces														
div. Schuppen u. Fischzähne											+		+	

H. SCHMID, 1968

Foraminiferen des SARMAT

(Elphidium reginum Zone)

	10	127	132	302	303	305	157
Miliolidae:							
Quinqueloculina div. sp.			ss		ss	ss	
Articulina sarmatica KARR.		ss					
Triloculina sp.				ss		ss	
Nonionidae:							
Nonion granosum (d'ORB.)							ss
Nonion div. sp. (klein)				ss	ss		
Elphidium reginum (d'ORB.)	ss	s	ss	h	hh	hh	ns
Elphidium aff. crispum (LAM.)		s	s	ss	ss		
Elphidium aff. aculeatum (d'ORB.)	s	ns	h	h	h	h	s
Elphidium cf. advenum CUSHM.			ss			ss	
Elphidium listeri (d'ORB.)	ss						ss
Elphidium koberi TOLLM.			ss				
Elphidium josephinum (d'ORB.)		s		ns	s		ns
Elphidium rugosum (d'ORB.)				s	ss	ss	
Elphidium subumbilicatum (d'ORB.)	ss	ss					ss
Elphidium aff. flexuosum (d'ORB.)		ss					
Elphidium aff. macellum (F. u. M.)					ss		
Elphidium div. sp. (Jugendform)	ss	s	s				ss
Buliminidae:							
Bulimina elongata d'ORB. (klein)			ss				
Bulimina var. elongata d'ORB. (klein)		ss					ss
Bolivina sp. klein				ss			
Rotaliidae:							
Rotalia beccari (L.)	ss			ss	ss	ss	
Discorbis imperatorius (d'ORB.)						ss	
Amphisteginidae:							
Asterigerina planorbis d'ORB.		s	s	ss			
Anomalinidae:							
Cibicides aff. lobatulus (W. u. J.)	ss			hh	hh	hh	ns
Cibicides div. sp.		s	ss				
Cassidulinidae:							
Cassidulina sp.		ss		ss			ss

H. SCHMID, 1968

	305	221	270	323	10
Gibbula angulata angulata (EICHW.)			+		
Gibbula hoernesi (JEK.)			+		
Gibbula sp.					+
Calliostoma podolicoformis podolicoformis (KOLESNIKOV)			+		
Calliostoma podolica (DUBOIS)		+			
Calliostoma sp.			+	+	
Rissoa sp.					
Pirenella picta picta (DEFRANCE)	+	+	+	+	+
Pirenella picta bicostata (EICHWALD)			+		
Pirenella disjuncta disjuncta (SOW.)		+	+		
Pirenella div. sp.				+	+
Cerithium rubiginosum rubiginosum (EICHW.)					
Dorsanum duplicatum duplicatum (SOW.-KOL.)			+		
Modiolus incrassatus incrassatus (d'ORB.)	+				+
Cardium lithopodolicum sarmaticum KOL.			+		
Cardium vindobonense vindobonense (PART.) LASK.	+	+	+	+	+
Cardium vindobonense (Großform)		+			
Cardium latisculum jammense HILBER		+	+		
Cardium cf. lithopodolicum DUBOIS				+	+
Cardium sp.					
Irus gregarius dissitus (EICHW.)			+		+
Ervilia dissita dissita (EICHW.)	+	+	+	+	
Ervilia dissita podolica (EICHW.)			+		
Mactra vitaliana eichwaldi LASK.	+				
Mactra sp.		+		+	+
Helicide indet.			+		
Bryozoen	+		+		
Hydroides pectinata (PHILIPPI)			+		

+ = vorhanden

H. SCHMID, 1968

Die Ostracodenfauna des TORTON, SARMAT, PANNON und PLEISTOZÄN am SE-Rand des Leithagebirges zw. Eisenstadt und Breitenbrunn

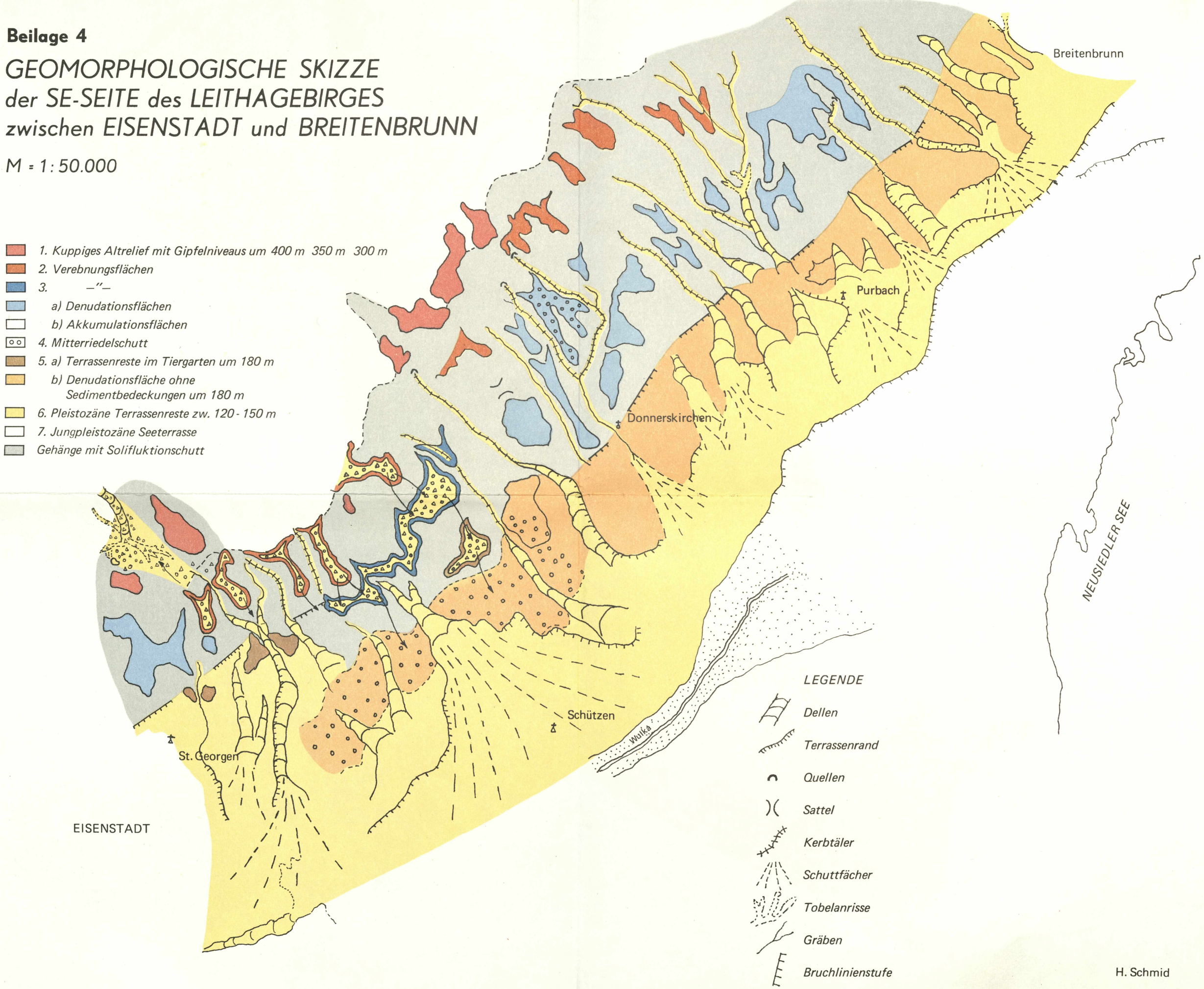
	TORTON										SARMAT				PANNON										Pleistozän
	Ob. Lagen. Z.			Sandsch. Z.				Bolivinen Zone			Elphi.-reg. Zone				Unt. Pan. Zone B + ? C				Mittl. Pan. Zone D + E						
	305	127	250	264	255	252	273	41	272	34	201	202	10	224	234	314	312	308	313	114	136	181	63	236	145
Loxoconchinae:																									
Loxoconcha granifera (RSS.)																							ns		
Loxoconcha hastata (RSS.)								s	s																
Loxoconcha div. sp.																									
Cyprinae:																				ss			s		
Herpetocypris abscissa (RSS.)																				s					
Herpetocypris sp.																						s			
Cytherinae:																				ss		ss	s		
Hemicythere angulata (RSS.)																				s	ss				
Hemicythere aff. brunnensis (RSS.)																				ss					
Hemicythere deformis (RSS.)																									
Hemicythere lörentheyi (MEHES)								ns		s						s	s	ss							
Aurila aff. mehesi (ZALANY)									h		hh	h	s		ns										
Aurila hauri (RSS.)					ss		ss			s															
Aurila aff. notata (RSS.)																									
Aurila aff. punctata (MÜNSTER)																								ss	
Aurila div. sp.			s		ns															ns		ss		ss	
Hemicytheria folliculosa (RSS.)	s		s																				ss		
Hemicytheria aff. folliculosa (RSS.)																									
Hemicytheria sp.																									
Hemicytheria hungarica (MEHES)								ns	s	ss											ns	s		s	
Cytherideinae:																								ss	
Cyprideis heterostigma sublitoralis POKO.						? ss															ns				
Cyprideis macrostigma mocrostigma KOLLM.																									
Cyprideis heterostigma maior n. subsp. KOLLM.																ss						ss			
Cyprideis div. Larven		ss		ss																s					
Cyprideis sp.																	s		s	ss					s
Cyprideis obesa (RSS.)																ss									ns
Candocyprinae:																									
Candona sp.																	ss		ss						
Candona div. Larven																									
Cyperinae:																							ss		
Eucypris auriculata (RSS.)																	s		s	s			s		
Eucypris abscissa (RSS.)											s			s							s		h		
Cytheridae hungarica (ZALANYI)																									
Pontoniella unquiculus (RSS.)										s															
Pontoniella sp.									ns	ss										ss		s			
Cytherella sp.																					ss		h		
Henryhowella asperima (RSS.)					s															ss	s				
Valunia plicatula (RSS.)	ns	ns	s																						
Xestolebris div. sp.		s			ss																	ss			
Callistocythere div. sp.																						s			
Cypria sp.																									
Erpetocypris elegans (MEHES)																					ns		s		
Erpetocypris recta (RSS.)																				ss	s				
Erpetocypris sp.																						ss			
Cytherissa lacustris (G. O. SARS)																						s			
																									ns

H. SCHMID. 1968

Beilage 4

GEOMORPHOLOGISCHE SKIZZE der SE-SEITE des LEITHAGEBIRGES zwischen EISENSTADT und BREITENBRUNN

M = 1:50.000

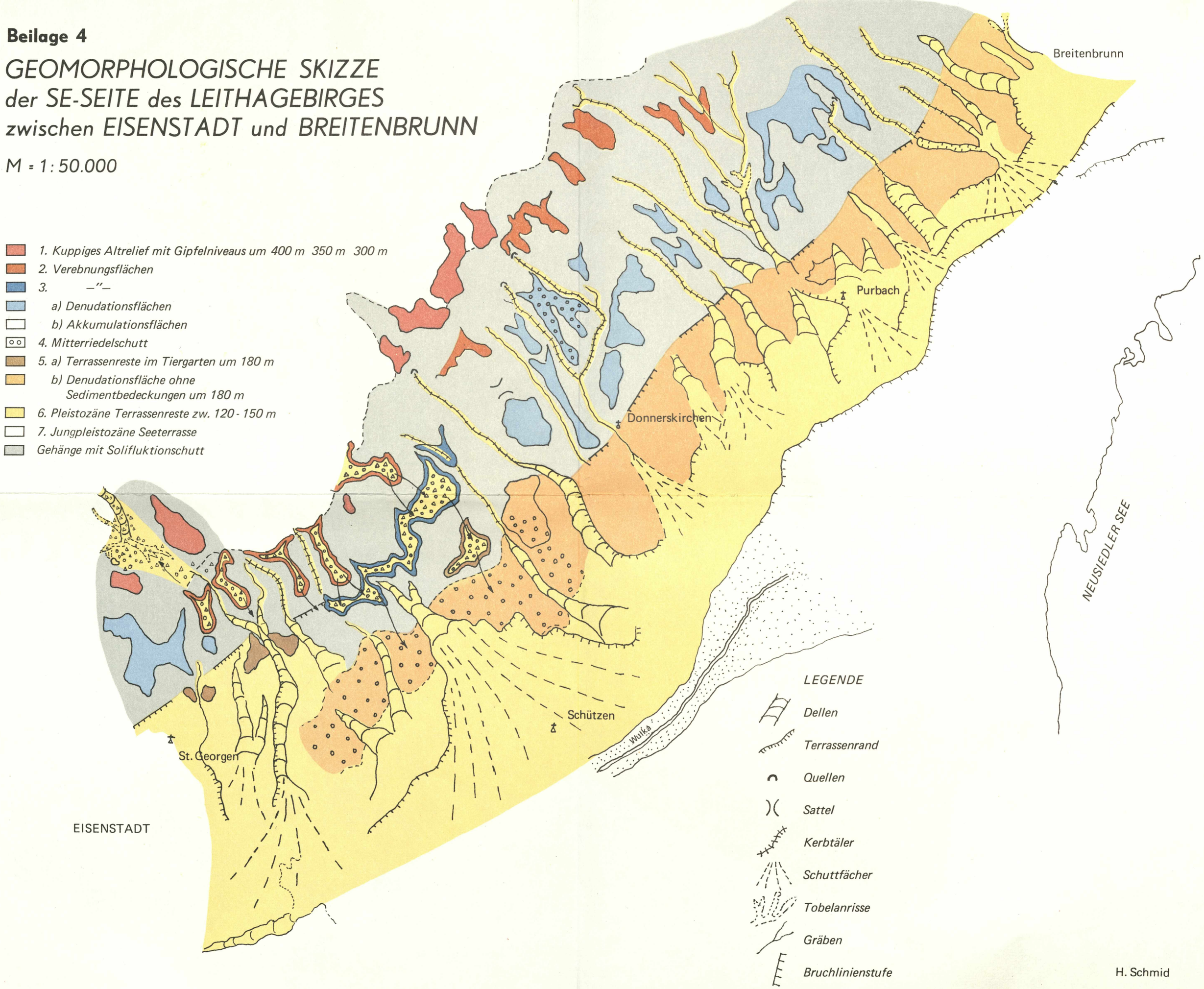


H. Schmid

Beilage 4

GEOMORPHOLOGISCHE SKIZZE der SE-SEITE des LEITHAGEBIRGES zwischen EISENSTADT und BREITENBRUNN

M = 1:50.000

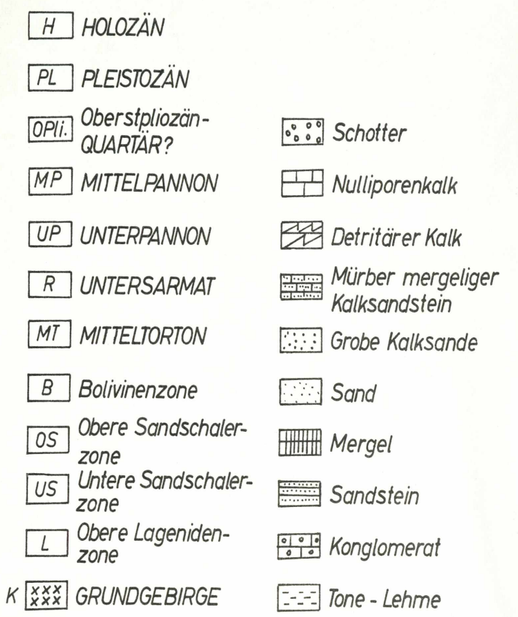


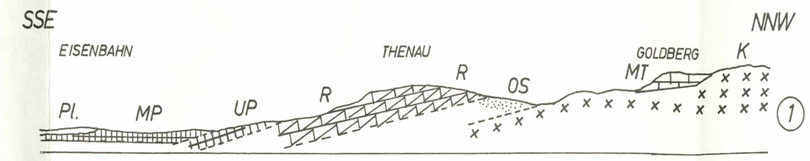
H. Schmid

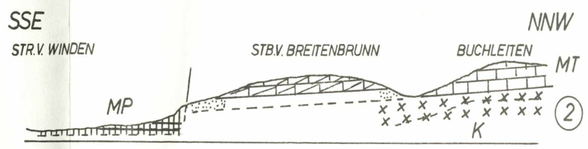
Beilage 2

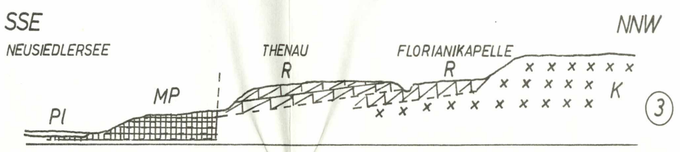
PROFILE AM SE-ABHANG DES LEITHAGEBIRGES ZW. ST. GEORGEN UND BREITENBRUNN

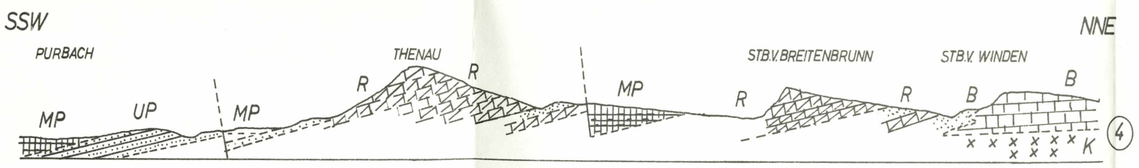
MASZSTAB 1:25000; SÄMTLICHE PROFILE SIND CA 2,5 FACH ÜBERHÖHT GEZEICHNET

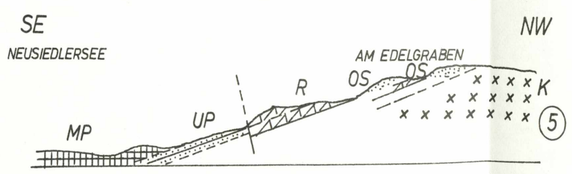


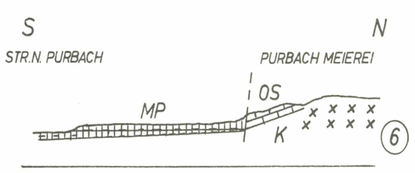


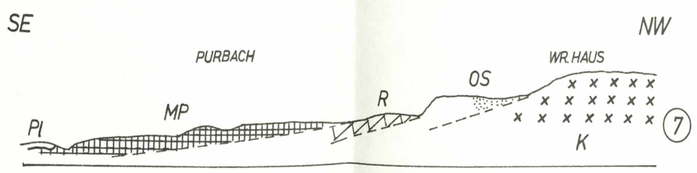


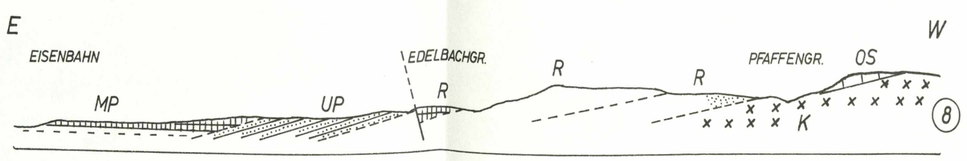


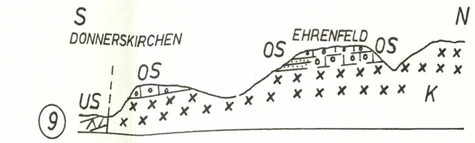


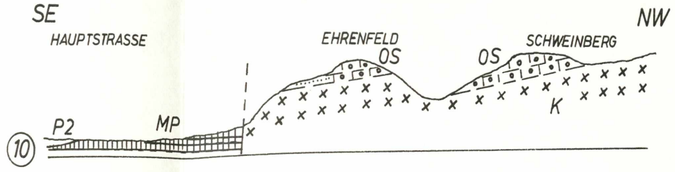


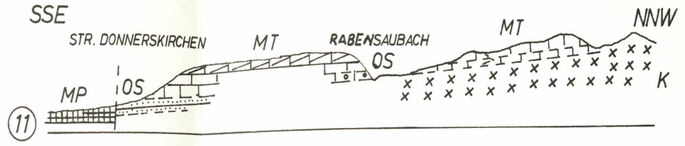


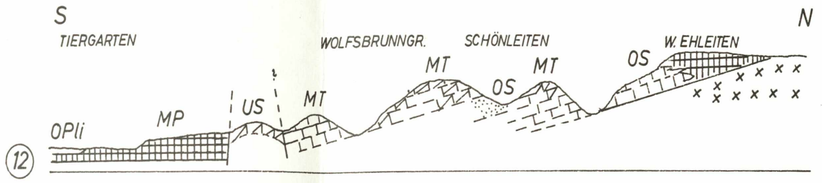


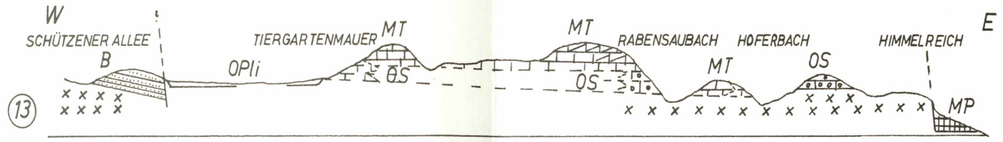


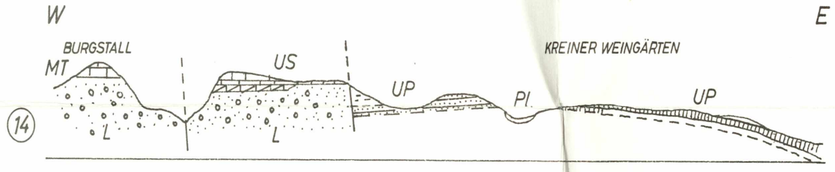


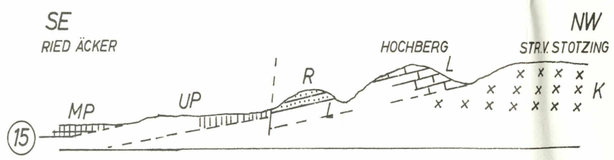


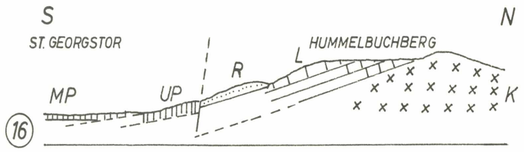


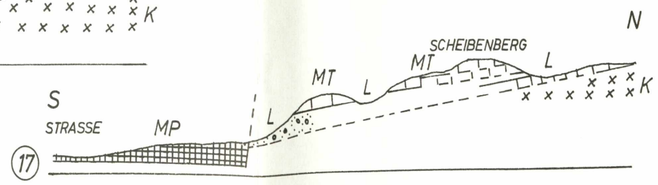


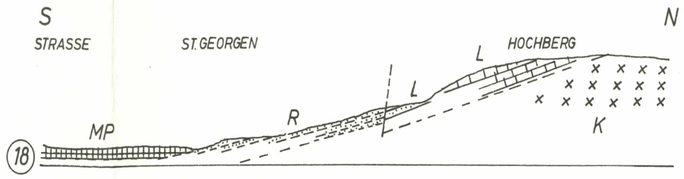


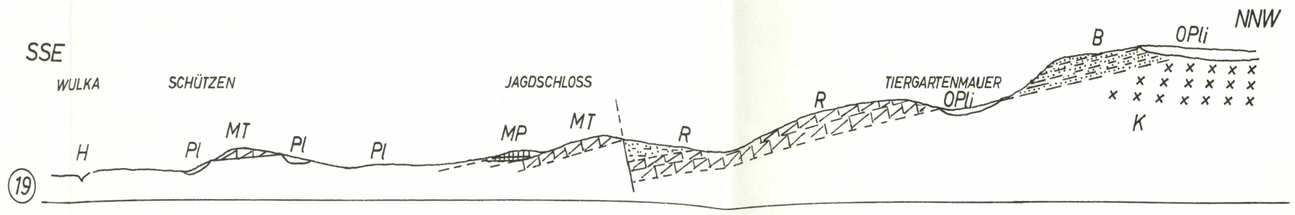










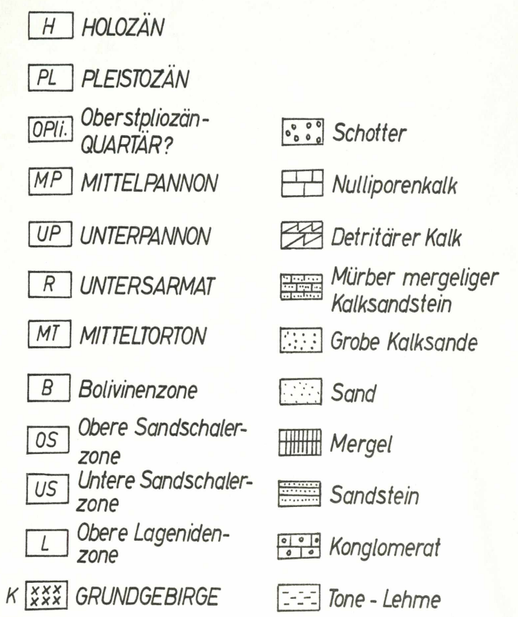


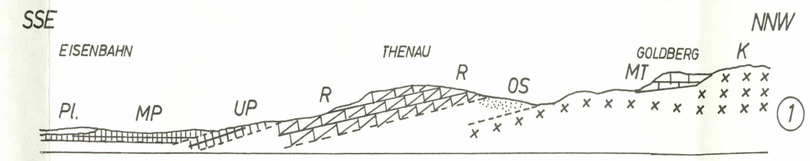
H. Schmid

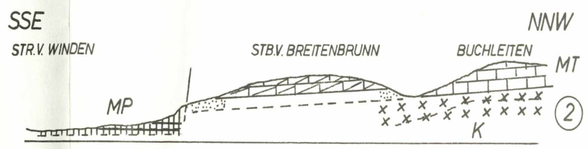
Beilage 2

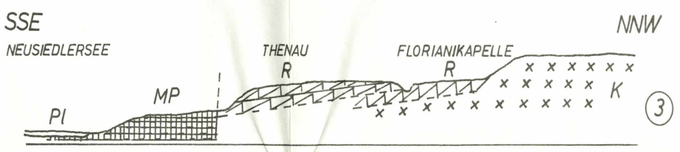
PROFILE AM SE-ABHANG DES LEITHAGEBIRGES ZW. ST. GEORGEN UND BREITENBRUNN

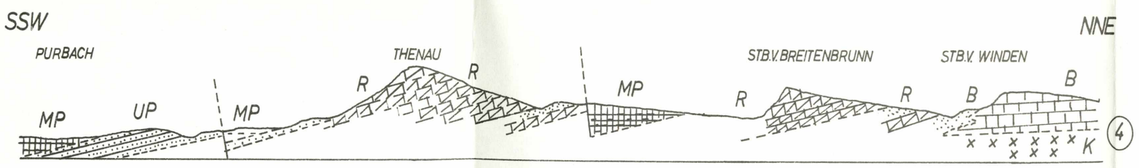
MASZSTAB 1:25000; SÄMTLICHE PROFILE SIND CA 2,5 FACH ÜBERHÖHT GEZEICHNET

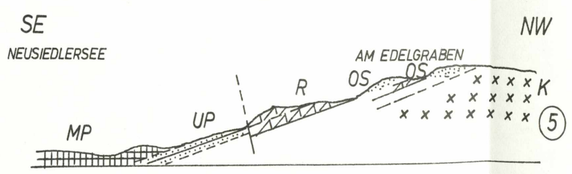


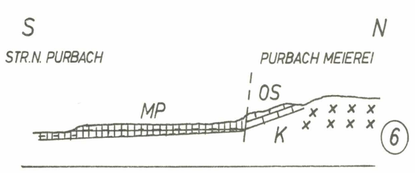


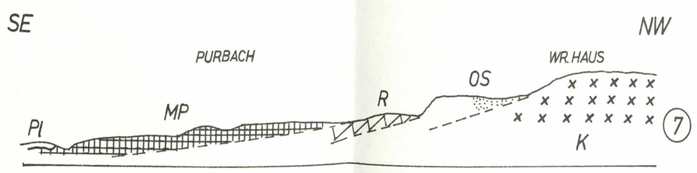


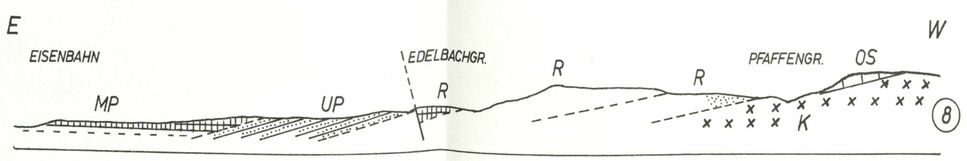


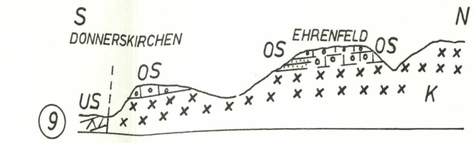


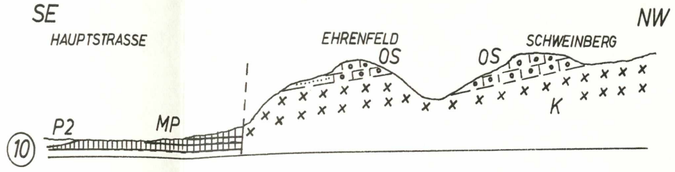


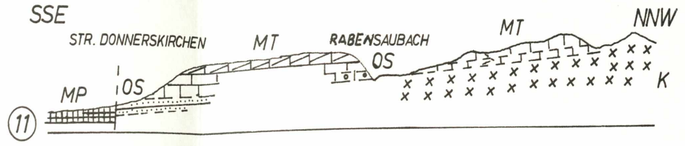


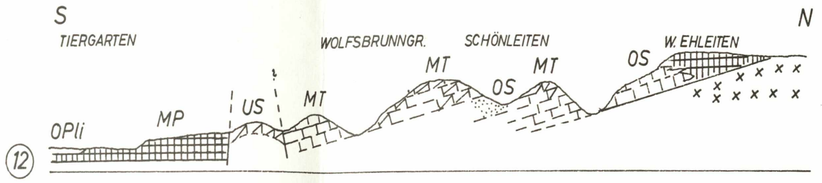


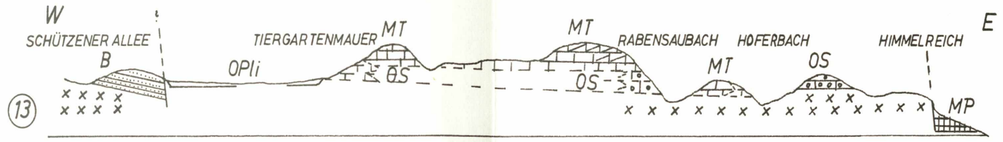


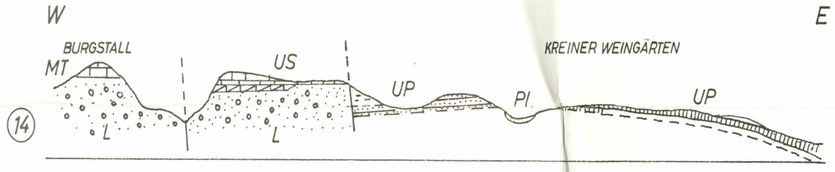


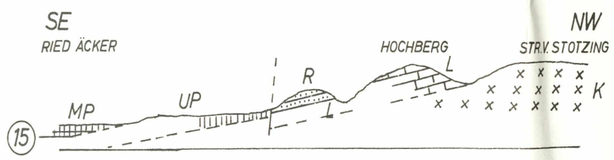


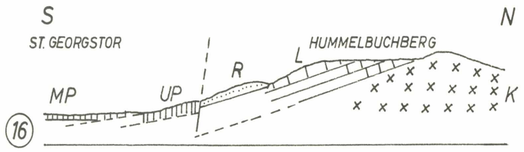


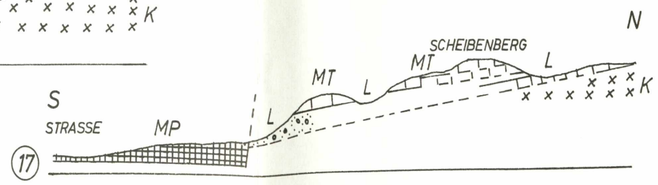


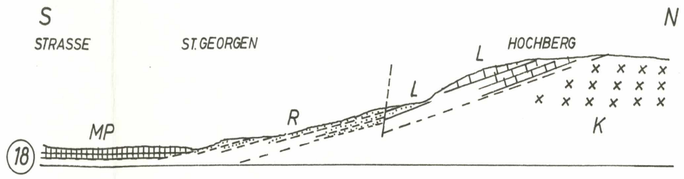


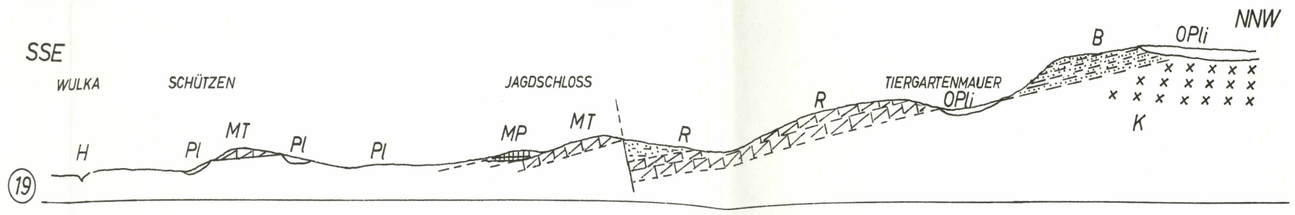












H. Schmid

Tafel 6

Zeittabelle

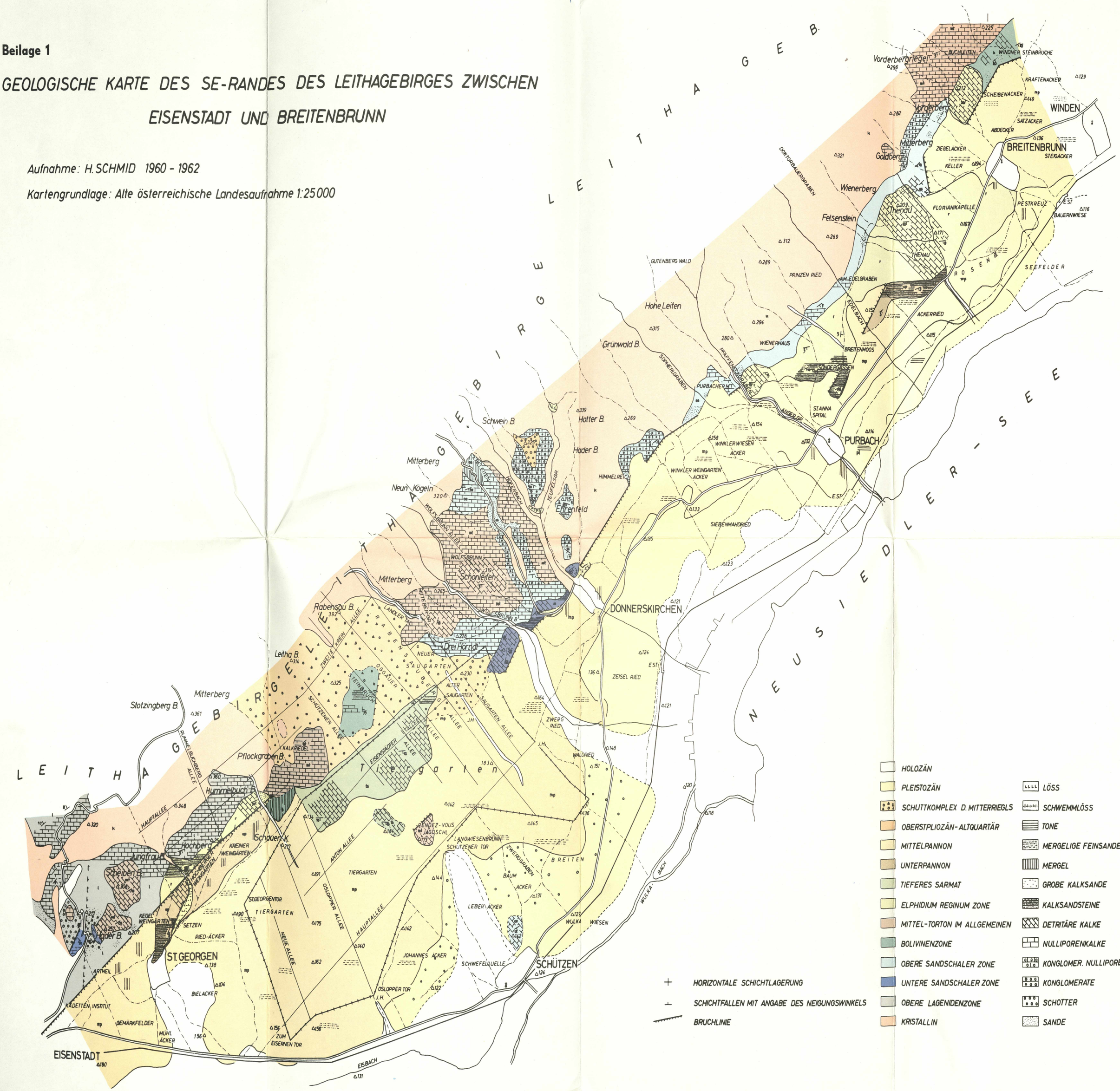
			NE-RAND d.EISENSTÄDTER BECKENS	W-RAND d.KLEINEN UNG.TIEFEBENE	PALÄOGEOGRAPHISCHE VERÄNDERUNGEN	TEKTONIK
	HOLO-ZÄN					Rezente tekton.Bewegungen im Leitha-gebirge (Loretto)
	PLEIST.		NIEDERTERRASSEN in der Ebene ← ←	Niederterrassen i.d.Ebene Mitterriedlschotterkompl. höhere Terrassenschotter im Tiergart. v. Donners-kirchen	Bildung des Neusiedlersees	Fortdauer der Bewegungen im LEITHA-GEBIRGE
OBER-PLIOZ.				Lokale Restschotter N DONNERSKIRCHEN	starke EROSION	
PANNON	OBER	ZONEN F-H	Ablagerungen fehlen in der Randfacies	→ Bohrungen Podersdorf, Frauenkirchen, 300 m mächtig	Eisenstädter Becken vollkommen landfest, Hauptausgestaltung d.Pannon. Beckens →	In der KL.UNGARISCHEN TIEFEBENE starke Absenkung; in d.Randbereichen starke Schollenverstellung an Randbrüchen
	MITTEL	ZONE E		Braune Feinsande v. BREITENBRUNN	Regression im Eisenstädter Becken Transgression am W-Rand d.KLEINEN UNGARISCHEN TIEFEBENE	Beginn einer Höherschaltung der Um-rahmung des EISENSTÄDTER BECKENS
		ZONE D	Feinsandige Mergel im Tiergarten v.DONNERS-KIRCHEN	Feinsande, Mergel, Sande zw.SCHÜTZEN u.PURBACH an der Grenze D-E	TRANSGRESSION	
	UNTER	ZONE C	Mergel N St.GEORGEN			
		ZONE B	Detritäre Leithakalke, Mergel, NST.GEORGEN, 30 m mächtig	Kalksandsteine, Sande zw. PURBACH+BREITEN-BRUNN ~10 m mächtig	TRANSGRESSION	
		ZONE A	Ablagerungen fehlen in der Randfacies	→	Fortsetzung der Regressionsperiode	
SARMAT	OBER	NONION GRANO-SOM-ZONE	Ablagerungen fehlen in der Randfacies	→	REGRESSION	An der Wende Mittel-Obersarmat Heraus-hebung weiter Teile des LEITHAGEBIRGES als Schwelle zw.südl.WR.BECKEN und KIS ALFÖLD
	MITTEL	ELPH.HAUERINUM-ZONE	Ablagerungen fehlen in der Randfacies	→	REGRESSION	
	UNTER	ELPH.REGINUM-ZONE	Detritäre Leithakalke, Serpu-lakalke, Kalksandsteine zw. ST.GEORGEN u.TIERGARTEN von DONNERSKIRCHEN	Detritäre Leithakalke mit Mergelzwischenla-gen v. BREITENBRUNN ~30 m mächtig	TRANSGRESSION	Neuerliche Absenkung weiter Teile der Beckenumrahmung
TORTON	OBER	ROTALIENZONE	Ablagerungen fehlen in der Randfacies	→	starke REGRESSION und EROSION	LEITHAGEBIRGE taucht aus dem Meer auf
	MITTEL	BOLIVINENZONE	Mergel, Kalksandsteine NE v. St.Georgen ↑	Detritäre Leithakalke N von WINDEN	Im Hangenden: Beginn der REGRESSION in den Randbereichen	Beginn des Rückzuges des Meeres in die Becken
		OBERE SANDSCHALER-ZONE	Einförmige Riffhaldensedi-mentenentwicklung, dünne Mergelzwischenlagen	am Küstenrand mächtige Ablagerungen und Nulli-porenkalke, Mergel, Konglomerate, Kalksand, Sand, über 50 m mächtig. „Basiskonglomerat" von DONNERSKIRCHEN	Haupttransgression an d. SE-Seite des LEITHAGEBIRGES unmittelbare Verbindung zw. süd. WR. BECKEN und W-Teile der KLEINEN UNGAR.TIEFEBENE	LEITHAGEBIRGE versinkt unter Meeres-bedeckung
		UNTERE SANDSCHALERZONE	Detritäre Leithakalke, Sande und Konglomerate; 10 m	Detritäre Leithakalke von DONNERSKIRCHEN		Senken von DONNERSKIRCHEN
	UNTER	OBERE LAGENIDENZONE	Dünnbankige Leithakalke mit Glaukonitmergelzwischen-lagen Marine Umlagerung der Ruster Sande u.Schotter	↑	TRANSGRESSION	Absenkung der NE-Randbereiche des EISENSTÄDTER BECKENS
		UNTERE LAGENIDENZONE	Ablagerungen fehlen am Beckenrand	↑		Beginn d.Einbruchs d.EISENSTÄDTER BECKENS
OBER-HELVET			Fluviatile RUSTER SANDE und SCHOTTER aus SE. ÖDENBURGER-BERGLAND 100 m mächtig m.W.FUCHS, 1960	Festländische Entwicklung	v.N→S ansteigendes Relief; ausgeprägtes Fluß-netz; n.W.FUCHS 1960: „RUSTER FLUSZ" quer durch d.EISENSTÄDTER BECKEN, über d.Leithagebirge ins südl.WR.BECKEN	2. steirische Teilphase; verstärkte Abtragung

Entworfen unter Verwendung der Kartierungsergebnisse von A.TOLLMANN, 1953 und W.FUCHS, 1960.

H. Schmid

Beilage 1

GEOLOGISCHE KARTE DES SE-RANDES DES LEITHAGEBIRGES ZWISCHEN EISENSTADT UND BREITENBRUNN

Aufnahme: H. SCHMID 1960 - 1962

Kartengrundlage: Alte österreichische Landesaufnahme 1:25000