

I 91690 / 10

© Landesmuseum für Burgenland, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

WISSENSCHAFTLICHE ARBEITEN AUS DEM BURGENLAND

HEFT 10

ALEXANDER TOLLMANN

DAS NEOGEN AM NORDWESTSTRAND DER EISENSTÄDTER BUCHT



HERAUSGEGEBEN VOM BURGENLÄNDISCHEN LANDESMUSEUM
UND DEM INSTITUT FÜR DIE WISSENSCHAFTLICHE UND
WIRTSCHAFTLICHE ERFORSCHUNG DES NEUSIEDLERSEES

DAS NEOGEN AM NORDWESTSTRAND DER EISENSTÄDTER BUCHT

VON

ALEXANDER TOLLMANN

EISENSTADT 1955

OÖLM LINZ



+XOM3718001

HERAUSGEBER UND EIGENTÜMER:
BURGENLÄNDISCHES LANDESMUSEUM UND DAS INSTITUT FÜR DIE
WISSENSCHAFTLICHE UND WIRTSCHAFTLICHE Erforschung DES
NEUSIEDLER SEES

In den Jahren 1951—1953 führte der Verfasser eine Neuaufnahme des Neogens am Südwestrand des Leithagebirges im Raume zwischen Eisenstadt und Hornstein durch. Diese weitgehend auf mikropaläontologischen Methoden beruhende Kartierung konnte gerade dadurch gegenüber der erst 1932—1934 von J. KAPOUNEK erstellten Aufnahme neue Ergebnisse erzielen. Die Aufgliederung der tortonen bis pannonischen Sedimente in die aus dem Wiener Becken bekannten Zonen wurde vorgenommen und die Anwendbarkeit der Zonengliederung auch für die Sedimente in Randfazies erwiesen. Basierend auf dieser verfeinerten stratigraphischen Aufnahme konnten auch bedeutende tektonische Störungen erkannt werden und ließen sich Gedanken zur Entwicklungsgeschichte dieses Raumes anschließen. Eine paläontologische Auswertung des umfangreichen Fossilmaterials wird an anderer Stelle gesondert durchgeführt werden.

Die Anregung zu dieser Arbeit geht auf meinen hochverehrten Lehrer, Prof. Dr. L. KOBER zurück, welcher sie ebenso wie Prof. Dr. O. KÜHN weitgehend förderte. Für manchen wertvollen Hinweis bin ich den im Burgenland tätigen Herren Dr. A. F. TAUBER und Dr. F. SAUERZOPF verbunden. Auch Herrn Doz. Dr. A. PAPP danke ich für seine wesentliche Unterstützung. Eine Bereicherung erfuhr die Arbeit durch die Auswertung des Materials aus Handbohrungen, die von der Geologischen Bundesanstalt im Sommer 1952 unter der Leitung von Dr. R. WEINHANDL durchgeführt wurden und an denen teilzunehmen mir durch Herrn Dir. Dr. H. KÜPPER ermöglicht wurde. Herzlichen Dank möchte ich an dieser Stelle allen Herren sagen, die mich bei der Bearbeitung der Fossilien liebenswürdig unterstützten, namentlich den Herren Dr. F. BACHMAYER, Dr. R. GRILL, Dr. K. KOLLMANN, Prof. Dr. O. KÜHN, Dr. K. TURNOVSKY und Herrn E. WEINFURTER.

Zunächst soll die Umgrenzung des Raumes gegeben werden, auf welchen sich die vorliegende Aufnahme erstreckt. Im N ergibt sich mit dem Aussetzen des Neogens über dem Kristallinrumpf des Leithagebirges eine natürliche Grenze. Im E reicht die Aufnahme bis zur Straße Stotzing-Eisenstadt, dann bis zu einer Linie über den Ostrand Eisenstadts zur Siegendorfer Straße. Im S liefern Wulka und Sulzbach, im W die Stinkenbrunner Niederung die Begrenzung. Im NW wurde noch etwas über die Wasserscheide zwischen Wulka- und Leithaeinzugsgebiet hinausgegriffen. Innerhalb dieses Raumes kommen der SW-Abfall des Leithagebirges, ein Teil der Wulka-Ebene, der Foelik und der Höhenzug beim „Weißen Kreuz“ zu liegen.

In größerem Rahmen betrachtet bildet dieses Gebiet den NW-Rand eines kleinen, wohl umgrenzten Beckens, des Eisenstädter- oder Ödenburger Beckens, welches Leithagebirge, Ruster Höhenzug, Ödenburger Bergland und Rosaliengebirge umschließen. Als nördlichste Randbucht des Ungarischen Beckens, in seiner Lage in der „Pforte“ zwischen diesem und dem Wiener Becken, nimmt es auch im geologischen Geschehen, in Fazies und Fauna eine Zwischenstellung ein. Stark ist der Rahmen durch jugendliche Brüche zerstückelt und in verschieden hoch liegende Schollen zerlegt. Oft deutet an den Beckengrenzen nur ein geringer Kristallinrest eine mächtige Aufragung des verhüllten Untergrundes an, wie z. B. im Ruster Höhenzug an drei Stellen oder beim Brennbürg im Ödenburger Bergland. Manchmal aber ist nur an der bis zur Oberfläche reichenden Störung im Jungtertiär eine Hochzone im Untergrund zu erkennen, wie z. B. in der Wiener Neustädter-Ödenburger Pforte, d. i. die Verbindungslinie Leithagebirge-Rosaliengebirge. Das Innere des Beckens ist an gestaffelten Brüchen tiefer als 2000 m abgesunken; liegt doch der kristalline Untergrund bereits in der „Hochzone“ der Ödenburger Pforte zufolge der 1945 durchgeführten Tiefbohrung bei Zillingthal in 1425,20 m Tiefe, zwischen Sauerbrunn und Sieglöss sogar schon 2000 m unter der Oberfläche, wie die 1944 durchgeführten seismischen Messungen ergaben.

Technische Anmerkungen:

Die im Text in Klammern beige gesetzten Zahlen geben Hinweise auf die Fundpunkte, die auf der Karte vermerkt sind. Bei mehrstelligen Zahlen befindet sich der Fundpunkt an der Stelle der ersten Ziffer. Durch den Druck hervorgehobene Zahlen bezeichnen jene fossilbelegten Proben, deren Fauna in den Tabellen am Ende der Arbeit angeführt wurde. Kursivdruck kennzeichnet eine Mikrofauna, Sperrung eine Makrofauna. Durch „L“ charakterisierte Zahlen mit beigefügter Jahresangabe nennen die Nummer, unter der die einschlägige Arbeit im Literaturverzeichnis aufzufinden ist.

Gleichzeitig mit den umfassenden Arbeiten über das Wiener Becken, die E. SUESS, R. HOERNES und J. CZJZEK um die Mitte des vorigen Jahrhunderts durchführten, brachten sie bereits einzelne Probleme des Eisenstädter Beckens zur Diskussion. Die umfangreichste Begehung des Leithagebirges, die L. ROTH v. TELEGD durchführte und die schon damals auf eine allmähliche Hebung des Leithagebirges hinwies, die Eisenstädter Terebratelsande besprach und zwei Querprofile durch das Leithagebirge gab. Die erste lückenlose Aufnahme vom Südteil des Leithagebirges durch L. ROTH v. TELEGD ist auf der geologischen Spezialkarte und den Erläuterungen hierzu festgehalten (L 112—116, 1879—1905). Durch neuerliche Kartierung von H. VETTERS 1908—1910 im gleichen Gebiet ergaben sich Änderungen lokaler Bedeutung.

1909 erörtert F. X. SCHAFFER (L 121) die Herkunft der gewaltigen Schottermassen am Südrand des Eisenstädter Beckens. Er faßte sie als Deltabildung des unter- oder mittelmiozänen „Norischen Flusses“ auf, der vom Westen kommend hier münden sollte.

Über die Verhältnisse des Untergrundes in der Ödenburger Pforte geben die von R. SCHUMANN 1919 durchgeführten geophysikalischen Messungen mit der Drehwaage Anhaltspunkte: Es wurde eine kristalline Scholle im Untergrund festgestellt, die die Verbindung von Leitha- und Rosaliengebirge vermittelt (L 129).

Der Morphologie des Leithagebirges widmete G. ROTH-FUCHS 1926 (L 111) eine ausführliche Studie. Heute allerdings können deren Ergebnisse nicht mehr befriedigen, da zur Erklärung der Verebnungen allein eustatische Meeresspiegelschwankungen herangezogen wurden, aber keine junge Dislokation im Leithagebirge berücksichtigt wurde. Die morphologischen Verhältnisse im südlichen Nachbargebiet beschrieben R. MAYER (L 68, 1929) und R. JANOSCHEK (L 36, 1931). A. WINKLER-HERMADEN hatte in zahlreichen Veröffentlichungen (L 145—158) seit 1913 die wesentliche Bedeutung der jungen tektonischen Vorgänge für die morphologische Entwicklung des Ostalpenrandes hervorgehoben. Von WINKLER stammt auch die Anschauung, daß die sarmatischen Schotter in der Ödenburger Pforte von einer „Urtriesting“ aufgeschüttet wurden (L 150, 1928).

Eine geologische Neuaufnahme der Umgebung von Eisenstadt wurde in den Jahren 1932—1934 von J. KAPOUNEK (L 42, 43) vorgenommen. Stratigraphische Probleme wurden eingehend erörtert, fast nicht beachtet hingegen Tektonik und Morphologie des Gebietes. Die altersmäßige Einstufung der Sedimente beruht nicht in allen Fällen auf Richtigkeit, da noch keine mikropaläontologischen Methoden angewendet wurden.

Paläontologische Untersuchungen liegen über die Müllendorfer Leithakalk-Steinbrüche von G. REIDL vor (L 97 u. 98); H. HABER-LEHNER erforschte die Eisenstädter Terebratelsande (L 28).

In verstärktem Maß wurde seit 1939 die vergrabene Struktur in der Ödenburger Pforte mit modernen Methoden untersucht, wobei die Möglichkeit der Erdöhlöffigkeit treibendes Moment war. 1939 lieferten die geophysikalischen Messungen der Elwerath-Gewerkschaft genauere Werte über die Hochzone. 1941 wurden unter der Leitung von E. BRAUMÜLLER und H. SALZER 41 Cf-Bohrungen in der Pforte niedergebracht. 1944 ließ das Reichsamt für Bodenforschung hier ein Netz von refraktionsseismischen Messungen legen, die Neogenmächtigkeiten bis 2000 m erbrachten. 1945 traf die von der Rohöl-AG. unter H. BÜRGL durchgeführte Tiefbohrung Zillingthal 1 den amphibolitischen Untergrund in 1415,20 m.

Die jüngste Darstellung, die das Jungtertiär am NE-Sporn der Alpen in zusammenfassender Übersicht behandelt, wurde 1951 von A. WINKLER-HERMADEN geliefert (L 158).

STRATIGRAPHIE UND LAGERUNGSVERHÄLTNISSE DER SEDIMENTE

I. Überblick

Vor der detaillierten Besprechung der Sedimente des angeführten Gebietes sei zusammenfassend einiges über Alter und Bedeutung der jungtertiären Ablagerungen vorausgeschickt. Eine Übersicht ist auf Tabelle 8 zu finden. Im folgenden wird auch eine Übersichtstabelle über die Verhältnisse im Wiener Becken vergleichsweise angeführt.

Die marine Schichtfolge konnte bisher erst ab der oberen Hälfte des Untertortons nachgewiesen werden, von wo an ausgedehnte Ablagerungen in verschiedener Fazies vorhanden sind. Es ist die gleiche Zeit, in der im Wiener Becken die Badener Tegel zur Ablagerung gelangten („Vöslauer Niveau“). Noch tiefere untertortone Sedimente sind wahrscheinlich nur in der Beckenmitte bei Bohrungen zu finden, wie ja auch im Wiener Becken dieses tiefste Untertorton meist nur aus Bohrungen bekannt ist. Marines Helvet hingegen, das im Wiener Becken bisher nur nördlich der Donau nachgewiesen werden konnte, wird aller Voraussicht nach im

Eisenstädter Becken fehlen. Damals lag dieses noch trocken, war noch nicht eingebrochen und von Flüssen, die Kristallinschotter führten, durchzogen. Aus dieser Zeit stammen die gewaltigen Schotterablagerungen, die die Senke am Südrand des Beckens zwischen Ödenburger Sporn und Rosaliengebirge erfüllen (Fluviatile Auwaldschotter und Brennberger Blockschotter).

Mit dem Beginn des Torton setzte die marine Sedimentation ein. Vom höheren Untertorton und gesamten Mitteltorton sind im untersuchten Gebiet auch alle Zonen, die aus dem Wiener Becken bekannt sind, anzutreffen. Die obertortone Verarmungszone („Rotalienzone“) hingegen fehlt in diesem dem Beckenrand nahen Ablagerungsbereich. Das oberflächliche Auftreten und auch die randliche Mächtigkeit des Torton übertrifft jene des Sarmats namentlich im Osten des Aufnahmegebietes um ein Bedeutendes. Dasselbe zeigt übrigens auch die Tiefbohrung Zillingthal 1, bei welcher 1150 m Torton- 205 m Sarmat-Mächtigkeit gegenüberstehen.

Auch im Sarmat konnten etliche von den Bohrungen im Wiener Becken her bekannte Zonen gefunden werden, wobei hier das Mittelsarmat in mergeliger Fazies (Elphidium hauerinum Zone) alle anderen sarmatischen Zonen an Mächtigkeit weiter übertrifft. Obersarmat fehlt, da damals wahrscheinlich längere Zeit der Nordwestteil des Beckens trocken lag. An ein Seichterwerden der See im mittleren Sarmat weisen auch die mächtigen, den Südrand des Beckens begleitenden Schotter hin. A. WINKLER-HERMADEN hatte sie einer „Urtriesting“ zugeschrieben (L 150, 1928).

Von den halbbrackischen Sedimenten ist das Unterpannon, besonders östlich vom Foelik, nur auf randliche Vorkommen beschränkt, während das Mittelpannon weite Teile der Oberfläche der Ebene nördlich der Wulka einnimmt, wo diese nicht durch pliozäne oder diluviale Schotter oder Lehme verhüllt wird. Die Foelikschorter sind eine Deltabildung aus der mittelpannonischen Zeit und blieben als eine eigenartige, isolierte Auftragung aus der Ebene südlich von Müllendorf erhalten.

Eiszeitliche Spuren treten uns an vielen Stellen entgegen. Die jüngsten Bildungen sind Schwemmkegel am Gebirgsrand und Lehmstreifen in den Niederungen.

Bei der im folgenden vergleichsweise gegebenen Übersicht über das Neogen im Wiener Becken ist die mikrofaunistische Zoneneinteilung nach R. GRILL für das Miozän zugrunde gelegt und im Sarmat der Gliederung von A. PAPP gegenübergestellt. Im Pannon sind die mit Buchstaben bezeichneten Zonen nach A. PAPP mit der Einteilung von K. FRIEDL und R. JANOSCHEK parallelisiert.

ÜBERSICHT ÜBER DAS HÖHERE MIOZÄN UND DAS PLIOZÄN
IM WIENER BECKEN

Zonen	Schwankung d. Küstenlinie	Salinität
PLIOZÄN		
Astiano Piacentiano Pannon (im Wiener Becken max. 1250 m)	verlandet ”	
Ob.: Zone H = Bunte Serie (JANOSCHEK) = Z. d. Viviparen (FRIEDL) Zone G = Blaue Serie (JANOSCHEK) Zone F = Lignitische Serie = Z. d. Congeria aff. balatonica	Transgr. Regress.	Süßwasser 0,1—0,2% Salzgehalt
M.: Zone E = Z. d. Congeria subglobosa U.: Zone D = Z. d. Congeria partschi Zone C = Z. d. Congeria ornithopsis Zone B = Z. d. Melanopsis impressa Zone A = „Zwischensand“	anf. Transgr. anf. Transgr. Transgr. anf. Transgr. Regress.	Halbbrack 1,2—0,5%
MIOZÄN		
Sarmat (im Wiener Becken max. 1100 m)	Regress. Transgr. Transgr.	
Ob.: Nonion = { Verarmungszone granosum Z. = { Ob. Erviliensch.? = { Mactraschichten = { höh. Erviliensch.		Normalbrack unter 1,5%
M.: Elphidium = tief. Erviliensch. hauerinum Z.		
U.: Elphidium = { Mohrensternia- reginum Z. = { od. Rissoenhoriz. = { der Erviliensch.		
Torton (im Wiener Becken max. 1200 m)		
Ob.: Rotalienzone		arm marin
M.: Bolivinenzone Obere Sandschalerzone Untere Sandschalerzone		marin
U.: Ob. Lagenidenzone (Vöslauer Niveau) Unt. Lagenidenzone (Lanzendorfer Fauna)		reich marin

TORTON

Namentlich im randnahen Gebiet ist die Bedeutung des Torton eine wesentliche. Aus Bohrungen und Aufschlüssen geht hervor, daß bereits dort die Mächtigkeit mehrere hundert Meter beträgt. In der Tiefbohrung Zillingthal 1 ist das Torton bereits über der Hochzone mit 1150 m Stärke entwickelt, im Inneren des Beckens wird es daher sogar die aus dem Wiener Becken bekannt gewordene Maximalmächtigkeit von 1200 m beträchtlich übertreffen. Randlich bringt der rasche Fazieswechsel große Vielfältigkeit. Hier sind alle Zonen außer unterer Lagenidenzone und Rotalienzone vertreten.

A) OBERE LAGENIDENZONE

Noch in J. KAPOUNEK'S Beschreibung werden nur die Schotter NE von Eisenstadt in das tiefere Torton gestellt, ansonsten waren ihm keine unterortonischen Ablagerungen bekannt. Nun aber konnte ich an zahlreichen Stellen im Eisenstädter Gebiet, bei Groß Höflein und Müllendorf Sedimente in verschiedenster Fazies nachweisen (Mergel, Leithakalk, Sand, Schotter), die in das höhere Untertorton gestellt werden müssen. Der Beweis dafür ist meist direkt durch die Mikrofauna zu erbringen, die besonders reich ist an hochmarinen Formen (Lageniden) und eine sehr große Artenzahl von Foraminiferen birgt. Ferner durch die für diese Zone typische *Uvigerina cf. acuminata* HOSIUS und das sehr häufige Vorkommen der *Uvigerina pygmaea* PAPP u. TURN., ferner durch das ausschließliche Auftreten von skulpturierten Heterosteginen aus der Artgruppe der *Heterostegina costata* d'ORB. Selten nur ist eine Makrofauna vorhanden, die dann im Mergel stets den Typus der Badener Fauna (*Dentalium badense* PARTSCH bes. häufig) aufweist. Die Schichtlagerung hingegen konnte meist nur als zusätzliches Mittel zur Einordnung verwendet werden, eben nur insoweit die Aufschlußverhältnisse es gestatten.

a) Mergelige Fazies

1. Groß Höflein: 125c, 193, 208, 209, 413, 614.

Im Nordteil von Groß Höflein, südl. der Bundesstraße liegt mit einer Längserstreckung von 400 m ein Vorkommen von hellbraunem bis gelbbraunem glauconitreichem unterortonem Mergel. Seine ursprüngliche Färbung war graublau, wie eine Probe aus einem Brunnen am

Westrand des Ortes aus 10 m Tiefe zeigte (1 2 5 c). Dieser an Makrofossilien arme Mergel (1 2 5 c) entspricht, wie seine sehr artenreiche Mikrofauna anzeigt (über 80 Foraminiferenarten wurden von hier bestimmt), vollkommen dem Badener Tegel, gehört also dem Oberteil der Lagenidenzone an. Die Mächtigkeit der Ablagerungen läßt sich auch nicht annähernd schätzen, da es sich um eine lokale Aufwölbung handelt und nirgends das Liegende zutage tritt. Das Auftauchen von Untertorton, das hier weiter vom Beckenrand entfernt ist als die mitteltortonen Leithakalke — übrigens ganz in derselben Position wie in Eisenstadt — ist erosiv erklärbar. Als SE-Begrenzung allerdings muß ein NE-SW verlaufender Bruch angenommen werden. Gegen das Leithagebirge hin aber wurde die normale Verzahnung der Mergel mit untertortonem Leithakalk beim Bau der Wasserleitung aufgedeckt.

2. Eisenstädter Schloßpark: 254, 504, 505, 506, 507, 521, 522, 5 2 3, 524, 526, 536, 549, 600, 601, 605.

Die Mergel des Untertortons nehmen hier eine zusammenhängende Fläche ein, die sich im Ostteil des Schloßparkes ausdehnt und gegen Osten bis zum Hang nordwestlich der Kaserne reicht. J. KAPOUNEK zeichnet auf seiner Karte in der Südhälfte dieses Gebietes noch pannonische Mergel, die demnach bis über Eisenstadt hinaus nach N reichen sollten und nördlich daran anschließend Leithakalk. Tatsächlich liegt nur der Südteil Eisenstadts auf Pannon und gegen Norden hin schalten sich bis zu den vom Leithakalk bedeckten Höhen noch schmale Streifen von Sarmat, von Mittel- und Untertorton ein. Daß KAPOUNEK die Grenze des Leithakalkes zu weit gegen S verschoben zeichnete darf nicht verwundern, da sich bei der Anlage des Sportplatzes zeigte, daß der Leithakalkschutt noch 500 m südlich vom Anstehenden bis zu 1 m Tiefe die Oberfläche bedeckt. Proben des Untergrundes beim Herzlteich und in den Weingärten nahe der NE-Ecke des Schloßparkes konnten aber die wirkliche Ausdehnung des untertortonen Mergels erweisen.

Durch die Anlage des Sportplatzes und im knapp östlich davon bis zu 5 m tief eingeschnittenen Hohlweg kann man die Beschaffenheit des Sedimentes gut beobachten: Es sind gelbbraune oder hellbraune, locker struierte Mergel, die in dem 10 m hohen Aufschluß des Sportplatzes keinen Wechsel in ihrer Beschaffenheit zeigen. Im Hohlweg sind sie deutlich geschichtet und enthalten schmale Zwischenlagen von grauem Nulliporenkalk, ein Hinweis auf die nicht sehr bedeutende Meerestiefe zur Zeit der Sedimentation.

Die Ablagerung des Mergels ging in einem Milieu vor sich, welches genau jenem des „Badener Tegels“ entsprach. Dieses ist gekennzeichnet durch ein vollmarines Medium, eine Meerestiefe von 100 bis 200 m, eine Oberflächentemperatur des Meeres von 22° und einer jährlichen Tempera-

turschwankung der Meeresoberfläche von 6—10⁰ (R. SIEBER 1937). Bei der Mikrofauna wird unter diesen Bedingungen der Höhepunkt der Entwicklung der Foraminiferenzahl erreicht. Aus zwei Proben (523, 524) konnte ich 87 Foraminiferenarten bestimmen. Der größte Artenreichtum der Ostracoden hingegen tritt erst im Mitteltorton ein. Ihre Charakterformen in diesem Mergel sind: *Cythereis asperrima* (RSS.) und *Pterygocythereis calcarata* (BOSQUET). In der gering vertretenen Molluskenfauna überwiegen Gastropoden bei weitem. *Dentalium badense* PARTSCH erlangt große Häufigkeit.

Lagerung und Mächtigkeit: Bei einer Bohrung im Schloßpark unter Ing. ZSIGMONDY wurde Mergel in 180 m Mächtigkeit durchörtert und darunter Leithakalk angetroffen. J. KAPOUNEK, der dem Mergel pannonisches Alter zuschrieb, schloß daraus, daß der unmittelbar nördlich davon anstehende Leithakalk an einem Bruch um 180 m abgesunken sei. Dies trifft nicht zu. Der Mergel gehört nämlich hier im Westteil des Schloßparkes oberflächlich der unteren Sandschalerzone an, darunter folgen die Mergel der Lagenidenzone, in die — wie man ja im oben genannten Hohlweg sehen kann — Leithakalklagen eingeschaltet sind. Ein Bruch ist also hier nicht anzunehmen, da eine normale Schichtfolge bis zur oberen Sandschalerzone vorliegt, der im N fester Leithakalk, im S der Mergel angehört. Die in der Bohrung angetroffenen Leithakalke und die nördlich davon anstehenden haben also ganz verschiedenes Alter. Wohl aber muß im SE, im Gebiet der neuen Realschule ein Bruch bedeutenden Ausmaßes angenommen werden, da dort unmittelbar Mergel der Lagenidenzone an solche aus dem Mittelpannon grenzen. Dieser Bruch läßt sich auch nach Westen durch Eisenstadt verfolgen.

Die Ursache für das jetzige Auftreten dieses im S, W und N von jüngeren Sedimenten umrahmten Untertortons muß in einer lokalen Aufwölbung zu suchen sein, wobei der Ostteil noch stärker gehoben wurde, sodaß der unterlagernde Sand zum Vorschein kommt. An zwei Stellen in der Mitte des Vorkommens konnte das Schichtfallen mit 8° gegen S ermittelt werden, was genau dem Gefälle der Geländeoberfläche entspricht.

Auffällig ist hier am Gebirgsrand die mächtige Ablagerung feiner Sedimente unter wenig gestörten Bedingungen im höheren Untertorton, die auf Grund der Bohrung — bei Berücksichtigung der überlagernden jüngeren Mergel — sicherlich mindestens 160 m beträgt. Die Verzahnung mit Leithakalk ist gering. Die Küste des ehemaligen Meeres muß also noch in einiger Entfernung gegen das Leithagebirge hin zu suchen sein. Küstennäher sind auch gleichaltrige Leithakalkbänke mit mächtigen feinsandigen Zwischenlagen in größerem Umfang in den Gräben nördl. vom Schindlergraben erhalten.

b) Leithakalk

Zu der lange umstrittenen Frage nach dem genauen Alter des Leithakalkes lassen sich auch aus meinem Arbeitsgebiet verschiedene Beobachtungen beibringen, die einen Beitrag zur Klärung darstellen. Auch in diesem Gebiet stammen die Hauptvorkommen des Leithakalkes so wie jene im Wiener Becken aus dem Mitteltorton und gehören der oberen Sandschaler- und Bolivinenzone an. Aber auch im Untertorton war durchaus die Möglichkeit zur Leithakalkbildung gegeben und wurde diese auch in großem Umfang verwirklicht. Außer den gering mächtigen, meist dunklen Lagen von Leithakalk, die in anderen Sedimenten eingelagert erscheinen, gelangte auch kompakter, ungeschichteter, hellgelblicher oder weißer Nulliporenkalk in bedeutender Mächtigkeit zur Ausbildung, der makroskopisch in keiner Weise von jenem des Mitteltortons getrennt werden kann.

1. Ein Bild von besonderem Interesse bot das Profil im NE von Groß Höflein unterhalb der St. Florian Kapelle, das durch die Grabung für die Wasserleitung 1953 freigelegt wurde. Dort konnte man die Verzahnung von untertortonem Leithakalk mit gleichaltrigem Mergel studieren. Der Grenzsaum zwischen den beiden Sedimenten, in dem die Verzahnung stattfindet, nimmt eine Breite von 150 m ein: An der Bundesstraße ist noch reiner Mergel vorhanden (193, 614), 70 m nördlich davon wechseln etwa 30 m starke Leithakalkbänke mit gleich dicken Lagen von braunem Mergel (615). 50 m südlich der St. Florian Kapelle zeigt eine Probe aus den hier schon fast völlig zurücktretenden Mergellagen im Leithakalk (616) ebenfalls die Fauna der oberen Lagenidenzone, sehr reich an Lageniden, charakterisiert durch *Planulina wüllerstorfi* SCHWAGER, durch *Uvigerina pygmaea* PAPP u. TURN. u. a. Die Grenze zum mitteltortonem Nulliporenkalk wird wohl nicht weit nördlich von dort, wahrscheinlich in der Nähe der St. Florian Kapelle liegen. Aber es ist bemerkenswert, daß die Grenze nicht auf Grund von äußeren Kennzeichen gezogen werden kann, daß also der Leithakalk im Untertorton genau so rein, fest, genau so massig auftritt wie im mittleren Torton. Der aufgelassene Steinbruch am NW-Rand von Groß Höflein (87) liegt ebenfalls im bryozoen- und brachiopodenreichen Leithakalk des Untertortons.

2. Auch der sandige Leithakalk an der Waldgrenze am Fuchsberg NE von Müllendorf ist in die obere Lagenidenzone zu stellen. Im Hohlweg nahe der Grenze zum Glimmerschiefer (212) führt er eine schlecht erhaltene Mikrofauna, die aber durch die relativ große Zahl von Robulus- und Lingulina-Steinkernen auf Untertorton hinweist.

3. Eine untertortone Nulliporenkalkbank liegt in der Eisenstädter Sandgrube im SE des Burgstalls den Sanden und Schottern

eingelagert. Das Alter der Sande ergibt sich aus ihrem Einfallen unter die der oberen Lagenidenzone angehörenden Mergel des Schloßparkes. Diese 1,5 m mächtige Bank zieht in etwa $\frac{3}{4}$ der Höhe der Westwand fast horizontal gegen S hin, durch zahllose kleine Verwerfungen vielfach gestört. Die dunkelgrauen Kalke führen sehr reichlich Bryozoen. Die Fauna ist in einer ungewöhnlichen Weise erhalten, nämlich in Schalen oder deren kalzitischen Pseudomorphosen (Tab. 5, 543). Die aus der Artgruppe der *Heterostegina costata* d'ORB. von hier vorliegenden Exemplare zeigen durchwegs eine starke Außenskulptur, ebenfalls ein Hinweis auf das untertortone Alter. Kalke gleichen Alters kamen am S-Rand des Burgstalls (628) bei einer Brunnengrabung zutage.

4. Der Höhenzug, der vom Burgstall gegen N führt (NE v. Eisenstadt), also das Gebiet zwischen Schindler- und Wiener Graben einerseits und der Straße nach Stotzing andererseits weist das ausgedehnteste Auftreten der untertortonen Leithakalke auf (554, 555, 557).

Bis über 320 m Seehöhe hinan reichen die schmalbankigen, ungefähr $\frac{1}{2}$ m starken Lagen von Nulliporenkalk, die mit einigen mächtigen, feinstsandigen, sehr glimmerreichen, gelbbraunen Mergeln wechsellagern. Nur selten erreichen die Lithothamnienbänke größere Stärke (555). Das Alter ergibt sich aus der Zusammensetzung der Mikrofauna, die allerdings in den ziemlich sandigen Mergeln nur schlecht erhalten ist, dennoch aber ein Vortreten der Lageniden (bes. *Nodosaria bacillum* DEF. R.) und von *Uvirgerina pygmaea* PAPP u. TURN. erkennen läßt.

Die Unterlagerung dieser Schichten bildet zumindest im Nordteil der Glimmerschiefer, den man nicht nur in den tief eingeschnittenen Gräben sieht, sondern auch an der Bruchlinie, die bei Kote 288 in SW-NE-Richtung durchzieht. An ihr ist die südöstliche, in der Längsrichtung leicht antiklinal aufgewölbte Staffel abgesunken, während die höhere gegen das Gebirge hin verstellt wurde, sodaß die Schichten meist 8—10° gegen NW einfallen.

5. Der Gipfel des Burgstalles NE von Eisenstadt wird durch eine kappenförmige Bedeckung von Nulliporenkalk gebildet mit sehr reichem Gehalt an kugeligen Bryozoenkolonien. Das Alter dieses Restes ist unsicher, wohl ist er noch ins Untertorton zu stellen.

6. Untertortones Alter besitzen die Nulliporenkalklagen, die sich im Mergel des Eisenstädter Schloßparkes einschalten. Oberflächlich wurden sie im Hohlweg am Ostrand des Parkes, in 180 m Tiefe bei der Bohrung im Schloßpark angetroffen.

7. Schließlich geben auch die in der Sandgrube am Ostrand des Schloßparkes (525) — welche, faunistisch belegt, ebenfalls ins Untertorton gehört — vorgefundenen Leithakalkgerölle einen Hinweis darauf, daß bereits damals noch älterer Leithakalk abgetragen und aufgearbeitet worden war.

1. Die Schotter des Burgstalles.

NE von Eisenstadt dehnt sich ein mächtiger Komplex von Sanden und Schottern aus, deren Alter, Stellung und Herkunft recht umstritten ist. An seinem Westrand, der am Ostabhang des „Hartls“ liegt (527), fällt er unter den Mergel des höheren Untertortons. In seiner Fortsetzung gegen Osten baut er den Großteil des Burgstalles (542, 543, 569) außer dessen Südrand auf. Diese Schotter nehmen fast die gesamte relative Höhe des Burgstalles von 100 m ein und sind in der „Eisenstädter Sandgrube“ an der Ostseite in einer Höhe von 35 m aufgeschlossen. Weiter östlich gibt die „St. Georgener Sandgrube“ am Hetscherlberg, die eine Höhe von 30 m erschließt, nochmals Einblick in die Lagerung, bevor die Schotter unter der Leithakalkbedeckung verschwinden.

In petrographischer Hinsicht bestehen die Sande und Schotter zum überwiegenden Teil aus weißem oder hellgrauem Quarz und feinkörnigem Quarzit; etwa 15% der Schotter setzt sich aus grobkörnigem Granitgneis zusammen. Nur ein sehr kleiner Teil wird durch feingeschieferete Gneise und sehr stark zersetzte Glimmerschiefer gebildet.

Die Korngrößenverhältnisse sind innerhalb ziemlich mächtiger Lagen nicht allzu wechselnd: Fein- bis grobsandige m-dicke Lagen, die nur vereinzelt von Kiesschnüren durchzogen werden, wechseln mit ebenso starken kiesigen bis schotterigen Lagen ab, in denen der Korndurchmesser bis zu 1 dm anwächst. Wohl ist die Ausbildung der Schichten auf größere Entfernung hin nicht gleichmäßig, sondern nach einigen Metern oder 10 m keilen die einzelnen dünneren Lagen aus, trotzdem kann es aus dem nicht allzu starken Wechsel der Ablagerungsbedingungen auf nicht zu große Veränderungen während der Sedimentation, also eher auf eine marine Bildung als auf eine Flußanschüttung geschlossen werden. Auch die vorwiegend kugeligen bis walzenförmigen Gerölle deuten eher marine Abrollung an, die flachen, flußgeschiebe-förmigen Komponenten treten stark zurück.

Der einheitlich aufgebaute Sand- und Schotterkomplex ist vollkommen fossilleer. Auch die an verschiedenen Stellen aus feinstsandigen Lagen genommenen Proben enthalten keine Mikrofauna, außer P. 542, wo eine allerdings sehr schlecht erhaltene Fauna Untertorton vermuten läßt. Wohl aber liefert in der Eisenstädter Sandgrube die in $\frac{3}{4}$ der Höhe der Westwand hinziehende, m-mächtige Nulliporenkalkbank, die eine untertortone marine Fauna führt (543), einen eindeutigen Beweis für den marinen Charakter zumindest dieser Zone. Diese relativ horizontal gegen S streichende Zone setzt bald aus und findet nur in linsen- bis brotlaibförmigen nulliporenhaltigen Einschaltungen ihre Fortsetzung. Die Entstehung dieser isolierten Partien muß man sich aus einer sogleich nach

ihrer Bildung verfestigten mergeligen Sandschichte vorstellen, die im bewegten Wasser bald wieder zerstört wurde. In diesen Einschaltungen fand ich Seeigelstachel und das Atlasfragment einer Seekuh.

Die Lagerungsverhältnisse sind zufolge der großen Aufschlüsse leicht feststellbar: In einem Steinbruch am SW-Fuß des Burgstalls (569) fallen die Sandschichten 12° gegen WSW ein. In der großen Eisenstädter Sandgrube liegen ähnliche Verhältnisse vor: der Schichteinfall beträgt $12\text{--}15^{\circ}$ nach W. Die Fallrichtung der Sande in der gegenüberliegenden St. Georgener Grube zeigt 15° steil nach SW. Der gesamte Sand-Schotterkomplex ist von zahllosen kleinen Störungen und Verwerfungen mit geringen Sprunghöhen, die sich in kreuzendem System überschneiden, durchzogen. So zeigt in der Eisenstädter Sandgrube die Nordwand Verwerfungen, die 50° gegen Osten fallen und eine senkrecht darauf stehende Schar, die 40° gegen Westen einfällt. Auf der Westwand trifft man zahlreiche $35\text{--}75^{\circ}$ gegen Süd und $65\text{--}70^{\circ}$ gegen Nord fallende Verwerfungen, die auch noch die Leithakalkbank durchsetzen. Sehr große Regelmäßigkeit zeigen die Störungen in der St. Georgener Grube, u. zw. stehen sie auf der Nordwand 50° W und $50\text{--}70^{\circ}$ E fallend, auf der Ostwand einheitlich 45° N und S einfallend.

In der Grube auf der Eisenstädter Seite kann man aber noch Störungen bedeutend größeren Ausmaßes beobachten. Hier sind nämlich die gestaffelt auftretenden großen Randbrüche an zwei Stellen aufgeschlossen. Auch im Wiener Becken kennt man ja die Auflösung des Randbruches in ein gestaffeltes System von Längsbrüchen mit einzelnen querstehenden Bruchlinien. Das gleiche Bild ergibt sich hier. Etwa in der Mitte der Westwand zieht ein 40° beckenwärts einfallender Bruch durch, an dem der liegende Flügel um einen beträchtlichen Teil abgesunken ist (Abb. 1, B). An seinem oberen Rande kommen noch 3 m gut geschichteten Sandsteins zutage, die im hangenden Flügel vollkommen fehlen. Der zweite Bruch (B'), der gerade noch vom Süden des Aufschlusses erreicht wird, streicht in Richtung NNE und fällt 60° beckenwärts ESE (120°) ein. Wieder kommen die abgesunkenen, gut geschichteten Sandsteinlagen, die 25° steil gegen ESE (120°) einfallen, in gleiche Höhe mit den unverfestigten Sanden des stratigraphisch tieferen Niveaus.

Im unmittelbar südlich davon gelegenen, aufgelassenen Steinbruch des „Alten Kalkofens“ am SE-Fuß des Burgstalles (566) treten wieder gut geschichtete, hier allerdings bereits mergelige, z. T. nulliporenführende Lagen auf. Ihr SSW gerichtetes Einfallen deutet abermals auf eine Störung im Vergleich zu den SSE fallenden zuletzt besprochenen Feinsandsteinlagen. Die stratigraphische Stellung konnte auf Grund einer reichen Mikrofauna (566) mit Sicherheit als zur unteren Sandschalerzone gehörig festgelegt werden. Daraus aber ergibt sich die gewaltige Sprunghöhe der Verwerfungen, die zusammen mindestens 80 m beträgt.

Während nämlich die untertortonen Burgstallschotter fast bis zum Gipfelniveau hinaufreichen, liegen die jüngeren Kalkmergel an mindestens zwei gut erschlossenen Brüchen um über 80 m abgesenkt am Südfuß des Burgstalls.

Zur Erklärung der verschiedenen Höhenlage der Schotter in der Eisenstädter und St. Georgener Sandgrube müssen ein oder mehrere dazwischenliegende Brüche angenommen werden. Zur Berechnung der Sprunghöhe muß in erster Linie das 15° steile SW-Einfallen berücksichtigt werden. Als Vergleichshorizont kann die in der St. Georgener Grube um etwa 15 m tiefer liegende Rollbrockenschicht angenommen werden, die dort knapp unter dem Oberrand hinzieht. Daraus läßt sich — bei der Horizontalentfernung von 350 m — eine Sprunghöhe von ung. 85 m errechnen, um die der östliche Flügel abgesunken sein mag. Das Bruchsystem aber ist dasselbe, das noch am Südende der Eisenstädter Sandgrube angetroffen wurde. Die so auf zwei verschiedene Arten berechnete Sprunghöhe stimmt im wesentlichen überein.

Ein strittiges Problem stellt die Frage nach der Herkunft dieser mächtigen Sand- und Schottermassen dar. J. CZJZEK (L 14, 1852) und L. ROTH v. TELEGD (L 112, 1879) erwähnen das Vorkommen ohne genetische Betrachtungen anzustellen. J. KAPOUNEK (L 43, 1938) stellt die Schotter ins tiefere Torton, da der Leithakalk deckend darüber liegt. Nach ihrer petrographischen Beschaffenheit rechnet er sie zu den „Ruster Schottern“, da darin alle Komponenten dieser Bildung vorhanden sind. Vom helvetischen „Auwaldschotter“ des Rosaliengebirges unterscheidet sich dieses Vorkommen durch das Fehlen von kalkalpinem Material, Forellenstein und eozänen Geröllen. J. KAPOUNEK bezeichnet die Burgstallschotter als „vorwiegend marine, nur untergeordnet fluviatile“ Bildung. Er vermutet einen von S nach N gerichteten fluviatilen Transport. A. WINKLER-HERMADEN bezeichnet die Schotter bei Eisenstadt als „vortortonische marine Schotter und Sande im Hangenden der Brennerberger Schotter“ (L 158, 1951). Er rechnet sie zu einer Zwischenserie zwischen Hervet und Torton und schreibt ihnen größeres Alter zu als den untertortonen marinen Mattersburger Schottern. WINKLER-HERMADEN gibt diesen Schottern vortortonisches Alter wie jenen des Ruster Höhenzuges, identifiziert sie aber nicht völlig mit letzteren, welche teils marine, teils fluviatile Ablagerungen darstellen sollen und ihr Material aus einem damals noch ansehnlichen Leithagebirge bezogen haben sollen.

Nun kann aber das Ursprungsgebiet der Eisenstädter (Burgstall) Schotter und der Ruster Schotter nicht im Leithagebirge liegen, da hier keine solchen ausgedehnten Granitgneisvorkommen vorhanden waren. Solche Granitgneise, die den einzigen wesentlichen Anteil an der Zusammensetzung der Schotter bilden — außer den atypischen Quarz- und Quarzitkomponenten — stehen in großem Ausmaß in der Buckligen Welt

an, finden sich am Oberlauf der Rabnitz vor und bilden den Kern des Rosaliengebirges. Das nächstliegende Granitgneisgebiet stellt der Kern des Gizingberges westlich von Mörbisch im Ruster Höhenzug dar. Eine Auftragung des granitischen Untergrundes im E des Neusiedler Sees bei Podersdorf war — wie aus einer Tiefbohrung hervorgeht — zu Beginn des Torton noch landfest und käme ebenfalls als Liefergebiet solcher Schotter in Frage.

Damals war der gesamte Raum des Ödenburger Beckens und das Gebiet östlich davon noch trocken und von Flüssen durchzogen. Auch der „Ruster Schotter“ enthält — wie der Aufschluß im Schaffgrubenwald nahe von Rust zeigt — ebenfalls als wesentlichen Bestandteil die groben Granitgneisschotter. Dabei sind hier Blöcke von 1 m Durchmesser und mehr keine Seltenheit. Dies weist schon darauf hin, daß das Geröll nicht allzuweit transportiert worden ist. Es muß also ein Fluß, dessen Einzugsgebiet im Bereich des Ruster Höhenzuges lag, der Zuflüsse aus dem Rosaliengebirge oder aus einem Höhenzug östl. des heutigen Neusiedlersees empfing, das Eisenstädter Becken in süd-nördlicher Richtung durchquert haben, um solche Schotter ins Leithagebirge zu verfrachten. Dann richtete dieser „Ruster Fluß“ seinen Lauf über die noch im heutigen Bild des Leithagebirges kenntliche Querdepression ins Wiener Becken: Reste der gleichen „Ruster Schotter“ am „Hohen Stein“ in 400 m Höhe und die bedeutenden Schotterablagerungen des gleichen Typus am Südrand der Stotzinger Bucht markieren die alten Aufschüttungen. Hierauf muß der Fluß durch das trocken liegende südliche Wiener Becken seinen Lauf genommen haben in Richtung zum Meer, das das nördliche Wiener Becken erfüllte.

Der marine Charakter dieser noch im Helvet oder im tiefsten Torton fluviatil verfrachteten Schotter kann durch eine Umlagerung und Aufarbeitung des Materials durch das Meer des oberen Untertorton erklärt werden. Daher ist auch der geringe Gehalt an Glimmerschiefer und dessen sehr starke Zersetzung verständlich.

2. Die in einer kleinen Sandgrube am Ostrand des Eisenstädter Schloßparkes einige Meter tief aufgeschlossenen Sande gehören einem höheren Horizont der oberen Lagenidenzone an, als der oben besprochene Komplex. Sie liegen nämlich dem Oberteil der Mergel zwischengelagert, die das Hangende des Burgstall-Schotters bilden. Es sind Sande mit wechselnder Korngröße, wobei ziemlich grobes Korn überwiegt. Sie bestehen vorwiegend aus schlecht gerundeten Quarzkörnern und geringem Muskovitgehalt. Auf unregelmäßiger Oberfläche, die die Wasserbewegung in Küstennähe anzeigt, liegen braune, dünn weiß gebänderte feinstsandige Mergel. Sie führen eine reiche untertortone Mikrofauna (525).

d) „Eisenstädter Terebratelsand“

P.: 5 3 0, 534, 535, 5 3 7, 548, 551, 570.

Eine eigenartige, nur nördlich von Eisenstadt ausgebildete Fazies des Untertorton stellt der sog. „Eisenstädter Terebratelsand“ dar, ein äußerst bryozoenreicher, terebratelführender Kalk-Quarz-Sand in wechselnd starker Verfestigung.

Der Terebratelsand nimmt das Gebiet am „Hartl“ NNE von Eisenstadt und die Rücken zwischen Buch-, Trenk- und Langleithengraben ein und ist in der Gemeindegandgrube am „Hartl“ (5 3 0), in der unweit N davon gelegenen „Hartllucke“, in dem höhlenförmig angelegten Steinbruch „Johannesgrotte“ (5 3 7) und in zahlreichen Hohlwegen in Höhenlagen von 230—380 m aufgeschlossen.

Das Sediment besteht aus organogenem Kalkgrus mit wechselndem Gehalt von grobem Sand aus Quarz, Quarzit und Glimmerschieferteilchen. Im SE enthält er Granitgneisgerölle (551), die aus dem angrenzenden (unterlagernden) Schotter stammen. Die Schichtung ist undeutlich, manchmal aber betont durch lagenweise verhärtete Kalkbänder. In der Gemeindegandgrube am „Hartl“ und in der „Hartllucke“ ist in einer über 1 m mächtigen Lage auffällige Kreuzschichtung aufgeschlossen, die eine starke Wasserbewegung anzeigt. In seiner Dissertation (L 28, 1938) kommt H. HABERLEHNER im Gegensatz zu allen älteren Auffassungen zur Ansicht, daß es sich hier um einen relativ seichten, max. 50 m tiefen Ablagerungsraum gehandelt haben muß. Nicht nur das Sediment, auch die Fauna weist auf eine geringe Ablagerungstiefe hin.

J. KAPOUNEK hatte vorher aus dem Fehlen der Nulliporen (die aber auf solchen Sandböden nach H. HABERLEHNER überhaupt nicht Fuß fassen) auf eine Meeresbucht mit einer Tiefe von 100 m geschlossen und dafür auch die Angaben von C. A. BOBIES über Bryozoen-Brachiopodengemeinschaften herangezogen. H. HABERLEHNER hingegen konnte auf Grund einer genauen Analyse der Bryozoen den Seichtwassercharakter der meisten Arten nachweisen. Auch das häufige Auftreten von Balanen und Serpeln spricht für diese Auffassung.

Die von J. KAPOUNEK beschriebene Unter- und Überlagerung durch Leithakalk und damit die Altersangabe Mitteltorton ist unzutreffend. Der Terebratelsand liegt hingegen fast überall unmittelbar über Kristallin, im SE ist eine Unterlagerung durch die Burgstall-Schotter möglich. Sein Alter ist Untertorton, obere Lagenidenzone, wie auch einzelne, schlecht erhaltene Foraminiferenreste bezeugen.

Später ist die Lagerung der Sande stark von tektonischen Vorgängen beeinflußt worden. Das Vorkommen NE vom Buchgraben wurde durch drei Brüche in zwei Zonen zerlegt, zwischen denen der kristalline Untergrund emporkommt. Am NW-Staffel fallen die Schichten 10—15⁰ berg-

wärts. Die SE-Scholle ist in ihrer Quererstreckung leicht antiklinal aufgewölbt, der Kalksandstein fällt beiderseits entgegengesetzt 15° steil ein.

An der Südgrenze taucht der Terebratelsand unter mikrofaunistisch als mitteltorton eingestuftes Leithakalk unter. Die Annahme von J. CZIZEK (L 14, 1852), daß der gegen Eisenstadt hin an die Terebratelsande angrenzende Leithakalk stratigraphisch tiefer zu stellen sei, trifft somit nicht zu.

B) UNTERE SANDSCHALERZONE

a) Mergelfazies

1. Müllendorf, Nordrand (10, 10'). Das Vorkommen ist eng begrenzt und reicht vom Wasserbehälter im Ort bis zum Hohlweg ober der Bundesstraße. Die hellbraunen, mürben, stellenweise feingeschichteten Mergel führen eine sehr artenreiche Mikrofauna (10), die ihre altersmäßige Einstufung ermöglicht.

2. Groß Höflein, Nordteil des Ortes. Das Vorkommen liegt im W (1 2 5 b) und NE (4 2 7) der Mergel des Untertortons, diese normal überlagernd. Die rein mergelige Ausbildung wurde bei der Anlage eines Brunnens an der westl. Dorfstraße 100 m südl. der Bundesstraße mit 8 m Mächtigkeit über der Lagenidenzone erschlossen. Es wurden gelbbraune Mergel mit einer sehr reichen Mikrofauna zutage gefördert. Die Gesamtmächtigkeit der Mergel der unteren Sandschalerzone ist hier sehr gering, etwa 20 m, da unweit NNW davon (371) eine Brunnengrabung bereits in der oberen Sandschalerzone verblieb.

Am ersten, von der Bundesstraße östl. von Groß Höflein nach NE abzweigenden Weg kommen wieder die gelbbraunen Mergel dieser Zone in m-mächtigen, sehr mikrofossilreichen Bänken hervor (427), die von schmalen Leithakalkschichten durchsetzt werden; die Neigung der Schichten gegen das Becken hin ist geringer als die Hangoberfläche, sodaß südl. davon das Untertorton erosiv zutage tritt.

3. Östlich vom Einsiedlergraben und im NW-Teil des Schloßparkes von Eisenstadt liegen hellgelbbraune ungeschichtete Mergel mit einer Mächtigkeit von einigen Dekametern über jenen des Untertortons (80, 253, 546). Sie kommen in der Fortsetzung der gegen W ziehenden Aufwölbung hervor und werden im SE von Mergeln der oberen Sandschalerzone überlagert. Der im SW angrenzende Mergel der Bolivinenzone dürfte an einer Störung tiefer gelegt worden sein.

4. Am Südrand des Burgstalles liegen die an Brüchen abgesunkenen Schichten der unteren Sandschalerzone (540, 566, 567). In mehreren aufgelassenen Steinbrüchen am SE- und S-Fuß des Burgstalles sind geschichtete, braune, mürbe Mergellagen im Wechsel mit verhärteten kalkreichen Mergelschichten aufgeschlossen. Sie führen bald vereinzelt Nulliporen (566), bald treten sie gegenüber reinen, m-mächtigen, sehr festen, weißen Nulliporenkalkbänken zurück (540, 567). Die Mergel enthalten eine reiche marine Mikrofauna. Die Lagerungsverhältnisse sind natürlich in diesem an Brüchen etwa 80 m abgesunkenen Flügel wesentlich gestört. Auch das häufig auftretende 20° steile SW-Fallen ist nicht dem gesamten Komplex gemeinsam.

b) Leithakalkfazies

Auch in dieser Zone ist Leithakalkbildung zu beobachten, u. zw. in schmalen, dm starken Lagen, die gegenüber den Mergelschichten stark zurücktreten (NE von Groß Höflein, 427) oder in allen Übergängen von festen Mergellagen über vereinzelt Nulliporen führenden Mergel bis zum reinen, festen, gewachsenen Leithakalk (Burgstall-Südrand).

C) OBERE SANDSCHALERZONE

Die Sedimente dieser und der nächsthöheren Zone bilden die Hauptmasse der tortonen Ablagerungen im Aufnahmegebiet. Auch in der Randfazies weist das höhere Mitteltorton die bedeutendste Mächtigkeit auf. Außerdem greift es zufolge einer starken Transgression des Meeres über die älteren Bildungen hinweg und überlagert häufig direkt das vortertiäre Grundgebirge. Hiefür kommen besonders die strandnahen Sande und Leithakalke in Frage, deren Reste auch heute noch stellenweise über das gesamte Leithagebirge hinweggreifen. Deshalb trifft man auch häufig nicht die ältesten Bildungen dem Grundgebirge am nächsten, sondern man gelangt aus dem Mitteltorton von den Höhen herab über die an den Gehängen durch die Erosion freigelegten tieftortonen Sedimente erst wieder beckenwärts in die höheren Schichtglieder.

Die Unterscheidung der Sedimente der oberen Sandschalerzone von jenen der Bolivinenzone ist bei Fehlen von schlemmbarem Material nicht einfach. Ein äußerst brauchbares Hilfsmittel zur Trennung der tieferen und höheren mitteltortonen Leithakalke scheint in der verschiedenen Korallenführung gegeben zu sein. Korallen sind stets nur auf die tieferen Partien, die etwa der oberen Sandschalerzone entsprechen, beschränkt.

Nicht immer gilt für die Einstufung der Mergel die schematische Verallgemeinerung, daß in der Sandschalerzone noch zahlreich Textularien zu finden sind und in der Bolivinenzone Buliminien und Bolivinen besonders hervortreten. Häufig gibt es Proben aus dem höheren Mitteltorton, welche keine der angeführten Formen in nennenswerter An-

zahl führen. Trotzdem gelang dann noch häufig eine sichere Zuordnung auf Grund der von A. PAPP und K. TURNOVSKY für die Gattung *Uvigerina* aufgestellten Entwicklungsreihen (L 85, 1953). In der Bolivinenzone setzen nämlich im wesentlichen sämtliche früheren Arten dieser Gattung aus außer der *Uvigerina venusta venusta* FRANZ. und der *Uvigerina venusta liesingensis* TOULA, die hier ihre Blüte erreicht.

a) Mergelfazies

J. KAPOUNEK hat in seiner Aufnahme nirgends Mergel des mittleren oder höheren Torton ausgeschieden. Es ist zwar nicht immer leicht, das Bereich der Mergel etwa gegen den oberhalb an den Gehängen angrenzenden Leithakalk zu begrenzen, der seinen Schutt weit über die Oberfläche abwärts entsendet, meist aber kann man sich durch Aufgrabung von der wahren Natur des Untergrundes überzeugen.

1. W von Pojanka (im SE Hornsteins) zieht ein etwa 100 m oder etwas breiter Streif von Mergeln am Rand des Kristallins dahin, von diesem durch eine wenige Meter mächtige Feinsandschichte getrennt, die die Mergel unterlagert. Das Sediment besteht aus weißlichem, gelbbraunem oder braunem Mergel, der mikroskopisch feinen Sand aus Quarz, Quarzit und Biotit enthält. In der Mikrofauna (266, 270) tritt besonders die glatte Form der *Heterostegina costata* d'ORB. hervor. Die Überlagerung im W durch Mergel der Bolivinenzone ist normal.

2. NE und N von Müllendorf (203, 205, 220) tritt wieder ein etwa 200 m breiter NW-SE ziehender Streif ähnlicher Mergel auf, der sich nach NW an der Bundesstraße hin fortsetzt. Das Alter steht auf Grund der *Uvigerinen* und der reichen marinen Fauna eindeutig fest. Die Lageverhältnisse sind normal. Bergwärts grenzt der Mergel an den Leithakalk, beckenwärts liegen Mergel der Bolivinenzone darüber. Am Nordende der Dorfstraße tritt an lokaler Aufwölbung die erwähnte Durchragung der älteren Schichten zutage.

3. Groß Höfleiner Bereich.

P. 7, 332, 368, 371, 430, 431, 432, 433, 580.

Die große Ausdehnung der Mergelzone, die beiderseits von Groß Höflein den Berghang begleitet und stellenweise eine Breite von 1 km erreicht, läßt auch eine bedeutende Mächtigkeit dieses Schichtpaketes vermuten. Im gesamten Gebiet südlich der Bundesstraße zeigen die Mergel das gleiche gelbbraune mürbe Aussehen. Große Teile sind von einer dicken Schicht von Hangschutt aus Leithakalk und Verwitterungslehm bedeckt. An der Ödenburger Bundesstraße (332), ferner bei Brunnengrabungen am NW-Ende von Groß Höflein (371) ließen sich reine Sedimentproben entnehmen, die reich an Mikrofauna sind. Die Begrenzung zum Sarmat im SE läßt sich nicht sicher festlegen, vielleicht schaltet sich hier noch eine höhertortone Zone ein.

4. Der Nordteil von Eisenstadt liegt zum Teil ebenfalls auf Mergeln der oberen Sandschalerzone (41, 520, 622, 623). Sie nehmen einen Streifen zwischen der Haydngasse und dem Ausgang des Einsiedlergrabens ein. Bei letzterem fallen die von schmalen Leithakalklagen durchsetzten Mergel 20° gegen 340° ein. Im SW-Teil des Schloßparkes liegt lokal ein dünner Schleier Pannon darüber und finden sich vereinzelt halbbrackische Ostracoden in dem oberflächlich aufgearbeiteten Sediment (520). Im SE, im Inneren der Stadt dürfte an einer den Randbrüchen angehörigen Verwerfung mittelpannonischer Mergel an das Mittelortongrenzen.

5. Ein kleiner Rest eines braunen Mergels der oberen Sandschalerzone bildet das Liegende der Nulliporenkalke bei der Gloriette und östlich davon (81, 508).

b) Sand- und Kiesvorkommen

An verschiedenen Stellen des Gebietes erscheint Sand oder Kies in geringer Mächtigkeit als Liegendes der Leithakalke. Es ist das bei der Transgression des Meeres aufgearbeitete Material des kristallinen Untergrundes, das in Küstennähe als Kies, etwas weiter draußen als Sand abgelagert wurde. Das Alter läßt sich meist nur aus der Lagerung ermitteln, während die Foraminiferenschalen im bewegten Wasser dieses Bereiches zu Grunde gingen oder so stark abgerollt wurden, daß man sie von umgelagerten Formen nicht zu unterscheiden vermag.

1. „Basiskonglomerat.“

Unter dieser Bezeichnung werden durch J. KAPOUNEK die weißen Quarzschotter, Kiese und Konglomerate zusammengefaßt, die fast immer an der Basis des Leithakalkes auftreten. Sie sind seit langem bekannt. KAPOUNEK schreibt darüber, daß sie L. ROTH v. TELEGD beim Buchkogel beobachtete, wo sie unter dem Leithakalk liegen. Gerade aber dieses Vorkommen gehört nach seiner petrographischen Zusammensetzung (Granitgneis häufig) den Ruster Schottern an. Wohl aber sind die weißen, haselnußgroßen Quarzschotter an der Grenze des Leithakalkes zum Kristallin im Leithagebirge sehr häufig. L. KOBER beobachtete sie an der Straße von Donnerskirchen nach Hof und charakterisiert sie (L 55, 1926) als Transgressionskonglomerat an der Basis des Leithakalkes. J. KAPOUNEK schreibt ihnen eine andere Stellung zu, indem er ihnen ein höheres Alter als den tieftortonen Schottern des Burgstalles gibt. Er beruft sich dabei auf das Vorkommen beim „Schönen Jäger“, wo sie eindeutig unter letzteren liegen sollen. Dies trifft nicht zu. Abgesehen davon, daß dies allen anderen zahlreichen Beobachtungen über das Auftreten des Basiskonglomerates widerspräche, ergab eine eingehende Begehung

des angeführten Geländes nahe der Vereinigung des Kohlenbründlgrabens mit dem Weg nach Eisenstadt nördlich vom „Schönen Jäger“, daß an der bezeichneten Stelle statt des Schotters vom Burgstalltypus (Ruster Schotter) nur Schotter des Basiskonglomerates auftreten. Außerdem ist das Gelände so wenig aufgeschlossen und gegliedert, daß man von einem „eindeutigen Beweis“ einer Über- oder Unterlagerung überhaupt nicht sprechen könnte. Es bleibt also die Deutung dieser Schotter durch L. KOBER als Transgressionsbildung aufrecht und ihr Alter ist mit Mitteltorton festzusetzen.

Im untersuchten Gebiet sind diese Schotter an folgenden Stellen erhalten geblieben: An der SE-Seite des „Äußeren Berges“ gegen den „Dürren Graben“ hin, S der Kote 308, kommen an der Grenze zwischen Leithakalk und Kristallin Quarzitgerölle in z. T. auffälliger Größe (bis faustgroß) vor. An der von J. KAPOUNEK bezeichneten Stelle am Fuchsberg nahe Kote 346 findet sich an der Grenze zum Glimmerschiefer nur Grobsand, kein Kies. Hingegen läßt sich der Transgressionsschotter in einer schmalen Zone auf der Uly Lyss zwischen 360 und 370 m feststellen, wo er auf der Verebnungsfläche am Nordrand des Leithakalkes vor der Verschwemmung bewahrt blieb.

2. W v o m P o j a n k a i m S H o r n s t e i n s schiebt sich ein wenige Meter mächtiger Streif von Feinsand zwischen Glimmerschiefer und auflagerndem Mergel der oberen Sandschalerzone (268). Es ist ein mittelkörniger Quarz-Quarzit-Sand mit reichlichem Gehalt an Biotit und Muskovit, der in geringer Zahl Foraminiferen führt.

3. Bei der Anlage des B r u n n e n s d e r „B u r g e n l ä n d i s c h e n K r e i d e A. G.“, der sich an der Bundesstraße südwestlich der Müllendorfer Kreidesteinbrüche befindet, wurde nach J. KAPOUNEK unter 10 m sarmatischem Tegel und 15 m Leithakalk ein brauner, glimmerreicher Sand mit *Amphisteginen*, *Elphidien* und *Heterostegina simplex* d'ORB. (!), dieser im Mittertorton häufigen Form, erreicht.

4. A m S ü d h a n g d e s „Ä u ß e r e n B e r g e s“ kommt in den Hohlwegen in etwa halber Höhe der Leithakalkbedeckung eine sandigere Zone zutage (17). Der z. T. aus organischen Kalkresten bestehende Sand führt Seeigel und Austern in größerer Zahl.

Am Fuchsberg-Südhang ist in gleicher Höhe gelber Sand über dem Kristallin vorhanden.

5. A m A u s g a n g d e s M ü l l e n b a c h t a l e s, am rechten Hang (359, 360, 363, 367) kommt unter dem Leithakalk eine dem Glimmerschiefer aufliegende Feinsandschicht von etwa 15 m Mächtigkeit hervor. Proben von verschiedenen Stellen dieses NNE-SSW ziehenden Sandstreifens ergaben keine bestimmbar Fauna, obwohl der Großteil des Sandes sich aus Kalkresten von Organismen zusammensetzt.

6. In der Sandgrube zwischen Groß und Klein Höflein, N der Bundesstraße (3 8) sind fossilreiche Feinsande und mergelige Sandsteine in eigenartiger, stark gestörter Lagerung erhalten geblieben und fast in ihrer gesamten, noch vorhandenen Mächtigkeit von 10 m erschlossen. Die Sande liegen in einem auf kleinstem Raum parallel zum Leithagebirge eingebrochenen Graben, da der Glimmerschiefer fast unmittelbar oberhalb ansteht und auch im Hohlweg unterhalb der Sandgrube inselförmig emportaucht. Dazwischen aber wird in dem 10 m tief eingesenkten Kessel der Sandgrube nirgends das Kristallin des Untergrundes erreicht. Das Einfallen der Schichten beträgt 20° gegen S, an der Nordwand ist an einer leichten Aufwölbung eine Neigung von 30° erkennbar.

Der Charakter der Sedimente wechselt ziemlich: Im Westteil stehen feste, kalkige Sandsteine an. Im mittleren Teil bestehen die Schichten aus kalkreichen, mergeligen, festen Lagen und zwischengeschalteten feinsandig-mergeligen Horizonten. Darin sind Terebrateln, Seeigel und *Spondylus crassicosta* LAM. häufig. Der am Ostrand aufgeschlossene Sandkomplex zeichnet sich durch seinen Reichtum an Bryozoenkolonien aus. Eine Austernbank im feinen, gelben Sand am Südrand der Grube paßt gut in dieses küstennahe Sediment.

Bemerkenswert ist die Überlagerung dieser sandig-mergeligen Schichten durch detritären Leithakalk (Sarmat?), der in der Mitte über der Nordwand in nur mehr dm-starker Lage erhalten ist.

7. Ganz anderes Aussehen zeigen die NW von Klein Höflein am Waldrand verbreiteten und in einer Sandgrube aufgeschlossenen Sande und Kiese, die eine küstennähere Bildung darstellen (3 9). Dort liegt über dem Glimmerschiefer und dessen grobem Aufarbeitungsprodukt durch zirkulierende eisenhaltige Wässer dunkelrotbraun gefärbter Quarzkies, dessen gut gerundete Komponenten bis Eigröße erreichen können. Stellenweise ist der Sand zu Ortsteinlagen verfestigt. Auf seinen marinen Charakter weist der Fund von *Pecten (Oopecten) latissimus austriacus* KAUTSKY hin. Gegen oben hin enthält der Kies und Sand immer häufiger Nulliporen und in größerem Umfang Fossilien. So besteht ein allmählicher Übergang zu den überlagernden Leithakalken. Die Schichtlagerung ist wieder etwas gestört und zeigt Fallrichtungen von $15-30^{\circ}$ nach SW.

C—D) OBERE SANDSCHALERZONE UND BOLIVINENZONE

a) Leithakalkfazies

Die bekanntesten und auffälligsten küstennahen tortonen Bildungen im Leithagebirge sind die sogenannten „Leithakalke“, die nach ihrer mächtigen, reichen und reinen Entwicklung in diesem Gebiet ihren Namen

erhalten haben. Es handelt sich hierbei um Kalke, die vorwiegend von kalkabscheidenden, marinen Rotalgen aus der Familie der Corallinaceae gebildet wurden. Die Verwendung der Bezeichnung „Lithothamnienkalk“ ist unzulässig, da sich außer der Gattung Lithothamnium auch Lithophyllum, Archaeolithothamnium und Melobesia am Aufbau der Kalke beteiligen können. Am ehesten ist hierfür der Sammelbegriff „Nulliporenkalk“ anwendbar. Außer Kalkalgen beteiligen sich an der Zusammensetzung des Gesteins stellenweise auch Korallen, ferner enthält es in großem Umfang auch Muschelgrus und Zerreibsel von organogenem Kalkmaterial, das die Zwischenräume zwischen den Nulliporen auffüllte. Später wurde diagenetisch das Sediment in dichten, festen Kalkstein übergeführt.

Die Reinheit des Nulliporenkalkes im Leithagebirge ist aus der Lage des Gebietes im Tortonmeer verständlich, da dieses Gebiet zunächst als Insel, später als vom Meer überflutete Untiefe den Einflüssen des Festlandes weitgehend entzogen war. Auch waren sicherlich nicht nur für die Begleitfauna, sondern auch für die Nulliporen selbst die Lebensbedingungen in diesem reinen, aber doch bewegten Wasser günstiger als etwa am Westrand des Wiener Beckens. Über die Tiefenverhältnisse des Meeres, in denen solche Bildungen vor sich gehen können, schwanken die Angaben. Am ehesten ist der Lebensbereich der Nulliporen zwischen 15 und 100 m Tiefe einzuschränken, wobei etwa bei 30 m Tiefe das Optimum der Entwicklung zu erwarten ist (C. DIENER 1925, P. LEMOINE L 63, 1924, F. X. SCHAFFER 1927). Zur Zeit der Bildung wuchs der Algenrasen allmählich empor, sodaß man im Kalk keine feinere Schichtung, sondern nur eine Bankung erkennt, die durch zwischengeschaltete Mergellagen entstand.

Die Mächtigkeit des Leithakalkes übersteigt stellenweise sicher 50 m, in welchem Ausmaß sie z. B. in den „Müllendorfer Kreidesteinbrüchen am Äußeren Berg“ direkt aufgeschlossen ist. Im Kalkofenwald ist über 20 m Schichtmächtigkeit erschlossen (46, 47). Dort aber steht nahe westl. davon am Hang des Müllenbachgrabens in nicht viel größerer Tiefe bereits das Kristallin an, sodaß nicht mehr mit allzugroßer unerschlossener Mächtigkeit zu rechnen ist. Werte, wie sie F. X. SCHAFFER (1927) von Wöllersdorf und vom Badener Gebiet anführt, die 60 m erreichen, sind auch in diesem Teil des Leithagebirges stellenweise vorhanden.

Die altersmäßige Stellung der Leithakalke ist meist durch mikrofaunistische Untersuchung von Schlemmproben aus den mergeligen Zwischenlagen zu klären. Ihr Hauptbildungsniveau liegt im höheren Mitteltorton, in der oberen Sandschaler- und Bolivinenzone.

„Leithakalk“ liegt in verschiedenen Typen vor. Für die Bildung des festen, gewachsenen Leithakalkes war nur im Torton, nicht mehr im

Sarmat die Voraussetzung gegeben. Im küstennahen Gebiet kann er einen bedeutenden Sandgehalt aufweisen; dann sind Seeigel und Austern darin eine häufige und typische Begleiterscheinung. Lokal können Riffe von Korallen (*Orbicella*, *Stylocora*, *Porites*) oder Bänke von *Isognomum* oder Ostreen enthalten sein. Ferner gibt es Übergänge zu nulliporenfreiem festem mergelhändigem Kalk, der aus feinstem Kalkschlamm entstand, außerdem zu vereinzelt nulliporenführendem verfestigtem Mergel, also der Bildung aus tieferer Zone.

Ein noch ungelöstes Problem liegt in der Ausbildung der weichen, kreidigen, leicht zerreibbaren Leithakalke, die am „Äußeren Berg“ zur Kreidbereitung abgebaut werden; auch im übrigen Gebiet treten sie an verschiedenen Stellen zutage. Die wiederholt angeführte Begründung (J. KAPOUNEK L 45, 1938, G. REIDL 100, 1937, A. WINKLER L 161, 1943), daß eine marine Aufarbeitung und Umlagerung während des Torton für die kreidige Ausbildung verantwortlich sei, trifft nicht für alle Stellen zu. Man findet marin aufgearbeitete, sekundäre Leithakalke ebenso wie gewachsene Kalke stellenweise in fester, anderswo in kreidiger Beschaffenheit. Die Struktur der am „Äußeren Berg“ in großer Masse vorhandenen kreidigen Kalke läßt — besonders bei etwas dunklerem mergeligem Zwischenmittel — manchmal auch einen primären Charakter des Kalkes erkennen. Auch die gewachsenen „Nulliporenknödel“ sind völlig kreidig. Ferner aber kann man stellenweise (29) quer zur einheitlichen Bankung, die mit Sicherheit auf gleiche Bildungsbedingungen innerhalb der gleichen Schichte hinweist, meterhohe, unregelmäßig begrenzte, vollkommen harte Partien beobachten, die ringsum von kreidigem Kalk umgeben sind. Auch dies weist eindeutig auf die spätere Veränderung des Kalkes hin. Dem scheint zu widersprechen, daß im östl. Fenk-Steinbruch im Kalkofenwald (47) kreidige, primäre Kalke gegen oben hin allmählich in feste Kalke des gleichen, von *Porites* durchwachsenen Typus übergeben und in ihrer Gesamtheit von festen Kalken überlagert werden. Von Interesse in diesem Zusammenhang ist eine Beobachtung an der sarmatischen Müllendorfer Strandhalde: Sie besteht in ihrer Gesamtheit aus festem, grobem Nulliporengrus, während die höheren tortonischen Schichten, von denen die Halde ihr Material bezogen haben muß, jetzt in kreidiger Form vorliegen. Die Veränderung dieser Kalke ist also nicht im Torton, sondern nach oder während der Strandhaldenbildung vor sich gegangen. Die unter der Strandhalde liegenden Kalke sind ebenfalls noch in fester Form erhalten geblieben.

Ein anderer Typus ist der „detritäre“ oder „sekundäre“ Leithakalk, welcher ein Produkt aus umgelagerten und dabei zu Grus aufgearbeiteten Leithakalken darstellt, das später wieder verfestigt wurde. „Kalksandstein“ lautet eine andere Bezeichnung hierfür. Solche Bildungen kennt man aus dem Leithagebirge vom Torton bis ins Pannon.

Weder die ursprüngliche Lagerung noch die einstige Ausdehnung der Nulliporenkalke im Leithagebirge sind in diesem durch junge Tektonik stark beeinflussten Gebiet auch nur annähernd erhalten geblieben. Sicherlich hatte das Meer nach der Transgression im Mitteltorton das gesamte Leithagebirge überflutet, das damals nur eine sehr geringe relative Höhe besaß. Da das Lebensbereich dieser strauchförmigen Nulliporen nach P. LEMOINE (L 63, 1924) auf maximal 65 m Höhenunterschied beschränkt ist, die gleichaltrigen (!) gewachsenen Kalke sich aber hier allein schon an der Oberfläche über einen Höhenunterschied von 250 m verfolgen lassen (S von Müllendorf 205 m, NE vom „Schönen Jäger“ 456 m), ergibt sich daraus die Aufwölbung des Gebirges um einen Betrag von rund 200 m. Die Schichtlagerung ist keineswegs, wie noch J. KAPOUNEK schreibt, ziemlich ungestört, sondern Fallwinkel von 15° bis 25° , oft auch gegen das Gebirge hin, sind keine Seltenheit. Warum der Leithakalk heute gerade vorwiegend an den Gehängen vorhanden ist, die flachen Höhen aber, an denen die Erosion weniger gut angreifen kann, vom Kalk entblößt sind, läßt sich daraus verstehen, daß das Torton an den Hängen während der sarmatischen Zeit weitgehend, während der pannonischen vollkommen wieder unter den Meeresspiegel zu liegen kam und so weitgehend der Erosion entzogen war, auf der Höhe sich aber lange Zeit hindurch eine Denudationsfläche entwickeln konnte.

Verbreitung:

Überraschend ist das vollkommene Fehlen von Torton in der Mechtotte Breite südl. von Hornstein, wo Untersarmat direkt dem Triasdolomit des Untergrundes auflagert. Es muß also am Westende des Leithagebirges eine spättortone Hebung eine verstärkte Erosion bewirkt haben, sodaß die untersarmatische Transgression nur Vortertiär antraf. Die Scholle südl. von Hornstein wurde daher gegen Ende des Torton vorübergehend an einer W-E verlaufenden Bruchlinie über den Seespiegel herausgehoben.

1. Die Müllendorfer Steinbruchgruppe am „Äußeren Berg“ (27, 28, 29, 30, 31, 32, 33, 34). Dieses ausgedehnte Leithakalkvorkommen ist hier durch zehn Steinbrüche erschlossen. Die aufgeschlossene Gesamtmächtigkeit, die durch genaues Verfolgen der einzelnen Horizonte in den verschiedenen Steinbrüchen exakt feststellbar ist, beträgt insgesamt 54 m. J. KAPOUNEK'S Schätzung mit nicht ganz 30 m war zu niedrig gegriffen.

Die in Abb. 2 gegebene schematische Lageskizze der Steinbrüche soll der Orientierung dienen.

Da das regionale Fallen der Schichten gegen W weist, kommen die ältesten Horizonte in den tieferen Steinbrüchen im E zutage, mit denen die Besprechung begonnen wird.

St b r. 27 : Im mittleren der drei aufgelassenen Steinbrüche mit Strandhaldenschichtung (27) kommt unter der Halde ein fester, korallenreicher Leithakalk zum Vorschein. Es ist eine berühmte, schon von F. X. SCHAFFER (L 122, 1908), später von J. KAPOUNEK beschriebene Lokalität, an der man die Anlagerung einer Strandhalde an das den Kern bildende Riff studieren kann (s. Abb. 3).

Zutiefst liegt 4 m weißer, fester, ungeschichteter Leithakalk (a) mit Korallen (*Orbicella*, *Porites*) und Mollusken (bes. häufig *Venus ambigua* ROV., *Venus miocaenica* MICH. und *Pholadomya alpina* MATH.). Darüber folgt hellgelber gebankter Nulliporenkalk (b) mit reichlich *Orbicella*, der zuerst vom eigenen Schutt (c) bedeckt ist. Die Schichten fallen 7° WNW. Gegen E schließt sich das Riff aus hellgelbem, sehr festem Orbicellenkalk an (d). Es ist eine der wenigen Stellen des Aufnahmegebietes, wo man mit vollem Recht von einem „Riff“ sprechen kann. Denn ansonsten sind am Aufbau der Kalke stets in so überwiegendem Maße Nulliporen beteiligt, daß Schichtung bzw. Bankung über weite Strecken hin zu verfolgen ist, sich aber nicht deutlich begrenzte, ungeschichtete „Riffe“ feststellen lassen. An dieses Riff, das J. KAPOUNEK hatte freilegen lassen, lagert sich mit 7 m aufgeschlossener Mächtigkeit detritärer, gut geschichteter Leithakalk an (e), dessen Strandhaldencharakter J. KAPOUNEK beschrieben hat. Sein Einfallswinkel gegen S 30° W erreicht hier maximal 10°. KAPOUNEK stellt ihn bereits ins Sarmat. Die in feinen Abdrücken gut erhaltene Makrofauna (27b) setzt sich aus tortonen und sarmatischen Fossilien zusammen. Dabei aber liegt keine Mischfauna vor, sondern alle tortonen Formen wurden umgelagert. Mikrofaunen aus Schlemmproben der mergeligen Lagen (f) aus der Strandhalde dieses und des nördlich angrenzenden Steinbruchs beweisen klar das untersarmatische Alter, u. zw. Elphidium reginum Zone. In der tieferen Abbaustufe dieses Steinbruchs kommt nochmals der detritäre Kalk hervor.

St b r. 26 : Im südl. benachbarten Steinbruch, der um etwa 15 m tiefer liegt, ist nur mehr Strandhaldenkalk aufgeschlossen.

St b r. 28 : Der nördliche Steinbruch mit Strandhaldenschichtung gewährt Einblick in die nächsthöheren Horizonte des Leithakalkes. Im Ostteil bleibt weiterhin die Strandhalde sichtbar bis zu ihrer Anlagerung an den „gewachsenen“ Leithakalk, die hier noch viel instruktiver aufgeschlossen ist als an der oben angeführten Stelle. Der gewachsene, orbicellenreiche Leithakalk, der noch in den Südteil dieses Bruches herüberreicht, wird gegen oben hin durch eine maximal 5 m mächtige Bank von Kalk abgelöst, der aus zerbrochenen, blättrigen Nulliporen besteht. Diese Schichte plattig zerfallenden Gesteins zieht an der Nordwand durch und kommt in der NE-Ecke am stärksten hervor. Darüber lagern kreidige,

weiße Nulliporenkalk, die an der Nordwand in 8 m Mächtigkeit zutage liegen. Der Schichteinfall, der von E gegen W von 3° auf 7° zunimmt, ist gegen NW gerichtet (W 30° N).

Stbr. 29: W und NW vom eben besprochenen Steinbruch erstreckt sich der größte Steinbruch des Gebietes, jener der „Müllendorfer Kreide Fa.“, dessen Ostteil derzeit abgebaut wird. Sämtliche durch ihn erschlossenen Schichten liegen höher als die zuvor beschriebenen, die zufolge ihres NW-Fallens gänzlich unter diesen untertauchen. Einen ausgezeichneten Horizont zur Orientierung bildet die 2 m mächtige, durch den ganzen Bruch ziehende Austernbank. Zufolge des 8° steilen westl. Einfallens der Schichten verläuft sie an der Westwand horizontal, steigt an der Nordwand um den genannten Winkel an und zeigt sich an der Ostwand in zwei Drittel der Höhe, 7 m über der Schale. Unter der Austernbank lagert kreidiger, mergelig verunreinigter, gelb gebänderter, ziemlich reich fossilführender Leithakalk (29). Die Austernbank selbst ist dem allgemeinen Schichteinfall von 8° gegen W eingeordnet, im Gegensatz zur Behauptung von G. REIDL (L 97, 1937), daß das Band im Verbindungsgang westlich des stehengebliebenen Pfeilers 30° steil gegen S falle. Die 2 m mächtige Bank besteht zum Großteil aus *Ostrea crassicosata* SOW., ein kleiner Teil wird von *Ostrea lamellosa* BROCCHI gebildet. Die in den Faunenlisten des Leithakalkes bei J. KAPOUNEK wiederholt und auch von dieser Lokalität angeführte *Ostrea crassissima* LAM. kommt im SW-Teil des Leithagebirges nicht vor.

In dem über dem Austernband folgenden kreidigen, deutlich geschichteten Leithakalk blieben unregelmäßig begrenzte Nester festen Kalkes mit etlichen Metern Durchmesser erhalten. Die Ursache der kreidigen Ausbildung liegt daher nicht in einer marinen Aufarbeitung, sondern in späteren diagenetischen Vorgängen. Solche Partien festen Kalkes finden sich an der Nordwand, in der NE-Ecke, ferner in dem im Süden stehen gebliebenen Pfeiler. Dort liegen auch in der Zone über dem Austernband die berühmten Lebensgemeinschaften von *Orbicella reusiana* M. E. et H. mit *Pyrgoma multicostatum* SEG. und dem postmortalen Befall durch Bohrmuscheln.

Stbr. 31: Der im W anschließende, fast 25 m tief eingesenkte Steinbruch der „Burgenländischen Kreide A. G.“ liegt fast in seiner ganzen Höhe im kreidigen Kalk oberhalb des Austernbandes. Dieses ist im Stbr. 31 reich an Seeigeln, die diesen Lebensraum im bewegten küstennahen Wasser bevorzugten.

Die aufgelassenen Steinbrüche der Westgruppe bieten nichts Neues; sie liegen teils in hartem, teils in kreidigem Nulliporenkalk.

Zur Übersicht sei nochmals die Schichtausbildung des Leithakalkes am „Äußeren Berg“ zusammenfassend beschrieben:

10 m kreidiger Kalk im Pfeiler N von Stbr. 29 www.biologiezentrum.at

12 m kreidiger Kalk mit festen Nestern im NW-Teil von Stbr. 29

2 m Austernbank im Stbr. 29

7 m kreidiger, mergeliger Kalk im SE-Teil von Stbr. 29

2 m nulliporenhältiger Kalkmergel im SE-Teil von Stbr. 29

8 m weißer, kreidiger Nulliporenkalk, N-Wand von Stbr. 28

5 m fester Kalk aus blättrigen Nulliporen, NE-Ecke von Stbr. 28

5 m fester, gelblicher Kalk aus Nulliporen und Korallen, Stbr. 27

4 m fester, weißer Nulliporenkalk, Stbr. 27

55 m mitteltortoner Nulliporenkalk am „Äußeren Berg“ aufgeschlossen.

Das Alter der Leithakalke am „Äußeren Berg“ ist auf Grund der schlecht erhaltenen Mikrofauna nicht mit absoluter Sicherheit zu ermitteln (29, 31). Obere Sandschalerzone ist am wahrscheinlichsten. In der Mikrofauna dominieren Schlangensterne, Seeigelstachel und Bryozoen, während die Foraminiferen häufig der Zersetzung anheimfielen. Auch die häufigen Korallenfunde lassen eher auf die obere Sandschalerzone als auf die Bolivinenzone schließen.

Die tektonische Beanspruchung ist gering. Das regionale westliche Einfallen erreicht in den zentralen Teilen dieses Gebietes seinen größten Wert von 8° und nimmt gegen E und W auf 3° ab. Die NE-SW gerichtete Klüftung spiegelt die Hauptabbruchsrichtung des Leithagebirges wieder. W-E ziehende Störungslinien scheinen mit einem in dieser Richtung streichendem Bruch nördl. vom „Äußeren Berg“ zusammenzufallen.

2. Der gesamte Südhang des „Äußeren Berges“ ist von der Höhe 245 m bis zum Gipfel (394 m) von einer zusammenhängenden Leithakalkbedeckung eingenommen, in der die „Müllendorfer Steinbrüche“ nur den Westteil erschließen. Im Ostteil lassen feine Faziesunterschiede drei NW-SE ziehende Streifen unterscheiden: Im Süden eine Zone festen, hellgrauen, dendriten- und bryozoenreichen Nulliporenkalkes mit Orbicellen (14, 15). In der mittleren Zone nimmt der Gehalt an Grobsand immer mehr gegen N zu (16, 21), bis schließlich gelber Sand mit Austern, Seeigeln und Pecten dominiert (17, 22). In der Gipfelregion tritt wieder reiner, hellgrauer, mürber Kalk auf. Eine Austernbank durchzieht ihn.

3. Eine ähnliche Zonengliederung läßt sich am Fuchsberg beobachten. Hier allerdings ist der Leithakalk in drei isolierte Vorkommen aufgelöst. 100 m ober der Bundesstraße in Müllendorf grenzt ein weißer, fester Leithakalk an die Mergel der oberen Sandschalerzone (211). Hangaufwärts schließt kreidiger, weißer Kalk an, in dem der Wasserspeicher angelegt wurde (11). Der sandige Leithakalk nördlich davon gehört einer tieferen tortonen Zone an, wie die *Robulus* und *Lingulina* führende Mikrofauna der P. 212 erweist. An der Grenze zum Glimmerschiefer tritt reiner gelber Sand auf, der bei Kote 346 ein Orbicellenriff enthält (216).

Hellgrauer Leithakalk, in dem *Haliotis* häufig ist, liegt am Gipfel des Fuchsberges.

4. Das größte zusammenhängende Leithakalkvorkommen innerhalb des Aufnahmegebietes zieht sich von der Bahnstation Müllendorf (205 m) durch den Kalkofenwald aufwärts bis zur Ully Lyss (370 m). Im W wird es durch den Müllenbachgraben begrenzt, im E reicht es bis zu einer Linie von der Sandgrube zwischen Groß und Klein Höflein gegen N.

P.: 3, 5, 6, 8, 36, 44, 45, 46, 47, 48, 88, 128, 180, 296, 331, 366, 428, 576.

Der Großteil des Leithakalkes der hier in zahlreichen Steinbrüchen abgebaut wird, ist von sehr fester Beschaffenheit. Der Gehalt an Nulliporen kann in den weißen, hellgrauen oder bräunlichen Kalken stark wechseln. Manchmal fehlen sie, sodaß ein homogener mergeliger Kalk entsteht. Bestimmte Partien treten wieder in kreidiger Ausbildung auf, und zwar am Weg zum „Weißen Kreuz“ (3) und im tieferen Teil des östl. Fenk-Bruches (47). Am SW-Ende, bei der Müllendorfer Fabrik (576) und im zentralen Teil (44) wechsellagern sie mit Mergeln der Bolivinenzone, die stellenweise auch die SE-Grenze des Kalkes begleiten (632). Die Mächtigkeit überschreitet 20 m, welcher Betrag in den Fenk-Steinbrüchen aufgeschlossen ist.

Die Leithakalke des Kalkofenwaldes beinhalten eine äußerst arten- und individuenreiche Fauna. Massenweises Auftreten bestimmter Tierreste kann stellenweise sogar zum Charakteristikum des Kalkes werden. Z. B. wird der Kalk der tiefsten Bank im westl. Fenk-Steinbruch vorwiegend von *Porites incrustans* RSS. aufgebaut. Ebenso jener nördl. der Sandgrube zwischen Groß und Klein Höflein (180). In der tiefsten Schichte des westl. Fenk-Bruches ist ein Massenvorkommen von Krabbenpanzern und -Scherenresten beachtlich. Diesem wurde eine Sonderstudie von F. BACHMAYER und A. TOLLMANN gewidmet (L 5, 1953). Im östl. angrenzenden Bruch gibt stellenweise die Anhäufung von *Isognomum soldanii* (DESH.) dem Kalk das Gepräge. Diesem Auftreten steht ein ähnliches am Rand des Leithakalkes NW von Groß Höflein zur Seite (88). Ebenfalls im östlichen Fenk-Bruch findet man als Grundlage des kreidigen Kalkes der tiefsten Lage das lockere Gerüst der Koralle *Stylocora aff. exilis* RSS., einer Form, die auch in den Kalklagen der Sandgrube zwischen Groß und Klein Höflein beherrschend auftritt. Im Hohlweg südl. des „Weißen Kreuzes“ (3) wurden stellenweise Austernbänke zum Kalkbildner.

Die Schichtlagerung wurde von verschiedenen Störungen betroffen. Im östlichen Fenk-Steinbruch fallen die Kalke leicht beckenwärts. Im westlich anschließenden Bruch fallen sie max. 7° WNW ein. In beiden Brüchen springen die sehr zahlreichen saigeren Klüfte ins Auge, da sie geöffnet, durch lösende Wässer erweitert — wie die aus dem Nebengestein gelösten, in den Kluffüllungen erhaltenen Seeigelstachel zeigen

— und mit braunem Lehm erfüllt sind. Bei sämtlichen Klüften herrscht die NE-Richtung und die darauf senkrecht stehende Kluftrichtung vor (Abb. 7a und b). Sie zeigen eine NE-SW gerichtete antiklinale Aufwölbung an. Sie liegen in der regionalen Aufwölbungsrichtung, die die Hauptachse des Leithagebirges angibt. Die fossiliferen Spaltenfüllungen ermöglichen leider keine Altersbestimmung der Bewegung.

Eine lokale, ziemlich intensive Aufwölbung ist im südöstlichsten Kalkofenwaldsteinbruch aufgeschlossen (44): Die Flügel der gegen SW streichenden Antiklinale fallen 15° steil ein. Im Krenn-Hölzel (296) wurden Fallwinkel bis 22° gemessen.

5. N W v o n K l e i n H ö f f l e i n sind oberhalb des Waldrandes westlich des „Nassen Grabens“ zwei kleine Reste von Leithakalk erhalten. Ihr großer Reichtum am Glimmerschiefer- und Quarzkörnern zeigt an, daß es sich um die letzten, basalen Reste der Leithakalkbedeckung handelt. Gegen den „Nassen Graben“ hin gehen diese Kalke in Sandstein mit Nulliporennestern, Seeigeln und Austern über (136).

6. Ein scharf begrenzter, gegen NW ziehender Streifen von weißem, festem, gut gebanktem Nulliporenkalk zieht vom östlichen H o h l w e g im Norden Klein Höffleins ohne Unterbrechung bis zum Leithakalkvorkommen Nord von Eisenstadt. Die braunen Mergelzwischenlagen enthalten eine Mikrofauna der Bolivinenzone (138, 139, 512, 516). Auffällig ist die rel. gerade Begrenzung gegen NW und SE, wo Glimmerschiefer auftritt. Wahrscheinlich steht dieser auch an der SE-Begrenzung in den Trukersatz-Weingärten im Untergrund an. Das 25° steile, NW gerichtete Einfallen des Kalkes nahe der Kapelle bei Kote 235 (P. 159) weist auf einen Bruch als SE-Begrenzung dieser bergwärts gekippten Staffel, woran vielleicht auch der morphologisch recht auffällige 20 oder mehr Meter hohe Steilabfall gemahnt, der den höheren und tieferen Teil der Trukersatz-Weingärten voneinander trennt. Während am oberen Teil dieses Abhanges Leithakalkschutt allein herrscht, tritt er weiter unten zugunsten des Glimmerschieferschuttes völlig zurück, was besagt, daß bei der Aufkippung der Scholle hier noch der kristalline Untergrund zutage gefördert wurde. Denn bei einem Schutttransport über die Kalkzone hinweg ließe sich nicht das plötzliche, fast völlige Zurücktreten der Leithakalke erklären.

7. Im Abschnitt zwischen Antons- und Einsiedlergraben, im Gebiet der „Gloriette“ weist der Leithakalk wieder stellenweise einen beträchtlichen Sandgehalt auf. Dort sind Balanen nicht selten (8 6).

8. Nord von Eisenstadt sind auf der Höhe zwischen Einsiedler- und Buchgraben mitteltortone, feste Leithakalke in größerem Umfang erhalten. Sie überlagern im NW Glimmerschiefer, im S die tiefer-tortonen Mergel und im E die untertortonen Terebratelsande.

9. Fester, gewachsener, weißer Leithakalk nimmt auch den Höhenrücken des Leithagebirges (Hohe Lyss) und dessen Nordabdachung im Raume Buchkogel und Schwemmburg (456 m) ein. In der „Kürschnergrube“ ist dieser Kalk erschlossen. 500 m westlich davon liegt das höchste Vorkommen von Nulliporenkalk im Leithagebirge bei Kote 456. Meist liegen diese Kalke direkt auf Kristallin, manchmal schaltet sich noch der Transgressionsschotter („Schöner Jäger“) oder der Rusterschotter (Buchkogel-Ostseite) dazwischen.

D) BOLIVINENZONE

a) Mergel

Mergel der Bolivinenzone erreichen im untersuchten Gebiet nirgends bedeutende Ausdehnung. Die darin enthaltene Mikrofauna trägt den Charakter einer etwas artenärmeren, aber noch vollmarinen Lebensgemeinschaft. Bolivinen, Buliminen und Uvigerinen überwiegen an Häufigkeit und Artenreichtum.

1. Unsicheren Alters, wahrscheinlich aber hier einzureihen sind die Mergel im E der Mechtotte Breite bei Hornstein.

2. Den Untergrund, auf dem der Westteil Müllendorfs steht, bildet ein mürber, meist gelbbrauner Mergel, der bei zahlreichen Kellergrabungen zutage kam (198, 200, 201, 204, 244). Die Farbe des Mergels kann je nach dem Ausmaß der Verwitterung gelb, braun, hellgrau oder graublau sein. Das Alter ergibt sich eindeutig durch die massenweise in dieser Zone auftretende *Uvigerina venusta liesingensis* TOULA. Die Lagerung ist normal.

3. Westlich von Groß Höflein wurden an der Eisenstädter Bundesstraße nahe dem Bildstock bei Kote 213 hellgelbbraune mürbe und dunkelbraune zähe Mergel aus einer Tiefe von 1,5 m zutage gefördert (632). Sie enthalten eine reiche Mikrofauna der Bolivinenzone. Gleicher Mergel wurde in Neusatz W von Kote 181 (P. 333, 334) und bei einer Brunnengrabung SW von Groß Höflein (590) gefunden.

4. Im Gebiet von Klein Höflein blieben oberflächlich nur geringe Reste solcher Mergel erhalten: Nur nördlich der Bundesstraße gegenüber vom Friedhof und — vielleicht umgelagert — im innersten Winkel hinter der Häuserzeile des Ortes (481). Sie führen reichlich Kieselschwammnadeln.

Im Frühjahr 1953 wurde durch die Geologische Bundesanstalt unter der Leitung von Dr. R. WEINHANDL eine Bohrung in Klein Höflein nördlich der Bundesstraße im Garten des Hauses Nr. 11 niedergebracht. Sie verblieb in ihrer gesamten Tiefe von 45,8 m im Mergel der Bolivinenzone. Die obersten Lagen waren ausgezeichnet durch reichliche Führung von tetraxonischen, durchsichtigen Kieselnadeln, die tieferen Schichten

führten eine an *Elphidien* und *Cibicides* reiche Fauna (613). Es gelang, hier eine artesische Quelle zu erbohren. Für diese freundlichen Mitteilungen danke ich Herrn Dr. R. WEINHANDL.

5. Im Eisenstädter Gebiet konnten Mergel dieser Zone an zwei Stellen nachgewiesen werden: Beim Hausbau am Ausgang des Einsiedlergrabens W von Kote 220 (P. 518, 620, 624, 626) und bei der Grabung des Brunnens vom Gewerkschaftshaus in der Wienerstraße in 4,5 m Tiefe (P. 550). Auch hier war die Fauna aus dem feinschichtigen, Gipskristalle führenden Mergel reich an Schwammnadeln, an Fischwirbeln. Das Massenvorkommen von *Uvigerina venusta liesingensis* TOULA und *Bolivina dilatata* REUSS erweisen die Zuordnung zur Bolivinenzone.

E) ROTALIENZONE

Die bei Bohrungen im Wiener Becken stets in den Grenzschichten zwischen Torton und Sarmat angetroffene Rotalienfauna deutet im Verein mit den vereinzelt vorgefundenen Lignitbildungen auf den Beginn der verstärkten Aussüßung und zugleich auf eine starke Regression des Meeres. In diesem, am Rande des Eisenstädter Beckens gelegenen Gebiet, fehlt die Rotalienzone.

Mikrofaunen, die sehr reich an *Rotalia beccarii* (LIN.) sind und zahlreiche höhertortone Foraminiferenarten führen, stammen aus Mergelproben im SW Müllendorfs (62, 196). Die darin enthaltenen typisch untersarmatischen *Elphidien*arten und *Ervilien* aber liefern einen eindeutigen Hinweis auf ihr tiefsarmatisches Alter. Die rein marinen Foraminiferen sind umgelagert. Auch das an *Rotalia beccarii* (LIN.) reiche Vorkommen in Eisenstadt-Oberberg gegenüber der Bergkirche wird ins Untersarmat zu stellen sein.

SARMAT

Das Sarmat des untersuchten Gebietes hat eine weitaus größere Bedeutung, als dies nach der Karte von J. KAPOUNEK zu erwarten wäre. Nicht nur die Ebene NW vom Foelik wird von mittelsarmatischem Mergel eingenommen, Sarmat läßt sich auch in einzelnen Flecken Nord vom Foelik vorbei am Hang des Leithagebirges bis Eisenstadt verfolgen.

Gegenüber Torton oder Pannon hingegen tritt Sarmat bedeutend zurück. Das Sarmat zeigt mit Ausnahme der großen Transgression an der Basis (*Elphidium reginum* Zone) mehr den Charakter einer regressiven See. Sarmatische Schichten sind hier nur in mergeliger Fazies und als detritäre Leithakalke ausgebildet. Sand und Schotter fehlt. Das Mittelsarmat erreicht die größte Mächtigkeit (*Elphidium hauerinum* Zone). Das Obersarmat fehlt (*Nonion granosum* Zone). Zu dieser Zeit muß hier ein länger andauernder Landzustand angenommen werden.

Auch am SW-Rand des Leithagebirges erkennt man deutlich die zu Beginn dieser Zone weit landeinwärts vordringende Transgression des Untersarmats. An Stellen, wo das Torton in der vorhergehenden regressiven Phase der Rotalienzone bereits abgetragen worden war, wie z. B. in der Mechotte Breite (72), liegt Sarmat auf Vortertiär. Nirgends ist die Mächtigkeit in der Randzone bedeutend.

Die Mikrofauna wird durch das Auftreten bestimmter Arten von Elphidien charakterisiert. Wohl sind die Foraminiferen oft großwüchsiger als in der vorhergehenden und folgenden Zeit, aber dieses Kriterium trifft keineswegs immer zu: 62, 196, 447. Leitformen dieser Zone stellen unter den Elphidien *E. reginum* (d'ORB.), *E. josephinum* (d'ORB.) und eine Var. von *E. aduleatum* (ORB.) dar. Auch *Elphidium macellum* (FICHT. et MOLL) und *Elphidium koberi* n. sp. fand ich in größter Häufigkeit in dieser Zone. In der Makrofauna sind *Ervilien*, *Hydrobien* und *Rissoen* häufig.

a) Mergelfazies

1. *Mechotte Breite*. Mergel mit reicher Mikrofauna der *Elph. reginum* Zone sind im Steinbruch der Mechotte Breite Süd von Hornstein (72) aufgeschlossen und oberflächlich in dessen Umgebung anzutreffen (275 ?, 276). Im Steinbruch sieht man besonders auf der Südseite in den einige Meter tiefen Taschen der vorsarmatischen, sehr unregelmäßigen Landoberfläche hellgraue bis gelbbraune Mergel eingelagert. Über ihnen liegt noch ein Schleier unterpannonischer, ostracodenreicher Mergel. Der Sarmatmergel wechselt mit Schichten von sehr festem, dunklem Kalk, der sich aus Bryozoen und Serpularöhren aufbaut und neben *Rissoen* eine Unmenge von *Cardium lithopodolicum* DUB. führt (72). Im Mergel ist der Reichtum an Charaogonien beachtlich, unter denen einige, aus Österreich bisher noch nicht bekannte Arten festgestellt wurden; z. B. *Chara* cf. *inconspicua* (A. BRAUN) UNGER, *Cosmogyra* sp.

2. SW von Müllendorf am Beginn des Weges zum „Weißen Kreuz“ (62, 196) liegen braune oder hellgraue, fleckig verwitternde Mergel, die tiefsarmatische Mikrofauna führen. Gegenüber der vorher beschriebenen Lokalität sind hier sämtliche Faunenelemente äußerst kleinwüchsig und zartschalig. Elphidien treten hervor, darunter alle oben angeführten, für das tiefste Sarmat charakteristischen Arten, *Quinqueloculina* sind häufig, auch *Quinqueloculina sarmatica* KARRER wurde gefunden. *Rotalia beccarii* (LINN.) ist nicht selten. Schwammnadeln sind massenhaft enthalten. Auf kurze Distanz wechselt die Zusammensetzung der Fauna rapid. Faunen existieren, die fast ausschließlich aus *Cibicides* sp. indet. bestehen, einer besonders im Sarmat häufigen Art, die sich vom typischen *Cibicides lobatulus* (W. et J.) durch das Fehlen der Ab-

flachung an der einen Seite unterscheidet. Manche Proben können durch die zahlreichen höbertortonen, umgelagerten Foraminiferen leicht bei der Einstufung irreführen. An Großfossilien ist lagenweise *Ervilia dissita* EICHW. angereichert. Die Gesamtmächtigkeit der Schichten ist gering, bald werden sie von dem darüber liegenden, makroskopisch ganz gleich aussehenden Mergel der Elphidium hauerinum Zone abgelöst. Ob sich das Untersarmat oberflächlich in einem Streifen über die Mühl-Äcker zu den Oberluß-Äckern fortsetzt, ist nicht sicher zu entscheiden. Auffällig ist der Reichtum an *Elphidium aculeatum* (d'ORB.) in P. 246 und 313.

3. Untersarmat in sehr geringer Ausdehnung fand ich westlich von Klein Höflein im Satzried (447). Gelbbrauner Mergel führt sämtliche für diese Zone typischen Elphidien, ferner reichlich Silicispongiennadeln, Bryozoen, Fischreste und aus dem Torton umgelagerte Foraminiferen.

4. *Elphidium reginum* (d'ORB.) führen die hellbraunen zähen Mergel an der Bundesstraße an der Ostgrenze von Klein Höflein, die 1954 beim Wasserleitungsbau in 1,4 m Tiefe angetroffen wurden. Vom Alluvium verdeckt ziehen sie wahrscheinlich gegen Eisenstadt-Oberberg, wo nördlich der Bergkirche Mergel mit kleinwüchsiger Rotalienfauna den Untergrund bilden.

5. Tiefes, nicht genau einstuftbares Sarmat wurde im Neusatz SE von Müllendorf festgestellt (327). Der gelbbraune Mergel enthält außer reichlicher umgelagerter Mikrofauna der Bolivinenzone *Halycoryne* und untersarmatische Mollusken (*Ervilia*, *Gibbula*).

b) Detritärer Leithakalk

Dem Untersarmat gehört die Strandhalde im Müllendorfer Steinbruchgebiet am „Äußeren Berg“ an. Sie ist in den östlichsten drei übereinanderliegenden Steinbrüchen erschlossen (26, 27, 28). Der detritäre Kalk der Strandhalde ist das verfestigte Produkt aus ziemlich grobem Grus abgerollter Nulliporenfragmente, Kalkbrocken und Muschelsplittern. Der Schichteinfall beträgt 7—10° gegen S oder SW. Neigungen von Schichtflächen bis zu 25° entstehen durch das rasche Auskeilen der Lagen besonders in der Ursprungszone der Halde, wo m-mächtige Schichten auf weniger als 5 m Horizontalentfernung verschwinden können.

Außer der durch J. KAPOUNEK freigelegten Stelle im mittleren Steinbruch (27), an der man noch das Nebeneinander von Korallenriff und Strandhalde erkennt, bietet sich an der Ostwand des nördlichen Steinbruchs (28) ein noch instruktiveres Bild (Abb. 5).

Man sieht die Verzahnung der Strandhaldensedimente mit dem anstehenden blättrigen Nulliporenkalk in 5 m Höhe direkt aufgeschlossen. Die sarmatische See reichte hier also ein beträchtliches Stück hangaufwärts (310 m). Die Strandhalde ist durch die drei übereinanderliegenden

Steinbrüche in einer Längserstreckung von 250 m erschlossen. Der Höhenunterschied zwischen Anlagerungsstelle und dem tiefsten aufgeschlossenen Punkt (260 m) beträgt 50 m. Die sichtbare Mächtigkeit übersteigt aber nicht 10 m.

Die Bildung der Halde ging im Untersarmat, *Elphidium reginum* Zone, vor sich. J. KAPOUNEK hatte schon das sarmatische Alter erkannt und etliche charakteristische Sarmatmollusken erwähnt. Daneben aber findet man ebenso fein erhaltene Abdrücke tortoner Mollusken (27b), ferner äußerst zarte Korallen wie *Siderastraea italica* (DEFR.) E. u. H. und *Orbicella reussiana* M. E. u. H. Lagenweise gehäuft erscheinen Abdrücke von

Pirenella picta melanopsiformis AUING.

Pirenella picta (DEFR.) ssp. indet.

Cerithium (Pitocerithium) doliolum BROCC.

Gibbula angulata (EICHW.)

Obgleich die Abdrücke der rein marinen und der halbbrackischen Arten in gleicher Schärfe vorliegen, geht es nicht an, eine Übergangsschicht zwischen Torton und Sarmat mit einer Mischfauna zu konstruieren. Die Tortonfossilien müssen eingeschwemmt worden sein, u. zw. aus einem mergeligen Sediment, da die Aragonitschaler im Leithakalk schon frühzeitig aufgelöst wurden. Gegen eine höhertortone Mischfauna sprechen die stenohalinen tortonen Elemente, wie z. B. die angeführten Korallen, die auch eine geringe Aussüßung nicht ertragen hätten. Ferner läßt die relative Höhenlage der Halde auf eine Transgression schließen, wie sie im Untersarmat eintrat. Aus der Zusammensetzung der Mikrofauna (27', 28'), die *Elphidium reginum* (d'ORB.) und andere typisch untersarmatische Elphidien enthält, ergibt sich eine eindeutige, sichere Entscheidung.

B) *ELPHIDIUM HAUERINUM* ZONE

Die gegenüber allen älteren Kartierungen als bedeutend größer erkannte Ausdehnung des Sarmats kommt fast ausschließlich dieser Zone zugute. Mergel dieser Zone nehmen die Ebene NW vom Foelik ein und reichen auf dessen Nordseite weit gegen E.

Es ist ein bemerkenswerter Gegensatz, der sich hier zwischen Nord- und Südrand des Ödenburger Beckens ergibt. Während im untersuchten Gebiet aus dem Mittelsarmat fast ausschließlich mergelige Sedimente vorliegen, gelangten gleichzeitig auf der gegenüberliegenden Seite der Bucht, z. B. im Wiesener Gebiet (L 75, 1939) Schotter zur Ablagerung. A. PAPP erwähnt eine Hebung der Beckenumrahmung, die zu dieser Zeit im Wiener Becken und der Ödenburger Bucht vor sich ging.

Die wichtigsten mikrofaunistischen Kennzeichen dieser Zone sind: das starke Hervortreten von kleinwüchsigen Elphidien aus der Gruppe des *E. hauerinum* (d'ORB.); stellenweise ist auch *Articulina sarmatica* KARRER zahlreich (222, 230); *Milioliden* gewinnen an Bedeutung. *Nonion granosum* (d'ORB.) und *Rotalia beccarii* (LINN.) sind sehr selten, fehlen aber nicht vollkommen.

In der Makrofauna sind für diese Zone *Cardium gleichenbergense* PAPP und *Calliostoma*- cf. *poppelacki* (PARTSCH) sehr charakteristisch (63, 222, 230, 238, 239). Im Gegensatz zum Wiener Becken sind bestimmte Unterarten der *Pirenella picta* DEF. nicht selten (239), u. zw. *P. picta bicostata* (EICHW.) und *P. picta nympha* (EICHW.).

Von der typischen Zusammensetzung der Fauna gibt es wieder Abweichungen verschiedener Art: Im Gebiet der Sauerbrunn-Äcker NW von Müllendorf (226) kommen Hydrobien noch recht häufig vor, deren massenweises Auftreten ja besonders im Untersarmat zu erwarten ist. Die Zusammensetzung der Mikrofaunen innerhalb der *Elphidium hauerinum* Zone ist ebenso wie in der vorhergehenden Zone bedeutenden Schwankungen unterworfen. Am Weg von Groß Höflein zum Jägerhaus am Foelik sind im Mergel unterhalb der Bahn (339) *Milioliden* und *Rotalia beccarii* (LINN.) häufig. Bei der Bahnkreuzung (175) besteht die Fauna fast ausschließlich aus Elphidien. Beim Jägerhaus aber (340) dominiert *Nonion* sp. (non granosum).

a) Mergelfazies

1. Die Niederung zwischen dem Höhenzug beim „Weißen Kreuz“ NW von Müllendorf und dem „Äußeren Berg“ wird vom Mergel dieser Zone eingenommen. Gegen SE setzt er sich als Streifen am Ost- rand des Höhenzuges über die „Sauerbrunnäcker“ in Richtung auf die „Lehmgrubenäcker“ und weiter gegen die Ebene hin fort (63, 194, 222, 223, 226, 227, 230, 235?, 238, 239, 241, 259?). Durch die Anlage von Drainagegräben war dieses Gebiet im Frühjahr 1952 gut aufgeschlossen.

Die Färbung der Mergel wechselt stark; von blaugrau, über grau, graugrün, braun zu gelbbraun sind alle Nyancen vertreten. Buntfleckige Verwitterung ist eine im Sarmat häufige Erscheinung. J. KAPOUNEK schrieb, daß bei der Brunnengrabung für die „Burgenländische Kreide A. G.“ an der Bundesstraße bei der Abzweigung des Weges zu den Steinbrüchen am „Äußeren Berg“ die obersten 10 m im sarmatischen, sandigen Tegel verblieben, der reich an *Ervilia podolica* EICHW. war. Durch die Mikrofauna einer nahe davon entnommenen Probe (235) konnte ich das mittelsarmatische Alter dieser Schichten erweisen.

Die Mächtigkeit nimmt beckenwärts rasch zu, wie die 1941 in den Lehmgruben-Weingärten westlich von Müllendorf durchgeführte Cf-Bohrung 41 ergab. Dort betrug die Gesamtmächtigkeit des Sarmats bereits 113 m.

2. Mittelsarmatische Mergel der *Elphidium hauerinum* Zone erfüllen — abgesehen vom Quartär — die Ebene SW von Müllendorf zwischen dem Höhenzug beim „Weißen Kreuz“ und dem Foelik (246 ?, 295, 308, 309, 311, 313 ?). J. KAPOUNEK hatte auf seiner Karte die gesamte Niederung ins Pannon gestellt. Auch am Nikelseeberg (Kote 220) läßt sich Mittelsarmat nachweisen (301, 302, 304). Es sind gelbbraune, ungeschichtete Mergel, die sich schon durch ihre Färbung von den im SE aufliegenden hellgrauen unterpannonischen Mergel unterscheiden. Die Mächtigkeit ist namentlich im NW, im Gebiet der Neufeld Äcker bedeutend, wo bei der Cf-Bohrung 39 195 m Sarmat durchfahren wurde.

3. An der NE-Seite des Foeliks, im Bereich des Jägerhauses (175, 339, 340) tritt das gleiche Sediment mit einer recht ärmlichen, lokal stark wechselnden Mikrofauna auf.

4. Auf dem kleinen Höhenzug SE von Groß Höflein bei Kote 175 und im NE davon anschließenden Gebiet (414, 415, 434) kommen braune oder braun-grau fleckige Mergel mit der für diese Zone charakteristischen Elphidienfauna an die Oberfläche.

5. In Eisenstadt bei der Arbeiterkammer liegt über dem Untersarmat Mergel mit einer Fauna der *Elphidium hauerinum* Zone, die schon vereinzelt *Nonion granosum* (d'ORB.) enthält (257, 510).

b) Detritärer Leithakalk

aus dieser Zone ist nur an einer Stelle vorhanden, u. zw. in den „Galgenäckern“ S von Hornstein. Er ist in zwei Steinbrüchen aufgeschlossen. Die gut geschichteten Kalke aus verfestigtem Leithakalkgrus fallen im bereits ganz verwachsenen östlichen Bruch ebenso wie im nahe SW davon gelegenen Steinbruch 10⁰ gegen SW ein. Im östlichen Steinbruch konnte ich die für die E. *hauerinum* Zone charakteristische Mikrofauna in den schmalen, mergeligen Zwischenlagen nachweisen. Gleichaltrig ist die Mikrofauna aus den Mergellagen am Grund des westlichen Steinbruchs, die *Articulina sarmatica* KARRER und zahlreiche *Milioliden* führt. Die Fauna aus einer 4 m höher liegenden Schicht in diesem Steinbruch hingegen bestand überwiegend aus *Nonion granosum* (d'ORB.). Würde man allein diese Fauna kennen, so ergäbe sich eine Einstufung ins höhere Sarmat. Hier aber muß man zwischen variabler, lokaler „Fauna“ und der

regional verfolgbaren Zone unterscheiden können. Zur Unterstützung der Einstufung kommt noch die Makrofauna hinzu (70), die namentlich durch folgende Arten eine Zuordnung zum tieferen Sarmat fordert:

Ostrea (Crassostrea) gingensis sarmatica FUCHS

Ervilia dissita dissita (EICHW.)

Gibbula angulata (EICHW.)

Clithon (Vittocliton) pictus (FERUSSAC).

C) NONION GRANOSUM ZONE

Über die allgemeinen Verhältnisse der Ödenburger Bucht und den Südteil des Wiener Beckens zu dieser Zeit liegen widersprechende Meinungen vor. Nach A. WINKLER-HERMADEN (L 150, 1928) schüttet die „Urtriesting“ ihre Schotter während des ganzen höheren Sarmats über das trockengelegte südliche Wiener Becken und die „Pforte“ bis ins Gebiet von Ödenburg. Die mächtigen Sand-, Kies- und Schotterablagerungen, die von Sauerbrunn über den Marzer Kogel bis Schattendorf ziehen, sollen demnach im Obersarmat herangeschafft worden sein. A. PAPP hingegen (L 75, 1939) stellt diese Schotter an die Grenze zwischen tieferes und höheres Sarmat und weist fossilbelegte Mactraschichten im Wiesener Gebiet nach.

In dem von mir untersuchten Gebiet am Nordrand der Ödenburger Bucht fehlt das Obersarmat. Landzustand ist in dieser Zeit hier am ehesten zu vermuten, da über dem Mittelsarmat direkt Unterpannon liegt. Das höchste sarmatische Sediment ist im vorher erwähnten Steinbruch in den Galgenäckern (70) aufgeschlossen, wo durch die Nonion granosum-Fauna schon das Seichterwerden des Meeres gegen Schluß der Ablagerung der Ervilienschichten angedeutet wird. Auch nahe östlich davon (194) wurde eine ähnliche Fauna im Mergel festgestellt. Der Gegensatz an den gegenüberliegenden Seiten des Beckens verdient hervorgehoben zu werden.

PANNON

Da die Bezeichnung „Pannon“ für die Ablagerungen des älteren Pliozäns im Wiener und Pannonischen Becken sich nun fast allgemein durchgesetzt hat, wurde sie auch hier verwendet. Der Übersicht halber wird eine Gegenüberstellung der in verschiedenen Gebieten oder von verschiedenen Autoren gehandhabten Bezeichnungen angeführt.

<i>konvention. Bezeichnung</i>	<i>Wiener Becken</i> (Roth 1879, Lörenth., Friedl, Janoschek, Papp)		<i>Wiener u. Pannon. Becken</i> (Andrusow 1927)	<i>Rumän. u. S.-Rußland</i> (N. Andrusow 1897, D. Andrusow 1938)	<i>Mittleuropa</i> n. Wirbeltierfauna (E. Thenius 1949)
PONT s. I. (le Play 1847)	PANNON (Roth 1879)	Ob. Pann.	Zone (Papp) H G F	Pont s. str.	Pont s. str.
M. Pann.		E	Pannon s. str.	Mäot	Mastodon longirostris- Horizont (2. Säugerfauna n. Sueß) (= „Hypparionfauna“)
Unt. Pann.		D C B A	Slavon	Cherson	
				↑ PLIOZÄN	↑ PLIOZÄN
				↓ MIOZ.	↓ MIOZ.
					ÄLTARES PLIOZÄN

Mit dem Begriff „Pannonische Ablagerungen“ werden Sedimente eines halbbrackischen bis ausgesüßten Sees bezeichnet, der während des tieferen Pliozäns das Becken erfüllte und zeitweise wohl recht hoch am Leithagebirge emporreichte. Manche Autoren nehmen an, der Pannonische See hatte während seines Höchststandes die Höhe des Tortonmeeres erreicht. Am SW-Rand des Leithagebirges reichen die höchstgelegenen pannonischen Sedimente (Unterpannon am „Äußeren Berg“, P. 17') maximal nur bis 300 m empor. An anderen Stellen des Leithagebirges ist das Pannon bis in 360 m erhalten geblieben (n. ROTH-FUCHS, L 111, 1926). In gleicher Höhe ist auch im Aufnahmegebiet eine Terrassenfläche mit deutlichem Kliff eingeschnitten, sodaß eine pannonische Seebedeckung zumindest bis zu dieser Höhe unbedingt angenommen werden muß.

Am auffälligsten ist in diesem Gebiet die Transgression in der Zone C. Mittelpannonische Ablagerungen fehlen NW vom Foelik. Es ist anzunehmen, daß sie auf dieser herausgehobenen Scholle der Abtragung anheimfielen. Die Ebene östlich vom Foelik gegen Wulkaprodersdorf hin wird von mächtigen mittelpannonischen Mergeln erfüllt. Oberpannon ist nur mehr in geringen Resten im Osten des Ödenburger Beckens erhalten.

Die Abfolge der Serien ist nicht lückenlos anzutreffen. Natürlich fehlt randlich, wie allgemein, der „Zwischensand“ der Zone A. Zone D ist nur unsicher nachweisbar. Vom gesamten Oberpannon blieben im Ödenburger Becken nur Spuren erhalten. F. SAUERZOPF fand fossilführendes Oberpannon südlich vom Tiergarten bei Schützen. Bohrungen jenseits der Schwelle zum Wiener Becken, z. B. bei Zillingsdorf, haben hingegen eine Mächtigkeit des Oberpannons von über 100 m erwiesen.

Über die Mächtigkeit pannonischer Sedimente lassen sich nur an wenigen Stellen Beobachtungen, u. zw. auch nur in der Randzone, anstellen. Dort beträgt die Schichtstärke wenige Dekameter und gibt keine Anhaltspunkte über die Verhältnisse im Innern des Beckens. Am Höhenzug „Weißes Kreuz“ ist der unterpannonische Mergel am Nordrand 10 m,

im Süden 30 m mächtig erschlossen, wobei aber hier eine tektonische Reduktion zu vermuten ist. Darüber lagern noch 20 m unterpannonischer Kalksandstein. Die Basis des Foelik bildet eine durchschnittlich 30 m mächtige tiefpannonische Mergellage. Mindestens der gleiche Betrag ist für den unterpannonischen Kalksandstein zu veranschlagen, der den Untergrund des NE-Teiles von Klein Höflein bildet. Die unterpannonischen Tone am Foelik überschreiten 40 m, seine mittelpannonischen Schotter 50 m Mächtigkeit. Aus Bohrungen in der Wiener Neustädter-Ödenburger Pforte ersieht man, daß die Mächtigkeit des Unterpannons dort zwischen 40 und 80 m schwankt, das Mittelpannon hingegen 200 m überschreitet.

Bei der oberflächlichen Verbreitung des Pannons nimmt der Mergel dieselbe hervorragende Bedeutung ein, wie im Torton der Leithakalk. Daneben ist aber auch jede andere Fazies außer dichtem Kalk vertreten.

Junge Bruchtektonik hat auch noch die pannonischen Schichten in umfassendem Ausmaß ergriffen. Hier sei nur die gegen Ende des Unterpannons auftretende Bewegungsphase hervorgehoben, welche z. B. den Kalksandstein der Zone C bei Klein Höflein noch 15° gegen das Gebirge hin schräg stellte und jene Phase nach dem Mittelpannon, in der die vorher gebildeten Sedimente am Foelik-Ostrand in die Tiefe absanken.

Die altersmäßige Einstufung wurde in erster Linie auf Grund der fast stets anzutreffenden Ostracodenschalen durchgeführt, aber auch die Makrofauna wurde dazu herangezogen. Für die lebenswürdige Unterstützung bei der Bestimmung der Ostracoden danke ich Herrn Dr. K. KOLLMANN.

A) UNTER-PANNON

Zone B = Zone der *Melanopsis impressa*

Zone C = Zone der *Congeria ornithopsis*

a) Mergelfazies

1. In der Mechothte Breite Süd von Hornstein (72', 280, 285, 286) liegt ein sehr dünner Schleier unterpannonischer Mergel über dem Sarmat. Am Südrand des Steinbruches 72 ist der dunkelbraune pannonische Tonmergel schon äußerlich von dem helleren sarmatischen Kalkmergel zu unterscheiden. Seine reiche Ostracodenfauna mit der für diesen Abschnitt charakteristischen Form der *Cyprideis* aff. *heterostigma* (RSS.) gibt das Alter der unterpannonischen Transgression an.

2. In Fortsetzung dieses Streifens läßt sich ein fast allseits (außer im W) geschlossener Ring dieser Mergel um den Höhenzug des „Weißen Kreuzes“ verfolgen (65, 71, 224, 225, 232, 234, 237, 242,

249, 252, 239). Eigenartig ist die Überlagerung über dem Mittelsarmat-Mergel ohne irgendwelche Kennzeichen der Sedimentationsunterbrechung. Feinblättrige hellgraue oder hellbraune Mergel liegen an der Grenze (224), ungeschichtete braune Mergel folgen darüber.

Altersmäßig sind die darin enthaltenen Ostracodenfaunen, in denen die *Eucypris sieberi* (MEH.) und deren beknotete Unterart und ferner große *Candonen* hervorstechen, in die Zone B oder C einzureihen. Während die Makrofauna des P. 71, in welcher nur Formen auftreten, die aus den Zonen B—F bisher beschrieben wurden (*Melanopsis bouéi affinis* HANDM., *Melanopsis bouéi multicostata* HANDM., *Melanopsis bouéi sturii* FUCHS), keine nähere Entscheidung über das genaue Alter liefert, findet man in P. 232 außer zahlreichen umgelagerten Sarmatmollusken auch *Melanopsis impressa bonellii* MANZ. häufig, sodaß — zumindest basal — die Zone B vertreten ist. Die sichtbare Mächtigkeit des Mergels beträgt im S 30 m. Im N ist sie tektonisch reduziert. Überlagert wird der Mergel von einer Kalksandsteinplatte, deren unterpannonisches Alter (Zone C) faunistisch belegt ist.

3. An der W- und NW-Seite des Foelik in den Unterlüß-Äckern und östlich vom Gipfel des Nikelseeberges bildet die Gehänge in 30 m Mächtigkeit eine Zone von grauem Mergel, der sich durch seine Farbe vom unterlagernden gelbbraunen Sarmatmergel und dem überlagernden Ton deutlich unterscheidet. Der 300 m breite Streif wird im NE schließlich ganz vom Ton überdeckt. Die Mikrofauna ist äußerst ärmlich. Nur bruchstückhafte Ostrakodenreste (307, 353) ermöglichen ihre Identifizierung mit der Fauna des unterpannonischen Mergels beim „Weißen Kreuz“.

4. An der NE-Seite des Foelik schaltet sich hellgraubrauner Mergel (341) zwischen das Sarmat beim Jägerhaus und die überlagernden unterpannonischen Tone. Der Großteil der darin enthaltenen Mikrofauna setzt sich aus umgelagerten sarmatischen Foraminiferen und Ostracoden zusammen, daneben aber tritt auch eine für das tiefe Unterpannon charakteristische zugespitzte Candonaart auf, die K. KOLLMANN als typisch für die Zone B und den tieferen Teil der Zone C bezeichnet.

b) Kalksandstein und Sandstein der Zone C

1. Der unterpannonische detritäre Leithakalk am Ostrand von Hornstein, der eine reiche Ostracodenfauna der Zone C führt, liegt bereits außerhalb des kartierten Gebietes.

2. Eine 20 m mächtige Kalksandsteinplatte, die die Höhe beim „Weißen Kreuz“ NW von Müllendorf bedeckt (66, 67', 283, 573), wurde einst in ausgedehnten Sandgruben abgebaut. Dann aber erlag der Betrieb der Konkurrenz der Eisenstädter Sandgrube, da hier nicht reine Sande anstehen, sondern diese zum Großteil zu dünnplattigem, hell-

gelbbraunem Sandstein verfestigt sind. Der Sand besteht zum geringen Teil aus Quarzkörnern, in der Hauptsache aber aus umgelagertem Nulliporengrus und anderen Organismenresten, darunter in reichem Ausmaß tortonen Foraminiferen.

In den geringmächtigen Mergellagen (66, 283) sind Ostracoden der Zone B oder C enthalten. Im Verein mit der sehr armen, in Steinkernen erhaltenen Makrofauna ergibt sich die Einstufung in Zone C, da die nicht seltene *Congeria partschi partschi* CZIZEK nur aus Zone C und D bekannt ist.

Die Lagerung der Schichten muß fast horizontal sein, wie man an ihrer unteren Grenzfläche in 260 m erkennen kann. Das nahe der Neufelder Straße 10^o steile Südfallen dürfte durch eine lokale Störung bedingt sein. Die am Ostende des Vorkommens die Isohypsen querende Grenzlinie des Kalksandsteins kann nur durch einen NE—SW ziehenden Bruch erklärt werden. Ein isoliertes Vorkommen des gleichen Kalksandsteins liegt um 35 m tiefer südlich der Bahn bei Kote 227 in den Neufeldäckern. Weiter beckenwärts keilt diese Schichte bald aus, da bei einer Bohrung in Stinkenbrunn, 1500 m vom zuletzt genannten Punkt, die gesamten 54,4 m Unterpannon in mergeliger Ausbildung angetroffen wurden.

3. Das höchstgelegene Vorkommen von Unterpannon-Kalk konnte ich als Rest eines Schleiers von detritärem Leithakalk mit reicher Ostracodenfauna der Zone B-C im östlichen Hohlweg am Südhang des „Äußeren Berges“ in 300 m Höhe entdecken (17').

4. Bedeutende tektonisch bedingte Verstellung zeigt das Kalksandsteinvorkommen in KleinHöflein. Vom Ostteil des Ortes, wo Schule, Kirche und Friedhof liegen, zieht eine Anhöhe gegen Eisenstadt (175, 578, 579). Diese mit markantem Steilabfall gegen S begrenzte Geländestufe wird durch einen feinkörnigen, hellgelben Sandstein gebildet, der vorwiegend aus Quarzsand mit nur geringem Gehalt organogener Kalkreste besteht. Dazwischen sind selten Tonmergellagen von brauner oder grauer Farbe eingelagert. Bei der Kanalisierung in Klein-Höflein wurde eine solche, 1,5 m mächtige Lage aufgedeckt, die eine sehr gut erhaltene, reiche, unterpannonische Ostracodenfauna führte (578, 579). Auch hier tritt die für die Zone B—C typische Gemeinschaft von *Eucypris sieberi* (MEH.), *Herpetocypris abscissa* (RSS.) und verschiedener großwüchsiger Herpetocyprisarten auf. Die Entscheidung, daß es sich um Zone C handelt gibt die nur aus dieser Altersstufe beschriebene *Congeria partschi leobersdorfensis* PAPP, die im Sandstein vereinzelt erhalten blieb.

Das 15^o steile Einfallen des Sandsteins gegen NW bis W, das von einem fast N—S gerichteten, steil einfallenden Kluftsystem begleitet wird, weist auf eine Verwerfung hin, an der die Scholle gegen das Leitha-

gebirge aufgekippt wurde. An der Südseite des Abfalles läßt sich die über 30 m große Mächtigkeit des Sandsteins erkennen. Eine erfolglose Brunnengrabung am Südhang in etwa 205 m Höhe, die zur Gänze im Sandstein verblieb, wurde in 7 m Tiefe eingestellt.

c) T o n

In eigenartiger Lagerung nimmt fossilere brauner Ton den gesamten Nordhang des Foelik ein. Seine Umgrenzung ist durch ein Dreieck gegeben, dessen eine, W—E verlaufende Seite unmittelbar nördlich der Höhe beim Lusthaus (284 m) vorbeizieht. Die Spitze dieses Dreieckes liegt bei Kote 208 am Nordfuß des Foelik. Am ehesten wären die Grenzen dieses Vorkommens durch Brüche zu erklären. Deutlich ist der Verlauf einer Bruchlinie an der Südgrenze zu erkennen, die von 237 m (W) auf 280 m (N vom Lusthaus) ansteigt und nach E wieder auf 240 m abfällt. Diese Grenze zeigt klar einen mächtigen Bruch an, dessen Einfallrichtung sich aus der genauen Kartierung ergibt: Der höchste Punkt liegt am weitesten nördlich, die an den Flanken herablaufenden Grenzlinie sind etwas südwärts gerichtet, d. h. der Bruch fällt gegen S, gegen das Becken zu, ein. Der Schotter ist an ihm gegen den Ton abgesunken. Dieser Bruch bildet übrigens genau die östliche Fortsetzung von dem bei der Pforte-Bohrungen entdeckten Bruch.

Zur Klärung der Altersfrage des Tones muß berücksichtigt werden, daß das Liegende unterpannonische Mergel der Zone B bilden, daß ferner die im Süden angrenzenden mittelpannonischen fossilführenden Foeliksotter (Zone E) gegenüber dem Ton abgesunken sind. Als Alter des Tones kommt daher nur höheres Unterpannon, Zone C oder D in Frage.

B) MITTEL-PANNON

Zone E = Zone der *Congeria subglobosa*

Im Gebiet NW vom Foelik zwischen Leithagebirge und „Großem Bach“ fehlen mittelpannonische Sedimente. Auf dieser Hochzone zwischen Leitha- und Rosaliengebirge unterlagen die jüngsten Sedimente verstärkter Abtragung. Daß auch hier noch Mittelpannon abgelagert wurde, läßt dessen Erhaltung im angrenzenden, tektonisch tiefer geschalteten Gebiet von Stinkenbrunn vermuten.

a) M e r g e l f a z i e s

Das tektonisch wesentlich tiefer gelegene Gebiet der *Wulkaebene* zwischen Wulkaprodersdorf und Leithagebirgsrand bzw. Foelik nimmt Mittelpannon in Mergelfazies ein. Nur im SE, in der „Äußeren Haide“ wird es durch diluviale Lehme, nahe der Wulka von noch jüngeren Bildungen überlagert.

P.: 111, 112, 113 (SW und S Eisenstadt), 114 (Haidjochäcker), 179 (Foelikfeld, E); 256 (Realschule Eisenstadt); 349, 389 (Foelikfeld, S); 419, 420 (Neuwiesen); 442 (S Klein Höflein); 443, 444 (Krautgartenäcker); 484, 485, 487, 488, 489 (S von Eisenstadt); 496 (SE von Klein Höflein); 498 (Hundsgrasfelder); 501 (Sickergrube in S-Eisenstadt); 502 (Brunnen bei der Bahn SE von Eisenstadt); 503 („Altes Stadttor“, Eisenstadt); 577 (Wiesäcker).

Nach dem Aussehen der Mergel kann man bestimmte zusammengehörige Komplexe unterscheiden. Eine weitere Aufgliederung in einzelne Horizonte der Zone E konnte nicht durchgeführt werden. Doch ergab sich, daß der Mergel im W, gegen den Foelik zu, dem tieferen Teil dieser Zone, die Vorkommen in den Hundsgrasfeldern S von Eisenstadt der Oberkante der Zone E angehören.

Der Mergel östlich vom Foelik, der in einer kleinen Grube südlich der Bahn aufgeschlossen ist (179), ist zäh, braun, dünn geschichtet und führt reichlich unbestimmbare Cardiensplitter. Mergel ähnlicher Art tritt in den „Neuwiesen“ auf (SE von Groß Höflein, 419, 420, 577), wo außer Cardiensplittern die für die Zone E char. Arten *Dreissenomya primiformis* PAPP (577) und *Congeria partschi* cf. *zsigmondyi* HALAVATS (419) zu finden sind.

In den Krautgartenäckern S von Klein Höflein trifft man in den mürben, hellbraunen Kalkmergeln eine reiche mittelpannonische Ostracodenfauna (443, 444). Die gleiche, charakteristische Beschaffenheit der Mergel fällt in dem Gebiet Süd von Eisenstadt auf: durch den überreichen Gehalt an Glimmerplättchen fühlen sich diese hellbraunen, lockeren Mergel talkähnlich an. In ihnen kündigt sich durch *Dreissena minima* LÖR. (112, 485) im Verein mit Cardiensplittern die Obergrenze der Zone E an. Von besonderem Interesse ist die in dem Mergel der aufgelassenen Ziegelei SW von Eisenstadt (111) enthaltene Ostracodenfauna, die bereits zahlreiche Arten des Pannonischen Beckens führt, welche im Wiener Becken fehlen.

Im Mergel an der neuen Straße Eisenstadt—Wulkaprodersdorf (114) ist die große Zahl von umgelagerten tiefsarmatischen Fossilien beachtlich (114'). Es müssen also gegen Ende des Mittelpannons durch die Erosion sarmatische Schichten etwa im Gebiet von Eisenstadt in großem Umfang abgetragen worden sein. Jetzt ist dort das Sarmat bis auf geringe Reste reduziert.

Die Begrenzung der mittelpannonischen Mergel gegen den N- und W-Rand ihrer Verbreitung ist z. T. durch Brüche gekennzeichnet. Im Ostteil Eisenstadts stößt Mittelpannon an Mergel der oberen Lagenidenzone und Sandschalerzone an einer Bruchlinie, die in NNE-SSW-Richtung durch Eisenstadt zieht. Auch von dem bergwärts gekippten unterpannonischen Sandstein in Klein Höflein müssen die Mergel der Zone E durch einen Bruch getrennt sein. NE vom Foelik stößt das Sarmat beim Jäger-

haus an einem NE—SW ziehenden Bruch vom Mittelpannon E davon ab. Dort deutet ferner der Mergel des tieferen Mittelpannons (179) eine weitere, weniger abgesunkene Staffel im Gebiet der „Foelik-Felder“ an.

b) T o n

Völlig kalkfreie, tonige Sedimente sind nur an wenigen Stellen des Gebietes anzutreffen. Stets sind sie fossilieer. Wie Bohrungen zeigten, vertreten Tone außer im tieferen Pannon hier auch im Mittelpannon in verschiedenen Niveaus die mergelige Fazies. Sie sind nicht auf eine bestimmte Position im Mittelpannon beschränkt. Ein schlecht abgrenzbares Vorkommen ungeschichteten dunkelbraunen Tons liegt bei Kote 163 der Brückeläcker NW von Wulkaprodersdorf. Wahrscheinlich gehören sie in ein höheres Niveau der Zone E.

c) S a n d, S c h o t t e r u n d K o n g l o m e r a t d e s F o e l i k
P.: 49, 50, 51, 52, 53, 121, 123, 183, 184, 185, 186, 187, 188, 348.

Das Vorkommen dieser seit langer Zeit in der Literatur erwähnten sandig-schotterigen Ablagerung nimmt mit Ausnahme der Nordabdachung den Großteil des Foelik ein, eines allseits isolierten, die Ebene um fast 100 m überragenden Bergkegels. Die Oberfläche senkt sich von 284 m beim Lusthaus im N auf 200 m im S ab. Die untere Grenzfläche scheint von 240 m im N auf 200 m im S zu fallen. Die Mächtigkeit der Schotter beträgt demnach mindestens 45 m.

Die Wechsellagerung von verschiedenen mächtigen Schichten aus größerem Sand, Schotter und Konglomerat wiederholt sich im gesamten Gebiet, das durch zahlreiche Sandgruben gut aufgeschlossen ist. Auf der Westseite, 350 m WSW von Kote 294, kann Diagonalschichtung beobachtet werden, wobei innerhalb weniger Meter mehrmaliger Wechsel von 20° steil einfallenden Schichten mit horizontal dazwischengeschalteten Lagen eintritt (188, Abb. 6). Eine starke Wasserbewegung und ein häufiger Wechsel der Strömungsrichtung, wie man dies in Flußdeltas wiederfindet, muß Ursache dieser Lagerung sein.

Die Größe der einzelnen Bestandteile wechselt von Lage zu Lage rasch, während innerhalb der einzelnen Lagen das Material gut sortiert ist. Vorwiegend trifft man Grobsand und nußgroße, gut gerollte Schotter, während faustgroße Stücke bereits seltener auftreten. Häufig deuten abgeflachte „Geschiebe“ auf fluviatiles Material hin. Den überwiegenden Bestand der Schotter stellen weißer Quarz und Quarzit dar. Seltener ist grauer Quarzit. Nur sehr spärlich begegnet man Glimmerschiefer, feinkörnigem, gut geschiefertem Gneis und kleinen Bröckchen von Leithakalk. Ferner kommen manchmal Pegmatite und Amphibolite vor.

Trotz der großen Vielfalt der Lagerungsverhältnisse weist der vorherrschende Schichteinfall 25—30° gegen SE. Entgegengesetztes Einfallen am Westrand der Höhe 263 kann durch Rutschung verursacht sein (P. 123).

Eine reiche Makrofauna ermöglicht die genaue Einstufung der Schotter. Die Fauna liegt zumeist in Schalenerhaltung, seltener im Steinkern vor. Die rein halbbrackischen Mollusken beweisen, daß die Schotter innerhalb des Pannonischen Sees abgelagert wurden, der überaus rasche Wechsel der Sedimentationsbedingungen (Diagonalschichtung) läßt auf eine Deltastruktur schließen.

Über das Alter der Schotter wurden schon verschiedene Ansichten geäußert: R. HOERNES stellte sie zunächst ins Pannon und berichtet, daß auch umgelagerte sarmatische Mollusken hier zu finden seien (1878). Später rechnet er das Vorkommen zum Mäot (L 33, 1897), einer Zwischenbildung zwischen Sarmat und Pannon und war der irrigen Ansicht, daß ROTH v. TELEGD die für das tiefste Pannon charakteristische *Melanopsis impressa* fälschlich als *Melanopsis martiniana* bestimmt hätte. J. KAPOUNEK reiht die Schotter in eine höhere Zone des Unterpannon ein (L 43, 1938), nämlich die Zone der *Congeria partschi* (Zone D). A. WINKLERHERMADEN (L 158, 1951) verlegt den Deltakegel in das gleiche Niveau (Zone D), also in die Zeit, in der er die „intrapannonische“ Orogenese annimmt. A. PAPP kommt auf Grund eingehender Untersuchung der Fauna (L 76, 1948) zum Ergebnis, daß die Schotter der Zone E angehören, wobei aber die typischen Formen des Wiener Beckens mit *Congeria subglobosa* PARTSCH und *Limnocardium carnuntinum* M. HÖRN. hier fehlen.

Die von mir aufgesammelte umfangreiche Fauna (Tab. 7) bestätigt wiederum die Zuordnung der Foeliksotter zur Zone E. Folgende aus der Zone E bekannten Formen konnten auch hier gefunden werden:

- Melanopsis vindobonensis* FUCHS
- Melanopsis fossilis constricta* HANDM.
- Congeria subglobosa* PARTSCH s. l.
- Congeria pancici* PAVL.
- Congeria ramphophora vösendorfensis* PAPP
- Congeria spathulata* PARTSCH
- Congeria gitneri* BRUSINA
- Limnocardium conjungens* (PARTSCH)

Ferner aber fand ich eine Anzahl von Arten, die noch in der zusammenfassenden Arbeit von A. PAPP (L 84, 1953) nur aus Zonen gemeldet werden, die nicht höher als Zone D liegen:

- Melanopsis rugosa* HANDM.
- Melanopsis varicosa* HANDM.
- Melanopsis fossilis pseudoimpressa* PAPP
- Melanopsis inermis* HANDM.
- Melanopsis bouéi rarispina* LÖRENTH.
- Congeria partschi partschi* CZIZEK

Am häufigsten wurde die Fauna mit jener aus der Sandgrube am Fuß des Eichkogels verglichen, die an die Basis der Zone E zu stellen ist. Nur fehlen bestimmte, oben erwähnte Arten.

Eine wesentlich schwieriger zu beantwortende Frage ist jene nach dem Herkunftsgebiet der Schotter. Zunächst ein Überblick über die bisherigen Ansichten:

- a) ROTH v. TELEGD (L 112, 1878) nahm an, daß diese Ablagerung die Fortsetzung der pontischen Konglomerate von Klingensbach-Draßburg darstellten.
- b) 1928 ordnet A. WINKLER-HERMADEN diese Schotter einem pontischen Pittendelta in der Pforte zu, wobei er offenbar an einen älteren Pittenvorläufer denkt, als an jenen, den H. HASSINGER im Oberpliozän vermutet.
- c) J. KAPOUNEK (L 43, 1938) sieht im Foelik Deltabildungen eines pannonischen Flusses, dessen Aufschüttung aus umgelagertem Brennbergschotter besteht.
- d) 1951 schreibt A. WINKLER-HERMADEN (L 158), daß der Foelik als Delta eines Pittenvorläufers in einer Erosionsrinne dem Unterpannon eingelagert sei. Die Bildung hätte im Horizont der Congeria partschi (Zone D) zur Zeit der attischen Phase stattgefunden, als der NE-Sporn der Zentralalpen und die Brennbergantiklinale aufgewölbt wurden.

Zu all diesen Auffassungen kommt nun für die Klärung der Schotterherkunft ein sehr wichtiger Tatbestand: In all den zahlreichen Bohrungen im Gebiet der Pforte, die 1941 durchgeführt wurden, konnte in keiner, die das Mittelpannon durchörterte, ein solcher Schotter- oder Sandhorizont vorgefunden werden. Nur in der Hochzone Müllendorf — Zillingthal — Siegless und am Rand des Leithagebirges NW vom Foelik ist das Mittelpannon bereits abgetragen. Aber auch über die Beschaffenheit des einstigen Sedimentes in diesem 3 km breiten Streifen läßt sich auf Grund der bekannten Verhältnisse im umgebenden Raum eine klare Vorstellung gewinnen. Für den Herantransport von Brennbergschottern aus dem Süden ist also durch die kontinuierliche Seebedeckung im Ödenburger Becken während des Mittelpannons keine Möglichkeit gegeben. Auch die auf der Südseite des Beckens bei Draßburg gelegenen pannonischen Schotter mit denen am Foelik parallelisieren zu wollen, wie es ROTH v. TELEGD versucht hatte, ist unmöglich. Schon deshalb, weil die petrographisch ebenfalls andersgearteten Sande bei Draßburg in die Zone B zu stellen sind — wie ich mich selbst überzeugte.

Es bleibt die Anschauung von A. WINKLER-HERMADEN, daß die Foelik-Schotter von einem Vorläufer der Pitten in der Zone D herangebracht worden seien. An der Westabdachung des Foelik (188) beob-

achtbare Diagonalschichtung (Abb. 6) spräche für eine Strömungsrichtung aus W, NW oder N. Allerdings müßte der Vorgang auf Grund der Fauna in die Zone E verlegt werden. Aber die petrographische Beschaffenheit des Sedimentes gibt zu denken: Im Foelik-Schotter fehlen Gesteine granitischer Zusammensetzung, die man aus dem Einzugsgebiet einer Pitten unbedingt erwarten müßte. Man kann denken, daß sie der Zersetzung anheimfielen. Ein wesentlicher Einwand gegen die Anlieferung der Schotter aus dem SW liegt in der durch die Bohrungen erwiesenen Tatsache einer einheitlichen, geschlossenen, ununterbrochenen Seebedeckung im Gebiet der „Pforte“ während der gesamten Zone E.

Die zweite Möglichkeit einer Lösung des Problems wäre: Das Material stammt aus dem Leithagebirge selbst. Diese Meinung wurde bisher nicht vertreten. Sofort ergibt sich ein sehr wesentlicher Einwand: Zur Zeit des Höchststandes des Pannonischen Sees war das Leithagebirge eine rel. kleine Insel. Damals mag der Seespiegel bis 360 m gereicht haben. Es dürfte aber das Maximum der Spiegelhöhe in der Zone C erreicht worden sein. Namentlich zu Beginn des Mittelpannon ist eine leichte Regression zu verzeichnen (A. PAPP, L 77, 1948). Außerdem ist der lange Zeitraum zu berücksichtigen, denn die Schotterlieferung dauerte fast das gesamte Mittelpannon seit dessen Beginn — wie die genaue Beurteilung der Fauna ergibt. Betrachtet man das Leithagebirge als Herkunftsgebiet — vielleicht umgelagerter — Schotter, so stört auch nicht die kontinuierliche mittelpannonische Seebedeckung im SW. Der Mangel an Granitgneis wäre ebenfalls verständlich.

Ein isolierter Sedimentrest, der den Foeliksichten entspricht, gibt einen Anhaltspunkt für deren einstige Verbreitung. J. KAPOUNEK berichtet, daß bei einem Hausbau nahe SW der Volksschule in Groß Höflein unter mehr als 2 m konkretionenführendem Sand ein quarzhaltiges Konglomerat angetroffen wurde, das Steinkerne von *Melanopsis martiniana* FER. und Abdrücke von *Unio* sp. enthielt. Ansonsten ist dieses Sediment randlich nirgends mehr erhalten.

C) OBER-PANNON

Dieses ist im untersuchten Gebiet nicht mehr erhalten geblieben. Wohl aber existierte damals noch im Eisenstädter Becken ein Restsee, wie das von F. SAUERZOPF entdeckte fossilführende Ober-Pannon Süd vom Tiergarten bei Schützen beweist.

A) OBERPLIOZÄNE UND DILUVIALE SCHOTTER UND SANDE

1. Die Sande der Stinkenbrunner Sandgrube (68) am Ostrand des Hartlwaldes gehören einem einheitlichen NE—SW ziehenden Schotterstreifen an. Die vorwiegend groben Sande, in denen nur Schnüre von nußgroßem Kies eingeschaltet sind, sind unverfestigt geblieben. Sie bestehen vorwiegend aus Quarz und Quarzit, ferner aus Gneis, Glimmerschiefer, Pegmatit, Granit, Basalt und Sandstein. Starke Kreuzschichtung zeigt die lebhafteste Wasserbewegung des einstigen Flusses an. An der Oberfläche sind 1—2 m tiefe, von sandigem, braunem Lehm erfüllte Kessel eingesenkt, die Reste eines diluvialen Strukturbodens darstellen.

Als Bildungszeit dieser Sandablagerungen nimmt H. HASSINGER (L 31, 1918) einen Zeitraum während des Oberpliozäns an. Im Zillingsdorfer Kohlenbergbau wurden nach HASSINGER Sande und Schotter mit gleichem petrographischen Charakter und auffälliger Kreuzschichtung über dem flözführenden Tegel der Zone F in 10 m Mächtigkeit erschlossen. Auch A. WINKLER-HERMADEN (L 158, 1951) stellt dieses Vorkommen ins jüngste Pliozän, höchstens ins Altquartär. Als Lieferant der Schotter wird ein zum Neusiedlersee-Gebiet entwässernder Pittenvorläufer angenommen, der seine Geschiebe über die heutige Wasserscheide zwischen Leitha und Wulka, die „Zillingsdorfer Platte“, transportierte.

2. Terrassenschotterreste in der Ebene. In Höhen zwischen 250 und 260 m liegen in den Hartl-Äckern SW von Hornstein nuß- bis kopfgroße Gerölle aus Quarzit oder Quarz mit charakteristischer Rotfärbung. Schotterreste solcher Art findet man auch im Großteil der Ebene zwischen Eisenstadt, Wulkaprodersdorf und Foelik, namentlich in den „Kleinen Haidjoch-Äckern“, in der „Äußeren Haide“, in den „Wulka-Äckern“ und den „Brückl-Äckern“. Sie liegen hier in Höhen zwischen 153 und 195 m auf mittelpannonischem Mergel und Ton.

Die Gerölle sind gut gerundet. Manchmal erkennt man an den größeren Blöcken scharf zugeschliffene Kanten, die durch Windschliff während des Diluviums entstanden. Gelbbraune Lehme können als Zwischenmittel dieser Schotter auftreten. Die Mächtigkeit ist gering. KAPOUNEK schätzt sie auf $\frac{1}{2}$ bis 1 m.

Ein Anhaltspunkt zur Beurteilung des Alters und der Lagerung dieser Schotter ist im Zillingsdorfer Bergbau gegeben. H. HASSINGER beschrieb, daß dort solche rote Quarzschotter in Taschen in dem kreuzgeschichteten Flußschotter oberflächlich eingelagert sind. Sie sind also jünger als die noch ins Ober-Pliozän oder Altdiluvium gestellten Feinschotter.

B) EISZEITLICHER SÜSSWASSERLEHM

An drei Stellen des Aufnahmegebietes, die heute 35 m Höhenunterschied aufweisen, liegt oberflächlich in geringer Mächtigkeit hellgrauer oder brauner mergeliger Lehm. Er ist undeutlich geschichtet und wechselagert an manchen Stellen mit dm-starken Sandlagen. Die Altersgleichheit der Vorkommen erweist eine sehr gut erhaltene, individuenreiche, artenarme Ostracodenfauna, in der seltene Arten herrschen: *Ilocypris aff. expansa* (RSS.), *Cytherissa aff. lacustris* (G. O. SARS), *Candona devexa* (KAUFMANN), *Candona aff. inflata* (RSS.).

Das diluviale Alter dieses Lehmes, das sich schon auf Grund der Lagerung über dem Terrassenschotter ergab, konnte noch durch Funde von eiszeitlichen, eingeschwemmten Landschnecken (*Succinea oblonga* DRAP., *Pupa muscorum* LINN.) in P. 476 erhärtet werden.

Schwierig ist eine Erklärung der Höhenunterschiede der Lehmreste, die ich auch noch in 195 m Seehöhe am Gehänge (!) des Leithagebirges in Groß Höflein fand. Wenn man von einer noch sehr jugendlichen Absenkung des Beckens absehen will, müßte man einen kurzfristig das Becken erfüllenden, über 35 m tiefen See während des Diluviums annehmen, um dem Höhenunterschied in der Lage des Sedimentes gerecht zu werden.

Vorkommen:

1. Eine zusammenhängende Fläche wird von diesem Lehm in der Ebene NE von Wulkaprodersdorf eingenommen (451, 452, 453, 462, 476). Der oberflächlich braune, in 1 m Tiefe graue Lehm liegt teils über Mergel der Zone E, teils über rötlichem Terrassenschotter.
2. Bei Grabungen auf der Ortsstraße von Groß Höflein NW von der Kirche (209) kam über dem Mergel der Lagenidenzone eine 1 m dicke Schichte gelbbrauner diluvialer Mergel zutage.
3. Fleckig gefärbter Lehm mit gleicher Mikrofauna liegt im „Neusatz“ SW von Groß Höflein unterhalb der Ödenburger Bundesstraße (335, 336, 337).

C) SPUREN DER EISZEIT, LÖSS

Abgesehen von den vorher beschriebenen Schottern und Lehmen des Diluviums stößt man auf manche andere Spuren der Eiszeit. In der Stinkenbrunner Sandgrube z. B. (68) sind kesselförmige, 1 m und mehr tiefe, von sandigem Lehm erfüllte Mulden aufgeschlossen, die Reste eiszeitlicher Strukturböden darstellen. In den Terrassenschottern sind zu Windkantern zugeschliffene Quarzitblöcke keine zu große Seltenheit. Die Bodenschichte über dem westlichen Fenk-Steinbruch im Kalkofenwald (46) enthielt Oberschenkelknochen des jungdiluvialen Wollhaarnashorns.

Lößreste sind relativ spärlich. Sie sind in Gräben eingelagert oder flächenmäßig erhalten geblieben.

1. An der SE-Seite des Foelik, SE der Kote 263 liegt fossilere stark sandiger Löß am Westhang eines Grabens.
2. Im westlichen Hohlweg von Kleinhöflein (137) blieb Löß auf der Leeseite des Grabens von Kote 217 bis zum Waldrand erhalten. Außer einer kleinen Landschneckenfauna (*Trichia hispida* (LINN.), *Cepaea* sp.) fand ich darin die Unterkieferhälfte eines Hamsters.
3. Lößähnliches Aussehen zeigt das gelbbraune, lockere, glimmerreiche, mergelige Sediment im Hohlweg von Kleinhöflein, das den Hang zum „Satz-Ried“ und den „Spitz-Äckern“ bis zur Ebene hinaus bedeckt.
4. Überraschend ist die Fauna von diluvialen Schnecken (z. B. *Pupa muscorum* LINN.) in dem äußerlich vom Mergel der Lagenidenzone nicht unterscheidbaren, eiszeitlich umgelagerten Mergel im SE des Schloßparkes von Eisenstadt. Beim Aushub für das Bad wurde dieser Mergel bis in eine Tiefe von 5 m aufgeschlossen. Seine Farbe wechselt vom Braun der oberflächennahen Lagen zum Graublau in größerer Tiefe. Diese von der Oxydation noch unberührten Mergel müssen also sehr rasch umgelagert worden sein, sodaß keine Zeit zur Verwitterung blieb. Daß tatsächlich der gesamte Mergel umgelagert worden war, beweisen die auch an der tiefsten erschlossenen Stelle angetroffenen diluvialen Schnecken.

D) QUARTÄRE LEHM- UND SCHOTTERABLAGERUNGEN

Die jüngsten, die Niederungen erfüllenden Ablagerungen unter der dunkelbraunen bis schwarzen Schicht der Oberfläche bestehen vorwiegend aus verschieden gefärbtem Lehm, der sich durch den Sandgehalt vom Mergel sofort unterscheiden läßt. An der Wulka, wo die Mächtigkeit des Lehms mehrere Meter beträgt, wurde bei Brunnengrabungen darunter Schotter angetroffen.

1. Die Niederung NW von Müllendorf, südlich der Bundesstraße ist von Lehm bedeckt. Im W ist der Lehm weißgrau, äußerst kalkreich. Im E, wo er noch ein Stück in Richtung „Dürrer Graben“ reicht, enthält er reichlich Glimmer.
2. In südöstlicher Fortsetzung davon begleitet Lehm den „Großen Bach“. Nördlich vom Foelik ist das Bachbett im hellgrauen, gelbbraun gesprenkelten Lehm eingeschnitten.
3. In den Mitterfeldäckern NW vom Foelik liegt über dem Sarmat stellenweise 3 m mächtiger gelbbrauner Lehm.

4. NE von Eisenstadt ist die Talweitung am Ausgang des Schindlergrabens von sandigen Lehmen erfüllt. Ein 6 m tiefer Brunnen beim Holzdepot (627) verblieb darin.
5. In zusammenhängendem Streif folgen quartäre Ablagerungen dem Sulzbach und der Wulka am Südrand des Aufnahmegebietes. In Wulkaprodersdorf zeigen verschiedene Brunnengrabungen, daß unter 6 m hellbraunem Lehm mächtige Schotterlagen vorhanden sind. Vier Meter tief in den Lehm ist das Bett der Wulka unterhalb des Ortes eingeschnitten. Hier nehmen die blaugrünen Lehme unter dem Einfluß der Oxydation rostbraune Farben an.
6. Am Rand des Leithagebirges wurde an der Ausmündung der Gräben Glimmerschieferschutt von den Bächen aufgeschüttet. So erkennt man deutliche Schwemmkegel am Ausgang des „Dürren Grabens“ bei Müllendorf und am Ende des „Nassen Grabens“ bei Klein Höflein. Diese aber müssen diluviales Alter aufweisen, da Löß sie überlagert.

JUNGTERTIÄRE UND QUARTÄRE ENTWICKLUNGSGESCHICHTE DES SÜDWESTLICHEN LEITHAGEBIRGSAUMES

Es mag überwertig erscheinen, aus Beobachtungen in solch kleinem Gebiet auf regionale Verhältnisse während des Jungtertiärs Rückschlüsse ziehen zu wollen. Daher wird hier nur jenen Beobachtungen Raum gegeben, die in erster Linie auf das untersuchte Gebiet selbst von Einfluß sind. Außerdem aber ist durch den ununterbrochenen Zusammenhang dieses Raumes mit dem tortonischen Mittelmeer und dem Pannonischen Becken die allgemeine Bedeutung von scheinbar lokalen Veränderungen gewährleistet.

Zunächst müssen theoretische Überlegungen über die so häufige Schwankung der Küstenlinie vorausgeschickt werden. Gerade diese Frage ist von entscheidender Wichtigkeit, sieht man die weitreichende Auswirkung der wechselnden Lage des Seespiegels. Die Hauptphasen der Entwicklung stellen dar: Das Eindringen des Meeres zu Beginn des Torton, die erste bedeutende Transgression im höheren Untertorton, die Haupttransgression im Mitteltorton, der rapide Rückgang im obersten Torton, der Anstieg der Küstenlinie zu Beginn des Sarmats, eine Phase des vollkommenen Rückzuges im Obersarmat und die noch komplizierteren, bekannten Spiegelschwankungen während des Pannons.

Das Meer im Torton stand mit dem Weltmeer in Zusammenhang. Seine Ufer lagen damals in einem Niveau, das nicht sehr stark von dem des heutigen Weltmeerspiegels abweicht. Anstieg und Rückgang der Küstenlinie können während des Torton in diesem Gebiet nur durch

tektonische Vorgänge verursacht worden sein. Durch eine weitläufige Hebung von Teilen Europas zu Ende des Torton trat Abtrennung vom Weltmeer ein. Nimmt man bereits im Sarmat einen völlig abgeschlossenen Binnensee an, so wären ähnliche Bedingungen wie bei dem Pannonischen See gegeben. Die Aussüßung ist allerdings nicht so leicht zu erklären, als bei Annahme einer Verbindung zum Weltmeer, wohin das Salzwasser bei starkem Zufluß von Süßwasser verdrängt wird. Sonst muß eine Bindung des Salzes im Sediment angenommen werden. Bestand noch im Sarmat ein Abfluß (eine Verbindung) zum Weltmeer, dann sind für die Schwankungen der Küstenlinie ebenfalls nur tektonische Vorgänge verantwortlich.

Bei abgeschlossenen Binnenseen hingegen können Spiegelschwankungen durch jede geringe Klimaänderung, durch Änderung von Verdunstung oder Zufluß bewirkt werden, das Becken kann bis zum Rand gefüllt werden oder fast eintrocknen. Man muß daher zumindest im Pannon außer an tektonische auch an klimatische Einwirkungen denken. Letztere müßten sich von den tektonischen durch das unregelmäßige Schwanken des Salzgehaltes und damit der (Mikro-)Fauna unterscheiden lassen. Wann die Heraushebung des Großraumes zu der heutigen Höhenlage erfolgte, ist nicht ganz sicher anzugeben, da schon die Binnenseen über dem Meeresspiegel gelegen sein konnten. Am ehesten aber wäre eine höherpliozäne Hebung verständlich.

Am Ende des Helvets war das heutige Ödenburger Becken und der gegen S anschließende Raum Festland. Es stellte eine hügelige Landschaft dar, deren Reliefenergie gegen S bedeutend zunahm. Die Hauptrichtung der Entwässerung wies nach N. Das Gebiet des Leithagebirges konnte mühelos von einem Fluß quert werden.

Im Untertorton begann das Ödenburger Becken abzusinken, das Meer erfüllte die Senke und auch noch beträchtliche Gebiete, die heute dem Leithagebirge angehören. Ob das Eindringen des Meeres unmittelbar zu Beginn des Torton stattfand oder erst in einem späteren Abschnitt des Untertorton, könnte nur aus Tiefbohrungen festgestellt werden. NE von Eisenstadt reichte die Meeresbedeckung weit ins „Leithagebirge“ einwärts. Stellen, die jetzt in 380 m Seehöhe liegen, waren damals noch ein Stück unter den Meeresspiegel abgesenkt. Ob eine Meeresverbindung im Gebiet der Wiener Neustädter-Ödenburger Pforte zum Wiener Becken bestand, konnte nicht erwiesen werden, ist aber wahrscheinlich. Das westlichste Untertorton kommt bei Müllendorf an die Oberfläche. Bei Eisenstadt traf die Meerestransgression mächtige Flußschotterablagerungen, die aufgearbeitet wurden (Burgstall). In diesem Gebiet, wo die Sandanlieferung vom Leithagebirge her bedeutend war, entwickelte sich unweit der Küste eine Ablagerung an bryozoenreichen Sanden in max. 50 m Tiefe. An weniger stark durch Sandzufuhr beeinflussten Stellen wuchs in 30—70 m

Tiefe Nulliporenrasen auf. Das Gebiet des Eisenstädter Schloßparkes gehörte schon zur ruhigeren, tieferen Meereszone.

Die bedeutendste Ausdehnung erreichte das Meer bald nach Beginn des Mitteltortons. Mit großer Wahrscheinlichkeit versank damals das gesamte Leithagebirge unter dem Meeresspiegel, sodaß zeitweise nur eine bis knapp unter die Meeresoberfläche aufragende submarine Schwelle Wiener und Ödenburger Becken voneinander trennte. Dabei aber hatte diese Schwelle keinen so markanten Abfall wie heute. Die gesamte, breite, flache Aufragung lag nicht in größeren Tiefen als 30 bis 70 m. Im damaligen Meer konnten noch metermächtige Korallenriffe entstehen. Dies besagt, daß die Oberflächentemperatur des Meeres 21,5° nie unterschritten hat, ferner, daß keinerlei Süßwassereinfluß, sei es auch nur in der Form von Grundwasser, wirksam gewesen wäre. Auch die Reinheit des Sedimentes zeigt die zeitweise vollkommene Ausschaltung des Leithagebirges als Liefergebiet terrigenen Materials.

Im obersten Torton erfolgte die bedeutendste negative Strandverschiebung seit Beginn der marinen Bedeckung. Das Leithagebirge tauchte in großem Umfang über den Meeresspiegel empor. Am Westrand, südlich von Hornstein, waren die Grenzen des Landes noch weiter vorgeschoben, als der heutige Fuß des Leithagebirges es vermuten ließe: In der Mechothe Breite wurde vorsarmatisch bis auf den vortertiären Untergrund erodiert. Zugleich fällt in diese Zeit der Beginn der Aussüßung des Meeres, wobei der stenohaline Anteil der Fauna ausstarb. Auch die Corallinaceen verschwinden bis auf zwei im Sarmat lebensfähige Arten, sodaß die Bildung von gewachsenem Leithakalk aufhört.

Zu Beginn des Sarmats erfolgte die kräftigste Transgression des brackischen Sees. Damals setzte in großem Ausmaß die Aufarbeitung des Leithakalkes ein, der die Ufer begleitete. Er wurde in detritärer Form als Strandhalde in küstennaher Zone abgesetzt. Am „Äußeren Berg“ reicht eine solche Halde bis 310 m empor. Im Mittelsarmat herrschen ähnliche Zustände. In küstennaher Zone wurde weiterhin detritärer Leithakalk abgesetzt (Galgenäcker), während nicht viel weiter seewärts bereits feine Mergel zur Ablagerung gelangten. Damals wurde wohl schon die flachwellige Verebnungsfläche, die die gesamte Höhe des Leithagebirges einnimmt, in ihren Grundzügen angelegt, da damals und im Unterpannon die Leithagebirgsinsel den Meeresspiegel noch nicht allzusehr überragte. Im Obersarmat tritt ähnlich wie zu Ende des Tortons wieder eine kräftige Regression ein, sodaß zumindest am NW-Rand der Ödenburger Bucht die Meeresbedeckung aussetzte.

Der direkt durch Sedimente nachweisbare letzte Höchststand des Seespiegels fällt ins Unterpannon (Zone C). Sedimente dieser Zone sind bis in 300 m Höhe am „Äußeren Berg“ erhalten. Vielleicht lag die Küstenzone damals im Eisenstädter Gebiet in 360 m, wo die höchste deutliche

Terrasse zu erkennen ist. Noch immer gelangte detritärer Leithakalk zur Ablagerung, aber in sehr feinkörniger Form (Höhenzug beim „Weißen Kreuz“ bei Müllendorf). Daneben aber waren bereits Großteile des Leithagebirges von Kalk entblößt, da auch Quarzsand — bei Klein Höflein — abgesetzt wurde. Damals wurde auch als mächtige, nicht weit in den See reichende Deltabildung der Foelikschorter aufgeschüttet. Ob der ihnen anliefernde Fluß ein Vorläufer der Pitten war oder aus dem Leithagebirge selbst kam, ist nicht sicher zu entscheiden.

Schon seit Beginn des Mittelpannon hatte die Hebung des Beckenrahmens begonnen, wie die Anlieferung der Schottermassen bezeugt. Gegen Ende des Mittelpannon setzt die Hauptbewegung ein, durch die das Leithagebirge herausgehoben wird. An der Grenze zum Oberpannon wurden große Teile des Ödenburger Beckens trockengelegt, während westlich der „Pforte“, also im südlichen Wiener Becken auch noch im Oberpannon die Seebedeckung erhalten blieb.

Ins Oberpliozän fällt die Phase der stärksten flächenhaften Abtragung, von der die höher gehobenen Schollen in verstärktem Ausmaß betroffen wurden. Terrassenreste am Gehänge des Leithagebirges zwischen 310 m und 240 m mögen aus dieser Zeit stammen. Im Gebiet der Hochzone SW von Müllendorf wurde das gesamte Mittelpannon, stellenweise auch das gesamte Unterpannon erodiert. Gegen Ende des Oberpliozäns durchzog ein Vorläufer der Pitten das Becken, das damals also noch nicht durch eine Wasserscheide vom Leithagebiet getrennt war. Sand und Kies wurde weithin in der Ebene aufgeschüttet. Im älteren Diluvium gelangten gröbere „Terrassenschotter“ in den Niederungen zur Ablagerung.

Im Diluvium erfüllte zeitweise ein bedeutender See die Wulka-Senke. In den trockeneren Perioden der Eiszeiten kam Löß an den Westhängen der N—S gerichteten Täler zur Ablagerung. Durch das häufige Frieren und Wiederauftauen des Bodens entstanden Strukturböden, die in der Stinkenbrunner Sandgrube noch erhalten sind. Bis in die jüngste Zeit bauten auch die Bäche des Leithagebirges ihre Schwemmkegel gegen die Ebene vor. Der Großteil der Oberfläche aber hat seit dem Ende der Eiszeit seine Gestalt nicht mehr wesentlich geändert, wie die Erhaltung der Lößbedeckung, die flächenhafte Erhaltung der diluvialen Terrassenschotter und der eiszeitlichen See-Mergel erweist.

TEKTONIK

Bisher wurde der jungen Tektonik im Gebiet des Neogens am Abhang des Leithagebirges nur eine sehr untergeordnete Bedeutung zugemessen. Eine geographische Arbeit über die Terrassen im Leithagebirge von G. ROTH-FUCHS (L 111, 1926!) baut auf der Annahme auf, daß jüngere Dislokationen fehlen und versucht noch tortone Terrassen in der

gesamten Ausdehnung des Leithagebirges in der gleichen Höhe zu verfolgen. J. KAPOUNEK schreibt in seinem Bericht zur Neuaufnahme der Umgebung von Eisenstadt 1932—1934 im äußerst knappen Abschnitt „Tektonik und Morphologie“, daß die tiefertortonen Schotter scheinbar wenig gestört sind und daß er im Leithakalk zwischen Hornstein und Schützen nirgends Anzeichen einer Tektonik feststellen könne, außer einem Verwurf bei Eisenstadt um 180 m — der übrigens dort nicht vorhanden ist, da KAPOUNEK an dieser Stelle Untertorton mit Pannon verwechselte.

Vereinzelt wurden auch gegenteilige Meinungen laut. Bereits 1852 schrieb J. CZIZEK (L 14), er müsse eine allmähliche Hebung des Leithagebirges annehmen, da in der Lage des Leithakalkes Höhenunterschiede bis zu 973 Fuß zu verzeichnen seien. H. VETTERS erwähnte 1926 die Verwerfungen in den Gräben N von Eisenstadt, durch die bei einzelnen Staffeln der kristalline Untergrund zutage tritt.

Heute weiß man aus dem Vergleich mit den Verhältnissen im Wiener Becken, daß bedeutende tektonische Verstellungen zu erwarten sind. Man erwartet die tektonische Beeinflussung des Leithagebirgshorstes schon auf Grund der Tatsache, daß daneben das Ödenburger Becken weit über 2000 m tief einbrach. Man weiß, daß zahlreiche Trans- und Regressionen des Meeres nicht durch eustatische Spiegelschwankungen erklärt werden können.

1. Junge Aufwölbung des Leithagebirges. Daß die heutige Höhe des Leithagebirges erst durch junge Tektonik zustande kam, geht deutlich aus den Lagerungsverhältnissen des Leithakalkes hervor. Jetzt erstreckt sich der gewachsene mitteltortone Nulliporenkalk oberflächlich auf ein Bereich zwischen den Höhen 205 m (Bahnhof Müllendorf) und 456 m (NE vom „Schönen Jäger“). Dies weist auf eine spätere Aufwölbung des Gebirges um mindestens 200 m hin, da das Lebensbereich der Nulliporen auf etwa 50 m im Meer eingeschränkt war. Noch rascher sinkt der Leithakalkhorizont im Unterirdischen ab, wie Bohrungen zeigten. Daß die Bewegung jung ist, erweisen die offenen Klüfte, die z. B. im Kalkofenwald dm breit und noch leer sind (45). In den Fenk-Steinbrüchen (46, 47) sind sie mit braunem Lehm erfüllt. Die Hauptrichtung der Klüfte liegt in Richtung der Erhebungsachse (Abb. 7), u. zw. besonders um 55°. Das Untertauchen des Gebirgskörpers gegen SW geht aus den darauf senkrecht stehenden Klüften hervor.

Im Steinbruch 45 im Kalkofenwald beträgt die Hauptrichtung der durch Zerrung geöffneten Klüfte 45°. Dieselbe Richtung der Klüftung tritt bei den Müllendorfer „Kreide-Steinbrüchen“ stärker hervor. Von Klüftscharen durchzogen ist auch der untertortone Leithakalk im Nordteil von Groß Höflein (429), wo die saiger stehenden Klüfte in Richtung 50° streichen.

2. Präarmatische Hebung und Erosion. Eine zu Ende des Torton sehr kräftig wirkende Hebung am SW-Ende des Leithagebirges kommt in der starken Abtragung der tortonen Sedimente bis auf den vortertiären Untergrund zum Ausdruck. Im Steinbruch Mechotte Breite S von Hornstein (72) liegt Sarmat direkt auf dem Dolomit der Semmeringserie.

3. Die Randbrüche im SW-Teil des Leithagebirges. Die Absenkung des Eisenstädter Beckens gegenüber dem Leithagebirge ging nicht an einer einfachen Bruchlinie vor sich. Die Bruchzone enthält zahlreiche parallele und subparallele Längsbrüche, die stellenweise ziemlich weit ins Gebirge hineinziehen. Querstörungen stellen sich erst beim Absinken des Gebirges im Bereich der „Pforte“ ein.

Eine Serie von Längsbrüchen konnte ich im Eisenstädter Gebiet beobachten. Alle Brüche ziehen im wesentlichen NE—SW. Im Gebiet zwischen Buchgraben und Wiener Graben kann man ein System von z. T. bergwärts gekippten Bruchstufen feststellen. Der erste Bruch bildet die NW-Grenze des Terebratelsandes und Leithakalkes gegen den Glimmerschiefer. Die Schichten dieser Staffel, auf dem die Johannesgrotte liegt, fallen meist 10° , maximal 18° bergwärts. Die zweite, SE davon gelegene Staffel, die beiderseits von Glimmerschieferstreifen begrenzt ist, zieht von Kote 288 am rechten Hang des Schindlergrabens und weiter gegen SW hin. Der Terebratelsand zeigt hier eine leichte, in der Streichrichtung der Staffel gelegene (NW—SE) Aufwölbung. Ein dritter Bruch jenseits des Kristallins grenzt den Burgstallschotter vom Glimmerschiefer ab. Die nächsten beiden knapp aufeinanderfolgenden Brüche (4. und 5. Verwurf) sind auf der SE-Seite des Burgstalles in der Eisenstädter Sandgrube (543) direkt aufgeschlossen (Abb. 1). Der eine Bruch, der in der Mitte der Westwand getroffen ist, fällt 40° beckenwärts. Der Betrag, um den der liegende Flügel abgesunken ist, läßt sich nicht direkt feststellen, da die Feinsandbänke an der Oberkante des tieferen Flügels im höheren noch nicht auftreten. Der zweite, gerade noch vom Süden der Sandgrube getroffene Bruch streicht NNE—SSW und fällt 60° beckenwärts ein. Die Sprunghöhe dieser Brüche ergibt sich aus folgendem: Beckenwärts grenzen an den untertortonen Schotter Mergel an, die dem Mitteltorton angehören. Da aber der gesamte Burgstall bis zum Gipfel aus Untertorton besteht, müssen die einst darüber abgelagerten Schichten, die man heute am Südfuß des Burgstalles antrifft, zumindest um einen Betrag von 80 m abgesunken sein. Auch der Vergleich mit der St. Georgener Sandgrube, die an den gleichen Brüchen tiefer gelegt wurde, ergibt einen solchen Betrag.

Ein noch bedeutenderer Bruch (6. Eisenstädter Verwurf) zieht in Richtung ENE—WSW längs durch Eisenstadt hindurch. Hier stößt Mittelpannon (Neue Realschule, 256; „Altes Stadttor“, 503) von Mergeln der Lageniden- und Sandschalerzone ab. In Eisenstadt — Oberberg verläuft

mit großer Wahrscheinlichkeit eine Störung nördlich vom zuletzt genannten Hauptbruch, welche zur Grenze wird zwischen höherem Torton und Sarmat einerseits und Unterpannon andererseits.

Unzutreffend ist die Annahme von J. KAPOUNEK, daß im Schloßpark ein Bruch mit einer Sprunghöhe von 180 m durchzieht. Man hatte dort bei einer Bohrung unter Mergel, der als Pannon angesehen wurde, in dieser Tiefe Leithakalk getroffen, der weiter nördlich oberflächlich anstehen sollte. In Wirklichkeit ist der erbohrte Leithakalk älter als der oberflächlich anstehende und verdankt seine tiefe Lage absolut nicht einer tektonischen Verstellung.

In der Fortsetzung der Randbruchzone begegnet man NE von Klein Höflein im Trukersatz wieder eine beiderseits durch Brüche begrenzte, gegen das Gebirge hin 25° steil gestellte Staffel, an deren Südseite Kristallin zugate gefördert wurde. Am Westende dieser Scholle dürfte eine Querstörung in Richtung „Nasser Graben“ ziehen.

Einen gewissen Anhaltspunkt für die Feststellung des Alters dieser Brüche gibt die Tatsache, daß noch der unterpannonische Sandstein (Zone C), auf dem die Kirche in Klein Höflein steht, ebenfalls 15° steil gegen NW, gegen den Berg hin gekippt wurde. Auch hier verlaufen im N und S Bruchgrenzen. Diese Bewegung muß spät- oder nachunterpannonisches Alter besitzen. Sie kann auch viel jünger sein.

In Groß Höflein kommt Untertorton an einer Antiklinale empor. Die SE-Grenze dieser Mergel ist durch einen Bruch gegeben, der dem allgemeinen NE—SW-Verlauf der Randbrüche eingeordnet ist. Abgesunkenes Mitteltorton schließt im SE an.

Die Fortsetzung des gestaffelten Randbruches des Leithagebirges begleitet dann die Schwelle im Gebiet der „Pforte“, die im Unterirdischen in der Fortsetzung des Gebirges gegen SW hinzieht. Die höhere tektonische Lage der Schwelle kommt auch oberflächlich zum Ausdruck, da die Ebene vom Foelik von Sarmat eingenommen wird, während dieses in der östlich davon gelegenen Wulkaebene, also im Becken, in die Tiefe gesunken ist und Mittelpannon die Oberfläche bedeckt.

Ein auch noch nachmittelpannonisch wirksamer Verwurf zieht am Ostrand des Foelik hin. An der NE-Seite, östlich vom Jägerhaus stößt mittelsarmatischer gegen mittelpannonischen Mergel ab. Die Fortsetzung davon gegen SW ist die Grenze Schotter-Mergel an der Ostseite des Foelik. Bohrungen im Raum der Pforte haben ein staffelförmiges Absinken des Untergrundes beiderseits der Hochscholle ergeben.

4. Die tektonischen Erscheinungen im Bereich des Untertauchens des Leithagebirges gegen SW. Jener Teil des Aufnahmegebietes zwischen Groß Höflein und Hornstein liegt in dem Bereich, in welchem das Grundgebirge gegen SW unter die jungen Sedimente untertaucht und erst wieder im Rosaliengebirge an der Oberfläche

erscheint, sodaß morphologisch die „Wiener Neustädter-Ödenburger Pforte“ entsteht. Der Gebirgskörper liegt im Bereich der Pforte an der Linie Sauerbrunn-Siegleß 2000 m unter der heutigen Oberfläche, wie seismische Messungen 1944 ergaben. Die in größerer Randnähe durchgeführte Tiefbohrung „Zillingthal 1“ erreichte den amphibolitischen Untergrund in 1415 m.

Ein Rücken lokaler Bedeutung verläuft in diesem Hochgebiet von der schon morphologisch ins Auge springenden, weit gegen SW vorstoßenden Leithakalkplatte zwischen Müllendorf und Groß Höflein im Unterirdischen gegen SW. Bestätigt wird dies durch die im Jahre 1941 durchgeführten Cf-Bohrungen, von denen die im Aufnahmegebiet befindlichen Punkte auf der Karte durch Zahlen im Kreis gekennzeichnet sind. So ist z. B. im Punkt 40 SW von Müllendorf nur 34 m Sarmat erhalten, in Punkt 18—104 m. Die nördlich und südlich davon abseits liegenden Bohrungen trafen das Sarmat hingegen in größerer Mächtigkeit. Im N: 38—135,25 m, 39—195,05 m, 41—139,35 m. Im S wurde bei Punkt 20 unter 6 m Unterpannon das Sarmat nach 220 m noch nicht vollkommen durchörtert.

Das Untertauchen des Leithagebirges im SW vollzieht sich z. T. an Querbrüchen, teilweise aber auch durch ein Herabbiegen der Oberfläche. Dieses spiegelt sich in der NW—SE gerichteten Kluftschar im Leithakalk wieder. Ein — allerdings nicht tief reichender — Bruch folgt dem Tälchen und seiner Fortsetzung gegen WNW, das den „Äußeren Berg“ im NW begrenzt. Denn wo im S Leithakalk liegt, tritt im N Kristallin auf, wo im S höheres Sarmat vorkommt, liegt im N noch Untersarmat. Auch der im N gelegene Steinbruch Mechotte Breite, wo das Vortertiär zutage tritt, zeigt die höhere Lage der Nordscholle an.

Ein kleiner, NW—SE ziehender Bruch wird auch schon auf Grund der „Pforte-Bohrungen“ auf der Nordseite des Höhenzuges beim „Weißen Kreuz“ innerhalb der unterpannonischen Mergel angenommen, deren lokal geringe Mächtigkeit hier durch eine tektonische Reduktion erklärt wäre. Er stößt mit einem gegen SW hinziehenden Randbruch, der über Stinkenbrunn weiterführt, zusammen. Dieser gegen SW gerichtete Bruch kommt auch oberflächlich an der SE-Seite dieses Höhenzuges im Verlauf der Schichtgrenze des unterpannonischen Kalksandsteins zum Ausdruck, da diese die Isohypsen geradlinig durchschneidet.

Der Verlauf des mächtigsten NW—SE ziehenden Bruches, der etwa mit der Richtung des Sulzbaches NW vom Foelik zusammenfällt, wird äußerst klar in der Grenze zwischen unterpannonischem Ton (Zone C—D), der den Nordteil des Foelik einnimmt und dem mittelpannonischen Schotter (Zone E), der dessen Südteil aufbaut. Diese WNW-ESE gerichtete Grenze läuft nämlich ebenfalls die Schichtlinien fast senkrecht schneidend von einem Punkt nahe N der Kote 237 zum Lusthaus (284 m) hinauf und

auf der anderen Seite in Richtung der Fallinie hinunter 50 m Sprunghöhe ist daher als Minimalbetrag oberflächlich erschlossen. Sogar aus der Kartierung erkennt man das beckenwärts gerichtete Einfallen des Bruches. Man ahnt das Ausmaß der Bewegung noch nach Ablagerung des Mittelpannons.

MORPHOLOGIE

Seit langem gilt das Leithagebirge als klassisches Gebiet für das Studium der Rückzugterrassen des Pannonischen Sees. 1926 wurde es durch G. ROTH-FUCHS (L 111) in dieser Hinsicht eingehend monographisch bearbeitet. Da die Lösung der Frage nach pannonischen Abrasionsterrassen im Leithagebirge in engstem Zusammenhang mit dem Terrassen-Problem des benachbarten Gebietes steht, muß auch dieses berücksichtigt werden. In den ältesten Arbeiten hiezu von A. PENCK (1894) und A. GRUND (1901) wurden Verebnungsflächen am Rand des Wiener Beckens auf die Abrasion des Miozänmeeres zurückgeführt. H. HASSINGER (L 30, 1905) schrieb die Terrassenbildung dem phasenweisen Rückzug des Pannonischen („Pontischen“) Sees zu und unterschied 12 Niveaus zwischen 265 m und 540 m. Eine wesentliche tektonische Beeinflussung wurde damals noch nicht angenommen. F. X. SCHAFFER stellte auf Wiener Boden drei pontische Rückzugterrassen (310, 360, 390 m) und vier Donauterrassen fest. Ganz auf der Anschauung HASSINGERS — von der tektonisch nicht wesentlich gestörten Erhaltung der Terrassen — basierend, gab G. ROTH-FUCHS (L 111, 1926) eine schematisch wirkende Aufstellung von insgesamt 20 Terrassen-Niveaus im Leithagebirge. Sie ordnete sämtliche Verebnungsflächen des Leithagebirges nur auf Grund ihrer absoluten Höhenlage in das entsprechende der 20 Niveaus ein, in der Annahme, daß seit dem Torton keine tektonische Veränderung des Gebietes vor sich gegangen sei. Auch sollen sämtliche Terrassen in Übereinstimmung gebracht werden können mit den absoluten Höhen der idealen Terrassen HASSINGERS aus dem Wiener Becken. Für die vier Terrassen zwischen 415—490 m nimmt ROTH-FUCHS tortones, für die sieben Terrassen zwischen 240—360 m pontisches Alter an.

Im nächsten Entwicklungsabschnitt der Terrassenforschung wird die Bedeutung der Tektonik während und nach der Terrassenbildung berücksichtigt. So in den Arbeiten von C. A. BOBIES und H. KÜPPER (L 60 u. 61, 1927), die eine Parallelisierung der noch immer als Rückzugsterrassen gedeuteten Niveaus nicht auf Grund ihrer absoluten Höhenlage, sondern ihres relativen Höhenabstandes voneinander durchführen. R. MAYER (L 68, 1929) beschreibt die tektonisch beeinflussten Niveaus im Ödenburger Bergland, die aber trotz der unmittelbaren Nachbarschaft

zu jenen in meinem Arbeitsgebiet nicht nach absoluter oder relativer Höhe zueinander mit ihnen parallelisiert werden können. R. JANOSCHEK (L 36, 1931), welcher die Niveaus in dem südlich davon gelegenen Becken, der Landseer Bucht untersuchte, schreibt nur den über 460 m gelegenen Flächen vorpontisches bzw. pontisches Alter zu, während die zahlreichen, mit Schotter bedeckten Terrassen unter 420 m von ihm als pliozäne Ausräumungsstaffel angesehen wurden, abgesehen von den beiden niedrigsten quartären Schotterflächen. Auch mit den Verhältnissen in diesem Gebiet läßt sich kein Vergleich herstellen.

Eine gänzlich neue Gedankenrichtung, die sich nun fast allgemein durchgesetzt hat, wurde durch die Arbeiten von J. BÜDEL (L 8 u. 9, 1933) eingeleitet, der auf Grund von Untersuchungen am Westrand des Wiener Beckens die Bedeutung von Rückzugsterrassen eines Pannonischen Sees negiert. Terrassenspuren unter mindestens 350 m werden dort auf nachpontische, subaerische Abtragung zurückgeführt, da ja im Oberpannon noch das Becken bis zu dieser, dem Eichkogelgipfel entsprechenden Höhe sediment erfüllt war. E. SZÁDECZKY-KARDOSS (L 136, 1938) und A. WINKLER-HERMADEN (L 157, 1950) schlossen sich seiner Meinung an.

Von all den durch G. ROTH-FUCHS beschriebenen Terrassenflächen sind am SW-Rand des Leithagebirges nur wenige, tatsächlich deutlich hervortretende Verebnungsflächen bemerkenswert. Am klarsten noch sind sie im Eisenstädter Gebiet ausgebildet. Über 400 m nimmt eine weite, flachwellige Altlandschaft die Höhen des Leithagebirges ein, die man nicht ohne Zwang in einzelne Terrassenreste aufgliedern kann. Das geringe Relief ist daraus zu erklären, daß die Höhe bereits im Sarmat und Pannon nur ganz gering über den Seespiegel aufragte. Das oberste, deutlich gegen die steileren Gehänge darüber abgegrenzte Niveau läßt sich in Höhenlagen an und über 360 m bes. an den Rücken zwischen den Gräben N von Eisenstadt verfolgen; z. B. Haderer Gstetten Kote 365, Höhen zwischen Buch-, Trenk- und Langleithengraben bei Koten 362. In gleicher Höhe liegen Flächen am Paraplui, der Ullly Lyss, am Fuchsberg. Letztere aber müssen nicht mit jenen im Eisenstädter Gebiet parallelisiert werden.

Bei 310 m liegen die nächsttieferen Verebnungsflächen. Z. B. jene am Scheibenberg über der Kote 301, der Gipfel des Burgstalles (305 m), und die Fläche im Rücken NNW vom Burgstall bei Kote 317. In 260 m erstrecken sich die Flächen im städtischen Wald N von Eisenstadt und oberhalb des Eisenstädter Schloßparkes. In 240 m sind kleinere Verebnungen am Hartl NE von Eisenstadt und im Trukersatz auffällig. Tiefere Flächen liegen bei 200 m (Eisenstadt — Oberberg) und 180 m (Tiergarten bei Donnerskirchen). Die beiden letzteren führen reichlich rötlichen ober-

pliozänen bzw. altdiluvialen Terrassenschotter. Auch nach J. KAPOUNEK (L 43, 1939) reichen Terrassenschotter im SW-Teil des Leithagebirges nirgends höher als 220 m (bzw. 230 m) empor.

Im allgemeinen sind die Verebnungen klein, undeutlich, unzusammenhängend. Deutlich hebt sich nur die Fläche in 360 m heraus. Dieses Niveau könnte am ehesten als eine durch den Pannonischen See angelegte Terrasse gedeutet werden. Weiter gegen Osten sind im Leithagebirge nach G. ROTH-FUCHS die Flächen zwischen 310 und 340 m am breitesten entwickelt. Die unter 360 m gelegenen Hangverflachungen ober Eisenstadt sind zu unbedeutend, um darin Reste von pannonischen Rückzugsterrassen erkennen zu wollen.

Terrassen dieser Entstehung sind hier unwahrscheinlich, aber nicht unmöglich. Die Gründe, die J. BÜDEL (L 8, 1933) gegen pannonische Rückzugsterrassen im Leithagebirge anführt, sind nur teilweise stichhältig. Der flache See zu Ende des Pannons war zwar sicher nicht mehr imstande, solche Formen zu schaffen. Hingegen könnten Rückzugsterrassen am Ende des Mittelpannons sehr wohl entstanden sein, denn damals erfolgte hier durch die Hebung im Leithagebirge die relative Absenkung des Spiegels dieses bedeutenden Sees. Oberpannon ist nur mehr Beckeninneren sedimentiert worden. Ferner berücksichtigt BÜDEL bei seiner Behauptung, daß Seeterrassen im Leithagebirge nicht tiefer liegen könnten als das Laaerbergniveau bei Wien (!), also 260 m, nicht das ursprüngliche natürliche Gefälle der Flußschotter.

Die tieferen, schotterbedeckten Terrassen unter 220 m sind fluviatil im Oberpliozän oder Altdiluvium entstanden. Die höheren, schotterfreien Verebnungsflächen am Hang des Leithagebirges verdanken der jeweils auf ein bestimmtes Flußniveau eingestellten Erosion während des Mittel- und Oberpliozäns ihre Entstehung. Das Niveau 360 könnte vielleicht noch ein Terrassenrest aus der Zeit des Pannonischen Sees sein. Tortone Verebnungen, wie sie ROTH-FUCHS in Höhen zwischen 415 m und 480 m annimmt, sind kaum erhalten.

Andere, morphologisch hervortretende Erscheinungen sind die Schwemmkegel am Rand des Leithagebirges. Klein Höflein liegt auf einem solchen, vom Bach aus dem „Nassen Graben“ aufgeschütteten Kegel.

Wenn der regelmäßige Abfall des Leithagebirges zur Ebene hin durch kleinere Erhebungen gestört ist, so liegt die Ursache dafür meist im Auftreten einer härteren, widerständigeren Schichte. So bildet der unterpannonische Sandstein, der zwischen Eisenstadt-Oberberg und Klein Höflein hinzieht, eine sehr auffällige Geländestufe. NW von Müllendorf verdankt der Höhenzug beim „Weißen Kreuz“ ebenfalls der ihn bedeckenden unterpannonischen Kalksandsteinplatte seine Erhaltung. Ein eigenartiges Bild bietet der aus der Ebene allseits isoliert aufragende Foelik.

Wahrscheinlich spielt für seine Erhaltung auf der gegenüber dem östlich davon abgesunkenen Becken in Randposition gelegenen Scholle doch auch das Gestein eine besondere Rolle. Die Nordseite ist aus äußerst zähem Ton aufgebaut, der der Abschwemmung sicher mehr Widerstand entgegengesetzt als die Mergel, die die Niederung ringsum erfüllen. Der Schotter auf der Südseite aber ist stellenweise zu recht harten Konglomeratbänken verfestigt.

ERGEBNISSE

Bei der zum Großteil auf mikropaläontologischer Methode basierenden Neuaufnahme des Neogens am SW-Rand des Leithagebirges wurde eine Aufgliederung der tortonen bis pannonischen Sedimente in die aus dem Wiener Becken bekannten Zonen vorgenommen und deren Gültigkeit auch für Sedimente in Randfazies erwiesen. Untertorton wurde in weiter Verbreitung und in verschiedener Fazies nachgewiesen (Burgstallschotter, Terebratelsand, Schloßparkmergel, Groß Höfleiner Leithakalk). Die Ruster Schotter des Burgstalls wurden aus dem Süden hergeleitet. Massige, gewachsene Leithakalke untertortonen Alters wurden festgestellt. Mittelsarmat nimmt die Ebene NW vom Foelik ein, Sarmatreste begleiten den Gebirgsrand gegen NE bis Eisenstadt. Unterpannon tritt im W flächenhaft, im E randlich auf. Als Herkunftsgebiet für die mittelpannonischen Foeliksotter wurde auch das Leithagebirge in Erwägung gezogen. Sedimente eines eiszeitlichen Sees reichen am Beckenrand bis 195 m empor. Der Wechsel von Trans- und Regressionen wurde durch die verschiedenen Stufen hindurch verfolgt.

Die spätpannone und jüngere Tektonik spiegelt sich wider in der Aufwölbung des Leithagebirges und in dem System von Randbrüchen. Dieses wurde stellenweise in bis zu sechs parallele Einzelbrüche aufgelöst und von Eisenstadt über Klein und Groß Höflein bis zum Foelik verfolgt. Querstörungen wurden in den Galgenäckern, beim „Weißen Kreuz“ (Müllendorf) und am Foelik erkannt.

Die schotterfreien Terrassenreste zwischen 240 m und 310 m verdanken subaerischer Erosion ihre Entstehung. Für die Formung des 360 m-Niveaus käme außerdem die Möglichkeit der Abrasion durch den Pannonischen See in Betracht. Die Höhen des SW-Teils des Leithagebirges über 400 m nimmt eine terrassenfreie wellige Altlandschaft ein.

1. ABEL, O.: Landschaft u. Tierleben d. Wiener Beckens in d. Tertiärzeit. In: „Wien, s. Boden u. seine Geschichte“, Wien 1924, S. 53.
2. ABEL, O.: Parasitische Balanen auf Stockkorallen aus d. Miozänmeer. *Paläobiologica* I, Wien, Lpz. 1928, S. 13.
3. AIGNER, A.: Geomorph. Probleme am Ostrand d. Alpen. *Z. f. Geomorph.* I, Lpz. 1925, S. 29, 105, 187.
4. ANDRUSOV, D.: Karpathenmiozän u. Wiener Becken. *Petroleum* 34, Wien 1938, S. 1.
5. BACHMAYER, F. u. A. TOLLMANN: D. Crustaceenfauna aus d. torton. Leithakalk b. Groß Höflein i. Burgenland. In: „Skizzen zum Antlitz d. Erde“ (Festschrift f. Prof. Dr. L. Kober), Wien 1953, S. 308.
6. BELLARDI, S. u. F. SACCO: I molluschi dei terreni terziarii del Piemonte e della Liguria. Turin 1872—1904.
7. BRUSINA, S.: *Iconographia molluscorum in tellure tertiaria etc.*, Zagreb 1902.
8. BÜDEL, J.: D. morpholog. Entwickl. d. südl. Wiener Beckens u. s. Umrahmung. *Berliner geogr. Studien. Geogr. Inst. Univ. Berlin, Hf. 4*, Stuttg. 1933.
9. BÜDEL, J.: Alte u. junge Züge im Antlitz d. Wiener Landschaft. *Mitt. Geogr. Ges. Wien* 76, Wien 1933, S. 177.
10. COSSMANN, M. u. A. PEYROT: *Conchologie Néogénique de l'Aquitaine. Actes de la soc. Linnéenne de Bordeaux 1909—1914.*
11. CUSHMAN, J. A.: A monograph of the foraminiferal fam. Nonionidae. U. S. department of the interior. Professional Paper 191, Wash. 1939.
12. CUSHMAN, J. A.: *Foraminifera... Cambridge, Massachusetts, 1948.*
13. CZIZEK, J.: Beitr. z. Kenntn. foss. Foram. d. Wiener Beckens. *Haidingers nat. wiss. Abh.* 2, Wien 1848, S. 137.
14. CZIZEK, J.: *Geol. Verh. d. Umgeb. v. Hainburg, d. Leithageb. u. d. Rusterberge. Jb. Geol. R. A.* 3, Hf. 4, Wien 1852, S. 35.
15. DOLLFUS, G. u. DAUTZENBERG: *Conchologie du miocène moyen du bassin de la Loire. Mém. de la Soc. Géol. de France. Mém.* 27, Paris 1902.
16. DREGER, F.: D. tertiären Brachiopoden d. Wiener Beckens. *Beitr. z. Paläont. Österr.-Ungarns u. d. Orients.* 7, Wien 1889, S. 179.
17. EGGER, J. G.: D. Foraminiferen d. mioz. Schichten b. Ortenburg in Nieder-Bayern. *Neues Jbu. f. Min. Geol. u. Petrefaktenkunde.* Stuttg. 1857.
18. ELLIS, F. B. u. A. R. MESSINA: *Catalogue of foraminifera. Amer. Mus. of Natural History.* New York 1940.
19. FAHRION, H.: Zur Mikrofauna d. Pannons im Wiener Becken. *Öl und Kohle* 37, Berl. 1941, S. 451.
20. FAHRION, H.: Ein mikrofaunist. Vergl. d. südosteurop. Pannons. *Mitt. Reichsamt Bodenforsch. H.* 6, Wien 1943, S. 63.
21. FRIEDL, K.: Über d. Glieder. d. pannon. Sedim. d. Wiener Beckens. *Mitt. Geol. Ges. i. Wien* 24, Wien 1932, S. 1.
22. FÜCHS, T.: Üb. Anzeichen einer Erosionsperiode zw. Leithakalk u. sarmat. Schichten. *Sitzber. Österr. Ak. Wiss., math.-natw. Kl., Abt. I*, 111, Wien 1902, S. 351.
23. GRENGG, R.: Vorl. Ergeb. aus Schweremess. i. d. Ebene östl. v. Zillingsdorf. *Geol. Teil. Österr. Monatschr. f. d. öff. Baudienst u. d. Berg- u. Hüttenwesen* 1, Wien 1920, S. 232.
24. GRILL, R.: Strat. Unters. mit Hilfe v. Mikrofaunen i. Wiener Becken u. d. benachb. Molasseant. *Öl u. Kohle* 37, Berl. 1941, Hf. 31, S. 595.

25. GRILL, R.: Über mikropaläont. Gliederungsmögl. i. Miozän d. Wiener Beckens. Mitt. R. A. f. Bodenforsch. Hf. 6, Wien 1943, S. 33.
26. GRILL, R.: Mikropal. u. Strat. i. d. tertiär. Becken u. i. d. Flyschzone v. Österr. Intern. Geol. Congr. Report of the 18th sess., London 1948, S. 15.
27. GRILL, R.: Üb. d. Stand d. Erforsch. d. österr. Tert. beck. Vh. Geol. B. A. 1952, Sonderhf. C, S. 60.
28. HABERLEHNER, H.: Paläobiol. Studium an d. Terebratelsanden b. Eisenstadt i. Burgenld. Diss. Univ. Wien 1938.
29. HALAVATS, J.: D. Fauna d. pont. Schichten d. Umgeb. d. Balatonsees. Result. d. Erforsch. d. Balatonsees, Bd. 4, 1916.
30. HASSINGER, H.: Geomorph. Studien aus d. inneralp. Wiener Becken u. seinem Randgebirge. Geogr. Abh. 8, Wien 1905, S. 361.
31. HASSINGER, H.: Beitr. z. Physiogeographie d. inneralp. Wiener Beckens mit seiner Umrahmung. Bibl. d. geogr. Jb., Festband A. Penck, Stuttg. 1918, S. 160.
32. HÖRNES, M.: D. fossilen Mollusken d. Tertiärbeck. v. Wien. Abh. Geol. R. A. 3 u. 4, Wien 1856 u. 1870.
33. HOERNES, R.: Sarmat. Conchylien aus d. Ödenburger Komitat. Jbu. d. Geol. R. A. 98, Wien 1897, S. 57.
34. HOERNES, R.: D. vorpontische Erosion. Sitzber. Österr. Akad. Wiss. math.-natw. Kl., Abt. I, Bd. 109, Wien 1900, S. 811.
35. HOERNES, R. u. M. AUINGER: D. Gastropoden d. Meeresablag. d. I. u. II. Mediterranstufe i. d. öst.-ung. Monarchie. Abh. Geol. R. A. 12, Wien 1879.
36. JANOSCHEK, R.: D. Geschichte d. Nordrandes d. Landseer Bucht i. Jung-tertiär. Mitt. Geol. Ges. Wien 24, 1931, S. 38.
37. JANOSCHEK, R.: D. inneralpine Wiener Becken. In: F. X. Schaffer, Geologie von Österreich, 2. Aufl., Wien 1951, S. 525.
38. JEDLITSCHKA, H.: Paläont. Unters. v. Mergeln, Tegeln u. Sanden b. Plumenau. Zvláštní otisk z Věstniku Přírodovědeckého klubu v. Prostějově, roč. 25, Prostěj. 1937.
39. JEKELIUS, E.: Sarmat u. Pont v. Soceni (Banat). Memor. Institut. Geol. al României. Vol. 5, Bukarest 1944.
40. KALABIS, V.: Monographie Clykeasteru z. československého Miocénu. Rozpravy statnino geol. ústavu rep. česk. Svazek XI, Prag 1948.
41. KAMPTNER, E.: Zwei Corallinaceen aus d. Sarmat d. Alpenostrandes u. d. Hainburger Berge. Ann. d. Nat. Mus. i. Wien 52, 1941, S. 5.
42. KAPOUNEK, J.: Geolog. Verh. d. Umgeb. v. Eisenstadt. Vorläuf. Bericht. Anz. Öst. Ak. Wiss., math.-natw. Kl., Bd. 72, Jg. 1935, Nr. 22, Wien 1935, S. 239.
43. KAPOUNEK, J.: Geol. Verhältnisse d. Umgeb. v. Eisenstadt. Mit Karte. Jbu. Geol. B. A., 88, 1938. Wien 1939, S. 49.
44. KARRER, F.: Über d. Auftreten d. Foraminiferen i. d. marinen Tegeln d. Wiener Beckens. Sber. Öst. Ak. Wiss. math.-natw. Kl., I. Abt., Bd. 44, Jg. 1861, Wien 1861, S. 427.
45. KARRER, F.: Über d. Auftreten d. Foraminiferen i. d. brackischen Schichten d. Wiener Beckens. Ebenda 48, 1863, S. 72.
46. KARRER, F.: Über d. Auftreten d. Foraminiferen i. d. Mergeln d. marinen Uferbildungen (Leithakalk). Ebenda 50, 1864, S. 693.
47. KARRER, F.: Foraminiferenfauna in Österr. Ebenda 55, 1867.
48. KARRER, F.: D. miozäne Foraminiferenfauna v. Kostež im Banat. Ebenda 58, 1868, S. 121.
49. KARRER, F.: Geologie d. Kaiser Frz. Jos. Hochquellen-Wasserleitung. Abh. Geol. R. A. 9, Wien 1877.
50. KAUTSKY, F.: D. biostrat. Bedeut. d. Pectiniden d. niederösterr. Miozäns. Ann. d. Nat. Mus. i. Wien, 42, 1928, S. 245.
51. KAUTSKY, F.: D. Bivalven d. niederösterr. Miozäns (Taxodonta u. Veneridae). Vh. Geol. B. A., Jg. 1932, Wien 1932, S. 131.
52. KAUTSKY, F.: D. Veneriden u. Petricoliden d. niederöst. Miozäns. Eine biol.-strat. Untersuchung. Bohrtechn. Zeitg., Wien 1936.

53. KAUTSKY, F.: D. Erycinen d. niederöstr. Miozäns. *Ann. d. Nat. Mus. i. Wien* 50, Wien 1939, S. 584.
54. KITTL, E.: Geol. Beob. i. Leithagebirge. *Verh. Geol. R. A.* 1882, Wien, S. 292.
55. KOBER, L.: Geologie d. Landschaft um Wien. Wien 1926.
56. KOBER, L.: Wiener Landschaft. *Wiener geograph. Studien* 15, Wien 1947.
57. KOSSMAT, F. u. H. VETTERS: Geolog. Spezkarte d. öst.-ung. Mon., Blatt Wiener Neustadt. *Geol. R. A.*, Wien 1916.
58. KÜHN, O.: Unsere paläont. Kenntn. v. österr. Jungtertiär. *Verh. Geol. B. A.*, Sonderheft C, Wien 1952, S. 114.
59. KÜHNELT, W.: Üb. ein Massenvork. v. Bohrmuscheln im Leithakalk v. Müllendorf i. Burgenld. *Paläobiologica*, 4, Wien 1931, S. 239.
60. KÜPPER, H.: Zur Auflösung v. Morphogenese u. Tektonik am Rand d. Wiener Beckens. *Sber. Öst. Ak. Wiss., math.-natw. Kl.*, Bd. 136, Wien 1927, S. 1.
61. KÜPPER, H. u. C. A. BOBIES: D. Tertiär am Ostrand d. Anningers. *Jbu. Geol. B. A.*, 77, Wien 1927, S. 1.
62. LAUBE, G.: D. Echinoiden d. öst.-ungar. oberen Tertiärablagerungen. *Abh. Geol. R. A.* 5, Wien 1871, H. 3, S. 55.
63. LEMOINE, P.: Sur la répartition des algues calcaires (Corallinacées) en profondeur, en Méditerranée. *Comptes rendus heb. d. séances de l'Acad. des sciences.* 179, Paris 1924, S. 201.
64. LICHTENECKER, N.: Beitr. z. morph. Entwickl.gesch. d. Ostalpen. I.: D. nordöstlichen Alpen. *Geogr. Jber. aus Österr.* 19, Wien 1938.
65. LIEBUS, A.: Beitr. z. Kenntn. d. Neogenablag. aus d. Umgeb. v. Olmütz. *Sber. d. deutsch. natw. mediz. Ver. f. Böhmen „Lotos“* 72, Prag 1924, S. 81.
66. LIEBUS, A.: D. foss. Foraminiferen...; *Knihovna stat. Geol. Ustavu ČSR* 14, Prag 1931, S. 1.
67. MARKS, P.: A revision of the smaller foraminifera from the Miocene of the Vienna Basin. *Geol.-Pal. Inst. d. Rijks-Univ., Utrecht* 1951.
68. MAYER, R.: Morphologie d. mittl. Burgenlandes. *Denkschr. Österr. Ak. Wiss., math.-natw. Kl.*, Bd. 102, Wien 1929, S. 1.
69. MÉHES, Gy.: Beitr. z. Kenntn. d. plioz. Ostracoden Ungarns. I. D. Cypridaeen d. unt. pannon. Stufe. *Földtani Közlöny* 37, Budap. 1907, S. 429 u. Bd. 38, 1908, S. 537.
70. MORELLET, L. u. J.: Les Dasycladacées du Neogène de Kostej (Banat) et de Lapugy (Transsylv.). *Bull. Soc. Géol. de France*, R. 4, Bd. 26, Paris 1926, S. 223.
71. NEUGEBOREN, L.: Foraminif. v. Felso-Lapugy. *Vh. u. Mitt. Siebenbürg. Ver. f. Naturwiss.* 1. Jg., Hermannst. 1850—52, Nr. 8.
72. NEUGEBOREN, L.: D. Foraminif. aus d. Ordn. d. Stichostegier v. Ob. Lapugy i. Siebenbürgen. *Dkschr. Österr. Ak. Wiss., math.-natw. Kl.*, Abt. II, Bd. 12, Wien 1856, S. 71.
73. NEUGEBOREN, L.: D. Cristellarien u. Robulinen.. aus d. marinen Miozän bei Ob. Lapugy i. Siebenbürgen. *Archiv Ver. f. siebenbürg. Landeskd. N. F.*, B. 10, Hf. 2, Hermannstadt 1872.
74. d'ORBIGNY, A.: D. foss. Foraminiferen d. tert. Beckens v. Wien. Paris 1846.
75. PAPP, A.: Unters. an d. sarmat. Fauna v. Wiesen. *Jbu. Reichsstelle f. Bodenforsch.*, Zweigstelle Wien, 89, Wien 1939, S. 315.
76. PAPP, A.: D. Pannon d. Wiener Beckens. *Mitt. Geol. Ges. Wien* 39—41, Wien 1946—48, S. 99.
77. PAPP, A.: Fauna u. Gliederung d. Congerienschichten d. Pannons i. Wiener Becken. *Anz. Österr. Ak. Wiss., math.-natw. Kl.*, Bd. 85, Nr. 11, Wien 1948, S. 123.
78. PAPP, A.: Fauna u. Gliederung d. Sarmats i. Wiener Becken. *Ebenda*, 86, Nr. 13, 1949, S. 256.
79. PAPP, A.: Charophytenreste aus d. Jungtertiär Österr. *Sber. Österr. Ak. Wiss., math.-natw. Kl.*, Abt. I, Bd. 160, Hf. 3 u. 4, Wien 1951, S. 279.
80. PAPP, A.: D. Molluskenfauna d. Pannons i. Wiener Becken. *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 44, Jg. 1951, Wien 1953, S. 85.

81. PAPP, A.: D. Molluskenfauna d. Sarmat. d. Wiener Beckens. Ebenda, 45, Jg. 1952, Wien 1954, S. 1.
82. PAPP, A. u. K. KÜPPER: Üb. d. Entwickl. d. Heterosteginen i. Torton d. Wiener Beckens. Anz. Österr. Ak. Wiss., math.-natw. Kl., Bd. 89, Nr. 10, Wien 1952, S. 110.
83. PAPP, A. u. E. THENIUS: Üb. d. Grundlagen d. Glieder. d. Jungtertiärs u. Quartärs Niederösterreichs. Sber. Österr. Ak. Wiss., math.-natw. Kl., Bd. 158, Wien 1949, S. 763.
84. PAPP, A. u. K. TURNOVSKY: Üb. d. Entwi. d. Mollusken- u. Ostracodenfauna i. Pannon d. Wiener Beckens u. i. Ungarn. Anz. Österr. Ak. Wiss., math.-natw. Kl., Bd. 87, Wien 1950, S. 201.
85. PAPP, A. u. K. TURNOVSKY: D. Entwickl. d. Uvigerinen im Vindobon d. Wiener Beckens. Jbu. Geol. B. A. 96, H. 1, Wien 1953, S. 117.
86. PAVLOVIC, P. S.: Les mollusques du Pontien inferieur de environs de Beograd. Ann. geol. de la Peninsula Balkanique 9/10, 1927/28, S. 1.
87. PETRASCHECK, W.: D. Kohlenvork. v. Zillingsdorf b. Wiener Neustadt. Vh. Geol. R. A. 1912, Wien 1912, S. 167.
88. PETRASCHECK, W.: D. miozäne Schichtfolge am Fuß d. Ostalpen. Vh. Geol. R. A., Wien 1915, S. 310.
89. PETRASCHECK, W.: Tekton. Unters. am Alpen- u. Karpathenrand. Jbu. Geol. B. A. 70, Wien 1920, S. 255.
90. PIA, J.: Pflanzen als Gesteinsbildner. Berl. 1926.
91. POKORNY, VL.: La mikrostat. d. Pannonien entre Hodonin et Mikulčice. Bull. int. d. l'Ac. tchèque d. Sciences 54, Nr. 23, Prag 1944.
92. POKORNY, VL.: Chalmasia Morelleti n. sp. du Sarmatien d. l. Tchecoslov. Ebenda, Prag 1948.
93. POKORNY, VL.: The ostracods of the so-called Basal-Horizon of the subglobosa Beds at Hodonin. Sbornik 19, 1952, oddil paleontol., S. 229.
94. PROCHAZKA, V. J.: D. Miozän v. Seelowitz i. Mähren u. dessen Fauna. Abh. tschec. K. Frz. Jos. Ak., Kl. 2, Nr. 24, Prag 1893.
95. PROCHAZKA, V. J.: Üb. foss. Creusien d. mähr., niederöst., steir. u. kroat. Miozäns. Rozpravy české Ak. cis. Fr. Josefa. Roč. II, Třída II, Číslo 1, Prag 1893.
96. PROCHAZKA, V. J.: D. ostböh. Miozän. Archiv f. natwiss. Durchforsch. Böhmens X, Nr. 2, Prag 1900.
97. REIDL, G.: Paläobiol. Unters. i. Leithakalkaufschluß am „Äußeren Berg“ bei Müllendorf i. Burgenld. Diss. Univ. Wien, 1937.
98. REIDL, G.: Über eine neue Spatagidenart Plagiobrissus abeli n. sp. aus d. Torton v. Müllendorf. Ber. Reichsstelle f. Bodenforsch., Jg. 1941, Wien 1941, S. 24.
99. REUSS, A. E.: Neue Foraminif. aus d. Schichten d. österr. Tertiärbeck. Denkschr. Österr. Ak. Wiss., math.-natw. Kl., Bd. 1, Wien 1850, S. 365.
100. REUSS, A. E.: D. foss. Entomostraceen d. österr. Tertiärbeckens. Haidingers natw. Abh. III, Wien 1850, S. 41.
101. REUSS, A. E.: Üb. d. foss. Foramin. u. Entomostrac. d. Septarientone d. Umgeb. v. Berlin. Z. dt. geol. Ges. 3, Berl. 1851, S. 49.
102. REUSS, A. E.: D. marinen Tertiärschichten Böhmens u. ihre Versteinerungen. Sber. Österr. Ak. Wiss., math.-natw. Kl., Bd. 39, Wien 1860, S. 207.
103. REUSS, A. E.: Beitr. z. Kenntn. d. tertiären Foraminiferenfauna. Ebenda 42, 1860, S. 355.
104. REUSS, A. E.: Üb. d. foss. Gattg. Acicularia d'Arch. Ebenda 43, 1861, S. 7.
105. REUSS, A. E.: D. Foraminiferenfamilie d. Lageniden. Ebenda 46, 1862, S. 308.
106. REUSS, A. E.: D. foss. Fauna d. Steinsalzablag. v. Wieliczka. Ebenda 55, 1867, S. 17.
107. REUSS, A. E.: D. foss. Korallen d. österr.-ungar. Miozäns. Denkschr. Österr. Ak. Wiss., math.-natw. Kl., Bd. 31, Wien 1872, S. 197.
108. RICHARZ, P. S.: Üb. d. Geologie d. Kl. Karpathen, d. Leithageb. u. d. Wechsels. Mitt. Geol. Ges. Wien 1, 1908, S. 26.

109. ROGER, J.: Le genre *Chlamys* dans les formations néogènes de l'Europe. Thèses. Mem. Soc. géol. de France 40, Paris 1939.
110. ROGER, J.: Les Pectinides du Néogène, leur valeur et leur repartition. Bull. Soc. Linn. Lyon 10. 8. 1941.
111. ROTH-FUCHS, G.: Erklärende Beschr. d. Formen d. Leithageb. Geogr. Jber. aus Österr. 13, Wien 1926, S. 29.
112. ROTH v. TELEGD, L.: Geolog. Skizzen d. Kroisbach-Ruster Bergzuges u. d. südl. Teiles d. Leithageb. Földt. Közlöny 9, Budap. 1879, S. 144.
113. ROTH v. TELEGD, L.: Geol. Spezkarte d. Länder d. ungar. Krone, Umgeb. Eisenstadt. Bl. 6, 1:144.000, Budap. 1884.
114. ROTH v. TELEGD, L.: Erklär. z. Geol. Spezkarte ..., Umgeb. Eisenstadt, Budap. 1884.
115. ROTH v. TELEGD, L.: Geol. Spezkarte d. Länder d. ung. Krone, Umgeb. Kismarton (Eisenstadt). Bl. Zone 14, Col. XV, 1:75.000, Budap. 1905.
116. ROTH v. TELEGD, L.: Erläut. z. Geol. Spezkarte d. ung. Krone, Umgeb. v. Kismarton. Budap. 1905.
117. RZEHAK, A.: D. Foraminif. fauna d. Neogenformat. d. Umg. v. Mähr. Ostrau. Vh. natf. Ver. Brünn 24, Jg. 1885, Brünn 1886, S. 77.
118. RZEHAK, A.: Üb. einige merkw. Foram. aus d. österr. Tertiär. Ann. nat. Hofmus. 10, Hf. 2, Wien 1895, S. 213.
119. SAUERZOPF, F.: Fauna u. Glieder. d. Schichten d. Pannons i. südl. Burgenland. Diss. Univ. Wien 1950.
120. SAUERZOPF, F.: Beitr. z. Entwickl.gesch. d. südburgenländischen Pannons. Burgenl. Heimatbl. 14. Jg., H. 1, Eisenst. 1952.
121. SCHAFFER, F. X.: Das Delta d. Norischen Flusses. Mitt. Geol. Ges. Wien 2, Wien 1909, S. 235.
122. SCHAFFER, F. X.: Geol. Führer f. Exkurs. i. Wiener Beck. Berl. 1907—13, I—III.
123. SCHAFFER, F. X.: Z. Frage d. Norischen Stromes. Ber. R. A. f. Bodenforsch. Zweigst. Wien, Jg. 1942, S. 52.
124. SCHAFFER, F. X.: Geol. d. Ostmark. 1. Aufl., Wien 1943.
125. SCHAFFER, F. X.: Geol. v. Österreich, 2 Aufl., Wien 1951.
126. SCHUBERT, R. J.: D. miozäne Foraminif. fauna v. Karwin. Sitzber. dtsh. natw.-med. Ver. f. Böhmen, „Lotos“ 47 (N. F. 19), Prag 1899, S. 211.
127. SCHUBERT, R. J.: Üb. d. Foraminif. fauna u. Verbreitg. d. nordmähr. Miozän-tegels. Ebenda 48 (N. F. 20), 1900, S. 95.
128. SCHUBERT, R. J.: D. Fischolithen d. österr.-ung. Tertiärs III. Jbu. Geol. R. A. 56, Wien 1906, S. 623.
129. SCHUMANN, R.: Vorl. Ergeb. aus Schweremess. i. d. Ebene östl. v. Zillingsdorf. Öst. Monatsschr. f. d. öff. Baudienst u. Berg- u. Hüttenwesen 1, 1920, S. 208.
130. SCHUMANN, R.: Ein Beitr. z. Tekt. d. Unterird. i. Wiener Becken. Sber. Österr. Ak. Wiss., math.-natw. Kl., Abt. IIa, Bd. 134, Wien 1925, S. 1.
131. SIEBER, R.: D. mioz. Potamididae, Cerithiidae, Cerithiopsidae u. Triphoridae Niederösterr.; Festschr. ... Pr. Dr. E. Strand, Vol. II, Riga 1937, S. 473.
132. SIEBER, R.: Neue Beitr. z. Strat. u. Faunengesch. d. österr. Jungtertiärs. Z. Petrol. 33, Berl., Wien 1937, Bd. 13, S. 1.
133. SIEBER, R.: D. Turritellidae d. niederösterr. Miozäns. Anz. Österr. Ak. Wiss., math.-natw. Kl., Bd. 86, Nr. 7, Wien 1949, S. 151.
134. SIEBER, R.: D. mittelmioz. Crassatellidae, Carditidae u. Cardiidae d. Wiener Beckens. Ebenda 87, 1950, Nr. 11, S. 304.
135. SIEBER, R.: D. mioz. Lucinacea d. Wiener Beckens. Ebenda 88, 1951, Nr. 3, S. 60.
136. SZÁDECZKY-KARDOSS, E. v.: Geologie d. rumpfungarld. Kl. Tiefebene. Mitt. berg- u. hüttenmänn. Abt. a. d. k. ung. Palatin-Josef-Univ. f. Techn. u. Wirtsch. 10, Sopron 1938, S. 1.
137. TAUBER, A. F.: Z. Schichtfolge d. Sarmats i. Wiener Becken. Ber. Reichsst. f. Bodenforsch. Jg. 1941, Wien 1941, S. 65.
138. TEPPNER, W.: D. tertiären Lithodomusarten. Mitt. Nat. Ver. f. Steiermark 50, Graz 1915, S. 99.

139. TOLLMANN, A.: D. Neogen am Südwestrand d. Leithageb. zw. Eisenstadt u. Hornstein. Diss. Univ. Wien 1953.
140. TOULA, F.: Üb. d. marinen Tegel v. Neudorf a. d. March i. Ungarn u. seine Mikrofauna. Jbu. Geol. R. A. 64, Wien 1914, S. 635.
141. TOULA, F.: Eine Brunnenbohrung ... i. Mödling bei Wien. Vh. Geol. R. A., Jg. 1915, Wien 1915, S. 187.
142. UNGER, F.: Beitr. z. näheren Kenntn. d. Leithakalks. Denkschr. Österr. Ak. Wiss., math.-natw. Kl., Bd. 14, Wien 1858, S. 13.
143. VADASZ, M. E.: D. mediterr. Echinodermen Ungarns. Geolog. Hungarica. Tom. 1, Budap. 1915.
144. VEITH, E.: Z. Stratigr. d. Miozäns i. Wiener Becken. Mitt. R. A. f. Bodenforsch., Zweigst. Wien, Hf. 6, Wien 1943, S. 3.
145. WINKLER, A.: Vers. e. tekt. Analyse d. mittelsteir. Tert. geb. u. dessen Bez. z. d. benachb. Neogenbeck. V. Geol. R. A. 1913, Wien 1913, S. 311.
146. WINKLER, A.: Üb. jungtert. Sedim. u. Tekton. am Ostrand d. Zentralalpen. Mitt. Geol. Ges. Wien 7, Wien 1914, S. 256.
147. WINKLER, A.: Üb. d. Bez. zw. Sedim., Tekt. u. Morph. i. d. jungtert. Entwicklungsgesch. d. Ostalpen. Sber. Österr. Ak. Wiss., math.-natw. Kl., Bd. 132, 1923, S. 343.
148. WINKLER-HERMADEN, A.: Z. Morph. d. Ostalpenrandes. Z. f. Geomorph. 2, Lpz. 1927, S. 278.
149. WINKLER-HERMADEN, A.: Zus.hänge zw. tekt. u. geomorph. Gebirgsentwickl. Z. Ges. Erdk. Berl., Jg. 1928, Nr. 7/8, S. 315.
150. WINKLER-HERMADEN, A.: Üb. neue Probl. d. Tertiärgeol. i. Wiener Becken. Centrbl. f. Min. etc., Jg. 1928, Abt. B, Nr. 2—5, Stuttg. 1928, S. 65, 161, 236, 307.
151. WINKLER-HERMADEN A.: Bemerk. z. A. Aigners Aufsatz „Z. Morph. d. Ost- randes d. Alpen“. Z. f. Geom. 3, Lpz. 1928, S. 141.
152. WINKLER-HERMADEN, A.: D. jungtert. Ablag. am NE-Sporn d. Zentralalpen u. seines S-Saumes. Sber. Österr. Ak. Wiss., math.-natw. Kl., Bd. 142, Wien 1933, S. 81.
153. WINKLER-HERMADEN, A.: Ergeb. üb. junge Abtrag. u. Aufschütt. am Ostrande d. Alpen. Jbu. Geol. B. A. 83, Wien 1933, S. 233.
154. WINKLER-HERMADEN, A.: Aufschüttg., Abtragg. u. Landformg. am Ostrande d. Alpen. Anz. Österr. Ak. Wiss., math.-natw. Kl., Bd. 70, Wien 1933, S. 84.
155. WINKLER-HERMADEN, A.: D. jungtert. Entwickl.gesch. d. Ostabdachung d. Alpen. Centrbl. f. Min. etc., Jg. 1940, Abt. B, Stuttg. 1940, S. 217.
156. WINKLER-HERMADEN, A.: D. kalkalpine Randsaum d. südl. inneralp. Wiener Beckens i. Jungtertiär. In: F. X. Schaffer, Geologie d. Ostmark, Wien 1943, S. 405.
157. WINKLER-HERMADEN, A.: Z. Entsteh.probl. u. z. Altersfrage d. ostalpinen Oberflächenformen. Mitt. Geogr. Ges. Wien 1950, S. 171.
158. WINKLER-HERMADEN, D. jungtert. Ablag. an d. Ostabdachg. d. Zentralalpen u. d. inneralp. Tertiär. In: F. X. Schaffer, Geologie von Österr., 2. Aufl., Wien 1951, S. 414.
159. WINKLER, E.: D. strat. Wert d. Ostracoden i. Pannon d. Wiener Beckens. Jbu. Geol. B. A. 92, Wien 1947, S. 165.
160. ZALANYI, B.: Miozäne Ostracoden aus Ungarn. Mitt. aus d. Jbu. d. kgl. ung. Geol. Anst. 21, Hf. 4, Budap. 1913.
161. ZALANYI, B.: Morpho-systemat. Stud. üb. foss. Muschelkrebse. Geolog. hun- garica, Ser. paläont., Fasc. 5, Budap. 1929, S. 1.

Anmerkung: Die Arbeit und das Literaturverzeichnis wurden 1953 abgeschlossen.

ABB. 1

Eisenstädter Sandgrube am Burgstall (543). Ansicht von Osten.
Gesamtlänge etwa 250 m, Südteil um 30 m tiefer, Längsachse N 30° W. —
Signatur: schräge einfache Linien — Verwerfungen, punktiert — Schotterbänder,
weiße Flächen — Sand, horizontal liniert — geschichteter Sandstein, B und B' —
Brüche mit bedeutender Sprunghöhe, L — Leithakalkbank mit Makrofauna (543),
S — Fundpunkt des Seekuhatlas und der Seeigelstachel.

ABB. 2

Lagskizze der „Müllersdorfer Steinbrüche“ am „Äußeren Berg“.
26, 27, 28 — südl., mittl. und nördl. Steinbruch mit Strandhaldenschichtung im E;
Strandhalde punktiert.
29', 29, 30 — westl., mittl. und nördl. Steinbruch der Firma „Müllendorfer Kreide“.
31 — Steinbruch der „Burgenländischen Kreide A. G.“
32, 33, 34 — Westl. Gruppe von aufgelaassenen Steinbrüchen.

ABB. 3

Nordwand des mittleren Steinbruchs mit Strandhalde am „Äußeren Berg“
bei Müllendorf (27). Beschreibung im Text.

ABB. 4

Nordteil des Steinbruches der Fa. „Müllendorfer Kreide“ am „Äußeren Berg“
(29). Ansicht von Süden.
Weiß — kreidiger Nulliporenkalk; punktiert — fester Nulliporenkalk; gestrichelt —
Austernbank, x — fossile Knochenreste aus dem Mittelorton.

ABB. 5

Anlagerung der sarmatischen Strandhalde an tortonen Leithakalk. Ostseite des
nördl. Steinbruchs mit Strandhaldenschichtung. „Äußerer Berg“ bei Müllendorf
(28). Höhe des Aufschlusses 5 m.

- 1 Anstehender mittelortoner hellgelber dünnplattiger Kalk aus blattförmigen
Nulliporen.
- 2 Blöcke und Brocken von mittelortonem Kalk aus ästigen Nulliporen.
- 3 Detritärer untersarmatischer Kalk der Strandhalde.
- 4 Spuren untersarmatischer Mergel mit *Elphidium reginum* (d'ORB.), P. 28'.

ABB. 6

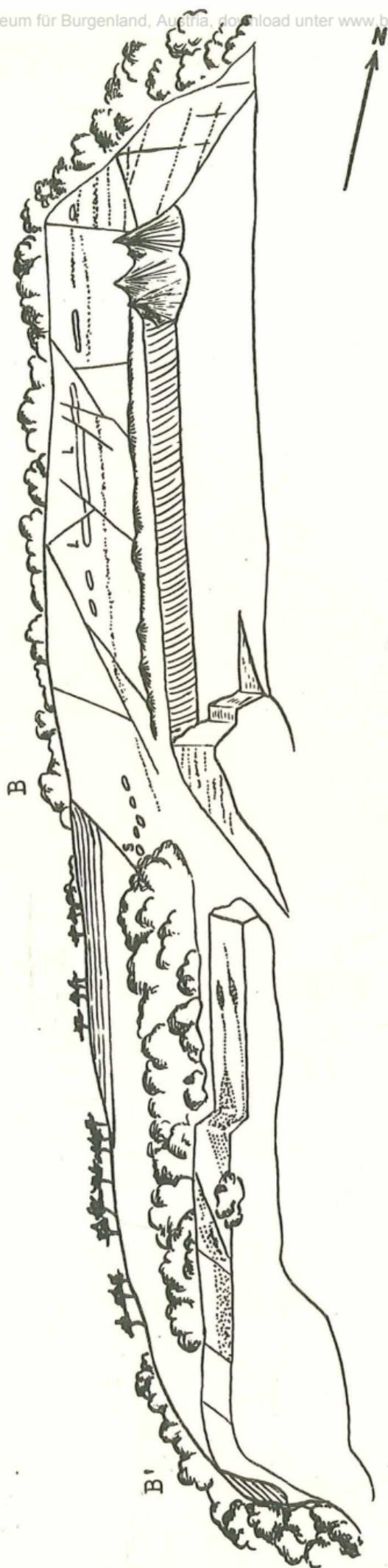
Diagonalschichtung im mittelpannonischen Schotter auf der Westabdachung
des Foelik. Ansicht von Nord.

- a — Sandsteinschichten mit Kiesgehalt, 25° gegen 110° fallend.
- b — fast horizontal liegende Schotterbänke.
- c — feinkörnige Lagen aus Sandstein, 25° gegen Süd fallend.

ABB. 7

Kluftdiagramme aus dem Leithakalk.
a — westlicher (46) und b — östlicher (47) Fenk-Steinbruch bei Groß Höflein.
c — Steinbruch der „Burgenländischen Kreide A. G.“ (31) am „Äußeren Berg“.

Abb. 1



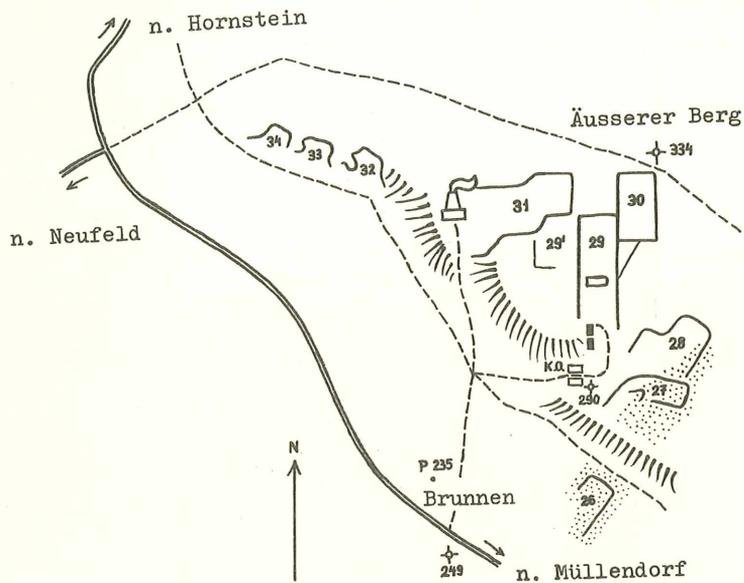
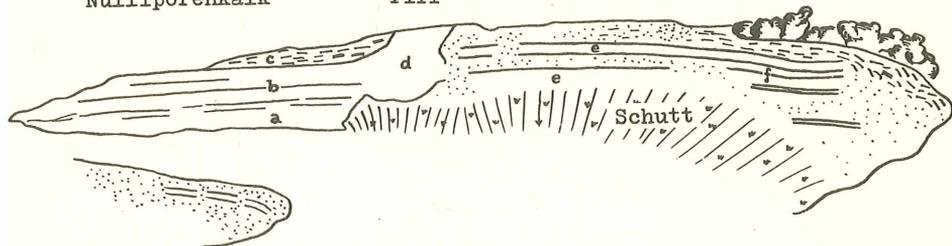


Abb. 3

Korallenreicher
Nulliporenkalk

Korallen-
riff

Strandhalde



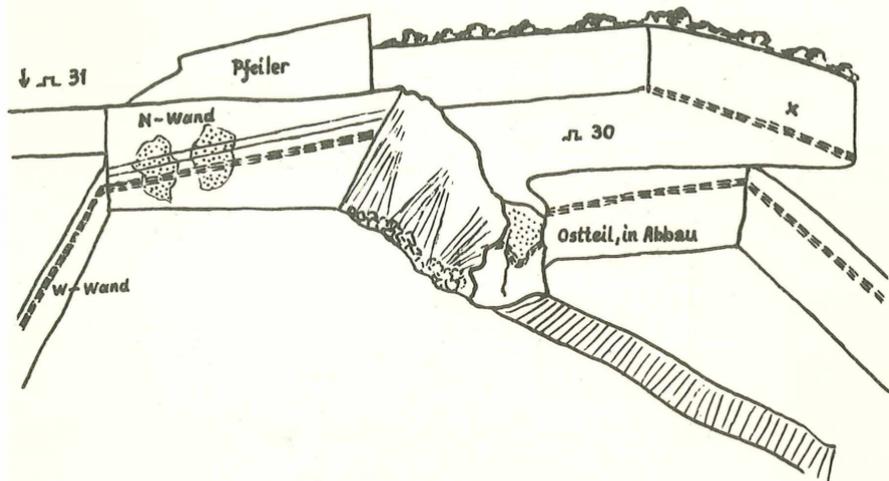
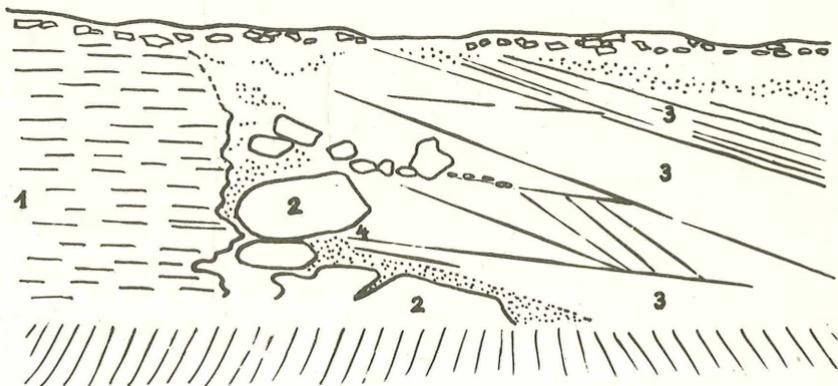


Abb. 5



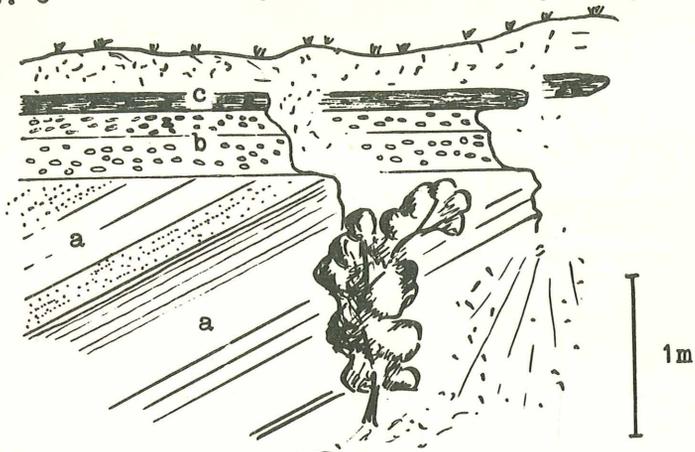


Abb. 7a

0°

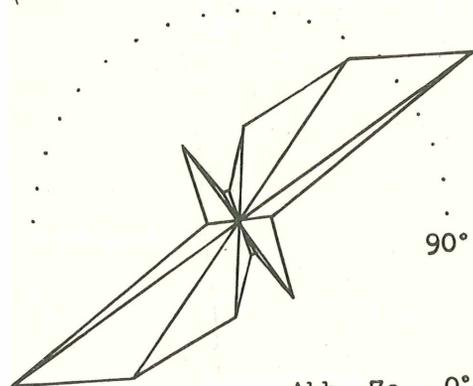


Abb. 7b

0°

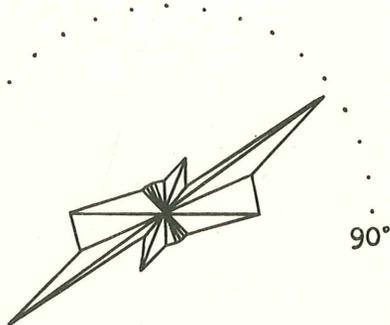
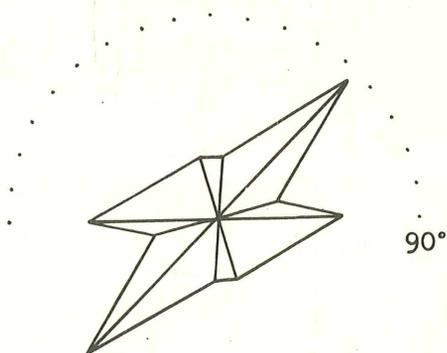


Abb. 7c

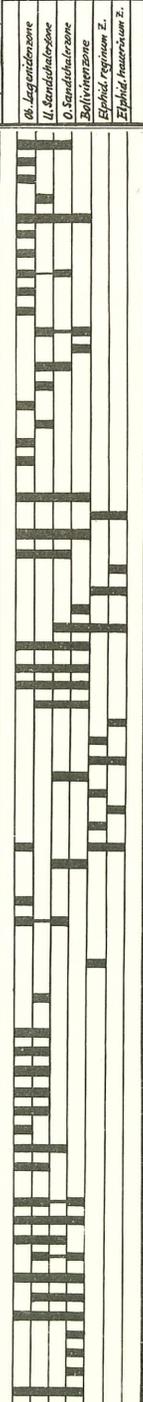
0°



vom SW-Rand des Leithagebirges

Abk.: ss sehr selten ns nicht selten + Vorkommen
 s selten h häufig x verwandte Form
 hh sehr häufig (...) wahrsch. umgelagert

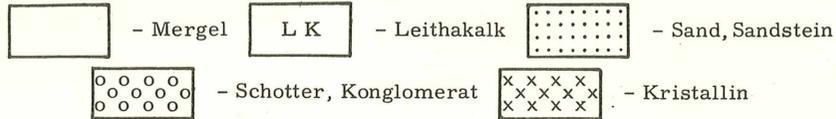
	Unt. Torton		Mittel-Torton										U. Sarmat	M. Sarmat	Zeitliche Verbreitung																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																											
	Obere Legenidenzone		Sandechalerzone										Elphidium reginum zone	Elphidium hauerinum zone																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																												
			Untere					Obere																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																		
	Mag.	Mag.	Mag.	Mag.	Mag.	Mag.	Mag.	Mag.	Mag.	Mag.	Mag.	Mag.	Mag.	Mag.																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																												
	193	208	209	210	211	212	213	214	215	216	217	218	219	220	221	222	223	224	225	226	227	228	229	230	231	232	233	234	235	236	237	238	239	240	241	242	243	244	245	246	247	248	249	250	251	252	253	254	255	256	257	258	259	260	261	262	263	264	265	266	267	268	269	270	271	272	273	274	275	276	277	278	279	280	281	282	283	284	285	286	287	288	289	290	291	292	293	294	295	296	297	298	299	300	301	302	303	304	305	306	307	308	309	310	311	312	313	314	315	316	317	318	319	320	321	322	323	324	325	326	327	328	329	330	331	332	333	334	335	336	337	338	339	340	341	342	343	344	345	346	347	348	349	350	351	352	353	354	355	356	357	358	359	360	361	362	363	364	365	366	367	368	369	370	371	372	373	374	375	376	377	378	379	380	381	382	383	384	385	386	387	388	389	390	391	392	393	394	395	396	397	398	399	400	401	402	403	404	405	406	407	408	409	410	411	412	413	414	415	416	417	418	419	420	421	422	423	424	425	426	427	428	429	430	431	432	433	434	435	436	437	438	439	440	441	442	443	444	445	446	447	448	449	450	451	452	453	454	455	456	457	458	459	460	461	462	463	464	465	466	467	468	469	470	471	472	473	474	475	476	477	478	479	480	481	482	483	484	485	486	487	488	489	490	491	492	493	494	495	496	497	498	499	500	501	502	503	504	505	506	507	508	509	510	511	512	513	514	515	516	517	518	519	520	521	522	523	524	525	526	527	528	529	530	531	532	533	534	535	536	537	538	539	540	541	542	543	544	545	546	547	548	549	550	551	552	553	554	555	556	557	558	559	560	561	562	563	564	565	566	567	568	569	570	571	572	573	574	575	576	577	578	579	580	581	582	583	584	585	586	587	588	589	590	591	592	593	594	595	596	597	598	599	600	601	602	603	604	605	606	607	608	609	610	611	612	613	614	615	616	617	618	619	620	621	622	623	624	625	626	627	628	629	630	631	632	633	634	635	636	637	638	639	640	641	642	643	644	645	646	647	648	649	650	651	652	653	654	655	656	657	658	659	660	661	662	663	664	665	666	667	668	669	670	671	672	673	674	675	676	677	678	679	680	681	682	683	684	685	686	687	688	689	690	691	692	693	694	695	696	697	698	699	700	701	702	703	704	705	706	707	708	709	710	711	712	713	714	715	716	717	718	719	720	721	722	723	724	725	726	727	728	729	730	731	732	733	734	735	736	737	738	739	740	741	742	743	744	745	746	747	748	749	750	751	752	753	754	755	756	757	758	759	760	761	762	763	764	765	766	767	768	769	770	771	772	773	774	775	776	777	778	779	780	781	782	783	784	785	786	787	788	789	790	791	792	793	794	795	796	797	798	799	800	801	802	803	804	805	806	807	808	809	810	811	812	813	814	815	816	817	818	819	820	821	822	823	824	825	826	827	828	829	830	831	832	833	834	835	836	837	838	839	840	841	842	843	844	845	846	847	848	849	850	851	852	853	854	855	856	857	858	859	860	861	862	863	864	865	866	867	868	869	870	871	872	873	874	875	876	877	878	879	880	881	882	883	884	885	886	887	888	889	890	891	892	893	894	895	896	897	898	899	900	901	902	903	904	905	906	907	908	909	910	911	912	913	914	915	916	917	918	919	920	921	922	923	924	925	926	927	928	929	930	931	932	933	934	935	936	937	938	939	940	941	942	943	944	945	946	947	948	949	950	951	952	953	954	955	956	957	958	959	960	961	962	963	964	965	966	967	968	969	970	971	972	973	974	975	976	977	978	979	980	981	982	983	984	985	986	987	988	989	990	991	992	993	994	995	996	997	998	999	1000



PROFILE VOM SW-RAND DES LEITHAGEBIRGES

2,5 fach überhöht.

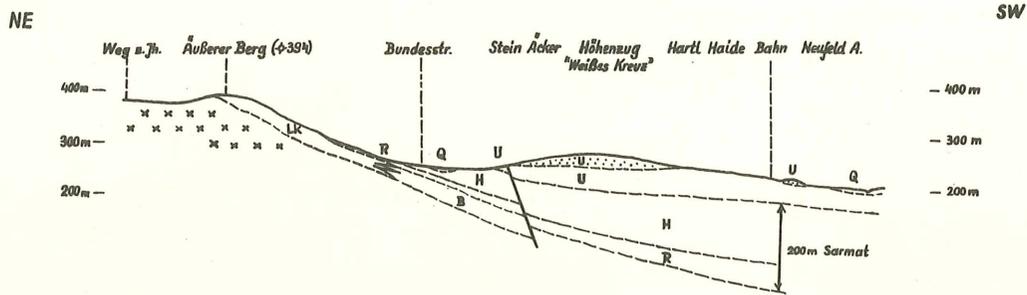
Signatur:



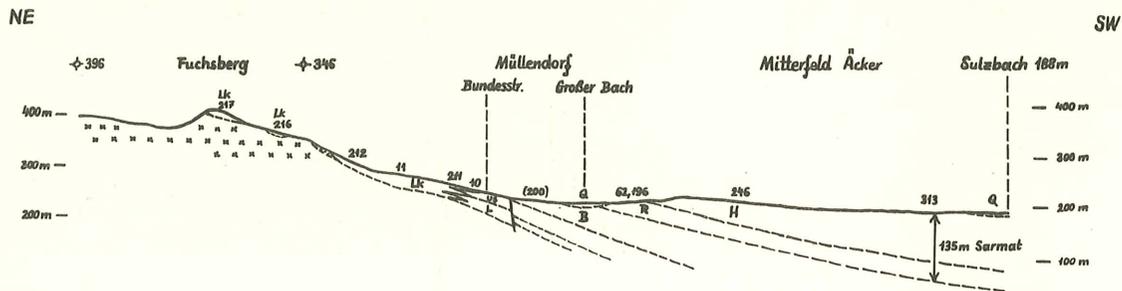
Stratigraphische Einheiten:

- | | |
|------------------------------|-----------------------------|
| Q - Quartär | R - Elphidium reginum Zone |
| D - Diluvium | B - Bolivinenzone |
| M - Mittelpannon | OS - Obere Sandschalerzone |
| U - Unterpannon | US - Untere Sandschalerzone |
| H - Elphidium hauerinum Zone | L - Obere Lagenidenzone |

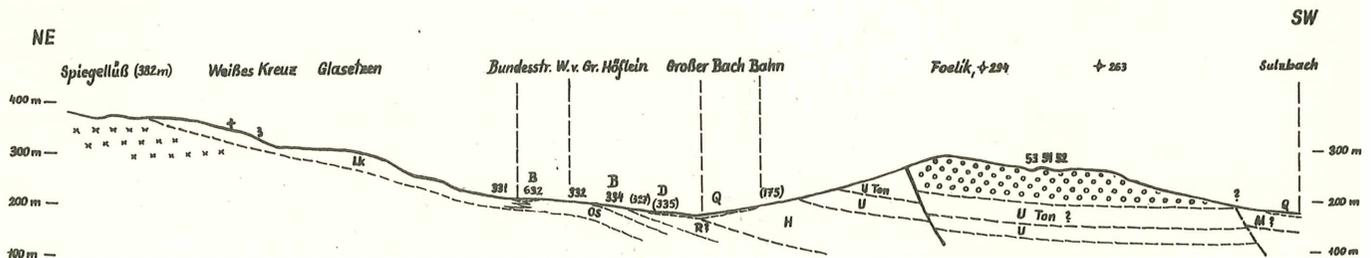
Profil A: Äußerer Berg – Höhenzug "Weißes Kreuz"

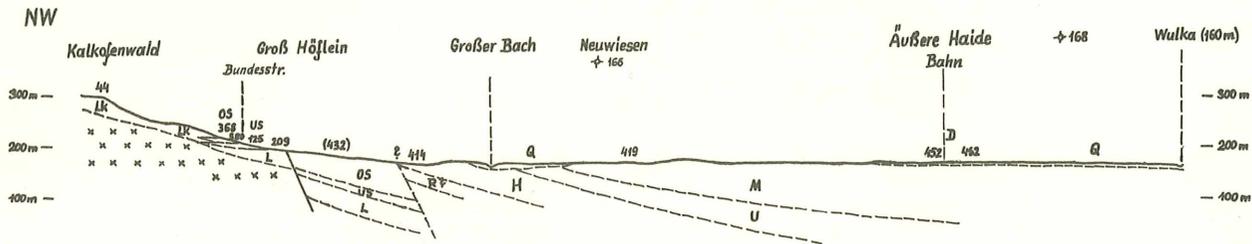


Profil B: Fuchsberg – Müllendorf

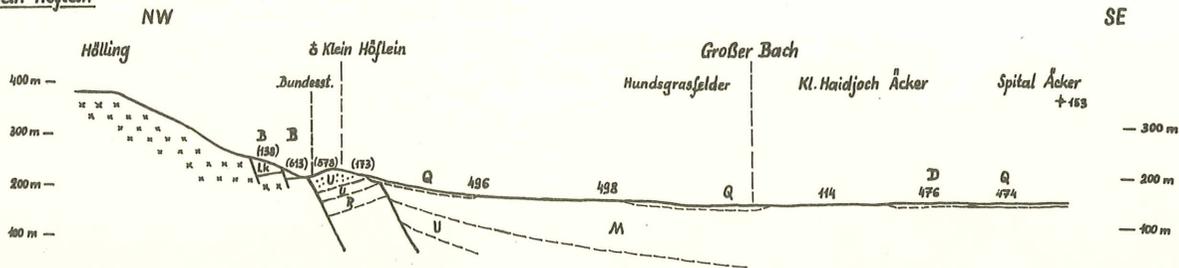


Profil C: Spiegel Löß – W v. Groß Höflein – Foelik

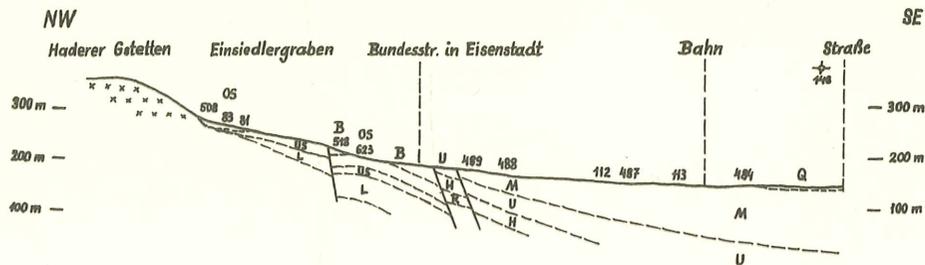




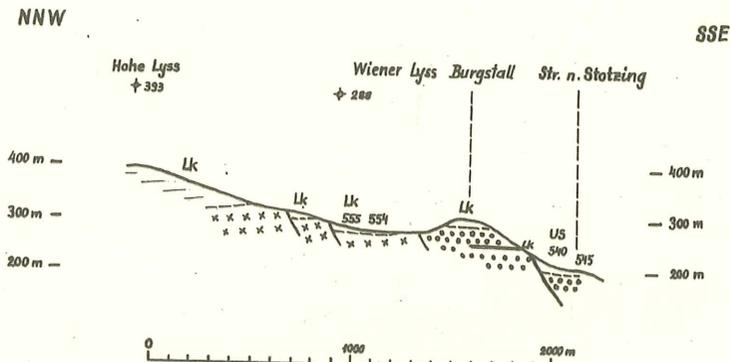
Profil E: Klein Höflein

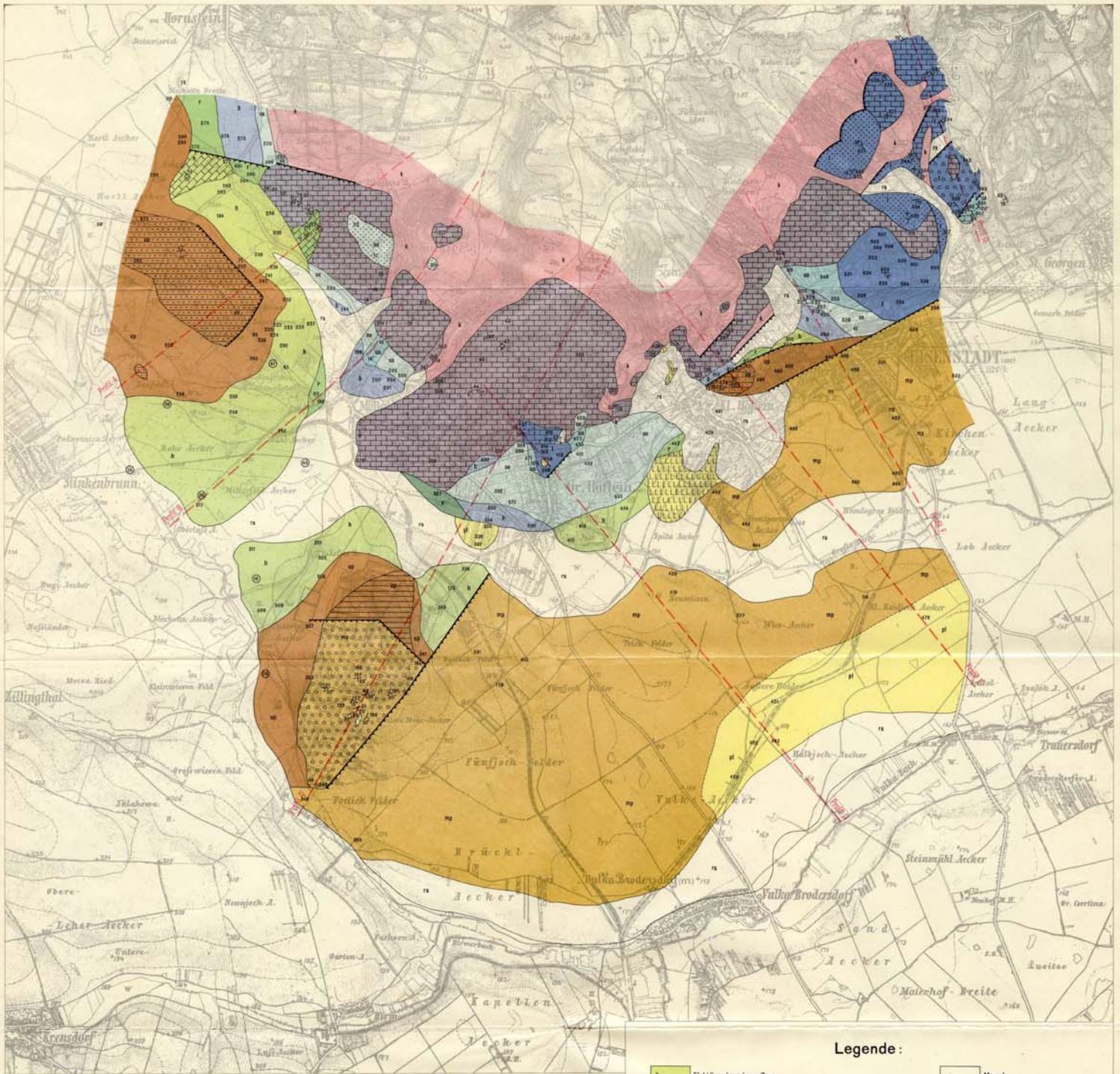


Profil F: W-Eisenstadt



Profil G: Burgstall



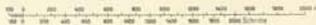


Geologische Karte des Nordwestrandes der Eisenstädter Bucht.

Aufnahme von Dr. Alexander Tollmann 1951 — 1953

aus: „Wissenschaftliche Arbeiten aus dem Burgenland“
Heft 10, Eisenstadt 1957

Maßstab: 1 : 25 000



Kartogravität: Alex. Sternreichliche Landesaufnahme 1 : 25 000

Legende:

Elphidium hauerinum Zone	Alluvium	Mergel
Elphidium reginum Zone	L&L	Ton
Torton im allgemeinen	Pleistozän	Sand
Bolvinenzone	Mittelpannon	Sandstein
Obere Sandschalerzone	Unterpannon	Schotter
Untere Sandschalerzone	Tieferes Sarmat	Leithakalk
Obere Lagenidenzone	Schichtflähen mit Angabe des Neigungswinkels	Detritärer Leithakalk
Kristalin	Horizontale Schichtlagerung	Bruchlinie
Bohrpunkt		

	Zone mit <i>E. regin.</i>		Zone mit <i>Elph. hauerinum</i>					
	defr. Kalk	Mgl.	defr. Kalk	Mergel				
	276 "Aubereer-Berg", mittl. Strandhalden	72 S Hornstein, T. Mechohte-Brette	70 S Hornstein, T. Galgenacker	144 S v. Eisenstadt, Kl. Heidejochacker, umgelagerte Fauna	222 500m ESE v. Weißen Kreuz, Müllendorf	226 600m ESE v. "	238 550m NNE v. "	239 500m NE v. "
<i>Acetabularien, Sporenkapseln</i>		+	+					+
<i>Serpula</i> sp.		+	+					
<i>Modiola incrassata</i> (d'ORB.)		+						
<i>Modiola</i> sp.			+					
<i>Modiolaria sarmatica</i> (GATUEV)		+	+					
<i>Ostrea (Crassostrea) gingensis sarmatica</i> FUCHS		+	+			+		+
<i>Cardium gleichenbergense</i> PAPP							+	+
" <i>lithopodolicum</i> DUB.		+						
" <i>vindobonense</i> (PARTSCH) LASKAREV			+	+				+
<i>Replidacna</i> sp.								
<i>Trus gregarius</i> (PARTSCH)								
<i>Trus</i> sp.		+	+					
<i>Ervilia dissita dissita</i> (EICHWALD)			+	+		+	+	+
<i>Ervilia</i> sp.			+	+		+		+
<i>Psammobia</i> sp.								
<i>Gibbula angulata</i> (EICHW.)	+		+	+				
" sp.		+		+		+		+
<i>Calliostoma poppelacki</i> (PARTSCH)				+				+
" sp.				+				+
<i>Clithon (Vitocliton) pictus</i> (FERUSSAC)				+		+		
<i>Theodoxus (Theodoxus) aff. timisensis</i> JEK.		+						
<i>Hydrobia frauenfeldi frauenfeldi</i> (M. HÖRNES)						+		
" sp.				+				+
<i>Caspia</i> sp.						+		
<i>Mohrensternia sarmatica</i> FRIEDBERG						+		
<i>Pirenella picta bicostata</i> (EICHW.)								+
" " <i>melanopsisformis</i> (RÜNGER)	+							
" " <i>nympha</i> (EICHW.)				+		+		+
" " <i>picta</i> (DEFR.)	+		+	+				
" sp.						+		
<i>Pithocerithium rubiginosum</i> (EICHW.)		+	+	+			+	+
<i>Murex sublavatus</i> BAST.		+						
<i>Dorsanum</i> sp.						+		
<i>Acteocina lajonkaireana</i> (BAST.)						+		
" sp.								
<i>Cepaea</i> sp.	+		+					

(Eisenstädter Gebiet)

	U. PANN.		MITTEL PANNON			
	Sandst. Kalkst.	Mergel	Sand u. Schotter des Feölik			Mergel
	66 578 232	Umsiedl. d. Weißen Kreuz ³ i. Müllersdorf Kl. Hölllein, SW v. Fröschhof 800 m ENE v. Weißen Kreuz i. Müllersdorf	49 51 52	53 103 184	185 218	144 120 576
			Feölik S-Ende NE-Ecke d. Ischl. Höhe 283 am Feölik N-Band "	" " 282 am Feölik Feölik E-Rand, 400 m NE-f. 258 " " 50 m NE-f. 263 " " 150 m NE-f. 263 " S-Ende, E bei f. 204		Kl. Haidjochböden, Str. Eisenst.-Müllersdorf Mauern 85.60-110 m, 200 m NE-f. 166 Wüstacker, J. Kl. Hölllein, f. 165
<u>Gastropoda, Prosobranchia</u>						
<u>Neritidae</u>						
<i>Theodoxus (Theodoxus) soceni</i> JEK.						
+						
<i>Theodoxus</i> sp.						
<u>Thiaridae</u>						
<i>Melanopsis fossilis constricta</i> HANDM.						
+						
" " <i>pseudopressa</i> PAPP						
" " sp.						
" <i>rugosa</i> HANDM.						
" <i>vindobonensis vindobonensis</i> FUCHS						
" " <i>contigua</i> HANDM.						
" <i>inermis</i> HANDM.						
" <i>bouéi</i> FER.						
+						
" " <i>bouéi</i> FER.						
" " <i>rarisipina</i> LÖK.						
" " <i>affinis</i> HANDM.						
" <i>varicosa</i> HANDM.						
" <i>pygmaea</i> M. HOERNES, sp.						
" " <i>pygmaea</i> M. HOERNES						
" <i>austriaca austriaca</i> HANDM.						
" <i>strigata</i> DWIG.						
" <i>impressa bonelli</i> MANZ.						
+						
<u>Lamellibranchiata</u>						
<u>Dreissenidae</u>						
<i>congeria aff. neumayri</i> ANDR.						
" <i>rampophora</i> BRUSINA, sp.						
" " <i>vösendorfensis</i> PAPP						
" <i>spatulata</i> PARTSCH, sp.						
" <i>gitneri</i> BRUSINA						
" <i>partschii leobersdorferensis</i> PAPP						
" " <i>partschii</i> ČEJŤEK						
" " ČEJŤEK c.l.						
" cf. <i>zsigmondyi</i> HALAVATS						
" <i>pančiči pančiči</i> PAVL.						
" <i>subglobosa</i> PARTSCH sl.						
<i>Dreissenomya primiformis</i> PAPP						
+						
<u>Unionidae</u>						
<i>Psilonia aff. atavus</i> (PARTSCH)						
+						
<i>Uno</i> sp.						
+						
<u>Cardiidae</u>						
<i>Limnocardium conjungens</i> (PARTSCH)						
" <i>böckhi</i> (HALAV.)						
+						
" sp.						
+						
<i>Didacna deserta deserta</i> (STOLICZKA)						
+						

Die neogene und quartäre Sedimentation im Gebiet von Eisenstadt und Umgebung

STUFE ZONE	FAZIES				VERSCHIEBUNG D. KÜSTENLINIE u. a.	TEKTON. VORGÄNGE	SEDIM.-MÄCHTIGK. (RANDZONE)	FAUNA, SALZGEHALT	
	SCHOTTER	SAND, SANDSTEIN	KALK	MERGEL, TON					
A.L.P. OPLIGE DILUV. ALLUV.					Lehme i. d. Niederungen				
		<i>Terrassenschotter</i> zu 60m und 250m Schwemmtegel d. Bäche Stinkenbrunner Peterschotter			<i>Löss</i> (Teils, Kl. Höflein, Eisen- stadt) Süßwasserlehme	Zeugnis d. Windwirkung (Windkanter, dol. Löss) Strukturböden (Stinkenbrunner Sandgrube) Erosion, lokal Flußaufstreuung.	Weitere Heraushebung des Leithagebirges	mind. 6m Löss bei Eisenstadt 1m Terrassenschotter ~20m Flußschotter	Großteil; teilweise Süßwasser- see (Eisrit)
						Erosion			
PANNON (U. PHOZ.)	OBER- Zone F-H = Lignit, Blaue u. Bunte Serie (Janoschek)					Regression! fast vollkommener Rückzug d. Seebedeckung aus d. Odenburger Beck. zu Beginn des Oberpannons. Ö. Pannons b. Schützen (n. Sauersee).	Starke Bewegung an den Randelbrüchen während d. „stirischen Phase“ Mittelpannons stark verstillt		z.T. landlos lokal Süß- wassersee (Boden-TW)
	MITTEL- Zone E = Zone d. Con- geria subglo- bosa	Foelik - Delta: Schotter, Kgl., Sand mind. 50m mächtig, bis 20m Seehöhe gleiche Schotter in Gr. Höflein (200m ")			Mergel d. <i>Mulkerebene</i> (N-Teil), sehr mächtig Ton NW v. <i>Mulkerebene</i> dorf.	Tieferer Wasserstand als in Zone C		bedeut. Mächtigkeit gegenwärtig flächen- haft verbreitet	halbbrack. ~0,5% Salzgehalt (n. A. Papp)
	UNTER- Zone D (ang. parth.)				Ton am Foelik-N-Hang			40m Ton	
	Zone C = Zone d. Con- geria ornitho- opsis		<i>Kalksandsteinplatte</i> b. <i>„Weißem Kreuz“</i> (Müllendorf) 20m. Süd v. Kl. Höflein, 300m	Detrit. Leithakalk b. Hornstein u. dem Äußeren Berg b. + 300	<i>Mergelzone</i> b. <i>„Weißem Kreuz“</i> (Müllendorf) u. <i>Foelik</i> mind. 30m mächtig	Transgression Sedim. am Leithagebirge-SW-Rand bis 300m		30m Sandstein	halbbrack. 0,6-1,2% Salzgehalt (n. A. Papp)
	Zone B = F. d. <i>Melanopsis</i> <i>interzona</i> Zone A Zwischensand								über 30m Mergel
SARMAAT	OBER- <i>Nonion granosum</i> Z. = O. <i>Brillinschi</i> . + <i>Macbrasschi</i> . + <i>Verarmungs</i> .					stark regressiv, fehlt		fehlt	
	MITTEL- <i>Elphidium haueri-</i> <i>num</i> Zone = Mitt. Teil der Ervilinschi.		Detritärer Leithakalk der <i>Galgenecker</i>	Zone d. <i>Höheneuges</i> beim <i>„Weißem Kreuz“</i> Mgl. d. Ebene NW v. Foelik		leicht regressiv	Unterbrechung der Senkungstendenz im Becken („altische Vorphase“)	fehlt	brackisch > 1,5% Salzgehalt (n. A. Papp)
	UNTER- <i>Elphidium reginum</i> Zone = Rissenhorizont der Ervilinschi.		<i>Strandhalden am „Äußeren Berg.“</i> detrit. Leithakalk, 10m aufgeschlos. bis 310m Seehöhe <i>Serpulakalk</i> lagenweise im Ngt. x. <i>Meckotte Breite</i>	Mergel-Schlier in der <i>„Meckotte Breite“</i> . Mergel SW v. Müllendorf u. zu Kl. Höflein u. Eisen- stadt		bedeutende Transgression an der Basis des <i>Sarmats</i> . Sedim. bis 310m Seehöhe erhalten	gering		
TORTON	OBER- <i>Rotalienzone</i>					Regression. Erosionsphase. lokal bis zum Grundgebirge erodiert (S. Hornstein)	lokale Hebung am NW-End des Leithagebirges Mgl. Hebung des Beckenrands	fehlt	
	MITTEL- <i>Bolivinenzone</i>			<i>Leithakalk-</i> <i>Hauptbildungsniveau</i> 55m am Äußeren Berg, 20m i. Kalkflurwald aufgeschoben.	Mergel in Müllendorf vintl. mächtig	Ähnliche Meer-land-Verbreitung wie vorher		vintl. mächtig	
	UNTER- <i>Obere Sandstaterzone</i>		<i>Basiskonglomerat</i> im Liegenden des wenige m	<i>Grabsande</i> Leithak. wenige - wenige 10m	Wenig Mergellagen, fast ungetroffene Kalk- bildung.	Mergel b. Gr. Höflein sehr mächtig	Haupttransgression gesamtes Leithagebirge teilweise unter- taucht. Leithakalk bis 450m erhalten (NE v. „Schönen Jäger“)	über 55m Leithakalk mächtigere Mergel beckenwärts	marin
	<i>Untere Sandstaterzone</i>			Leithakalklagen häufig zwischen Mergelschichten	Mergel in Beckenrand- nähe. 10-20m mächtig, westl. Verk.: Müllendorf.		geringe Dauer	10-20m randlich	
	OBERE <i>Lagenidenzone</i>	<i>Rusterschotter des</i> <i>Burgsteils:</i> 100m, marin eingelagert	<i>Eisenstädter</i> <i>Verbräunungsand</i> 220-380m Seehöhe	Leithakalk dünnmächtig; auch kompakt: NE Müllendorf, N Gr. Höflein, E v. Wienergraben	<i>„Badener Tegel“</i> <i>Schleppsteine</i> Eisenstadt > 100m mächtig Tegel v. Gr. Höflein	Transgression bis mind. 300m (NW v. Eisenstadt) nur marine Sedimente	Auch Beckenrand in Senkung einbezogen	100-200m randlich Schotter und Mergel	vollmarin
	UNTERE <i>U. Lagenidenzone</i>					fehlt (randlich)	Absenkung des Beckens		?
ENDE HELVET		<i>Rusterschotter des</i> <i>Burgsteils</i> fluvial heran- geschwift				<i>Eisenstädter</i> - u. süd. Wiener Becken war hügeliges Festland S-N-Entwässerung quer durch unbedeutendes Leithagebirge („Ruster Fluß“)	Hebung von Teilen des NE-Sporns, Rusterzug, Podersdorfer Hochzone. („stirische Phase“)		Festland

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Wissenschaftliche Arbeiten aus dem Burgenland](#)

Jahr/Year: 1955

Band/Volume: [010](#)

Autor(en)/Author(s): Tollmann Alexander

Artikel/Article: [Das Neogen am Nordwestrand der Eisenstädter Bucht. 1-74](#)