

Jungtertiär im Steirischen Becken

Von Kurt Kollmann

Mit Textabb. 1 u. 2, Taf. 1 (Abgedeckte geologische Karte 1:200.000), Taf. 2 (Geologische Karte der zentralen Teile des Steirischen Tertiärbeckens 1:50.000), Taf. 3 (Gliederung des Neogens im Steirischen Becken), Taf. 4—6 (Profile)

Inhalt:

	Seite
I. Vorwort	480
II. Geologischer Überblick	482
III. Die bisherigen Aufschlußarbeiten der Erdölindustrie im Steirischen Becken	485
a) Geophysik	485
b) Geologische Kartierung	489
c) Strukturbohrungen	489
d) Tiefbohrungen	490
IV. Stratigraphie	491
A. Vortertiärer Beckenuntergrund	491
1. Allgemeines	491
2. Zum Aufbau des Beckenuntergrundes	492
a) Kristallin	492
b) Altpaläozoikum	493
c) Jungpaläozoikum und Mesozoikum	495
3. Zum Relief des Beckenuntergrundes	496
B. Jungtertiäre Beckenfüllung	498
1. Unterhelvet (Helvet s. str.)?	498
a) Verbreitung	498
b) Stratigraphische Abgrenzung und Gliederung	498
c) Gliederung in den Teilgebieten	500
d) Paläogeographische Entwicklung	506
2. Oberhelvet (Karpat)	507
a) Verbreitung	507
b) Stratigraphische Abgrenzung und Gliederung	507
c) Gliederung in den Teilgebieten	511
d) Paläogeographische Entwicklung	523
3. „Torton“	524
a) Verbreitung	524
b) Stratigraphische Abgrenzung und Gliederung	525
c) Gliederung in den Teilgebieten	529
d) Paläogeographische Entwicklung	552
4. Sarmat	553
a) Verbreitung	553
b) Stratigraphische Abgrenzung und Gliederung	554
c) Gliederung in den Teilgebieten	556
d) Paläogeographische Entwicklung	572
5. Pannon	573
a) Verbreitung	573
b) Stratigraphische Abgrenzung und Gliederung	574

*) Anschrift des Verfassers: Dr. K. Kollmann, Wien I, Schwarzenbergplatz 16, Rohöl-Gewinnungs A. G.

c) Gliederung in den Teilgebieten	579
d) Paläogeographische Entwicklung	599
6. Daz	600
V. Zum jungtertiären Vulkanismus der Steiermark	601
VI. Zur regionalen Stellung des Steirischen Beckens im westpannonischen Raum	608
VII. Ausgewählte Literatur	619

I. Vorwort

Die Erdölindustrie führte im Steirischen Becken in den letzten Jahrzehnten mit Unterbrechungen Aufschlußarbeiten durch, die vor allem geophysikalische, oberflächengeologische und paläontologisch-stratigraphische Untersuchungen umfaßten. Außerdem wurde auch eine kleine Anzahl von Tiefbohrungen niedergebracht. Seit dem Jahre 1951 ist die Rohöl-Gewinnungs A. G., auf deren reiches Dokumentationsmaterial sich die vorliegende Studie in erster Linie stützt, maßgeblich am Aufschluß beteiligt.

Im folgenden soll die Stratigraphie der jungtertiären Ablagerungen des Steirischen Beckens im Lichte dieser neueren Untersuchungen dargestellt werden. Tektonische Fragen finden dabei nur so weit Berücksichtigung, als sie das Sedimentationsgeschehen maßgeblich beeinflussen. Der klassische steirische Vulkanismus kann nur am Rande gestreift werden.

Entsprechend der Zielsetzung der Erdölindustrie verschiebt sich der Schwerpunkt des Aufschlusses allmählich von den Beckenrändern zu den tieferen Beckenteilen. Dadurch werden Räume zugänglich gemacht, die den örtlichen Fazieschattierungen und Schichtreduktionen weniger unterworfen sind als die randlichen Beckenteile. Im folgenden steht daher die Beckenfazies im Vordergrund der stratigraphischen Betrachtungen.

Der geographische Rahmen der Studie ist vor allem durch die Grenzen der Konzession Feldbach der Rohöl-Gewinnungs A. G. gegeben, die die zentralen Muldenbereiche des Beckens umfaßt. Für diesen Raum wird die geologische Karte 1 : 50.000 (Taf. 2) vorgelegt, die eine vereinfachte Verkleinerung der Originalaufnahmen 1 : 25.000 darstellt. Die übrigen, auf steirischem und burgenländischem Gebiet gelegenen Teile des Beckens werden so weit berücksichtigt, als dies für die Kenntnis seiner internen Stratigraphie nötig erscheint.

Es ist allgemein bekannt, daß sich das Steirische Becken morphologisch weit gegen den westpannonischen Raum öffnet, sich jedoch in seinem geologischen Aufbau, infolge weitgehender raum-zeitlicher Verschiebung der Absenkungsachsen, in Mächtigkeit, Umfang und Ausbildung der jungtertiären Ablagerungen weitgehend von diesem unterscheidet. Dieser Umstand bringt es mit sich, daß wir in erster Linie Vergleiche mit dem zwar weiter entfernten, aber in seiner Absenkungsgeschichte viel ähn-

licheren Wiener Becken ziehen. Nur streiflichtartig wird der Bau der unmittelbar benachbarten jungtertiären Senkungsfelder des westungarischen und nordjugoslavischen Raumes beleuchtet.

Der Verfasser erfuhr bei seiner Arbeit vielseitige Unterstützung:

Die Geologische Bundesanstalt in Wien gewährte durch freundliches Entgegenkommen der Herren Dir. Prof. Dr. H. KÜPPER und Chefgeol. Dr. R. GRILL Einblick in die Profile und mikropaläontologischen Bearbeitungen älterer Tief- und Flachbohrungen außerhalb des Konzessionsgebietes der Rohoel-Gewinnungs A. G.

Wertvolles Vergleichsmaterial erhielt die RAG durch die Firma Tiefbohrunternehmen R. K. van Sickle von der Tiefbohrung Perbersdorf 1 und durch die Alpine Montan A. G. von den Kohlebohrungen GKB 1 Krottendorf, GKB 2 Söding und GKB 3 Pirka. Die mikropaläontologischen Ergebnisse dieser Bohrungen konnten vom Verfasser benützt werden.

Frau Kustos Dr. M. MOTTL, Landesmuseum Graz, stellte dem Verfasser in äußerst entgegenkommender Weise das Manuskript zu einer zusammenfassenden Übersicht über die bisherigen, zum Teil noch nicht publizierten Wirbeltierfunde in den zentralen Teilen des Steirischen Beckens zur Verfügung und diskutierte mit ihm einige in vorliegender Publikation behandelte stratigraphische Fragen.

Herr Dir. Dr. JANOSCHEK regte die Arbeit an, gewährte ihr seine wohlwollende Unterstützung und unterzog sich der Mühe einer kritischen Durchsicht des Manuskriptes.

Die bei der Rohoel-Gewinnungs A. G. anfallenden Kartierungs-, Kern- und Spülproben wurden von folgenden Damen und Herren bearbeitet:

Die Untersuchung der Foraminiferen wurde seinerzeit von Herrn Dr. W. SCHORS begonnen und später von Frau Dr. I. KÜPPER fortgesetzt, auf deren Berichte und mündliche Mitteilungen sich der Verfasser in erster Linie stützt. Paläontologische Bearbeitungen weiterer Materialien lagen in den Händen der Herren Dr. W. BERGER, Prof. Dr. H. FLÜGEL und Prof. Dr. R. SIEBER. Sedimentpetrographische Studien wurden durch Herrn Prof. Dr. H. WIESENER und Frau Chefgeol. Dr. G. WOLETZ durchgeführt. Die petrographische Untersuchung der bei den Tiefbohrungen angefahrenen Vulkanite durch Herrn Prof. Dr. H. HERITSCH ist im Gange.

Das Manuskript zur vorliegenden Publikation wurde vor Drucklegung von folgenden Damen und Herren durchgesehen: Dr. F. ABERER, Dr. E. BRAUMÜLLER, Dr. I. KÜPPER, Kustos Dr. M. MOTTL. Ihre Korrekturvorschläge wurden weitgehend berücksichtigt.

Frau A. WAZAL bemühte sich um Manuskripte und Reinschrift zu dieser

Arbeit und Herr E. SLAMA um die zeichnerische Ausführung der Beilagen und Textabbildungen.

Es ist dem Verfasser ein Bedürfnis, den Leitungen der genannten Anstalten und Firmen und allen Damen und Herren seinen herzlichen Dank für alle ihm zuteil gewordene Unterstützung auszusprechen.

Für die Gewährung von großzügigen Druckkostenbeiträgen ist der Verfasser der Steiermärkischen Landesregierung und der Rohöl-Gewinnungs A. G., für die Erteilung der Publikationsgenehmigung den Muttergesellschaften der letzteren zu verbindlichstem Dank verpflichtet.

II. Geologischer Überblick

Das Steirische Becken ist ein jungtertiäres, auf alpinem Boden liegendes Senkungsfeld.

Sein Nord- und Westrahmen ist geologisch mannigfaltig und umfaßt kristalline, z. T. granitoide Gesteine verschiedener Metamorphosegrade (Wechsel-, Raabalpen- und Muralpen-Kristallin), das Paläozoikum von Graz, fragliches älteres Mesozoikum in zentralalpiner Fazies, am SW-Rand auch Schollen von geosynklynal entwickeltem Mesozoikum, ferner hier und im Kainachgebiet transgredierende Oberkreide in Gosaufazies. Die Geologie des steirischen Randgebirges wurde erst kürzlich von H. FLÜGEL (1963) übersichtlich dargestellt.

Von den übrigen Einheiten des westlichen pannonischen Raumes (Abb. 1) wird das Steirische Becken durch die NE—SW verlaufende Südburgenländische Schwelle (Taf. 1, Abb. 2) getrennt, die mit einzelnen paläozoischen Inselbergen aus der Tertiärbedeckung auftaucht. Diese Schwelle scheidet Räume verschiedener Absenkungsgeschichte, wie die Mächtigkeits- und Faziesvergleiche zwischen den gleichalterigen Ablagerungen der benachbarten Tröge zeigen (siehe Kapitel VI).

An der Beckenfüllung (Taf. 3) beteiligen sich mächtige Ablagerungen des Miozäns, nämlich Unterhelvet oder Helvet s. str.? (limnisch-fluviatil), Oberhelvet oder Karpat (marin und limnisch-fluviatil). „Torton“*) (vorwiegend marin) und Sarmat (vorwiegend brackisch). Darüber breitet sich eine zwar ausgedehnte, aber relativ dünne Sedimentdecke des Pannons (oligohalin bis limnisch-fluviatil) aus, dessen stratigraphische Zugehörigkeit zum Miozän oder Pliozän bis zu einer end-

*) Mit Ausnahme der Kapitelüberschriften und Beilagen werden bei den Wörtern „Torton“ und „tortonisch“ im folgenden die Anführungszeichen weggelassen. Die Begriffe werden aber in der gesamten Arbeit im Sinne von „Badener Serie“ und „zur Badener Serie gehörig“ nach J. KAPOUNEK, A. PAPP u. K. TURNOVSKY (1960) gebraucht.



Abb. 1:

Reliefkarte des präneogenen Untergrundes der Becken am Ostrand der Alpen. (Verwendete Unterlagen. Österreich: R. Janoschek (1958); J. Kapounek, L. Kölbl, F. Weinberger (1963); K. Kollmann (Manuskriptkarten). Ungarn: L. Körössi (1958); F. Szentes (1961); L. Dubay (1962). Jugoslawien: M. Penicar (1954); J. Vuckovic, R. Filjak, V. Aksin (1959), Z.Pletikapić, I. Gjetvaj, M. Jurković, H. Urbiha, L. Hrnčić (1964).

gültigen Beschlußfassung über die Grenzziehung zwischen den beiden Stufen offen bleiben muß (siehe unten). Sicher dem Pliozän gehören die sogenannten „präbasaltischen Schotter“ an, die ihren Liegendschichten mit Diskordanz aufruhend. Sie werden dem Daz zugeordnet.

In den beiden tiefsten Muldenbereichen des Steirischen Beckens konnten bisher folgende maximale Durchschnittsmächtigkeiten der jungtertiären Schichtglieder nachgewiesen werden:

	Gnaser Becken	Fürstenfelder + Fehringer Becken
	m	m
Jungpliozän + Pannon	300	>600
Sarmat	950	850
Torton	750	600
Oberhelvet (Karpät)	>550	>400
Unterhelvet (Helvet s. str.)	>540	>660

Diese Werte fußen auf geologischer Kartierung, ferner auf Tief-, Flach- und Schußbohrungen und reflexionsseismischen Daten. Die Mächtigkeiten der ober- und unterhelvetischen Ablagerungen mögen im Hinblick auf die noch sehr mangelhafte Kenntnis ihrer Tektonik in verschiedenen Teilen des Beckens wesentlich größer sein. In den randnahen Bereichen sind die jungtertiären Schichtglieder mehrfach reduziert oder fehlen. Starke Verschiebungen der Muldenachsen im Verlauf der Absenkung bewirkten, daß sich heute die Zonen größter Mächtigkeiten der einzelnen Schichtglieder nicht decken.

Bruchtektonik läßt sich in den näher untersuchten Beckenteilen nur im unteren, vortortonischen Stockwerk erkennen, jedoch ist der Verlauf der Brüche, ja selbst jener der großen Randstörungen noch weitgehend ungeklärt. Im oberen Stockwerk geht die Absenkung im wesentlichen bruchlos vor sich. Außer der an der Grenze Helvet/Torton fixierbaren Hauptphase der Steirischen Gebirgsbildung nach H. STILLE (1924) und der Diskordanz zwischen den Beckensedimenten einschließlich des Oberpannons einerseits und den bereits auf einem intrapliozänen Abtragungsniveau liegenden präbasaltischen Schottern andererseits sind innerhalb des Beckens keine regional bedeutsamen tektonisch bedingten Schnitte festzustellen. Vorübergehende Störungen im Sedimentationsablauf, wie plötzliche Schotterschüttungen mögen zum Teil tektonisch bedingt sein, lassen sich aber auch zwanglos durch andere, z. B. klimatische Faktoren erklären.

Der tertiäre Vulkanismus läßt zwei Eruptionszyklen erkennen. Im älteren, oberhelvetisch-untertortonischen werden trachyandesitisch-trachytische bzw. andesitisch-dazitische und im jüngeren, jungpliozänen

werden Basalte und dazugehörige Agglomerate und Tuffe gefördert. Nach neuester Auffassung (H. HERITSCH, 1963) handelt es sich bei den tertiären Vulkaniten wahrscheinlich um verschiedene Erscheinungsformen eines Stammagmas.

Quartäre, hauptsächlich an frühere und jetzige Flußsysteme gebundene Bildungen, verhüllen nur zum Teil den tertiären Untergrund.

Hinsichtlich der regional-stratigraphischen Stellung des Steirischen Beckens im Rahmen des österreichischen Tertiärs sei vor allem auf R. JANOSCHEK (1964) hingewiesen. Auf die Beziehungen zu den östlichen und südöstlichen Nachbargebieten wird weiter unten kurz eingegangen.

III. Die bisherigen Aufschlußarbeiten der Erdölindustrie im Steirischen Becken

Es ist nicht beabsichtigt, hier einen historischen Gesamtüberblick über die bisherige geologische Erforschung des Steirischen Beckens zu geben. Die reiche vorhandene Literatur ist zum großen Teil in den beiden zusammenfassenden Werken A. v. WINKLER-HERMADENS „Die jungtertiären Ablagerungen an der Ost-Abdachung der Zentralalpen und das Inneralpine Tertiär“ in F. X. SCHAFFER (1951) und „Geologisches Kräftespiel und Landformung“ (1957) verarbeitet, mit welchen dieser große Forscher sein reiches Lebenswerk krönte.

Da es eines der Ziele dieser Studie ist, die neuen Arbeiten der Erdölindustrie sinnvoll mit dem bisher Bekannten zu verknüpfen, erscheint es zweckmäßig, auch dem weniger informierten Leser einen zusammenfassenden Überblick über die bisher nur zum geringsten Teil publizierten geophysikalischen Untersuchungen, die geologischen Kartierungsarbeiten, Struktur- und Tiefbohrungen zu geben, die im Interesse des Erdölaufschlusses durchgeführt wurden.

a) Geophysik

Die Ergebnisse der geophysikalischen Untersuchungen sind für die Beurteilung mancher hier behandelter Fragen von unmittelbarer Bedeutung. Die Kenntnis der Umriss der Teilbecken, die Erstreckung und Tiefe der trennenden Schwellen, kurz die gesamte Morphologie des Beckenuntergrundes stellt gerade in dem reich gegliederten Steirischen Becken eine grundlegende Voraussetzung für das Verständnis der paläogeographischen Zusammenhänge, insbesondere der tieferen Schichtglieder dar. Durch den Anschluß der seismischen Leithorizonte an die Tiefbohrungen ist es möglich, ein fundiertes Bild von der horizontalen Verbreitung mächtigerer Schichtpakete zu erhalten und somit auch in

bedeckten Gebieten paläogeographische Aussagen zu machen. Die Messungen der magnetischen Vertikalintensität lassen Schlüsse auf Vorhandensein und Ausdehnung vulkanischer Körper des miozänen Eruptionszyklus zu.

Gravimetermessungen wurden in der Steiermark im Auftrag der Geophysikalischen Reichsaufnahme von der SEISMOS GmbH. in den Jahren 1938 bis 1940 als Übersichtsmessungen durchgeführt. Ebenfalls durch die SEISMOS GmbH. wurden in den Jahren 1938 bis 1939 für die Gewerkschaft AUSTROGASCO im Gebiet Gleisdorf und im Gebiet Leibnitz Detailmessungen vorgenommen und die letzteren an solche des jugoslawischen Raumes angeschlossen.

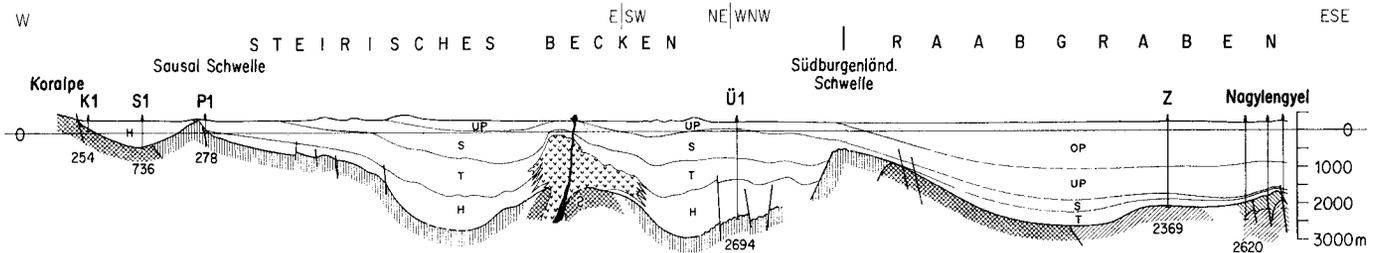
Drehwaagemessungen spielten im Steirischen Becken wegen des stark hügeligen Geländes keine größere Rolle. Ein ungarischer Trupp der MAORT arbeitete für die Gewerkschaft AUSTROGASCO im Jahre 1938 in der Oststeiermark, jedoch liegt darüber keine Publikation vor.

Unter Berücksichtigung der älteren Pendelmessungen, der Gravimeter- und Drehwaagemessungen entwarf G. SIEMENS (1943) ein in den Grundzügen auch heute noch gültiges Bild der gravimetrischen Verhältnisse und Gliederung des Steirischen Beckens. Auf diese Bearbeitung sind die Begriffe „Tiefgebiet von Markt Allhau-Fürstenfeld“, „Tiefgebiet von Gnas—Sassbach“, „Schwereplateau von Gleisdorf—Ilz“ zurückzuführen. Ferner wurde die Südburgenländische Schwelle (A. v. WINKLER-HERMADEN, 1927 c) durch die tiefe Querdepression, die „Senke von Weichselbaum“ in einen nördlichen Teil, das „Hochgebiet von Güssing“ und einen südlichen, die „Hochzone von St. Anna—Neuhaus“ gegliedert. Darüber hinaus wurde eine „Maximumachse Wagna—Rohrbach—Wittmansdorf“ festgestellt, die eine trennende Schwelle zwischen den Tiefgebieten von Gnas und Sassbach darstellt.

Magnetische Untersuchungen liegen für einen großen Teil des Steirischen Beckens vor. Es seien hier vor allem die in Zusammenarbeit mit W. PETRASCHECK durchgeführten Messungen von R. FORBERGER und K. METZ (1939) des Jahres 1936 zwischen Leibnitz und Radkersburg erwähnt. M. TOPERCZER (1947 a) bearbeitete im Auftrage der Reichsstelle für Bodenforschung im Jahre 1938 ein Gebiet, das sich zwischen dem Murfluß und dem Gleichenberger Vulkangebiet erstreckt. Durch diese Messungen wurde vor allem eine starke positive Anomalie mit ihrem Schwerpunkt bei Landorf im Sassbachtal und deren Uebereinstimmung mit dem Störungsgebiet im Raum Gleichenberg—Stradner Kogel—Klöch festgestellt. Es unterliegt heute keinem Zweifel, daß es sich bei Landorf um einen begrabenen Schildvulkan, ähnlich den im Scheitel

GEOLOGISCHES PROFIL DURCH DAS STEIRISCHE BECKEN (PROFIL 6)

A. PROFIL NICHT GEKIPPT



B. PROFIL NACH BEZUGSHORIZONT TOP SARMAT RÜCKGEKIPPT

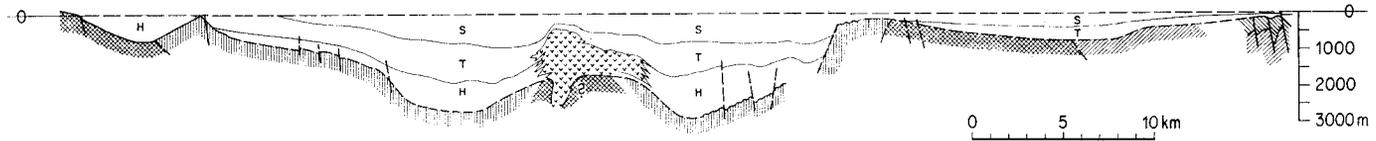


Abb. 2

entblößten Gleichenberger Vulkangebiet handelt. A. v. WINKLER-HERMANN (1949) führte zwar die hohe positive Störungen auf das Vorhandensein von kristallinem Grundgebirge unter dem Tertiär zurück, diese Annahme kann aber durch die am Rand der Anomalie liegende Tiefbohrung Perbersdorf 1, welche paläozoischen Phyllit anfuhr sowie durch die auf einer Nebenanomalie des Landorfer Vulkangebietes gelegene neue Tiefbohrung Mitterlabill 1 im Sinne von M. TOPERCZER widerlegt werden.

Ebenfalls M. TOPERCZER (1947 b) ist seine regionale Vermessung der Vertikalintensität im Leibnitzer und Grazer Feld im Auftrag der Reichsstelle für Bodenforschung im Jahre 1938 zu verdanken, die zur Aufindung der erdmagnetischen Anomalie von Wundschuh führte. Durch eine tiefere Schußbohrung der RAG konnte in einem der Teilmaxima unter dem Murschotter und geringer Tertiärbedeckung Andesit angefahren und somit der direkte Nachweis für die Richtigkeit auch der Tiefenberechnungen des Störungskörpers erbracht werden (A. HAUSER und K. KOLLMANN, 1954).

Refraktionsseismische Untersuchungen wurden im Jahre 1939 durch die SEISMOS GMBH bei Radkersburg in Angriff genommen, jedoch vorzeitig abgebrochen. Mit dem Ziel der Kohleexploration im N-Teil des Weststeirischen Beckens (Bucht von Stallhofen) wurden durch die ALPINE MONTAN A. G. an die Firma PFEIFFER u. FISCHER 1950—51 refraktionsseismische Messungen vergeben (H. LAKENSCHWEIGER, 1952) und die kohlenhöffigen Gebiete anschließend durch die 3 Tiefbohrungen Krottendorf, Söding und Pirka untersucht, die eine gute Bestätigung der Tiefenangaben der Refraktionsseismik erbrachten.

Reflexionsseismische Untersuchungen lagen bisher nur in den Händen der RAG. Die Messungen wurden in den Jahren 1952—1963 in ihrer Konzession Feldbach mit Unterbrechungen durchgeführt. Es wurden bisher 2864 Schußbohrungen niedergebracht. Mit der Auswertung dieser Reflexionsseismik befaßten sich die Herren F. DANGL, B. KUNZ, R. SCHMÖLLER, J. SCHUBERT und F. WEBER. Abgesehen von strukturellen Details, auf die in diesem Rahmen nicht näher eingegangen werden kann, bestätigten und verfeinerten die Messungen die schon durch die Gravimetrie festgestellte Großgliederung, insbesondere des Gnaser und Fürstenfelder Beckens und die Untergliederung der Südburgenländischen Schwelle. Ferner wurde die vom Schwereplateau von Gleisdorf—Ilz nach S ausstrahlende „Auersbacher Schwelle“ und die „Söchauer Schwelle“ nachgewiesen, die das kleine „Fehringer Becken“ vom „Fürstenfelder Becken“ trennt. Der Steilrand des Gleichenberger Massivs konnte ebenfalls unter der Tertiärbedeckung genauer erfaßt werden.

b) Geologische Kartierung

Kartierungsarbeiten im Rahmen des Erdölaufschlusses wurden im Auftrag der Firma AUSTROGASCO von R. GRILL, und für die Firma R. K. von SICKLE von J. KAPOUNEK durchgeführt. Über diese, sowie über die seitens der SOWJETISCHEN MINERALÖLVERWALTUNG im Südburgenland erfolgten Arbeiten liegen leider keine Publikationen vor.

Die geologische Kartierung der RAG, die sich mit Unterbrechungen auf die Jahre 1951—1955 erstreckte, wurde vom Verfasser, z. T. gemeinsam mit seinem Freund E. BRAUMÜLLER durchgeführt. Neben einer systematischen Aufnahme des eigentlichen Konzessionsgebietes wurden auch die Nachbarräume übersichtsmäßig begangen. Als topographische Unterlage dienten die Blätter der kartographischen Landesaufnahme 1 : 25.000 und z. T. auch die vom Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen herausgegebenen Luftbilder im Maßstab von ca. 1 : 20.000. Von 8179 Aufschlüssen, die die wesentlichste Grundlage der Kartierung darstellen, liegen genaue Beschreibungen vor. Als Ergebnis dieser Arbeiten wird nunmehr die beiliegende geologische Karte 1 : 50.000 der zentralen Teile des Steirischen Beckens vorgelegt (Taf. 2).

Die geologische Bearbeitung der bisher niedergebrachten 2864 Schußbohrungen der RAG brachte weitere wertvolle Ergänzungen zur Oberflächenkartierung. Da diese Bohrungen im Durchschnitt Tiefen von 18—20 m, oftmals aber auch von 100 m erreichten und so mit wenigen Ausnahmen die quartären Deckschichten durchteuften, konnte mit ihrer Hilfe das Mosaik der Beobachtungsstationen in den tertiären Ablagerungen wesentlich verdichtet werden. Das oft in den ursprünglichen, nicht durch Oxydation beeinflussten Farben vorliegende Probenmaterial enthielt vielfach Makrofossilreste, besonders aber bestens erhaltene Mikrofaunen. In Gebieten mit geringen Schichtneigungen ließen sich durch die Überlappung der stratigraphischen Intervalle in den benachbarten Schußbohrungen fortlaufende Profile konstruieren.

c) Strukturbohrungen

Nur im südlichsten Teil des Steirischen Beckens wurden Strukturbohrungen niedergebracht. Es sind dies die von der WINTERSHALI, A. G. in den Jahren 1944 und 1945 im Raume von Perbersdorf, SE Leibnitz abgeteuften und von R. WEINHANDL geologisch bearbeiteten Counterflushbohrungen CF Rohrbach 1—10 und die im Sassbachtal S Gleichenberg gelegenen CF Dirnbach 1—13. Weiters wurden von der Firma R. K. van SICKLE im S-Teil des Steirischen Beckens zwischen Leibnitz und Halbenrain in den Jahren 1950—1953 die Strukturbohrungen MBP 1—29

abgeteuft, von J. KAPOUNEK geologisch und von R. GRILL mikropaläontologisch bearbeitet.

d) Tiefbohrungen

Bezogen auf die Oberflächenausdehnung des Beckens ist die Anzahl der Tiefbohrungen gering.

In der ersten Zeit des Aufschlusses brachte RAKY-DANUBIA im Jahre 1926 die Bohrung **Mooskirchen** im Weststeirischen Becken nieder, welche mit einer Tiefe von 376 m in helvetischen Ablagerungen verblieb. Die gleiche Firma teufte im Jahre 1927 die Bohrung **Radkersburg** ab, die 400 m Tiefe erreichte und in sarmatischen Ablagerungen eingestellt wurde.

Die Tiefbohrung **Mureck 1** bei Gosdorf wurde im Jahre 1942 von der WINTERSHALL A. G. niedergebracht und erreichte mit 1088 m das Grundgebirge nicht. Sie wurde in helvetischen Ablagerungen eingestellt. Die bei der Geologischen Bundesanstalt aufliegenden Proben konnten eingesehen werden. Mikropaläontologisch wurde die Bohrung von R. GRILL bearbeitet (in BECK-MANNAGETTA, 1952).

In den Jahren 1945—1948 wurde von der SOWJETISCHEN MINERAL-ÖLVERWALTUNG ein Tiefbohrprofil quer über die Südburgenländische Schwelle abgebohrt, das von W nach E die Bohrungen **Neuhaus** (Endteufe 765.10 m), **Bachseltzen** (Endteufe 579.0 m), **Mischendorf** (Endteufe 293.1 m) und am E-Abfall dieser Schwelle die Bohrung **Edlitz** (Endteufe 631.2 m) umfaßt.

Die auf Grund von Strukturbohrungen der Firma R. K. van SICKLE im Jahre 1953 abgeteuften Bohrung **Perbersdorf 1** fuhr unter tertiären Ablagerungen von 1470—1477 m paläozoischen Phyllit an. Kernmaterial wurde der RAG zu Vergleichszwecken zu Verfügung gestellt. Die geologische Bearbeitung dieser Bohrung erfolgte durch J. KAPOUNEK, die mikropaläontologischen Untersuchungen führte R. GRILL durch.

Die Tiefbohrung **Übersbach 1** wurde von der RAG auf Grund eigener seismischer Messungen angesetzt und im Winter 1958/59 niedergebracht. Sie erreichte nach Durchörterung des Tertiärs bei 2636 m paläozoischen Bänderkalk, in welchem sie bis zur Endteufe von 2694 m *) verblieb.

Die im Jahre 1964 von der RAG abgeteuften Aufschlußbohrungen **Mitterlabill 1** (Endteufe 1783 m, Grundgebirge nicht erreicht), **Walkersdorf 1** (Endtiefe 2143 m, paläozoischer Dolomit ab 2089 m) und

*) Bei den Tiefbohrungen der RAG handelt es sich um Schlumbergerteufen, die zum Teil von den Bohrteufen abweichen.

Palda u 1 (Endtiefe 1440.4 m, Grundgebirge nicht erreicht) können in dieser Studie nur am Rande erwähnt werden, da ihre Bearbeitung noch im Gang ist.

IV. Stratigraphie

A. Vortertiärer Beckenuntergrund

1. Allgemeines

Während der Aufbau der Randgebirge erst kürzlich von H. FLÜGEL (1963) zusammenfassend behandelt wurde, liegt über den vortertiären Untergrund keine neuere Darstellung vor. Eine solche kann auch nur skizzenhaften Charakter haben; denn außer den in bescheidenem Maße extrapolierbaren geologischen Verhältnissen der Beckenränder stellen nur die aus den tertiären Deckschichten auftauchenden Inselberge und die wenigen, bis auf das vortertiäre Grundgebirge abgeteufte Tiefbohrungen gesicherte geologische Fixpunkte dar. Der Aussagewert der bei den Eruptionsvorgängen aus der Tiefe mitgerissenen Gesteinstrümmen, die heute als Auswürflinge in jungpliozänen Tuffen und Agglomeraten anzutreffen sind, ist weniger hoch einzuschätzen.

Wenn früher, und auch in der vorliegenden Darstellung auf sie zurückgegriffen wird, so geschieht dies unter der stillschweigenden Annahme, es handle sich in der Mehrzahl der Fälle tatsächlich um, aus dem Untergrund hochgeförderte Gesteinsfragmente. Man muß sich dabei jedoch bewußt sein, daß zumindest ein Teil der Auswürflinge aus grobklastischen Ablagerungen stammen, und durch Horizontaltransport in jene Räume gelangt sein könnte, aus welchen die einzelnen Komponenten bei den späteren Eruptionsvorgängen mitgerissen wurden. Größere Bedeutung wird den Auswürflingen daher nur dort beigemessen, wo sie in vollem Einklang mit benachbarten Bohrungen stehen.

Die Geophysik, die, wie weiter unten zu zeigen ist, entscheidend zur Klärung der Morphologie des Beckenuntergrundes und der horizontalen Ausdehnung der tertiären Vulkanite beigetragen hat, ist leider nur in einzelnen Fällen dazu geeignet, Hinweise auf die stoffliche Zusammensetzung des Grundgebirges zu geben.

Im folgenden soll über die neueren, nicht allgemein bekannten Daten zum geologischen Aufbau des Beckenuntergrundes berichtet und versucht werden, diese mit dem Bau der Randgebirge (s. Taf. 1) sinngemäß zu verknüpfen. Der arbeitshypothetische Charakter dieses Versuches geht aus der geringen Dichte des Beobachtungsnetzes hervor.

2. Zum Aufbau des Beckenuntergrundes

a) **Kristallin.** Neue Erkenntnisse über die Ausdehnung des Koralpenkristallins im Beckenuntergrund brachten die im Jahre 1951 niedergebrachten Kohlebohrungen der ALPINE MONTAN A. G. und zwar die Bohrungen G. K. B. 1 bei Krottendorf und G. K. B. 2 bei Söding. Die erstere fuhr von 223.8—254.0 m (Endteufe) Granatglimmerschiefer und Gneis mit eingesprengten Granaten, die zweite von 724.3—736.5 m Gneis mit eingesprengten Granaten an. Sonst gibt es, abgesehen von ganz grundgebirgsnahen Wasser- und Kohlebohrungen, in den tieferen Beckenteilen keine Aufschlüsse, die Kristallin erreicht haben.

Die Ostgrenze des Koralpenkristallins gegen das Grazer Paläozoikum zieht daher nördlich an den Bohrungen Krottendorf und Söding vorbei und wendet sich zwischen diesen und dem paläozoischen Aufbruch von Tobelbad nach S, folgt etwa der Beckenachse zwischen Wies und Sausalgebirge und biegt bei Eibiswald in südwestlicher Richtung in die synklynal angelegte Unterdrauburger Zone (A. KIESLINGER 1929) ein, in deren Muldeninnerem die paläozoische Mahrenberger Serie und Mesozoikum eingebettet sind.

Das Kristallin von St. Radegund, welches zwischen dieser Ortschaft und Weiz den Grundgebirgsrand aufbaut, verschwindet im S unter der Tertiärbedeckung, dürfte östlich an Gleisdorf vorbeiziehen und sich weiter nach S in Richtung Feldbach und Gleichenberg erstrecken. Es ist dies jenes Gebiet, in welchem in zahlreichen Basalttuffen immer wieder Auswürflinge von Kristallin festgestellt wurden. Hier postulierte schon A. WINKLER (1913 b) und A. v. WINKLER-HERMADEN (1927 b, 1951 a) eine breite Kristallinschwelle. Der Verfasser glaubt hier an einen von Radegund weit nach SE vorgreifenden Sporn, der bis an das Paläozoikum der Dreiländerecke heranreicht und hier als „Radegund-Feldbacher Kristallinsporn“ bezeichnet wird.

Das Kristallin des Kulm- und Masenberges, das sich W Weiz unter der Tertiärbedeckung mit dem Kristallin von Radegund zu verbinden scheint, baut den weiteren Nordrand des Beckens bis Friedberg auf. Der Verlauf der Südgrenze dieses Kristallins ist noch unsicher. Sie scheint jedoch nördlich der Tiefbohrungen Walkersdorf 1 und Bachselten 1 durchzustreichen. Wenn wir die Rechnitzer Schieferinsel als Fenster des Penninikums auffassen, müßte das Kristallin in Richtung der Tertiärsenke zwischen Rechnitz und Eisenberg sehr an Breite verlieren.

Ein viertes größeres Areal kristalliner Gesteine ist auf jugoslawischem Territorium im Raum von Murska Sobota unter Tertiärbedeckung angefahren worden. Die Bohrung MS 1 traf bei 791 m

Gneis, MS 2 bei 1184 m und Filovci bei über 1600 m (genaue Tiefe unbekannt) kristallines Grundgebirge an. Es dürfte sich hier um die östliche Fortsetzung des Kristallins des Bacher- und Possruckgebirges und somit um eine Zone handeln, die das Jungpaläozoikum und Mesozoikum der ungarischen Mittelgebirge vom Grazer Paläozoikum trennt.

b) Alt-Paläozoikum. Durch den noch hypothetischen Rade-
gund-Feldbacher Kristallinsporn dürfte der vom Tertiär bedeckte Anteil des Grazer Paläozoikums in eine westliche und eine östliche Teilmulde gegliedert sein. Diese scheinen nur auf Höhe der Schieferinseln von St. Anna a. Aigen durch eine Brücke paläozoischer Gesteine verbunden zu sein, während sie im S von der Kristallinzone von Murska Sobota begrenzt sind. Die Teilmulden haben grundsätzlich nichts mit dem unten beschriebenen jungtertiären Grundgebirgsrelief des Steirischen Beckens zu tun, da sich auf ihrem Areal sowohl junge Schwellen als auch Teilbecken ausdehnen. Nur der genannte Kristallinsporn scheint sich annähernd mit der Auersbacher Schwelle zu decken.

Die westliche Teilmulde ist nahe ihrer Begrenzung gegen das Korallenkristallin durch eine Reihe von Inselbergen markiert, die achsiale Aufwölbungen der Sausalschwelle (oder mittelsteirischen Schwelle) darstellen. Diese Schwelle ist in südlicher Fortsetzung des weit ins Becken hineinragenden Plabutschzuges über die kleinen paläozoischen Grundgebirgsinseln bei Tobelbad und S Weitendorf, ferner über das Sausalgebirge bis zum Remschnigg- und Possruckgebirge zu verfolgen.

Etwa 7 km östlich der Hauptachse der Schwelle liegt der bekannte paläozoische Aufbruch beim Elektrizitätswerk von Lebring. Hier sind in eindrucksvoller Weise mitten im Murbett paläozoische Phyllite und Grünschiefer aufgeschlossen, deren generelles Einfallen nach S bis SSW gerichtet ist. In letzter Zeit konnte die Ausdehnung des paläozoischen Aufbruches unter der jungen Bedeckung östlich des Murbettes näher fixiert werden. Von der RAG wurde eine seismische Linie unmittelbar an den Aufbruch von Lebring angeschlossen. Dabei führen die NE des Aufschlusses gelegenen Schußbohrungen F 304 und F 305 unter dem Murschotter bei 11,0 m bzw. bei 9,0 m harte paläozoische Phyllite mit Quarzadern an. Die nächstnördliche Schußbohrung F 303 erreichte Tonmergel und Nulliporenkalke der Lagenidenzone des Torton.

Da nach V. HILBER (1878) bei Schönberg, SW des Wildoner Buchkogels das paläozoische Grundgebirge in nur 74 m und beim Hengsberger Sauerbrunn in 40--50 m angefahren wurde, ist in dem Dreieck zwischen Lebring, Weitendorf und S-Spitze der Flamberger Bucht mit einem

weitgehend eingeebneten und in geringer Tiefe liegenden vortertiären Relief zu rechnen. Gerade dieser Raum ist die Hauptdomäne der tortonischen Leithakalkentwicklung des Steirischen Beckens. Es kann daher der von G. KOPETZKY geäußerten Ansicht einer unmittelbaren Abhängigkeit dieser Seichtwasserfazies von einer Untiefe des prätertiären Reliefs beigepflichtet werden.

Neue verlässliche Daten über die Verbreitung paläozoischer Serien im Untergrund der westlichen Teilmulde des Grazer Paläozoikums brachten tiefere Bohrungen, die in der letzten Zeit niedergebracht wurden.

Die an der E-Flanke der Sausalschwelle und zwar in südlicher Fortsetzung des Plabutschzuges abgeteufte Kohlebohrung G. K. B. 3 bei Pirka fuhr zwischen 255.7 m bis 277.7 m unter Tertiär blauen, stark geklüfteten paläozoischen Kalk an (siehe auch H. FLÜGEL, 1961).

Einen wichtigen neueren Aufschluß stellt die Tiefbohrung Perbersdorf 1 dar. Sie fuhr nach J. KAPOUNEK (1954) bei 1470 m grüngrauen bis giftgrünlichen, an Schichtflächen manchmal etwas rotbraunen Phyllit an. Das am Kern gemessene Einfallen schwankte zwischen 80° und saiger. In diesem Phyllit verblieb die Bohrung bis zur Endteufe von 1477 m.

Die östliche Teilmulde des Grazer Paläozoikums ist wieder durch eine Reihe von paläozoischen Inselbergen gut belegt. Diese krönen die durch eine tiefe Einsattelung gegliederte Südburgenländische Schwelle (A. V. WINKLER-HERMADEN, 1927 und G. SIEMENS, 1943).

Quer über die Südburgenländische Schwelle hinweg verlief ein Bohrprofil der seinerzeitigen Sowjetischen Mineralölverwaltung. Folgende Bohrungen fuhr nach F. KÜMEL (1957) das paläozoische Grundgebirge an: Die an der E-Flanke der Schwelle gelegene Bohrung Edlitz durchteufte von 628.0 m—631.0 m paläozoischen Dolomitmarmor, Harmisch fuhr bei 164.8 m, Mischendorf von 275.5—293.15 m, Bachselten von 576.4—579.0 m devonischen Dolomit an. Die westlichste dieser Bohrungen, nämlich die von Neuhaus, erreichte mit einer Endtiefe von 765.1 m den Beckenuntergrund nicht, sondern verblieb in sarmatischen Ablagerungen. Paläozoische Gesteine sind somit in einer den höheren Serien des Grazer Paläozoikums ähnlichen Fazies auf Höhe des Eisenberges mit einer Breite von mindestens 13 km nachgewiesen.

In der östlichen Teilmulde brachten ferner die Tiefbohrungen Übersbach 1 und Walkersdorf 1 wichtige Tiefenaufschlüsse des paläozoischen Grundgebirges. Übersbach 1 fuhr von 2636.0—2694.0 m paläozoischen blaugrauen bis grauen Bänderkalk mit phyllitischen Belägen an. Das Einfallen ist sehr steil bis senkrecht, es tritt noch starke Fältelung und Harnischbildung hinzu. Nach freundl. Mitteilung von H. FLÜGEL ist weit-

gehende Ähnlichkeit mit den devonischen Kalken des Grazer Paläozoikums vorhanden. Fossilien fehlen. Die von H. FLÜGEL durchgeführten Untersuchungen auf Conodonten verliefen negativ. Die bei den Basalttuffen von Stadt- und Landbergen bei Fürstenfeld seinerzeit von A. WINKLER (1913 b) festgestellten Tonschiefer und blaugrauen Kalke dürften dem Paläozoikum der Tiefbohrung Übersbach 1 entsprechen und dessen Verbreitungsbereich in NW-Richtung noch um wenige Kilometer erweitern.

Walkersdorf 1 erreichte das paläozoische Grundgebirge bei 2089.0 m und verblieb bis 2,143 m (Endtiefe) in einem grauen, stark brekziösen Dolomit.

Durch die neueren Beobachtungen dürfte somit hinlänglich bewiesen sein, daß der tertiärbedeckte Anteil des Grazer Paläozoikums eine wesentlich größere Fläche einnimmt als das nördlich Graz aufgeschlossene klassische Gebiet.

c) Jungpaläozoikum und Mesozoikum. Abgesehen von kleinen Erosionsrelikten von geosynklinaler Trias am N-Rand des Possruck, wurden weder in den Grundgebirgsinseln, den Tiefbohrungen, noch im Auswurfmaterial der jungpliozänen Basalttuffe jungpaläozoische oder altmesozoische Ablagerungen angetroffen. Dies ist aus der paläogeographischen Situation erklärlich; denn, wie die neuen ungarischen Publikationen und insbesondere die von F. SZENTES (1961) und F. HORUSITZKY (1961) entworfenen Karten zeigen, streicht die Hauptachse der ungarischen Mittelgebirge südlich am Kristallingebiet von Murska Sobota vorbei. Möglicherweise waren aber die Vorkommen von oberostalpinem Mesozoikum in Possruck noch in vorhelvetischer Zeit viel ausgedehnter und fielen erst der späteren Erosion zum Opfer.

Ein gewisser Verdacht auf die Nähe von zentralalpiner Permotrias besteht bei Auswürflingen, die der Verfasser in Basalttuffen des Steinbruches von Grieselstein feststellen konnte. Es handelt sich um gehäuftes Vorkommen von Geröllen heller Serizit-Quarzite vom Typus des Semmeringquarzites.

Oberkreide in Gosaufazies ist am nordwestlichen Beckenrand im Kainachgebiet in größerer Verbreitung (D. STUR, 1871; V. HILBER, 1902; W. SCHMIDT, 1909; L. WAAGEN, 1937; H. FLÜGEL, 1963 u. a.), in kleineren Lappen auch am Remschnigg nachgewiesen. Im Becken sind bisher Gosauablagerungen unbekannt. Es ist aber möglich, daß ähnliche Vorkommen, wie die oben erwähnten, oder wie die des Lavanttales und

Krappfeldes auch im Untergrund des Steirischen Beckens vorhanden sind. Eine Verbindung der sogenannten „Nördlichen kretazischen Zone am Saume der ungarischen Mittelgebirge“ mit der Gosau von Kainach, wie sie in den Kartendarstellungen von F. HORUSITZKY (1961), aber auch bei J. FÜLÖP (1961) angedeutet ist, entspricht nicht den Tatsachen; denn die in dem angenommenen Verbreitungsbereich gelegene Tiefbohrung Perbersdorf 1 zeigte eine unmittelbare Auflagerung des Jungtertiärs auf Paläozoikum.

3) Zum Relief des Beckenuntergrundes

Im Gegensatz zu dem noch vielfach problematischen geologischen Aufbau des Untergrundes dürfte seine regionale morphologische Gliederung in wesentlichen Zügen geklärt sein. Dies ist in erster Linie der angewandten Geophysik zu verdanken, die in den letzten Jahrzehnten in zunehmendem Maße für den Aufschluß eingesetzt wurde (s. oben). Hauptsächlich auf die Ergebnisse der Geophysik stützt sich die Gliederung des Steirischen Beckens, wie sie in der letzten Zeit von R. JANOSCHEK (1957) und K. KOLLMANN (1960 b) publiziert wurde. (s. Taf. 1).

Das wesentlichste Ergebnis dieser Untersuchungen ist, daß die Südburgenländische Schwelle, als wichtigstes NE-SW streichendes Element, die in ihrer jungen Absenkungsgeschichte sehr verschiedenen Räume des Steirischen Beckens vom Raabgraben (Westpannonischen Becken), vom Zala- und vom Murbecken trennt (Abb. 1). Diese Schwelle ist durch eine tiefe Pforte, die Senke von Weichselbaum (G. SIEMENS, 1943) in einen nördlichen und südlichen Teil gegliedert. Letzterer ist seinerseits durch eine breite Pforte, die von G. SIEMENS (1943) als Senke des Saßbaches bezeichnet wird, vom Sporn des Remschnigg und Possruck geschieden. Dem nördlichen Teil der Schwelle gehören die paläozoischen Grundgebirgsinseln des Eisenberges, S Kohfidisch und W Güssing an. Der südliche Teil ist durch die große Schieferinsel von St. Anna a. Aigen (Rotterberg und Stadlberg) oberflächengeologisch gekennzeichnet. Das so gegen SE begrenzte Steirische Becken ist in sich wieder durch weitere Schwellenzonen verschiedener Tiefenlage in Teilbecken gegliedert.

Das sich östlich der Koralpe erstreckende Weststeirische Becken, welches nach Bohrungen und Geophysik kaum tiefer als 800 m ist, wird im E von der Sausalschwelle begrenzt, die sich vom paläozoischen Sporn des Plabutschzuges über die Grundgebirgsinseln von Tobelbad, S Weitendorf und des Sausalgebirges in Richtung Remschnigg erstreckt und nur zwischen Tobelbad und der Grundgebirgsinsel S

Weitendorf und zwischen Sausalgebirge und Remschnigg-Possruck seichtere Einsattelungen besitzt.

Der nördliche Teil des Weststeirischen Beckens wird im Sinne von H. FLÜGEL (1963) als Bucht von Stallhofen bezeichnet, von der als, zum Teil durch Grundgebirgsschwellen abgegliederte Nebenbuchten, nach W die Kohlenmulde von Köflach-Voitsberg und in nördöstlicher Richtung die Tiefenfurche von Thal-Mantscha abzweigt. Der südlichste Teil des Weststeirischen Beckens wird im Sinne der älteren Autoren als Bucht von Eibiswald oder Südweststeirische Bucht bezeichnet. Der mittlere Teil, die Florianer Bucht, ist im Bezug auf den Beckenuntergrund kein selbständiges morphologisches Element, sondern nur eine Ingressionsbucht des Tortons.

Östlich davon folgt das Gnaser Becken, welches schon auf Grund der Gravimetrie (G. SIEMENS, 1943) richtig erkannt wurde und nach den reflexionsseismischen Messungen der RAG bei Kirchberg/Raab eine Tiefe von mindestens 2500 m, wahrscheinlich aber noch mehr, hat. Graz liegt in einer seichten nordwestlichen Nebenbucht dieses Beckens, der Grazer Bucht. Das in frühhelvetischer Zeit nach S zur Senke des Saßbaches offene Becken scheint im Helvet und Torton durch den magnetisch und seismisch nachgewiesenen großen begrabenen Schildvulkan von Landorf (M. TOPERCZER, 1947 a, und seismische Messungen der Rohöl-Gewinnungs A. G.) wesentlich eingeengt worden zu sein. Vielleicht ist hier außerdem zwischen Landorfer und Gleichenberger Massiv eine Querschwelle vorhanden, die das Gnaser Becken wieder in einen nördlichen und südlichen Teil untergliedern würde (Schwelle von Rohrbach-Wittmannsdorf nach G. SIEMENS (1943).

In östlicher Richtung ist dieses Becken durch die in der Oberflächengeologie kaum angedeutete Auersbacher Schwelle begrenzt. Sie zweigt von einer breiten Schelfzone des Grundgebirges, dem sogenannten „Schwereplateau von Gleisdorf und Iiz“ nach G. SIEMENS (1943) in südlicher Richtung ab und verläuft über Auersbach, Feldbach, das Gleichenberger Massiv bis St. Anna a. Aigen, wo sie sich mit der Südburgenländischen Schwelle vereinigt. Sie hat somit einen ähnlichen Verlauf wie der oben postulierte Radegund-Feldbacher Kristallinsporn. Anscheinend sitzen die mittelmiozänen Vulkanite des Gleichenberger Massivs dieser Schwelle auf (Taf. 2 und Abb. 2).

Das kleine Fehringner Becken, über 3000 m tief, liegt östlich der Auersbacher Schwelle und wird von der sehr tief gelegenen Sö -

chauer Schwelle, die bei Walkersdorf vom Grundgebirgsplateau von Gleisdorf und Ilz abzweigt, im NE begrenzt. In ihrem Bereich liegen die Tiefbohrungen Übersbach 1 und Walkersdorf 1 der Rohöl-Gewinnungs A. G., die das Grundgebirge bei 2636 m und 2089 m anfahren.

Nördlich der Söchauer Schwelle folgt das noch sehr wenig bekannte und seismisch nur in seinem S-Teil untersuchte Becken von Fürstenfeld, das im W vom Kulm- und Masenberg, im E von der Südburgenländischen Schwelle begrenzt wird. Gegen N wird das Becken zwischen Pinkafeld und Friedberg schmaler und hebt schließlich in der nach den beiden Städten genannten Teilbucht aus. Die größten Beckentiefen dürften unweit Fürstenfeld unter 3000 m liegen. Nach SSE hat das Becken zum Raabgraben eine Verbindung über die Senke von Weichselbaum.

Der Begriff „Oststeirisches Becken“ erweist sich nach dieser morphologischen Aufgliederung als Sammelbegriff für die Gesamtheit der tieferen Teilbecken östlich der Sausalschwelle.

B. Jungtertiäre Beckenfüllung

1. Unterhelvet (Helvet s. str.)?

a) Verbreitung

Die obertägige Verbreitung der durchwegs fluviatil-limnisch entwickelten, vorläufig in das Unterhelvet (Helvet s.-str.) gestellten Ablagerungen beschränkt sich auf die Eibiswalder Bucht mit dem Radlgebirge im SW und auf den seichten Teil der Friedberg-Pinkafelder Bucht im N. **Sonst** werden diese Schichten in allen übrigen Randgebieten von jüngeren Ablagerungen überlappt und sind daher der unmittelbaren Beobachtung nicht zugänglich.

Über ihre Verbreitung unter der jüngeren Bedeckung ist noch wenig bekannt. Sicher nehmen die Ablagerungen der „Limnischen Serie“ jedoch, wie die Tiefbohrungen Perbersdorf 1, Mitterlabill 1, Übersbach 1 und Walkersdorf 1 zeigen, die südlichsten Teile des Gnaser-, Fehring- und Fürstenfelder Beckens ein.

b) Stratigraphische Abgrenzung und Gliederung

Die unten näher charakterisierte fluviatil-limnische Schichtfolge des Radlgebirges und der Eibiswalder Bucht sowie deren Äquivalente in der Tiefbohrung Perbersdorf 1 haben keinerlei stratigraphisch brauchbare Fossilien erbracht. Die Zuordnung dieser Schichtfolge erfolgte daher auf indirektem Wege mit Hilfe der sie überlagernden, stratigraphisch datierbaren Ablagerungen; es sind dies der tuffführende marine Steirische

Schlier des Oberhelvets (Karpats) im Gnaser Becken und dessen ebenfalls tuffführende, jedoch limnisch-fluviatile Äquivalente, nämlich die Mittleren und Oberen Eibiswalder Schichten im Weststeirischen Becken, von deren Basis die bekannte Eibiswalder Landwirbeltierfauna stammt (s. unten).

K. KOLLMANN (1960 b) ordnete den fluviatil-limnischen Basiskomplex ursprünglich noch in teilweiser Anlehnung an frühere Einstufungen in das „höhere Burdigal bis tiefere Helvet“ ein. Inzwischen stellte sich das jüngere Alter der Eibiswalder Wirbeltierfauna heraus, welche nunmehr in guter Übereinstimmung mit den Untersuchungen von W. MORTL an den Beginn des Oberhelvets (Karpats) gestellt wird (s. unten).

In der Tiefbohrung Übersbach 1 erbrachte nun die Limnische Serie Pflanzen- und Gastropodenreste. Die ersten weisen nach W. BERGER (s. unten) auf Helvet allgemein hin. Daraus und aus der Beobachtung einer kontinuierlichen Sedimentation ergibt sich zwanglos eine vorläufige stratigraphische Zuordnung des fluviatil-limnischen Basiskomplexes in das Unterhelvet (Helvet s. str.).

Für eine Parallelisierung der einzelnen Schichtglieder des limnisch-fluviatilen Basiskomplexes der verschiedenen Teile des Steirischen Beckens liegen noch zu wenig Daten vor. Es scheint sich aber im ganzen Raum ein einheitlicher Ablauf des Sedimentationsgeschehens insofern abzuzeichnen, als über basalen Rotlehm bildungen mit Brekzien-einschaltungen zuerst feinklastische und erst darüber grobklastische Ablagerungen folgen. Der Höhepunkt der Einschüttung grober Klastika liegt demnach nicht zu Beginn, sondern im höheren Teil dieses ersten sedimentären Zyklus der neogenen Geschichte des Steirischen Beckens. Diese Erscheinung dürfte die starken Absenkungsbewegungen einleiten, die schließlich zur Ingression des Oberhelvetmeeres führen. In diesen Bewegungen soll die altsteirische Gebirgsbildungsphase zum Ausdruck kommen.

Während aus den, an das Steirische Becken angrenzenden Senkungsgebieten nur spärliche Angaben über ähnliche limnisch-fluviatil-terrestrische Basisbildungen von vergleichbarer Mächtigkeit vorliegen (z. B. Rotlehme in der Struktur Inke in Westungarn), beschreibt G. HÁMOR (1964) aus dem Tertiär des Mecsekgebirges ganz ähnliche, mächtige konglomeratreiche bzw. kohleführende Ablagerungen im Liegenden des Schliers, den er ebenfalls als oberhelvetisch anspricht.

c) Gliederung in den Teilgebieten

Radlgebirge und Weststeirisches Becken

Im S-Teil des Weststeirischen Beckens und dem steil emporragenden Radlgebirge streichen limnisch-fluviatile Ablagerungen in einer Breite von mehreren Kilometern aus und lehnen sich an den N-Fuß des Possruck-Remsnigg-Gebirges und den E-Fuß der Koralpe an.

Die tertiäre Schichtfolge beginnt in mehreren Profilen mit Rotlehmbildungen. Solche werden von A. v. WINKLER-HERMADEN (1929) NE St. Pongratzen (S. 495) und an der S-Seite des Radlgebirges bei Pauly (S. 521, Taf. 14) angegeben. Ähnliche Rotlehmsedimente erwähnt A. KIESLINGER (1927) als miozäne Bodenbildung auf kristallinen Gesteinen der Koralpe bei Unterfresen.

Darüber folgt an der Südseite des Radlgebirges eine Wechsellagerung von relativ feinem Schotter, welchem Sande und Tonlagen eingeschaltet sind. Diese feinklastischen „Basisschichten“ des Radlgebirges (A. v. WINKLER-HERMADEN, 1927 a, 1929) sind hier auch in einigen anderen Profilen zu beobachten. Erst darüber setzt der bekannte Radl-Wildbach-Schotter ein, ein Riesenblockwerk von kristallinen Gesteinen der Koralpe. Diesen sind hauptsächlich in der Nähe der Basis und an der Grenze gegen die unteren Eibiswalder Schichten nicht gerollte Schuttbrekzien eingelagert. Daneben kommen auch Riesenschollen vor, für die A. KIESLINGER (besonders 1928) eine tektonische Hochschleppung an flachen Schubflächen postuliert. Gegen diese Auffassung spricht sich A. v. WINKLER-HERMADEN (besonders 1927a) aus, der einen Transport in Wildbächen mit reicher Wasserführung annimmt. Zweifellos haben Rutschungen größten Ausmaßes eine bedeutende Rolle gespielt. Ein steiles, durch Senkungsbewegungen mehrfach wiederbelebtes Relief dürfte selbstverständlich Voraussetzung für diesen von der Schwerkraft kontrollierten, länger andauernden Grobgerölltransport sein.

Im Gegensatz zu der herrschenden Auffassung über die Lagerung des Radlschotters betont G. KOPETZKY (1927, S. 69), daß „am N-Abfall des Radls keine Stelle gefunden werden konnte, wo die grobklastischen Bildungen des Radlkammes unter die sogenannten unteren Eibiswalder Schichten einfallen“. Da auch keine Stelle bekannt sei, wo der Radlschutt vom steirischen Schlier überlagert würde, und eine große Ähnlichkeit des als Torton eingestuftes Schwanberger Blockschutt und der von H. BEER und G. KOPETZKY (1951) in das Torton gestellten Kreuzbergsschotter bestehe, zieht G. KOPETZKY die Möglichkeit in Betracht, daß den grobklastischen Bildungen des Radl tortonisches Alter zukomme (S. 70).

Ohne diese Denkmöglichkeit a priori ablehnen zu wollen, möchte sich der Verfasser vorerst der Auffassung A. v. WINKLER-HERMADENS anschließen. Demnach folgen über den Radlschichten die Eibiswalder Schichten, die von A. v. WINKLER-HERMADEN (1924) und später in gleicher Weise von G. HIESSLEITNER (1926 a) in Untere, Mittlere und Obere Eibiswalder Schichten aufgegliedert wurden. In das Helvet s. str. werden hier nur die ersteren gestellt. Diese Schichten fallen, ebenso wie die des Radls nach NW bis NNW ein. Sie stellen eine oftmalige Wiederholung von Schottern, Kiesen, äußerst glimmerreichen Sanden und sandigen Tönen dar. Das Geröllmaterial dieser Schichten stammt auch aus der Koralpe. Limnisch-fluviatile Entstehung dieser Serie ist offenkundig. An der Grenze zwischen Unteren und Mittleren Eibiswalder Schichten erscheinen auf ein anderes Ursprungsgebiet hinweisende kalkgeröllreiche Schotter.

Die Mächtigkeit der Radlschichten wird von A. v. WINKLER-HERMADEN und G. HIESSLEITNER mit ca. 1000 m, die der Unteren Eibiswalder Schichten mit 1500 bis 1600 m angegeben. Im Sinne von W. PETRASCHECK (1922 bis 1925) liegt hier Delta-, Überguß-, oder Anlagerungsschichtung vor. Seine Mächtigkeitsangaben für die Unteren Eibiswalder Schichten von insgesamt 300 bis 400 m dürften den Tatsachen entsprechen.

Gnaser Becken

In diesem Teilbecken sind als tiefste Serie der tertiären Beckenfüllung ebenfalls limnisch-fluviatile Ablagerungen bekannt geworden. Wir ordnen sie hier, wie im Fehringer und Fürstenfelder Becken als „Limnische Serie“ ebenfalls dem Helvet s. str. zu.

In der Tiefbohrung Perbersdorf 1 wurden über den paläozoischen Phylliten von 1,335,0 bis 1,470,0 m hauptsächlich aus Phyllitmaterial zusammengesetzte Basisbrekzien von leuchtend roter Farbe angefahren, die ab ca. 1400 m eine vollkommene Rotfärbung der Bohrspülung verursacht hatten. Der Brekzie war bei ca. 1400 m eine tonige Lage mit unbestimmbaren Landgastropoden eingeschaltet.

Die über den roten Basisschichten gelegenen limnischen Ablagerungen ließen in dieser Bohrung keine weiteren Untergliederungen zu. Von 930,0 bis 1,335,0 m herrschen hier nach J. KAPOUNEK (1954) graue bis dunkelgraue, glimmerreiche, harte Tonmergel mit Lagen von Mergelsandstein und Glimmersandstein vor, die von Konglomerateinlagerungen unterbrochen werden. Gelegentlich treten Kohleschmitzen auf. Die Konglomerate nehmen im höheren Teil an Mächtigkeit und Häufigkeit zu, was an die unten beschriebenen Verhältnisse im Fürstenfelder Becken erinnert. Sie sind hart, die Grundmasse ist stark

sandig-glimmerig. Als Geröllkomponenten werden paläozoische Gesteine, vor allem dunkle Kalke angegeben. Daneben treten häufig Quarzgerölle auf. Mesozoische Anteile sind nicht besonders hervorgehoben, dürften aber ebenfalls nicht fehlen. Die Größe der Gerölle schwankt zwischen maximal 30 bis 60 mm Durchmesser.

Die im gleichen Becken gelegene Tiefbohrung M u r e c k 1, bei Gosdorf, fuhr die gleiche Serie zwischen ca. 764 bis 1188 m an und wurde in einer Schichtfolge mit mächtigen Konglomeratlagen eingestellt. Die seinerzeit geäußerte Annahme, es könnte sich hier schon um Basiskonglomerate handeln, ist auf Grund des Vergleiches mit der kaum 10 km entfernten Tiefbohrung Prebersdorf unhaltbar. Es liegen hier eher Äquivalente des höheren konglomeratreichen Teiles der Limnischen Serie vor.

Die Tiefbohrung M i t t e r l a b i l l 1 fuhr den tieferen Teil des Unterhelvets zwischen 1658.0 bis 1783.6 m (Endtiefe) an. Diese Serie setzt sich hier aus Tonmergelstein- bis Tonsteinpaketen mit Mergelsandstein- und Tufflagen zusammen. Der höhere konglomeratreiche Teil läßt sich nicht vom Oberhelvet abtrennen.

Leider brachten die genannten Tiefbohrungen keine näher bestimmbar Faunen und Floren, so daß die Einstufung des Limnischen Komplexes sich in erster Linie auf einen lithologischen Vergleich mit den Verhältnissen im Weststeirischen und Fürstenfelder Becken stützt. Die obere Begrenzung der Serie ist dort durch das Einsetzen der Faunen des Karpats gegeben und den nahezu gleichzeitigen Beginn der Förderung andesitisch-dazitischer Magmen und Tuffe (siehe unten). An den Rändern des Gnaser Beckens wird die Serie durchwegs von jüngeren Ablagerungen überlappt.

F ü r s t e n f e l d e r B e c k e n

Das vollständigste und am besten studierte Profil jenes mächtigen basalen limnisch-fluviatilen Schichtpaketes, das hier ebenfalls als „Limnische Serie“ bezeichnet und dem Helvet s. str. zugeordnet wird, durchteufte die Tiefbohrung Ü b e r s b a c h 1 von 1.980.0 bis 2.636.0 m. Diese Schichtfolge umfaßt hier 4 lithologisch gut voneinander unterscheidbare Serien.

Die R o t l e h m s e r i e (2.577.0 bis 2.636.0 m) liegt unmittelbar auf paläozoischen Bänderkalken. Die durchwegs intensiv ziegelrot gefärbten Sedimente umfassen harte Rotlehme, mit Rotlehm gebundene Sandsteine und Phyllitbrekzien (Durchmesser der Gerölle bis 10 mm). Einschaltungen von bis mehrere Dezimeter starken Glanzkohlschmitzen sind nicht selten.

H. WIESENER (briefliche Mitteilung) verdankt der Verfasser die Untersuchung eines Rotlehmes aus der Tiefe von 2591 bis 2592 m. Nachgewiesen wurden die nachfolgend angeführten Mineralien; nach der Häufigkeit ihres Auftretens angeordnet sind dies:

"Fe₂O₃-Hämatit, Kaolinit, Illit, Siderit und Quarz.

Aluminiumhydroxyde sind nicht nachweisbar, so daß das Gestein nicht den Bauxiten oder Lateriten zugezählt werden kann.

Auch Mineralien der Montmorillonit-Gruppe sind nicht festgestellt worden. Da der in der untersuchten Probe nachgewiesene Siderit nur in reduzierendem Milieu entsteht, der Hämatit in sauerstoffreicher Umgebung, sind diese beiden Minerale wahrscheinlich nicht nebeneinander gebildet worden. Der Siderit könnte am Grunde schlecht durchlüfteter Tümpel entstanden, der Hämatit von den umliegenden Höhen eingeschlämmt worden sein. Die Bildung des Hämatits als Bodenmineral findet unter den Bedingungen der Roterdeverwitterung (sommertrockenes Klima) statt."

Die höchst merkwürdigen Einschaltungen von Glanzkohle in den Rotlehmen könnten auf eine Bindung an schlecht durchlüftete Gewässer (Tümpel) hinweisen. Eine ähnliche Kombination von Rotlehm und Kohle findet sich in der Bucht von Naas bei Weiz; dort werden diese Ablagerungen von H. FLÜGEL und V. MAURIN (1959 b) und H. FLÜGEL (1961) auf Grund eines von M. MOTTI bestimmten Fundes von *Mastodon angustidens* CUV. allerdings in das obere Helvet eingestuft. Fossilien waren in dieser Serie in Übersbach 1 nicht vorhanden.

Die Serie der bituminösen Mergelsteine mit Glanzkohlen (2514,0 bis 2577,0 m) umfaßt nur pelitische Sedimente und zwar dunkelgraue bis braun gefärbte bituminöse harte Mergelsteine mit Kalkmergel-, Tonmergelstein- und Tonsteinlagen. Dieser sind zahlreiche Glanzkohlschmitzen und -lagen unter 1 m Mächtigkeit eingeschaltet. Auch kohlige Pflanzenreste sind zu erkennen. Im Kern von 2556 bis 2559 m finden sich zahlreiche Abdrücke von unbestimmbaren Süßwassergastropoden. Der Bitumengehalt dieser Süßwasserschichten dürfte pflanzlichen Ursprungs sein.

Die Serie der Tonmergelsteine und Mergelsandsteine (2346,5 bis 2514,0 m) setzt sich vorwiegend aus grauem, braungrauem und dunkelgrauem Tonmergelstein zusammen, der oft feinstglimmerig und sehr hart ist und Lagen von Mergelsandstein führt. Außerdem sind zahlreiche, jedoch geringmächtige Glanzkohlenlagen und -schmitzen eingeschaltet. Die von G. WOLETZ (1960) durchgeführte Schweremineralanalyse zeigte in einer tieferen Probe ein Spektrum mit viel Karbonat

(Dolomit, vielleicht auch Magnesit) und Pyrit, reichlich Rutil, daneben Apatit, Turmalin und wenig Zirkon. Höhere Proben (zwischen 2380 bis 2396 m) enthalten zusätzlich Granat, häufig mit Erosionserscheinungen und Skelettwachstum. Dies ist besonders auffällig, da in den darüber liegenden 1000 m, also bis in das höhere Torton kein Granat festzustellen ist.

An tierischen Resten wurde nur eine *Brotia* sp. gefunden. Recht gut erhaltene Pflanzenreste konnten aus dunkelgrauen Tonmergelsteinen oder Kohlentonen gewonnen werden. Bestimmbare Pflanzenreste fanden sich nach brieflicher Mitteilung von W. BERGER in folgenden Tiefen: 2386 bis 2390 m *Glyptostrobus europaeus* (BGT.), 2437 bis 2443 m *Musophyllum* sp., 2495 bis 2501 m *Pteris oeningensis* UNG. (häufig), *Glyptostrobus europaeus* (BGT.) (häufig), *Quercus drymeja* UNG., „*Phragmites*“ sp. (häufig). Diese Liste umfaßt nur einen Teil der gefundenen Pflanzenreste. Außerdem liegen noch zahlreiche unbestimmbare eiförmige bis lanzettliche mittelgroße Blätter vom „Lorbeer“- und „Weiden“-Typus vor. Wiewohl systematisch unbestimmbar, zeigen diese Blattformen warme, mehr oder weniger feuchte subtropische Umweltsbedingungen an. Die vorliegenden Pflanzenreste sprechen stratigraphisch nach seinen bisherigen Erfahrungen am ehesten für helvetisches Alter der betreffenden Schichten.

Das Milieu, in dem diese Serie abgelagert wurde, kann ebenso wie das der nächsttieferen Serie als ruhiges seichtes Seebecken eines subtropischen Klimabereiches mit reichem Pflanzenwuchs (mehrfache Ansätze zur Kohlebildung) gekennzeichnet werden.

Die konglomeratreiche Serie (1980 bis 2346,5 m) umfaßt Tonmergel, graue glimmerige, sehr harte Tonmergelsteine, Tonsteine und Mergelsandsteine. Es treten jedoch unvermittelt Konglomerateinschaltungen hinzu, die insbesondere im mittleren Teil der Serie bis gegen 10 m mächtig werden können. Die untersten ca. 100 m der Serie sind sehr reich an Glanzkohlenlagen. Die Konglomerate zeigen nach Kernbefunden eine Matrix, die sich vorwiegend aus grobem, selten mittelkörnigem Quarzarenit (kalkig-tonig gebunden) zusammensetzt. Der Geröllbestand ist polymikt und umfaßt: Kalkstein, hell- und dunkelgrau schattiert, von vorwiegend mesozoischem Habitus; Mergel, z. T. bituminös, ähnlich jenem der Serie der bituminösen Mergelsteine; Lydit; Quarz; Quarzit; Marmor, z. T. grobkristallin; Gneis, z. T. stark verwittert. Die Geröllgröße erreicht 60 bis 80 mm im Durchmesser. Die anscheinend aus nächster Nähe (aus höheren Staffeln?) stammenden Mergelfetzen können bis 100 mm groß sein. Ein typisches Leitmerkmal mancher oft nur noch

in ihren Umrißformen zu erkennenden, sonst aber ganz ausgehöhlten Kristallingerölle, ist ihre goldgelbe Lumineszenz im UV-Licht.

Was die weitaus vorherrschenden, verschieden schattierten Kalkgerölle von mesozoischem Habitus anlangt, so hat der Verfasser (1960 b) auf deren wahrscheinliche Herkunft aus dem SE hingewiesen. Es spricht alles dafür, daß dieses Material als Abtragungsschutt des Mesozoikums der ungarischen Mittelgebirge und zwar in erster Linie des Bakony und dessen heute tertiärbedeckter SW-Fortsetzung aufzufassen ist. Paläogeographisch ergibt sich daraus für das Mittelmiozän eine relative Hochlage nicht nur des Bakony selbst, sondern auch des zwischen diesem und der Südburgenländischen Schwelle gelegenen Gebietes, über welches hinweg der Schottertransport in Richtung zum Steirischen Becken erfolgt sein mußte. Ob die Kristallingerölle ebenfalls aus dem Osten oder zum Teil vom nördlichen Beckenrand stammen, ist noch ungewiß.

Im Schwereminerallbild ist, im Gegensatz zu der nächst tieferen Serie, kein Granat vorhanden. Auffallend ist nach G. WOLETZ (1960) durchwegs der hohe Karbonat- (= Dolomit-) gehalt. Unter den „übrigen durchsichtigen Mineralien“ dominieren abwechselnd Apatit und Rutil, daneben treten Zirkon und Turmalin zurück. Im Schwereminerallbestand drückt sich demnach ein Wechsel des Herkunftsgebietes aus: Die ursprüngliche Einschüttung aus dem Altkristallin wird durch die vorherrschende Zufuhr aus dem Mesozoikum der Ungarischen Mittelgebirge unterbrochen.

An Mollusken fanden sich nur 2 Reste von glattschaligen Gastropoden. Pflanzenreste waren in 3 Kernen vorhanden. W. BERGER konnte daraus bestimmen: 2152 bis 2158 m *Salix varians macrophylla* HEER, 2251 bis 2256 m *Lastraea styriaca* (UNG.) (häufig), *Glyptostrobus europaeus* (BGT.) (häufig), ?*Fagus* sp., *Populus cf. richardsoni* HEER, *Quercus* sp., *Carya bilinica* UNG., cf. *Büttneria aequalifolia* (GÖPP.), „*Phragmites*“ sp., *Typha latissima* A. BR. Diese Flora deckt sich weitgehend mit jener aus der nächsttieferen Serie und ist wohl auch stratigraphisch gleich zu bewerten. Mikrofaunen waren nicht nachzuweisen.

Die im gleichen Becken gelegene Tiefbohrung Walkersdorf 1 fuhr unmittelbar unter einer konglomeratreichen Serie, die wir vorläufig zur Gänze dem Oberhelvet zuordnen, das paläozoische Grundgebirge an.

Vorwiegend fluviatile Sedimente treten in der nördlichsten Ecke des Fürstenfeld-Allhauer Beckens, in der Friedberg-Pinkafelder Bucht, zutage und greifen nach N noch weit auf das Kristallin des Wechselgebirges über. Es ist dies jene grobklastische Serie, die die mit Rotlehm gebundene basale Zöberner Brekzie, die Mönichkirchner Blockschotter, die Krumbacher

Schichten und die Sinnersdorfer Konglomerate umfaßt. Die Überlagerung der letzteren durch marines (Unter?-) Torton verweist die gesamte Schichtfolge in das Liegende dieser Stufe. Wieweit die einzelnen klastischen Schichtglieder der Linnischen Serie des Helvets s. str. und wieweit sie als fluviatile Randfazies dem marinen Oberhelvet (Karpat) entsprechen (s. unten), ist noch nicht zu beurteilen. Die in den Sinnersdorfer Konglomeraten aufgefundenen Andesit- und Tuff-(= Betonit-)Vorkommen machen, wie unten gezeigt wird, eine Zugehörigkeit dieser fluviatilen Ablagerungen zum Karpat wahrscheinlich.

Die klastische Serie der Friedberg-Pinkafelder Bucht dürfte der im Nordteil der Landseer Bucht und am Brennborg westlich Ödenburg in größerer Mächtigkeit aufgeschlossen, von M. VENDL (1930) und R. JANOSCHEK (1932) genau untersuchten Folge der kohleführenden Schichten von Brennborg, der Unteren und Oberen Auwaldschotter, und des Brennborg Blockstromes entsprechen. Auch hier ist das gesamte Helvet fluviatil entwickelt. Das Meer erobert diesen Raum erst im Torton.

d) Paläogeographische Entwicklung

Die oben gegebene morphologische Gliederung des Grundgebirgsreliefs ist das Ergebnis regionaler und lokaler Senkungs- und Kippungsvorgänge, die sich im Verlaufe des Jungtertiärs abspielten. Im gesamten Steirischen Becken und den benachbarten westungarischen und nordjugoslawischen Teilen des Pannonischen Beckens greift das Jungtertiär mit seinen verschiedenen Schichtgliedern diskordant über die Einheiten des prätertiären Grundgebirges hinweg. Entsprechend dem langen Zeitraum der Erosionsvorgänge darf mit einer ausgereiften Morphologie gerechnet werden. Die Vorstellung eines weitgehend eingebneten bis flachwelligen, nur von einzelnen Kuppen überragten Ausgangsreliefs dürfte am ehesten den Tatsachen entsprechen.

Zur Zeit der Ablagerung der Linnischen Serie des Gnaser-, Fehring- und Fürstenfelder Beckens, die wir den Radlschichten und dem Unteren Eibiswalder Schichten des Weststeirischen Beckens gleichstellen und dem Helvet s. str. zuordnen, dürften trennende Schwellen noch keine wesentliche Rolle als paläogeographische Faziesbarrieren gespielt haben. Die linnisch-fluviatilen Sedimente tragen daher im gesamten Raum einen sehr einheitlichen Charakter.

Im Weststeirischen-, Gnaser- und Fürstenfelder Becken sind z. T. mächtige basale Rotlehmsedimente erhalten, die als Reste von Bodenbildungen der alten Landoberfläche zu betrachten sind. Das Ereignis,

welches zu einer weitgehenden Trockenlegung und Abtragung nicht nur in der Steiermark, sondern auch in großen Teilen der übrigen Paratethys geführt hat, darf mit der savischen Gebirgsbildung (H. STILLE, 1924) in Zusammenhang gebracht werden. Als Folge zunehmender Absenkung kommt es zur Entstehung eines großen Binnengewässers, in welches von den Beckenrändern her zuerst aus der Koralpe, dann aber hauptsächlich aus dem S und SE grobklastisches Abtragungsmaterial neben sandig-tonigen Komponenten eingeschüttet wird. Die sich rasch senkenden Muldenbereiche werden rhythmisch und mit zunehmender Stärke wieder zugeschüttet. Nur in vorübergehenden Zeiten langsamerer Absenkung kommt es zu Ansätzen von Kohlebildung. Süßwassermollusken und Pflanzenreste sind in diesen Ablagerungen sehr selten.

2. Oberhelvet (Karpät)

a) Verbreitung

Die obertägige Verbreitung der in das Oberhelvet gestellten marinen Ablagerungen des „Steirischen Schliers“ beschränkt sich auf die Gamlitzer Bucht und die Windischen Büheln, die nur zum geringen Teil auf österreichischem Gebiet liegen.

Über die Verbreitung und Faziesverteilung der marinen Äquivalente des Oberhelvets unter der jüngeren Bedeckung geben die Tiefbohrungen Perbersdorf 1, Mitterlabill 1, Übersbach 1 und Walkersdorf 1 Aufschluß.

Gleichalterige limnisch-fluviatile Ablagerungen schließen sich in der Bucht von Eibiswald im Hangenden an die Bildungen des Helvets s. str. an und tauchen gegen N unter die tortonischen Bildungen der Florianer Bucht unter, erscheinen aber in der Bucht von Stallhofen wieder an der Oberfläche und erfüllen auch die Bucht von Köflach-Voitsberg. Fluviatil-limnische Ablagerungen dieses Alters streichen im Nordteil der Friedberg-Pinkafelder Bucht an der Oberfläche aus.

b) Stratigraphische Abgrenzung und Gliederung

Die Voraussetzung für eine regional gültige Definition des „Oberhelvets“ und für dessen Abgrenzung gegen das „Torton“ und das Unterhelvet (Helvet s. str.) wurden in den letzten Jahren von seiten österreichischer und tschechoslowakischer Geologen und Paläontologen im Wiener Becken und in der Molassezone geschaffen.

Für die Abgrenzung nach oben war vor allem die Erkenntnis bedeutend, daß im weiteren Raum der oft zum Vergleich herangezogenen klassischen Lokalität Grund in Niederösterreich ein tieferes, noch zum höheren Helvet zu rechnendes und ein höheres, bereits in die Lagenidenzone des Torton zu stellendes Stockwerk zu unterscheiden sind, wobei dem

letzteren die klassischen Makrofossilfundpunkte von Grund angehören (R. WEINHANDL, 1957; R. GRILL, 1958; A. PAPP, 1958 a). Das tiefere Stockwerk ist durch Foraminiferenfaunen mit *Uvigerina graciliformis*, *U. bononiensis primiformis*, *Globigerina concinna* u. a. charakterisiert, während Orbulinen erst im höheren erscheinen. Zwischen beiden ist eine stärkere Diskordanz festzustellen.

I. CICHA, J. PAULIK und J. TEJKAL (1957) geben eine eingehende paläontologische Charakteristik des Miozäns des Außerkarpatischen Beckens in Mähren und vor allem auch des Oberhelvets, mit dem sie, ebenso wie T. BUDAY und I. CICHA (1956) einen neuen transgressiven Zyklus über den Rzehakia (= Oncophora-)Schichten einsetzen lassen. Diese betrachten sie als höchstes Schichtglied des Unterhelvets (= Helvet s. str.). In der Folge gliedern die tschechoslowakischen Geologen das Oberhelvet als eigene stratigraphische Einheit ab und stellen es als „Karpatrien“ n. n. (I. CICHA, J. TEJKAL und J. SENEŠ, 1960) dem Helvet s. str. (= Unterhelvet) gegenüber. Das Oberhelvet im Sinne dieser Begriffsfassung unterscheidet sich nach I. CICHA (1960, S. 71) und I. CICHA und P. ČTYROKY (1962, S. 309) durch eine Reihe von Foraminiferen vom Helvet s. str. Im Plankton überwiegen: *Globigerina* aff. *bulloides*, *G. concinna* RSS., *G. aff. trilocularis* d'ORB., *G. inflata* d'ORB., *G. dubia* d'ORB., *G. aff. officinalis* SUBB., *Globigerinoides trilobus* (Rss.); *G. bisphaericus* TODD kommt nur sporadisch vor. Im Benthos steht das Oberhelvet dem Untertorton der alpin-karpatischen Becken sehr nahe.

Daß die Oncophora (= Rzehakia) -schichten der Tschechoslowakei jenen von Bayern und Westösterreich entsprechen, läßt sich heute schon mit größter Wahrscheinlichkeit annehmen. Wie K. KOLLMANN (1960 a) zeigt, ist die, einem ganz sonderbaren brackischen Biotop entsprechende Oncophorafazies mit einer typischen Ostracodenfauna vergesellschaftet, die in Bayern ganz gleich zusammengesetzt ist wie in der Umgebung von Brno (Ziegelei Lišen). Es ist dies eine Biozönose von *Paracyprideis triebeli* GOERLICH und Candonen, wie sie vom Verfasser kürzlich auch in Materialien aus den Oncophoraschichten der Tiefbohrungen von Matzen festgestellt werden konnte.

Da, wie F. ABERER (1958) zeigt, in der westösterreichischen Molassezone die Oncophoraschichten von den kohleführenden Süßwasserschichten tortonischen bis unterpliozänen Alters unmittelbar überlagert werden, scheinen dort Zeitäquivalente des Karpats nicht vorhanden zu sein.

Ausschlaggebend für die Parallelisierung des Steirischen Schliers mit dem Karpat des Außer- und Inneralpinen Wiener Beckens war eine gemeinsame Befahrung des Steirischen Beckens mit T. BUDAY, I. CICHA und

J. SENEŠ mit anschließender Diskussion an Hand des Materials (s. Hinweis in I. CÍCHA, 1957). Auch K. TURNOVSKY verdankt der Verfasser eine Bestätigung der weitgehenden Übereinstimmung mit dem Oberhelvet des Außeralpinen Wiener Beckens.

Eine gewisse Abweichung gegenüber dem Karpat der Tschechoslowakei (I. CÍCHA, 1960) bedeutet der ausgesprochene Reichtum an *Globigerinoides bisphaericus* im Steirischen Schlier der Beckenfazies. Diese Art tritt jedoch auch hier, wie in der Tschechoslowakei nur im hohen Teil des Oberhelvets (in der Tiefbohrung Perbersdorf 1 im Hangenteil des oberen fossilreichen Schichtpaketes) auf.

Die von I. CÍCHA erwähnte Ähnlichkeit des Formaniferen-Benthos mit jenem des Untertorton ist im Steirischen Becken besonders auffällig und es darf daher nicht wundernehmen, wenn z. B. G. KOPETZKY (1957) den Steirischen Schlier als tiefere Abteilung der Lagenidenzone auffaßt.

Die von J. KAPOUNEK, A. PAPP und K. TURNOVSKY (1960) im österreichischen Anteil des Außeralpinen Wiener Beckens aufgestellte „L a a e r S e r i e“ entspricht in der biostratigraphischen Begriffsfassung vollkommen dem Karpat und wäre daher im Sinne von I. CÍCHA, J. SENEŠ UND J. TEJKAL (1962, S. 135) als jüngeres Synonym für dieses aufzufassen. In fazieller Hinsicht weicht der Steirische Schlier so sehr von der Laer Serie ab, daß es der Verf. vorzieht, hier den von den tschechoslowakischen Geologen vorgeschlagenen Begriff „Karpatrien“ bzw. „Karpat“ zu verwenden.

Eine gute regionalgeologische Parallele zwischen dem Steirischen Schlier und den Schichten des Karpats im klassischen Gebiet besteht darin, daß beide eine ausgeprägte Phase der marinen Transgression einleiten, innerhalb welcher sich vollkommen gleich gesteuerte phylogenetische Veränderungen im Plankton abspielen. Mit dessen Hilfe läßt sich im allerhöchsten Teil des oberhelvetischen Schichtpaketes eine Zone mit *Globigerinoides bisphaericus* abtrennen. Daraus ergibt sich eine Gliederung in zwei recht ungleiche Teile. Die unabhängig davon in der Bohrung Prebersdorf 1 aufgezeigte Dreigliederung (fossilreich — fossilarm — fossilreich) ist rein faziell bedingt. Es kommt ihr, wie vielen anderen Begriffen des österreichischen Tertiärs, nur parachronologische Bedeutung zu.

Die Parallelisierung der limnischen Mittleren und Oberen Eibiswalder Schichten und der **Sinnersdorfer Konglomerate mit dem marinen Schlier** des benachbarten Gnaser Beckens ergibt sich, wie oben gezeigt, mit Hilfe

der, einem einheitlichen Eruptionszyklus angehörenden Tuffe. Eine gute Zeitmarke stellt deren Ersteinsetzen dar, welches im Gnaser Becken knapp vor dem Erscheinen der tiefsten marinen Faunen des Oberhelvets, im Weststeirischen Becken etwas über der nunmehr an die Basis des Oberhelvets gestellten Eibiswalder Säugetierfauna liegt. Den höchsten Teilen des marinen Oberhelvets entsprechen im Weststeirischen Becken die Säugetierfaunen von Zangtal und Labitschberg (?).

Im benachbarten Zalabecken sind Äquivalente des Steirischen Schliers in tiefen neueren Bohrungen des Feldes Lovászi angetroffen worden. L. VÖLGYI (1956) erwähnt aus dem tieferen Teil dieser Ablagerungen, die sich durch arme Mikrofaunen bei Betonung der Sandschaler auszeichnen, Rhyolittufflagen, die wohl den Tuffen im Oberhelvet des Steirischen Beckens entsprechen. Der höhere Teil dieser Serie, den wir unserer Lagenidenzone des Torton zuordnen möchten, enthält nach VÖLGYI bereits reichlich Orbulinen. L. MAJZON (1956, S. 58) weist ausdrücklich darauf hin, daß die Basis des Torton auch in Ungarn durch das Einsetzen der Orbulinen gekennzeichnet ist.

Im Murbecken konnte W. SCHORS (1954) bei der Tiefbohrung Kaag (Kog) 1 bis zu einer Tiefe von ca. 745 m Orbulinen feststellen. Darunter folgt wie in Lovászi ein relativ foraminiferenarmes Äquivalent des Steirischen Schliers ohne Orbulinen. Nach Vertiefung von Kaag 1 wurde das helvetisch-tortonische, vorwiegend pelitisch entwickelte Schichtpaket des unteren Torton und Helvets noch in anderen Tiefbohrungen dieser Struktur angetroffen. Wie M. PLENICAR (1954) meint, läßt sich hier aber das Helvet vom Torton nicht abtrennen. Er vertritt somit einen ähnlichen Standpunkt wie G. KOPETZKY (1957) im Steirischen Becken (s. unten). Vielleicht würde ein erneutes Studium des Foraminiferenplanktons in den Bohrungen des Murbeckens auch hier zu einer Klärung dieses Fragenkomplexes beitragen.

Während innerhalb der Paratethys die Ablagerungen des Oberhelvets (Karpats) nach I. CÍCHA und P. ČTYROKY (1962) nun schon in zahlreichen Teil-Becken nachgewiesen sind, sind die Beziehungen zu den Gebieten außerhalb dieses Raumes bisher ungeklärt. Im mediterranen Raum (Italien) müssen wir ihre Äquivalente im Liegenden des Elveziano suchen, das, wie wir heute annehmen müssen, zusammen mit dem Tortoniano unserem „Torton“ der Paratethys entspricht.

Einen guten Überblick über die bisher bekannte Verbreitung der Ablagerungen dieser Stufe geben I. CÍCHA und P. ČTYROKY (1962) und J. SENEŠ (1961).

c) Gliederung in den Teilgebieten

Gnaser Becken

Den besten Einblick in die Entwicklung und Gliederung des Steirischen Schliers in den tiefen Teilen des Gnaser Beckens gewährte die Tiefbohrung Perbersdorf 1, die diesen Schichtkomplex von 376,0—944,0 m durchteufte. Die von J. KAPOUNEK (1954) bearbeitete Bohrung wurde fast fortlaufend gekernt.

Die lithologisch sehr wechselnde Serie setzt sich zusammen aus sandarmen bis sandigen grauen bis dunkelgrauen, nach unten deutlich an Härte zunehmenden Tonmergeln mit Quarzsandsteinlagen. Im tieferen Teil sind Konglomerate eingeschaltet. Diese führen in sandig-toniger Grundmasse bis 30 mm große Gerölle von Quarz und paläozoischen (?) Gesteinen, z. T. mit aufgearbeiteten Andesiten und Dazit.

Andesit, Dazit, Dazittuff und Tuffit.

Der Sedimentserie sind außerdem fortlaufend Lagen von vulkanischen Gesteinen und dazugehörigen Tuffen eingeschaltet. Eine petrographische Analyse der Vulkanite dieser Bohrung liegt von A. HAUSER (in A. HAUSER und J. KAPOUNEK, 1953) vor. Es handelt sich um Andesit, Dazit, Dazittuff und Tuffit.

Die Förderung der sauren Vulkanite setzt kurz vor der marinen Ingression ein und erstreckt sich bis in das Zeitäquivalent der Lagenidenzone des Torton (siehe unten). Durch die Verzahnung der Andesit- und Dazitdecken mit fossilführenden Beckensedimenten war es gerade in dieser Bohrung möglich, den miozänen Vulkanismus zeitlich sehr genau einzuengen.

Die ganze Serie ist von Harnischen und Klüften durchsetzt. Die Makrofossilführung ist sehr spärlich, es werden nur wenige Reste mariner Bivalven angeführt.

Mikropaläontologisch läßt sich nach I. KÜPPER (1959 a) eine Dreigliederung in ein tiefes fossilreiches, ein mittleres fossilarmes und ein oberes, wieder fossilreiches Paket unterscheiden.

Das tiefe Teilpaket (746,0—944,0 m) umfaßt nach I. KÜPPER eine marine Foraminiferenfauna von mehr als 100 Arten folgender Gattungen: *Bathysiphon*, *Reophax*, *Ammodiscus*, *Haplophragmoides*, *Cyclamina*, *Spiroplectamina*, *Textularia*, *Bigenerina*, *Martinotiella*, *Spiroloculina*, *Pseudoglandulina*, *Nodosaria*, *Sigmoidina*, *Dentalina*, *Robulus*, *Vaginulina*, *Marginulina*, *Lagena*, *Planularia*, *Globulina*, *Guttulina*, *Buli-*

mina, *Uvigerina*, *Chilostomella*, *Nonion*, *Pullenia*, *Discorbis*, *Gyroidina*, *Cibicides*, *Globigerina*, *Globigerinoides*, *Elphidium*.

Neben *Globigerina bulloides* d'ORB. ist *G. triloba* d'ORB. in diesem Paket nur spärlich und lagenweise vorhanden. *Globigerinoides bisphaericus* TODD tritt noch nicht auf. *Uvigerina graciliformis* PAPP und TURNOVSKY ist lagenweise häufig. *Globobulimina* aff. *pyrula* d'ORB. tritt gelegentlich auf, war aber im höchsten fossilreichen Schichtpaket niemals zu beobachten.

Die vom Verfasser bearbeitete Ostracodenfauna ist sehr einförmig und spricht für wenig wechselndes marines Biotop. Es konnte eine immer wiederkehrende Vergesellschaftung von *Buntonia subulata* RUGGIERI, *B. sublatissima dertonensis* RUGGIERI, *Krithe* sp., *Xestoleberis* sp., *Cytherella* sp., *Cytherella postdenticulata* OERTLI, seltener *Henryhowella asperrima* (REUSS), *Loxococoncha* sp., *Cytherura* sp., etc. festgestellt werden.

Das mittlere Teilpaket (540,0—746,0 m) ist eine Verarmungszone, die lagenweise makrofaunenleer ist. Abgesehen von Einzel Exemplaren von Kalkschalern, die durchwegs auch im hangenden und liegenden Schichtpaket vorhanden sind, ist das Teilpaket durch sandchalige Foraminiferen wie *Bathysiphon filiforme* SARS, *B. taurinense* SACCO, *Cyclammina* aff. *tenuissima* GRZB., *Haplophragmoides* sp. gekennzeichnet. Ostracoden wurden in diesem Teilpaket nicht beobachtet.

Das obere Teilpaket (376,0—540,0 m) ist, wie das tiefe, äußerst foraminiferenreich und umfaßt ca. 110 Arten. Neben weiterhin massenhaft durchlaufenden *Globigerina bulloides* ist *G. triloba* sehr häufig. *Globigerinoides bisphaericus* TODD. tritt etwa in den oberen 100 m hinzu. Diese Art hat nach den Publikationen von W. H. BLOW, C. W. DROOGER und A. PAPP ihre Hauptverbreitung im Helvet und reicht vereinzelt ins Torton. In Perbersdorf 1 ist sie im darüber folgenden Orbulinen-führenden Untertorton jedoch reicher als im höchsten Oberhelvet. *Uvigerina graciliformis* ist besonders in den oberen 90 m sehr häufig.

Ein früher von I. KÜPPER und dem Verfasser (1960 b) im Hinblick auf die Uvigerinenführung schon zum Torton gerechnetes Schichtpaket (376,0—440,0 m) wird nunmehr noch in das Oberhelvet gestellt. Es treten zwar in diesem Bereich schon die im Wiener Becken für die Gliederung des Untertortons örtlich herangezogenen, und dort mit dieser Stufe einsetzenden *Uvigerina pygmaeoides* PAPP und TURNOVSKY und *U. macrocarinata* PAPP und TURNOVSKY auf, doch soll sich die Grenzziehung hier in erster Linie nach den Orbulinen richten, welche erst oberhalb 376 m

einsetzen. Die Ostracodenfauna trägt den gleichen Charakter wie im tiefen Teilpaket. Diese fast unveränderte Wiederkehr der gleichen Faunengemeinschaft ist ein Zeichen dafür, daß sich nach vorübergehender Störung (im mittleren Teilpaket) wieder die ursprünglichen ökologischen Bedingungen einstellen. Dies und das Fehlen von Endemismen spricht für einen ununterbrochenen Weiterbestand der hochmarinen Verhältnisse in benachbarten Räumen, wie etwa im Murbecken, als dessen nördliche Nebenbucht wir das Gnaser Becken auffassen.

Die ca. 11 km östlich Perbersdorf 1 gelegene Tiefbohrung Mur-
eck 1 bei Gosdorf durchteufte die Schichten des Oberhelvets von ca. 452—ca. 764 m. R. GRILL (in BECK-MANNAGETTA 1952, S. 34) stellte schon fest, daß die marinen Schichten bis in eine Tiefe von 534 m reichen. Während wir die reichen Faunen oberhalb ca. 452 m mit R. GRILL in die Lagenidenzone des Tortons stellen, glauben wir in der verarmten Marinafauna zwischen 452—534 m schon eine Vertretung des Oberhelvets zu erkennen und ordnen dieser Stufe auch noch einen Kern von 710—717 m zu, in welchem W. SCHORS eine kümmerliche Mikrofauna mit *Globigerina* und *Cibicides* auffand. Die Reduktion der Mächtigkeit dürfte mit der Lage der Bohrung an der Südburgenländischen Schwelle zusammenhängen.

In der Tiefbohrung Mitterlabill 1 waren die gleichen Sedimente wie in Perbersdorf 1, mit mächtigen andesit- und dazitähnlichen Vulkaniten (H. HERITSCH, 1965) verzahnt, angetroffen worden.

Obertags haben auf österreichischem Gebiet der Steirische Schlier und dessen Äquivalente am W-Rand des Gnaser Beckens im Raum von Gamlitz und dem Saggautal ihren klassischen Verbreitungsbereich. Ausführliche neuere Beschreibungen finden sich in A. v. WINKLER-HERMADEN (1927 a, 1929, 1938, 1939 etc.) und H. BEER (1953).

Die Arnfelder Konglomerate, unter welchem Begriff A. v. WINKLER-HERMADEN (1927 a) im Raume von Arnfels eine zyklisch gegliederte Schichtfolge von Konglomeraten, tonigen Sandsteinen und Mergeln versteht, stellen Randbildungen des Steirischen Schliers dar, die z. T. über das vortertiäre Grundgebirge des Remschnigg und z. T. über die Eibiswalder Schichten greifen. Die gut zementierten Konglomerate führen bis doppeltfaustgroße Geröllkomponenten. A. v. WINKLER-HERMADEN (1927 a, S. 118) weist auf die mesozoischen Kalkeinschlüsse besonders hin und sagt wörtlich: „Neben verschieden gefärbten triadischen Kalken, darunter fossilführenden, sammelte ich rote Kalke vom Juratypus, Kreidebrekzien, Porphyre, Grödener Sandstein, Quarz, selten

Gneis etc.“ Er sagt weiter (1927, S. 120): „Ich betrachte die Arnfelser Konglomerate mit ihrem reichlichem, oft vorherrschenden kalkalpinem Geröllmaterial, in welchem auch Eozängerolle auftreten, als Schuttkegel eines aus den carinthischen Kalkalpen stammenden Flusses (Carinthisches Delta)“. Die gleiche Auffassung vertritt A. v. WINKLER-HERMADEN noch 1929 (S. 5). Später hingegen bezieht er, ohne für die unvermittelte Meinungsänderung Gründe anzugeben (1938, S. 28; 1939, S. 25), die Gerölle aus dem Grazer Paläozoikum und der Gosau der Kainach und denkt dabei an eine vorübergehende Trockenlegung des Weststeirischen Beckens (1939, S. 25) und dessen Umwandlung in eine Flußlandschaft. Der Verfasser möchte sich der ursprünglichen Auffassung von A. v. WINKLER-HERMADEN anschließen und eine Einschüttung von SW und SE annehmen. Eine solche stimmt wesentlich besser mit den im übrigen Oststeirischen Raum festgestellten Verhältnissen überein.

Die Leutschacher Sande stellen eine Übergangsfazies vom Arnfelser Konglomerat zum eigentlichen Schlier dar. Den Sanden sind Geröllagen mit Kalk-, und solche mit Kristallineinschlüssen eingeschaltet. Auch gelegentliche marine Makrofossilien wie z. B. Austern, Balanen etc. fehlen nicht.

Der Steirische Schlier schließlich ist ein meist gut geschichteter, an der Oberfläche grauer bis dunkelgrauer, etwas sandig-glimmeriger, einförmiger, matt brechender Tonmergel mit Sand- und Sandsteinlagen. Als Einschaltungen treten Konglomerate von ähnlicher Zusammensetzung wie in den Arnfelser Konglomeraten auf. Die rein marinen Bildungen des Schliers sind im SW-Teil des Steirischen Beckens, eben in der Gamlitzer Bucht und den Windischen Büheln und im anschließenden nordjugoslawischen Raum klassisch aufgeschlossen. Überall tauchen sie eindeutig unter das Torton unter. A. v. WINKLER-HERMADEN versucht den Schlier mehrfach zu gliedern. Er unterscheidet (1951 a) einen tieferen Schlier (der seinem früheren unteren und mittleren Schlier entspricht) und einen höheren Schlier mit Tuffen. Seine am Beckenrand auf Grund kleiner lithologischer Unterschiede durchgeführte Gliederung dieser Ablagerungen konnte auf die Dauer allerdings nicht befriedigen, da sie nicht paläontologisch untermauert war. Wie aber die Verhältnisse in der Bohrung Perbersdorf 1 zeigen, sind nur die allerhöchsten Teile des Schliers durch ihr Plankton von den tieferen zu trennen. Innerhalb dieser ist jedoch nur eine Gliederung nach Häufigkeitsverteilung der Foraminiferen möglich.

In paläogeographischer Hinsicht deutet A. v. WINKLER-HERMADEN (1929, S. 8) den Schlier als Bildung eines Wattenmeeres im Deltabereich. Dies

ist nach Kenntnis der sehr reichen Foraminiferenfaunen und der durchaus nicht als litoral anzusprechenden Ostracoden unwahrscheinlich. Diese Faunen sprechen vielmehr dafür, daß die Schlierablagerungen auch in der heutigen randnahen Position und sogar im Verzahnungsbereich mit den Sanden und Schottern hochmarine Sedimente darstellen.

Die Mächtigkeit der ganzen Serie scheint in der Gamlitzer Bucht nur wenige hundert Meter zu betragen, die Angaben von A. v. WINKLER-HERMADEN für den Schlier mit 1.500 m (1938, S. 33) bzw. 1.000 m (1929, S. 27) sind zu hoch gegriffen.

Wichtige weitere Aufschlüsse im Steirischen Schlier liegen am Westrand des Gnaser Beckens zwischen Retznei, Wagna bis südwestlich Leibnitz.

Im Steinbruch Retznei wird die Hauptabbauwand von Nulliporenkalken des Untertorton eingenummen (s. unten). Im mittleren Teil des Bruches liegen in wechselnder Aufschlußhöhe (0—8 m) unter den Kalken die typischen Tonmergel des Steirischen Schliers. An der Grenze zwischen dem Schlier und den untertortonischen Kalken schaltet sich eine Aufarbeitungszone mit Schlierbrocken und örtlicher Anreicherung von Geröllen ein, die, wie schon A. v. WINKLER-HERMADEN bemerkte, aus Schotterlagen des Schliers angereichert sein dürften. Die zahlreichen, aus dem Schlier entnommenen Proben zeigen eine sehr einheitliche Foraminiferenfauna, in der nach I. KÜPPER *Bigenerina robusta* BRADY das vorherrschende Element darstellt. Außerdem kommen individuenreich *Haplophragmoides* sp. und *Cibicides dutemplei* (d'ORB.) vor. *Bathysiphon filiforme* SARRS und *B. taurinense* SACCO treten z. T. nebeneinander mehr oder weniger individuenreich auf. Lokal können angereichert sein *Pullenia bulloides* (d'ORB.), *Dentalina* sp., *Robulus* sp., *Valvulineria* sp., *Nonion commune* (d'ORB.) und *N. soldanii* (d'ORB.); einzelne Globigerinen etc. In den weiteren Proben tritt häufig *Globobulimina* sp. auf, die in der Bohrung Perbersdorf 1 im tieferen fossilreichen Schichtpaket festgestellt wurde. Ob die hier aufgeschlossenen Schlier-Tonmergel diesem zuzuordnen sind, ist noch ungewiß. Sicher müssen wir aber in Retznei mit einer sehr starken Reduktion der höheren Teile des Schliers rechnen, da *Globigerinoides bisphaericus* TODD hier niemals angetroffen wurde (siehe Perbersdorf 1).

Im Aufschluß der Ziegelei Wagna nimmt der Schlier im Gegensatz zu Retznei nahezu die ganze Abbauwand der Ziegelgrube ein. Die gut geschichteten Schliertonmergel fallen hier mit 20° gegen SE (AZ. 115—125°) ein und werden erst im höchsten Teil des Aufschlusses diskordant von flach gelagerten Sanden und sandigen Tonmergeln des

Untertortons überlagert. Die Diskordanzfläche liegt, da sie von Retznei nach N ansteigt, wesentlich höher als dort. Der Schlier ist wieder sehr makrofossilarm. Nach frdl. Mitteilung von R. SIEBER gehören die häufiger anzutreffenden Seeigelreste den Gattungen *Brissopsis* und *Schizaster* an. In Mergelsandsteinlagen sind auch schlecht erhaltene Gastropoden- und Bivalvenreste zu erkennen. Etwa die obere Hälfte des 35 m hoch aufgeschlossenen Schliers zeigt annähernd die gleiche Foraminiferenfauna wie der Schlier von Retznei. Die untere Hälfte ist jedoch wesentlich ärmer. Sie ist durch das gehäufte Auftreten von *Bathysiphon taurinense* charakterisiert. Die übrigen oben angeführten Faunenelemente treten zurück. Bei Fundierungsarbeiten an der Sulmbrücke unmittelbar bei der Ziegelei war in Höhe des Flußwasserspiegels vorübergehend das gleiche arme Schichtpaket aufgeschlossen. Ostracoden sind allenthalben selten. Die Vergesellschaftung von *Buntonia*, *Xestoleberis*, *Krithe* und *Cytherella* spricht aber gegen seichtes Wasser.

Zwischen Wagna und Tittenbacher (SSW Leibnitz) beißt am Hangfuß W der Sulm noch an zahlreichen Stellen typischer Schlier aus. Er wird auch hier mit mehr oder minder deutlicher Diskordanz von Nulliporenkalken, Riffkalken (Tittenbacher bei Leibnitz) und Tonmergeln der Lagenidenzone des Tortonns überlagert.

Fürstenfelder Becken und Nebenbuchten

Das größte stratigraphische Problem, dem die RAG zu Beginn der Arbeiten gegenüberstand, war die Frage der Entwicklung des Helvets im Fürstenfelder Becken. Durch die Tiefbohrung *Übersbach 1* gelang es, in diesem Gebietsteil über der Limnischen Serie eine marine Schichtenfolge nachzuweisen, die ihrerseits wieder von Äquivalenten des Untertortonns überlagert wird. Diese Serie wurde hier von 1.582,0—1.980,0 m durchteuft und wird dem Oberhelvet (Karpát) zugeordnet.

In lithologischer Hinsicht unterscheidet sie sich kaum von den konglomeratreichen Schichten der Limnischen Serie und man würde sie von diesen nicht abtrennen, wenn sie nicht eine, wenn auch arme marine Fauna aufwiese. Der Umbruch von limnischen zu marinen Verhältnissen scheint hier ganz allmählich und ohne große Umwälzungen im sedimentliefernden Hinterland erfolgt zu sein. Die Serie ist vorwiegend eine Wechsellagerung von grauen, sandigen, harten Mergeln mit glimmerigen Belägen an den Schichtflächen, feinkörnigem, dichtem Mergelstein, sehr hart, z. T. im Millimeterrhythmus gebändert und Einschaltungen von polymikten Konglomeraten (meistens bis 1 m mächtig). Die Konglomerate stimmen in ihrer Zusammensetzung gut mit jenen der Limnischen Serie überein. Die dort

mehrfach beobachteten goldgelb lumineszierenden Gerölle kommen im unteren Teil der Serie ab 1.850 m noch sehr häufig vor, nehmen aber nach oben schlagartig ab und wurden oberhalb 1.740 m nicht mehr beobachtet. Es wurden auch drei fragliche dünne Lagen von Tuffen festgestellt. Den Abschluß der Serie nach oben bildet ein über 50 m mächtiger von Tonstein- und Tonmergelsteinlagen unterbrochener Komplex fein- und mittelkörniger Sandsteine. Detritäre Pflanzenreste sind der Serie zum Teil eingeschaltet.

Sehr typisch und wiederholt in Kernen zu beobachten sind Kriechspuren verschiedener Art, die Schichtflächen quer durchsetzende Bohrgänge und Anzeichen subaquatischer Kleintektonik (siehe auch ähnliche von H. WIESENER, 1962, aus dem Torton beschriebene Erscheinungen).

Makrofossilien kommen sehr selten vor, der Erhaltungszustand läßt meist ihre genaue Bestimmung nicht zu. Im Intervall zwischen 1.584—1.975 m wurden Reste von *Pecten* sp., *Leda* sp., *Lucina* sp., *Modiola* sp., *Corbula* sp. beobachtet.

Stratigraphisch lassen sich diese wenigen Fossilien nicht auswerten, jedoch zeigen die hier vertretenen Genera, daß es sich um marine Formen handelt.

Die Mikrofauna bietet wie die Makrofauna ein Bild größter Arten- und Gattungsarmut. Sie ähnelt der Fauna des mittleren Teilpaketes des Karpats in der Bohrung Perbersdorf 1.

Nach I. KÜPPER (1959 a) herrschen arme Sandschalerfaunen vor. *Bathysiphon filiforme* Sars, *B. taurinense* Sacco, *Hyplophragmoides* sp., *Cyclammina* aff. *tenuissima* Grzb., *Cyclammina* sp., *Reophax* sp., *Textularia agglutinans* d'Orb., *Spiroloculina arenaria* Brady, *Spiroplectammina pectinata* Reuss sowie Einzelexemplare von *Globigerinen* und *Buliminien* treten vor allem im oberen und mittleren Teil der Serie auf. Im unteren Teil schalten sich stark brachyhalin beeinflusste Makrofaunen mit *Rotalia beccarii* (L.) und *Elphidium minutum* (Reuss) ein. Immerhin reichten diese spärlichen Mikrofaunen gemeinsam mit den Makrofossilien dazu aus, eine vorläufige Abgrenzung gegenüber der liegenden Limnischen Serie zu finden, welche kein einziges Mikrofossil geliefert hat.

Ebenso wie die Makrofaunen lieferten auch die Mikrofaunen keinerlei Leitfossil. Die Gleichstellung mit dem Steirischen Schlier ergibt sich nur dadurch, daß dieses Schichtpaket, ganz wie in der Bohrung Perbersdorf 1, im Liegenden von der Limnischen Serie und im Hangenden von der Lagenidenzone des Tortons begrenzt wird.

In der Tiefbohrung Walkersdorf 1 läßt sich das Oberhelvet in drei Abschnitte untergliedern: Zuunterst herrschen von 1386—2089 m konglomeratreiche Ablagerungen gleich jenen in Übersbach 1 vor; darüber folgt von 1156—1386 m eine Tonmergelserie mit sehr geringmächtigen Sandsteinlagen. Sie führt eine relativ reiche Mikrofauna und scheint in Übersbach 1 zu fehlen; zuoberst wurden von 1046—1056 m Trachyte (H. HERITSCH, 1965) durchteuft, die einem südlichen peripheren Lappen des Vulkangebietes von Kalsdorf bei Ilz angehören.

Während an den übrigen Rändern des Fürstenfelder Beckens überall jüngere Deckschichten das Oberhelvet überlappen, stehen im Bereich der Pinkafeld- und Friedberger Bucht oberhelvetische Bildungen in Form mächtiger fluviatil-limnischer grobklastischer Ablagerungen an der Oberfläche an. Weiter nördlich greifen sie tief in einzelne Teilbuchten am S-Abfall des Wechsels und der Buckligen Welt ein.

Es wurde schon bei Besprechung der Limnischen Serie betont, daß eine genaue Parallelisierung dieser Ablagerungen mit jenen der tieferen Beckenteile noch nicht möglich ist. Als Äquivalente des Steirischen Schliers dürften hier aber in erster Linie jene Serien aufzufassen sein, die sich durch andesitisch-dazitische Einschlüsse und dazugehörige Tuffe auszeichnen und gegen das Hangende zu von Torton begrenzt werden. Es sind dies vor allem die Sinnersdorfer Blockschotter und Konglomerate, vielleicht auch ein Teil der Krumbacher Schichten. Im Bereich der ersten wurden mehrfach saure Eruptiva nachgewiesen. Bei Aschau wurde ein Glimmerandesit durch A. v. WINKLER-HERMADEN (1933 b) aufgefunden und von H. P. CORNELIUS petrographisch bearbeitet (1933). Ferner gehören hierher die Bentonitvorkommen von Stögersbach bei Friedberg, die sich bis Rohrbach und Pinkafeld ausdehnen und von W. PETRASCHECK (1940) beschrieben wurden. Von einem kleinen zur Tongewinnung abgeteufte Schacht östlich Pinggau bei Friedberg gibt A. v. WINKLER-HERMADEN (1933 a, S. 89) ein hellgraues, verfestigtes, biotitreiches Material an, das an einen Andesittuff erinnert. Das Vorkommen dürfte ebenfalls in den Sinnersdorfer Schichten liegen.

Besonders erwähnenswert ist das Bentonitvorkommen bei Rohrbach an der Lafnitz, welches in einen Schotter-Sand-Ton-Komplex eingeschaltet ist. Diesem ist fossilführendes Untersarmat (nachgewiesen durch A. PAPP in W. NEUBAUER, 1949) diskordant angelagert. Da W. NEUBAUER hier zwischen der Bentonit-führenden Serie und den fossilführenden Lagen fälschlich eine Verzahnung annimmt, stuft er die Bentonite in das

Untersarmat ein (dies wäre übrigens im Steirischen Becken der einzige Bentonit in dieser Stufe!). Die Sachlage wurde durch W. PETRASCHECK (1955) und A. v. WINKLER-HERMADEN (1952) geklärt. Die Bentonite dieses Aufschlusses wurden als voruntersarmatisch erkannt.

Wieweit die von M. VENDL (1930) und R. JANOSCHEK (1932) bei Ödenburg und am Nordrand der Landseer Bucht eingehend beschriebenen, vorwiegend fluviatilen Schichtpakete im Liegenden des gesicherten Tortons im Detail mit den Serien der Friedberg—Pinkafelder Bucht und des weiteren steirischen Raumes zu vergleichen sind, muß vorerst noch offen bleiben. Eine Lösung dieser Fragen dürfte nur durch genaue Schotter- und Schweremineralanalysen in Kombination mit paläo-geographischen Überlegungen möglich sein.

Weststeirisches Becken

Im Weststeirischen Becken werden die Mittleren und Oberen Eibiswalder Schichten dem Oberhelvet (Karpat) zugeordnet. Diese von A. v. WINKLER-HERMADEN (1924) im südlichen Teil des Weststeirischen Beckens abgegliederten Schichtpakete wurden in der genannten Arbeit, ferner in G. HIESSELEITNER (1926) und in A. v. WINKLER-HERMADEN (1927 a, 1938 und 1951 a) näher charakterisiert.

Die Mittleren Eibiswalder Schichten sind im Gegensatz zu den Unteren wesentlich feinkörniger ausgebildet. Konglomerate treten zurück, ebenso Kiese, Tone wiegen vor. Wirtschaftliche Bedeutung erlangte dieses Schichtpaket durch seine Kohlenvorkommen. Seine Basis wird an die Unterkante des praktisch ausgebeuteten Eibiswalder und des Vorderndorfer Hauptflözes gesetzt. Darüber folgen in verschiedenen Abständen noch Zwischen- und Hangendflözchen. Den Abschluß der Serie bilden die höchsten hangenden Flöze des Wieser Flözzuges. Grobklastische Bänke sind in den dazwischen liegenden Schichten in Form der sogenannten Pitschgau-Konglomerate vertreten, die verschiedene Kalk- aber auch Kristallin- und Quarzgerölle führen. Bei ersteren handelt es sich wohl z. T. um mesozoisches Material. Die über den Mittleren Eibiswalder Schichten folgenden Oberen Eibiswalder Schichten sind eine im wesentlichen sandig-tonige Schichtfolge, die noch von W. PETRASCHECK (1922—1925) als Schlier bezeichnet wurde, deren limnischer Charakter jedoch durch A. v. WINKLER-HERMADEN (1924) nachgewiesen werden konnte.

Die Mittleren Eibiswalder Schichten haben aus dem Eibiswalder Hauptflöz die berühmte, oft erwähnte Eibiswalder

Säugetierfauna geliefert. Besonders erwähnenswert sind die zusammenfassenden älteren Darstellungen über diese Faunen von E. SUESS (1867), R. HOERNES (1878) und F. BACH (1909). Neuere Bearbeitungen stammen von E. THENIUS (1949 a, 1951, 1959 a), der aus Eibiswald Säugetierreste von folgenden 14 Arten angibt: *Steneofiber jaegeri* (KAUP), *Potamotherium miocenicum* (PETERS), *Amphicyon* sp., Suidе cfr. *Palaeochoerus waterhousi*, *Hyotherium soemmeringi* H. v. MEY., *Anthracotherium* sp., *Dorcatherium crassum* (LART) (= *nauii* KAUP), *Palaeomeryx bojani* H. v. MEY., *Anchitherium aurelianense* (CUV.), *Dicerorhinus* sp., „*Rhinoceros austriacus*“ PETERS, *Dinotherium bavaricum* H. v. MEY., *Mastodon angustidens* CUV., *M. angustidens subtapiroidea* SCHLES. THENIUS (1949 a, S. 317) nimmt an, daß die Fundpunkte Eibiswald, Feisternitz, Vordersdorf und Wies auf Grund der Säugetierfaunen einem geologisch älteren Komplex (Burdigal-Unterhelvet) angehören als die aus dem Köflach—Voitsberger Revier und von Groß—St. Florian (Helvet). Die Einstufung des älteren Komplexes in das Burdigal wird von THENIUS (1949 a, S. 326 und 1951, S. 224) mit dem Vorkommen von *Anthracotherium* cfr. *illyricum* bzw. *A. sp.* und *Palaeochoerus waterhousi* begründet, wobei aquitanisches Alter infolge der Anwesenheit postaquitänisch eingewanderter Formen (*Anchitherium*, *Mastodon*, *Dinotherium*) auszuschließen wäre. Auch H. ZAFFE (1956) stuft Eibiswald in das Burdigal ein.

Anläßlich der Bearbeitung tertiärer Suiden in der Steiermark konnte E. THENIUS (1956) feststellen, daß es sich bezüglich Feisternitz und Eibiswald nicht um die burdigalische Art *Palaeochoerus waterhousi*, sondern um *Hyotherium soemmeringi medium* handelt, welche kleine Form auch in Leoben vorkommt.

Helvetisches Alter der Faunen von Eibiswald wurde von M. MORTL schon in G. KOPETZKY (1957) vertreten. Entscheidend für die Altersfrage sind die neuen Feststellungen von M. MORTL (1961), wonach der Eibiswalder Fauna die bezeichnenden Burdigalformen fehlen, *Palaeomeryx kaupi* hier evoluerter als in den Burdigalfaunen erscheint, das *Amphicyon* von Feisternitz nach J. VIRET (1951) mit tortonischen Funden Frankreichs gut übereinstimmt und die von E. THENIUS (1951) dem Formenkreis des *Antracotherium magnum illyricum* zugeschriebenen Funde der Sammlung des Geologischen Institutes der Hochschule Leoben, die für die bisherige Alterseinstufung maßgeblich waren, mit größter Wahrscheinlichkeit überhaupt nicht aus Eibiswald, sondern aus den jugoslawischen Sotzka-Schichten stammen. M. MORTL (1961, S. 18) kommt zu folgendem Schluß: „In Anbetracht der noch sehr gering diffe-

renzierten Kauflächenstruktur der *Mastodon*-Molare von Eibiswald, der von E. THENIUS festgestellten Unterschiede zwischen *Hyotherium soemmeringi medium* — Funden von Eibiswald — Feisternitz und Leoben, sowie der von der geologisch jüngeren Formen abweichenden Molarenstruktur der *Dorcatherium crassum*-Reste und der ebenfalls etwas altertümlich gebauten *Dorcatherium vindobonense*-Molare von Feisternitz bei Eibiswald würde ich der Einstufung von K. KOLLMANN (1960 b) beipflichten und die Eibiswald—Feisternitzer Säugetierfauna als eine althelvetische, gegenüber Gamlitz—Labitschberg und Fohnsdorf des Oberhelvets bzw. Zangtal und Leoben des späten Helvets betrachten.“

Die erwähnte, von K. KOLLMANN gegebene Einstufung stützt sich aber auf eine Parallelisierung des Großteiles der Mittleren und der gesamten Oberen Eibiswalder Schichten mit dem als oberhelvetisch erkannten Steirischen Schlier auf Grund von Tuffen. Anlaß zu dieser Korrelierung war die Feststellung von sauren Tuffen in den Hangendschichten des Eibiswalder Hangendflözes durch H. FLÜGEL und V. MAURIN (1959). Dieses bisher stratigraphisch tiefste Tuffvorkommen im Weststeirischen Becken wurde von K. KOLLMANN (1960 b) mit dem tiefsten Einsetzen der Andesite, Dazite und dazugehörigen Tuffen an der Basis des steirischen Schliers im Gnaser Becken korreliert. Der sedimentologische Schnitt liegt aber nicht über dem Hangendflöz, sondern an der Basis des Hauptflözes. Da jenes aber auf Grund der Bohrprofile, die G. HIESSLEITNER (1926) von den nächstgelegenen Kohlebohrungen No. 5 und 11 angibt, nur ca. 21 bzw. ca. 15 m über dem Hauptflöz liegt, neigt der Verfasser nunmehr dazu, die Basis der Mittleren Eibiswalder Schichten mit der Basis des Steirischen Schliers in Perbersdorf 1 zu korrelieren.

Dadurch würde die Eibiswalder Fauna an die Basis des Oberhelvets (Karpats) rücken. Die von M. MORILL skizzierten Unterschiede in der Entwicklungshöhe der Säugetierfaunen von Eibiswald und Zangtal entsprächen damit dem Zeitintervall zwischen den Schichten nahe der Basis und nahe der Oberkante des Oberhelvets. Die Säugetierfauna von Wies liegt stratigraphisch zwischen den Fundniveaus der beiden genannten Punkte.

Die Mächtigkeit der Mittleren und Oberen Eibiswalder Schichten wird von G. HIESSLEITNER und A. v. WINKLER-HERMADEN auf je ca. 400 m geschätzt.

Der N-Teil des Weststeirischen Beckens, auch Bucht von Stallhofen genannt, ist durch die von marinen tortonischen

Ablagerungen erfüllte Florianer Bucht vom klassischen Eibiswalder Gebiet getrennt und ebenfalls von limnisch-fluviatilen Bildungen erfüllt. Schon A. v. WINKLER-HERMADEN (1927 a) deutet diese Schichten als Äquivalente der Oberen Eibiswalder Schichten. K. KOLLMANN (1960 b) stellt das gesamte Tertiärprofil der Kohlebohrungen GKB 2 Söding von 9,60—724,30 m den Mittleren und Oberen Eibiswalder Schichten gleich. Dieses Profil zeigt eine Wechselagerung von Sanden, Tonen mit geringen Schottereinschaltungen und mehreren Tufflagen. Die von der RAG sorgfältig geschlämmten Kerne erbrachten keinerlei Mikrofaunen. Die mächtigen Basiskonglomerate sollen vorerst noch bei dieser Serie belassen werden. Das gesamte, sehr ähnliche Tertiärprofil der Bohrung GKB 1 Krottendorf von 5,30—123,80 m wird ebenfalls in das Oberhelvet gestellt. Die hier an der Basis der tertiären Schichtenfolge von ca. 198—223,8 m auftretenden Rotlehm bildungen dürften jenen Rotlehmen entsprechen, die im Profil der Bohrung Söding zwischen ca. 187—280 m eingeschaltet sind. Die sich beckenwärts vom Grundgebirge ablösenden Rotlehme gehören demnach einem wesentlich höheren Niveau an als jene der Bohrungen Perbersdorf 1 und Übersbach 1. Die Bohrung Mooskirchen (L. WAAGEN, 1927; H. FLÜGEL, 1961) hatte eine ähnliche Schichtfolge mit Bentonit- und Kohlenlagen.

Die Ablagerungen der Bucht von Stallhofen setzen sich in die weit nach W ins Grundgebirge eingreifende Bucht von Köflach—Voitsberg fort, in deren Teilmulden die bekannten Braunkohlenflöze des gleichnamigen Reviers liegen. Eine sehr übersichtliche Darstellung der geologischen Verhältnisse in diesem Gebiet gibt in letzter Zeit H. FLÜGEL (1961). Ohne auf diese nochmals näher eingehen zu wollen, sei auf die große stratigraphische Wichtigkeit sowohl der Säugerfunde dieser Bucht (besonders Zangtal) als auch der zum Zwecke der Flözkorrelierung durchgeführten pollenanalytischen Untersuchungen durch W. KLAUS (1954) hingewiesen. W. KLAUS kann das Pollenspektrum des Zangtaler Unterflözes gut mit dem Oberhelvet aus einer Wasserbohrung von Korneuburg vergleichen, das Spektrum zeigt aber nur geringe Beziehungen zur Sporengesellschaft des Untertorton der Bohrung Pirka.

M. MOTTL (1961) bestätigt in einer eingehenden stratigraphischen Beurteilung der steirischen miozänen Säugerfaunen erneut das oberhelvetische Alter der Zangtaler Funde, die ebenso wie die übrigen steirischen Helvetfaunen durch das Vorkommen von *Hyotherium* ausgezeichnet sind, im Gegensatz zu den tortonischen *Conohyus*faunen.

Auch die seit langem bekannten Tuffe im Zangtaler Flöz bei Voits-

berg (s. vor allem W. PETRASCHECK, 1955) sprechen für oberhelvetisches Alter, schließen jedoch Untertorton nicht aus.

Entsprechend den maximalen Tiefen der Teilbecken der Köflach—Voitsberger Bucht (H. FLÜGEL, 1961) ist hier mit Mächtigkeiten des Oberhelvets bis 300 m zu rechnen. Da die in den verschiedenen Flözen gefundenen Säugerfaunen, gegenüber Eibiswald, schon stark entwickelte *Ma-stodon*-Typen führen (M. MOTTL, 1958, S. 19), ist hier eine Vertretung höherer Teile des Karpats wahrscheinlich, während die Eibiswalder Fauna als typisch für dessen Basis gelten darf.

d) Paläogeographische Entwicklung

Die stärkste individuelle Absenkung der Teilbecken und die damit verbundene schrittweise Herausmodellierung des heute differenzierten Grundgebirgsreliefs geht im Oberhelvet (Karpát) vor sich.

Aus dem Murbecken, welches während des Mittelmiozäns mit dem Mittelmeer in Verbindung stand, dringt das Meer in zwei großen Buchten nach N auf steirisches Gebiet vor.

Das Gnaser Becken entsteht als weit gegen S offene Ingressionsbucht, in der sich die hochmarinen Ablagerungen des Steirischen Schliers einschließlich seiner Randbildungen absetzen. Lithologisch herrschen sandige Tonmergel von schlierähnlichem Charakter mit reicher Mikro- und armer Makrofauna vor. Die Einschüttung von grobklastischen Sedimenten, hauptsächlich aus S und SE geht weiter.

Im Weststeirischen Becken, das keine Verbindung zum offenen Meer hat, liegen weiterhin limnisch-fluviatile Bedingungen mit starker Kohlebindung an der Basis vor (Mittlere und Obere Eibiswalder Schichten). Nur im Raum der Gamlitzer Bucht lappen stratigraphisch höhere Anteile der hochmarinen Ablagerungen aus dem Gnaser Becken über die limnischen Sedimente des Weststeirischen Beckens über.

In das Fürstenfelder und Fehringner Becken dringt das Meer ebenfalls von S aus dem Zalabecken vor. Als Pforte dient jedoch nur eine schmale Depression zwischen dem Westpannonischen Massiv — einer Landmasse, die sich vom ungarischen Mittelgebirge bis in den Bereich der Rechnitzer Schieferinsel erstreckt — und jenem Rücken, der die genannten Teilbecken gegen W abschließt und der späteren Auersbacher Schwelle entspricht. **Es ist die auch in der weiteren geologischen Geschichte des Beckens als Einlaßkanal dienende Senke von Weichselbaum.** Infolge des stark gehemmten Meerwassernachschubes von S einerseits und der starken Süßwasserzufuhr von N andererseits entwickeln sich im S-Teil des Fürstenfelder und Fehringner Beckens einseitige lithologische

und ökologische Verhältnisse. Die Pelite führen verarmte Makro- und Mikrofaunen. Im S dieses Beckens wird weiterhin hauptsächlich aus dem Bereich der ungarischen Mittelgebirge und des landfesten Westpannonischen Massivs eingesedimentiert. Nichts erinnert an den gleichaltrigen Steirischen Schlier. Nur schrittweise dürfte diese Fazies in Richtung zum nördlichen Beckenrand über lagunäre, schließlich in fluviatile Verhältnisse mit starker Schotterzufuhr übergehen. Diese beherrscht die gut aufgeschlossenen nördlichsten Ausläufer des Beckens, nämlich die Bucht von Friedberg—Pinkafeld. In diesem Raum liegen daher, ähnlich wie im Weststeirischen Becken Ablagerungen des Unterhelvets (Helvet s. str.) und des Oberhelvets (Karpats) in Limnischer Fazies übereinander.

Im Oberhelvet dürfte in großen Teilen des Steirischen Beckens weiterhin eine schrittweise Einbeziehung randlicher, und vor allem nördlicher Beckenteile vonstatten gehen. Eine solche ist zumindest im Weststeirischen Becken unmittelbar nachzuweisen und scheint dort mit einer Verschiebung der Beckenachse von S nach N zusammenzuhängen. Diese Einbeziehung randlicher Teile im N unter gleichzeitiger Hebung im S ist eines der Leitmotive der Tektonik des Steirischen Beckens überhaupt. Sie kommt im jüngeren Tertiär (Sarmat bis Pannon) besonders klar zum Ausdruck.

Die Umwälzungen während des Oberhelvets gehen mit Bruchbewegungen und andesitisch-dazitischen Vulkanismus Hand in Hand. Riesige Schildvulkane, wie das Gleichenberger Vulkangebiet und die heute gänzlich begrabenen Vulkanareale von Landorf—Mitterlabill und Kalsdorf entstehen und verbreiten ihre Aschen weit über den Ostalpenraum. Die Aschentuffe und die aus ihnen entstehenden Bentonittuffe stellen wichtige Zeitmarken für weiträumige Korrelierungen dar.

3. Torton

a) Verbreitung

Die größte Verbreitung an der Oberfläche haben tortonische Ablagerungen am Westrand des Gnaser Beckens. In der Gamlitzer Bucht greifen sie mit vielfach gelappter Grenze in reich schattierter Fazies über das marine Oberhelvet hinweg, erfüllen die Flamberger Bucht und bauen Buchkogel und Schloßberg W Wildon auf. Zwischen Sausalgebirge und Tobelbad greifen sie in der Florianer Bucht bis an den Ostrand der Koralpe vor.

Im Murbett sind tortonische Ablagerungen am Rand des paläozoischen Aufbruches von Lebring unter geringer Quartärbedeckung ange-

fahren worden. Sehr eindrucksvolle Aufschlüsse liegen jedoch murabwärts des neuen Kraftwerkes Gralla und der Grallabrücke. Sonst treten sie in der Murniederung nur in der kleinen Schottergrube Wagendorf unter dünner Quartärbedeckung an die Oberfläche. Sie sind jedoch südöstlich davon im Murbogen durch zahlreiche Strukturbohrungen der Fa. R. K. van SICKLE unter den ausgedehnten quartären Terrassenfluren angefahren worden.

Im Hügelland östlich der Mur sind tortonische Ablagerungen obertags auf die bekannten großen Aufschlüsse der weiteren Umgebung von Wildon und auf kleinere Aufschlußgruppen bei Sajach-Laubegg und St. Nikolai beschränkt.

Im N-Teil des Oststeirischen Raumes werden die marinen tortonischen Ablagerungen von jenen des Sarmats überlappt. Erst in der Friedberg-Pinkafelder Bucht treten sie wieder an die Oberfläche. Im Bereich der Südburgenländischen Schwelle sind Bildungen des marinen Tortons bei Risola und Klapping an die Aufragung der paläozoischen Insel von St. Anna a. Aigen gebunden.

Unter jüngerer Bedeckung wurden tortonische Ablagerungen in den Bohrungen Übersbach 1, Mitterlabill 1, Paldau 1, Perbersdorf 1, GKB 3 Pirka, Walkersdorf 1 und schließlich in der Aufzeitbohrung Perlsdorf F 1067, ferner durch verschiedene Auswürflinge in Basalttuffen nachgewiesen.

b) Stratigraphische Abgrenzung und Gliederung

Über die Helvet-Tortongrenze gibt es im Bereich der marinen Entwicklung zwei voneinander abweichende Auffassungen. Nach der in vielen eingehenden Arbeiten von A. v. WINKLER-HERMADEN (1913—1957) vertretenen Meinung fällt die Grenze mit der \pm deutlichen jungsteirischen Diskordanz zusammen. Diese ist am Beckenrand bei Wagner und Retznei und im Bereich der Gamlitzer Bucht zwischen dem meist steiler aufgerichteten oder gefalteten Steirischen Schlier im Liegenden und jener Serie im Hangenden zu beobachten, die den Bildungen des Tortons im Wiener Becken lithologisch und paläontologisch gleichzustellen ist. Ganz im Sinne von A. v. WINKLER-HERMADEN legte später auch H. BEER (in H. BEER und G. KOPETZKY, 1951) diese Grenze zwischen sein Oberhelvet, dem die Arnfelder Konglomerate, der Schlier und die Leutschacher Sande zugerechnet werden, und die basalen Leithakalke und Tonmergel der Lagenidenzone des Tortons. Auch R. JANOSCHEK (1957) und K. KOLLMANN (1960 b) folgen dieser Grenzziehung.

Eine andere Auffassung vertritt G. KOPETZKY (1957, S. 56—60). Er stellt nach kritischer Sichtung der zugegebenermaßen sehr spärlichen paläontologischen Argumente A. v. WINKLER-HERMADEN fest „. . . daß zwischen den marinen Lebensgemeinschaften der zweiten Mediterranstufe im Steirischen Becken und im S bis in das Gebiet der Savefalten hinein keine Schichtgrenze besteht, die eine Abtrennung eines marinen Helvets vom Torton rechtfertigt“, d. h., daß der Steirische Schlier mit seinen Äquivalenten einen tieferen Teil des Torton repräsentieren soll. Die Möglichkeit einer Prüfung dieser Frage bot sich durch die genaue mikropaläontologische Untersuchung der Kerne der Tiefbohrungen und zahlreicher am SW-Rand des Gnaser Beckens in der Gamlitzer Bucht und einiger in den Windischen Büheln aufgesammelter Proben.

Sieht man von lithologischen Unterschieden zwischen den Sedimentserien des Oberhelvets (Karpats) und Torton ab, die trotz lokaler Bedeutung nur parastratigraphischen Wert haben, so stehen uns derzeit nur wenige brauchbare Kriterien für deren Abgrenzung zur Verfügung.

Unter den Foraminiferen erfährt das Plankton an der Oberhelvet-Tortongrenze tiefgreifende phylogenetische Veränderungen. Der wesentliche Schnitt ist durch das unvermittelte Einsetzen von *Orbulina* gegeben. Das Benthos liefert uns hingegen in der Beckenfazies nur in den Uvigerinen annähernde Kriterien für die Grenzziehung. Außer durch größeren Kalkschallerreichtum unterscheidet sich das Benthos des Untertorton kaum von dem des Oberhelvets.

Die Ostracoden verändern sich an dieser Grenze ebensowenig wie das Foraminiferenbenthos.

Die Molluskenfauna konnte im Steirischen Becken bisher nicht für die Abgrenzung der beiden Stufen herangezogen werden, da der Schlier an sich sehr arm an Makrofossilien ist und außerdem keine systematische Bearbeitung der wenigen Funde vorliegt. Auch die Makrofossilführung des Torton ist mit Ausnahme der reicheren Florianer Schichten nur auf einzelne Punkte beschränkt.

In der Landsäugetierfauna der Steiermark läßt sich im Bereich Helvet-Torton ein klimatischer Umschwung von Sumpfwaldformen zu Trockenstandortselementen feststellen, worauf neuerdings M. MORTL (1961) unter Bezug auf G. SCHLESINGER und E. THENIUS hinweist. M. MORTL stellt in der gleichen Arbeit die das Helvet repräsentierende *Hyotherium*-Faunen den *Conohyus*-Faunen des Torton gegenüber. Leider gibt es in der Steiermark nur wenige Fundpunkte tortoni-

scher Landsäugetiere. Diese liegen verständlicherweise außerhalb der vollmarinen Bereiche.

Über die Landpflanzen, zu deren Erforschung durch die monographischen Bearbeitungen durch C. ETTINGSHAUSEN und F. UNGER gerade in der Steiermark wesentliche Beiträge geleistet worden waren, liegen leider keine neueren Bearbeitungen vor, so daß sie kaum zur Gliederung und Abgrenzung der stratigraphischen Einheiten der neogenen Beckenfüllung herangezogen werden können.

Bedeutende Kriterien für eine Abgrenzung der beiden Stufen gibt, wie W. KLAUS (1954) zeigt, die Palynologie. Dies zeigt vor allem die Gegenüberstellung des Pollenspektrums der Kohle des Zangtaler Oberflözes und einer Probe aus dem Torton der Bohrung Pirka. Nach W. KLAUS treten im Oberhelvet besonders hohe Frequenzen an *Pterocaryopollenites* und *Rhoopollenites* auf, begleitet von *Sporites speciosus*. Im Zangtaler Oberflöz tritt *Pterocarya* in seiner Frequenz etwas zurück zu Gunsten von *Quercopollenites microhenrici*. Im Untertorton (Bohrung Pirka) tritt *Tsugaepollenites* und eine *Juglandaceae* hinzu. *Pterocaryopollenites* tritt zurück. *Quercopollenites* ist massenhaft vorhanden, *Rhoopollenites* ist stark reduziert. W. KLAUS nimmt an der Wende Helvet/Torton stärkere klimatische Veränderungen an.

Die oft genannten miozänen Vulkanite und ihre Tuffe lassen sich nicht zur Abgrenzung Helvet/Torton verwenden, da dieser Vulkanismus über diese Zeitwende hinweg andauert und erst im höchsten Untertorton erlischt.

In der Untergliederung der marinen tortonischen Ablagerungen des Steirischen Beckens nach Foraminiferen kommt die gleiche paläogeographisch und ökologisch gesteuerte Faunenabfolge zum Ausdruck wie im Wiener Becken. In der schrittweisen Verarmung spiegelt sich wie dort eine zunehmende Abschnürung des Beckens, verbunden mit einem Seichterwerden und einer, mit dem höheren Mittelorton einsetzenden Verbrackung wider.

In guter Übereinstimmung mit dem Wiener Becken lassen sich auch in der Steiermark eine Lageniden-, Sandschaler-, Bulimina-Bolivina- und Cibicides-Rotalia-Zone im Sinne von R. GRILL (1941, 1943, 1948) und A. PAPP und K. TURNOVSKY (1953) unterscheiden. Die Möglichkeit einer Untergliederung der Lagenidenzone deutet sich zwar an, ist aber noch nicht regional durchführbar. Die der Rotalia-Zone des Wiener Beckens entsprechende Cibicides-Rotalia-Zone der Steiermark ist hier nur in den tieferen Mulden (z. B. Gnaser Becken vorhanden und nur wenige Zehner von Metern mächtig.

Die für das Torton beider Becken typischen Leitgesteine sind Nulliporenkalke, -kalksandsteine, und -mergel. Während diese in der Lagenidenzone des Wiener Beckens meist fehlen, stellen sie an der Basis des Steirischen Torton einen weit verbreiteten Horizont dar, der randlich in klastische Bildungen übergeht. Es sind dies die Unteren Nulliporen- (bzw. Lithothamnien- oder Leitha)kalke von A. v. WINKLER-HERMADEN. Seine Oberen Nulliporenkalke entsprechen zum größten Teil der Sandschaler- und Bolivina- Buliminazone und somit der Hauptentwicklung der Nulliporenkalke im Wiener Becken. In der Cibicides-Rotalia-Zone gibt es wohl aus ökologischen Gründen kein Nulliporenwachstum.

Die Abgrenzung des höchsten Torton vom Untersarmat ist in Bereichen lückenloser Sedimentation mit Einzelproben schwierig, da die Grundfauna sehr ähnlich ist. Mit Hilfe größerer Probenserien läßt sich das Obertorton meist gut von oben her durch die spezifischen Mollusken, Foraminiferen und Ostracoden der *Rissoa-Elphidium reginum*-, *Cytheridea hungarica*-vergesellschaftung des Untersarmat einengen.

Während wir im Wiener und Steirischen Becken mit Rücksicht auf die wichtigsten Faziesprünge eine Dreigliederung des Torton bevorzugen, nämlich in Untertorton (Lagenidenzone), Mitteltorton (Sandschaler- und Bulimina- Bolivina-Zone) und Obertorton (Rotalia-Zone), ist für den gesamten Bereich der Paratethys unter Berücksichtigung der Einzelentwicklung eine Zweigliederung in ein Untertorton, das wieder die Lagenidenfazies umfaßt, und in ein Obertorton vorzuziehen, das alle darüber folgenden Schichtglieder bis zur Sarmat-Unterkante beinhaltet (I. CÍCHA, 1961; I. CÍCHA und P. ČTYROKY, 1962). Das Untertorton ist aus den meisten Teilbecken mit Ausnahme des euxinisch-kaspischen Gebietes bekannt. Das Obertorton dieser weiteren Fassung beginnt in den meisten Gebieten nach den genannten Autoren transgressiv (?) mit einer agglutinierenden Mikrofauna (*Spiroplectamina carinata*) über der Lagenidenzone. In den karpatischen Vortiefenbecken folgt darüber ein bei uns nicht entwickelter Horizont mit chemischen Ablagerungen (Gips, Salz). Als guter Korrelierungshorizont zwischen dem alpin-karpatischen und dem euxinisch-kaspischen Raum kann der nächst-höhere Spiralis-Horizont gelten, dessen Existenz aber bei uns noch nachzuweisen wäre. Darüber folgen allenthalben bis zur Unterkante des Sarmats stenohaline Faunen (Bulimina- Bolivina-Fauna) im alpin-karpatischen Bereich und brackische und stenohaline Faunen im euxinisch-karpatischen Bereich (Karagan, Pholaden- und Sartaganschichten).

Daß sich unsere Faziesgliederung außerhalb des Raumes der Paratethys nicht wiederfindet, ist verständlich; dieser Umstand erschwert jedoch eine genaue Parallelisierung mit der Schichtfolge von Torton a. Es dürfte aber hinlänglich bewiesen sein, daß das Torton des Wiener und Steirischen Beckens dem italienischen Elveziano und dem Tortoniano im Sinne des Stratotypus entspricht (C. W. DROGGER, 1960; A. PAPP, 1963; J. KAPOUNEK, A. PAPP und K. TURNOVSKY, 1960). Diese Parallelisierung wird auch durch die Resolution des Comité du Néogène Méditerranéen in Bern (1964) gestützt.

Die letztgenannten Autoren wiesen auf die Zweckmäßigkeit hin, für das Torton des Wiener Beckens einen neuen Namen zu prägen, z. B. Badener Serie. Dieser Name müßte mit Rücksicht auf die gleiche Entwicklung auch auf das Steirische Becken ausgedehnt werden. Es ist noch unsicher, ob sich dieser neue Begriff bei uns einbürgern wird. Ganz glücklich ist er insofern nicht gewählt, als es bei uns schon einen „Badener Tegel“ mit wesentlich engerer Begriffsfassung gibt und im Sinne einer Tonmergelentwicklung der (oberen) Lagenidenzone des Torton bereits in den Sprachgebrauch übernommen worden ist.

c) Gliederung in den Teilgebieten

Gnaser Becken

Im südlichen Teil des Gnaser Beckens ergibt sich ein vollständiges Profil des Torton in Beckenfazies aus der Bohrung Perbersdorf 1 (Lageniden- und Sandschalerzone) und den nördlich anschließenden Schußbohrungen und Strukturbohrungen (Sandschaler-, Bulimina-, Bolivina- und Rotalia-Cibicideszone (Taf. 4, Profil 1). Insbesondere die oben eingehend behandelte Grenze zwischen dem Oberhelvet (Karpát) und dem Torton ist in der genannten Bohrung in einer für ganz Österreich einmaligen Klarheit zu erfassen. Über die mikropaläontologische Gliederung des Torton in der Tiefbohrung Mureck 1 liegt eine Darstellung von R. GRILL (in BECK-MANNAGETTA 1952) vor. Aus dieser und nach eigenen Beobachtungen ist die gleiche allgemeine Tendenz der Foraminiferenabfolge wie im Wiener Becken (siehe oben) zu erkennen. Die im folgenden gegebene Charakterisierung der einzelnen Zonen stützt sich auf interne Berichte.

Die Lagenidenzone umfaßt in der Bohrung Perbersdorf 1 das Schichtpaket von 156,0—376,0 m. Dieses ist lithologisch sehr homogen und setzt sich hauptsächlich aus grauen, festen Tonmergeln zusammen; die gegen die Basis sandiger und glimmerreicher werden. Es treten An-

sätze zu Nulliporenwachstum und in benachbarten Strukturbohrungen bis zur Oberkante dieser Zone auch einige Andesit-Dazit-Lagen wie in den Liegendschichten auf.

Makrofossilien konnten nicht gefunden werden. Die Foraminiferenfauna erreicht den Höhepunkt ihres Formenreichtums und umfaßt mindestens 162 Arten, die zum großen Teil die gleichen Gattungen umfassen wie der Steirische Schlier. Die Grenze zwischen Oberhelvet und Torton war ursprünglich vom Verfasser zusammen mit I. KÜPPER (K. KOLLMANN, 1960 b) bei 444 m, also 68 m tiefer angenommen worden und zwar im Hinblick auf das plötzliche Zurücktreten von *Uvigerina graciliformis* PAPP & TURNOVSKY. Heute geben wir in stratigraphischer Hinsicht dem Plankton den Vorzug gegenüber den Uvigerinen. Die neue Durchsicht der Proben von Perbersdorf 1 wurde vor allem durch die grundlegenden Untersuchungen des neogenen Planktons im Wiener Becken durch A. PAPP (1963) angeregt. Es konnte festgestellt werden, daß in der Lagenidenzone der Bohrung Perbersdorf 1 neben dem schon im Oberhelvet (Karpat) häufig auftretenden *Globigerinoides bisphaericus* TODD in einem tiefen Teil *Orbulina glomerata glomerata* (BLOW) häufig auftreten, jedoch *Orbulina suturalis* erst höher einsetzt.

Dennoch ist eine Untergliederung der Lagenidenzone nach Uvigerinen wie im Wiener Becken hier nicht möglich, da die Zonenfossilien *U. pygmaeoides* und *U. macrocarinata* nebeneinander auftreten. Die sich abzeichnende Möglichkeit einer Gliederung nach planktonischen Foraminiferen läßt sich noch nicht regional anwenden. Die Ostracodenfauna ist weiterhin fast unverändert gegenüber den reicheren Teilpaketen des Steirischen Schliers, jedoch treten weitere *Krithe*-Arten, ferner vereinzelt *Bosquetina* sp., *Pterygocythereis* sp. und *Paracypris* sp. hinzu, die aber die Einheitlichkeit des Faunenbildes nicht beeinflussen.

Die Mächtigkeit der Lagenidenzone im Raum von Perbersdorf beträgt ca. 220 m.

Die Sandschalerzone ist in Perbersdorf 1 unvollständig, da ihre obersten Teile abgetragen sind. Auf Grund einiger in der Nähe gelegener Strukturbohrungen läßt sie sich in 4 Teilpakete gliedern.

Das tiefste Teilpaket ist vorwiegend sandig entwickelt und führt eine sehr arme Mikrofauna. *Uvigerina semiornata semiornata* d'ORB. ist lagenweise häufig. Auch einzelne Lageniden treten noch auf. Darüber folgt ein sehr Orbulinen-reicher Tonmergelhorizont (zweiter Orbulinenhorizont örtlicher Gliederung). Dieser wird von einem mächtigen Horizont mit armer Fauna überlagert. Den

Abschluß nach oben bildet ein Tonmergelpaket mit reicher Orbulinen-Fauna (erster Orbulinenhorizont örtlicher Gliederung) mit *O. universa* d'ORB., *O. suturalis* d'ORB., ferner *Globigerina bulloides* d'ORB., *Globigerinoides trilobus* (REUSS), *Uvigerina venusta venusta* FRANZENAU, *U. semiornata* d'ORB., etc. Sandschaler treten in den Hintergrund. *Spiroplectamina carinata* d'ORB. ist selten. Der Sandschalerzone sind mehrfach Nulliporensandsteine und -kalke eingelagert. Andesite, Dazite und dazugehörige Tuffe fehlen. Die Mächtigkeit der gesamten Sandschalerzone beträgt ca. 250 m.

Die *Bulmina-Bolivina*-Zone ist in den Aufschlußbohrungen des Perbersdorfer Bereiches und den Schußbohrungen der Rohoel-Gewinnungs A. G. im Sassbachtal lithologisch durch einen Wechsel von Tonmergel, Sand und Sandstein mit Nulliporenkalk-Einlagerungen gekennzeichnet. In der erst kürzlich (1964) von der RAG abgeteufften Tiefbohrung Mitterlabill 1 wurde diese Zone von 233,50—273,60 m durchörtet. Es herrschen hier graue, etwas sandige Tonmergel vor, Nulliporen-führende Sedimente fehlen. An der Basis dieser hier mit größerer Schichtlücke unmittelbar über unterortonisch?—oberhelvetische Vulkanite transgredierenden Serie fanden sich einige, wenige Meter mächtige Schotterlagen.

Von der Sandschalerzone unterscheidet sich die *Bulimina-Bolivina*-Zone unter anderem durch das unvermittelte Verschwinden der Orbulinen, die im Steirischen Becken an dieser Grenze aus ökologischen Gründen endgültig aussterben. Die Charakterformen für diese Zone, nämlich *Bulimina elongata* d'ORB., *Bolivina dilatata* REUSS und *Uvigerina venusta liesingensis* TOULA treten fast durchlaufend, in Mitterlabill 1 mit besonders individuenreichen Assoziationen auf. *Globigerina bulloides* d'ORB. geht im Gegensatz zu den Orbulinen weiter. Auch Sandschaler der Genera *Bigenerina*, *Cyclamina*, *Haplophragmoides*, *Bathysiphon* sind häufig. Die Foraminiferenfauna kann als relativ arten- und individuenreich bezeichnet werden. Die Mächtigkeit der *Bulimina-Bolivina*-Zone im Sassbachtal beträgt ca. 130 m, in der Tiefbohrung Mitterlabill 1 über 140 m.

Die *Cibicides-Rotalia*-Zone bildet den Abschluß der tortonischen Schichtfolge. Ein sehr vollständiges Profil verdanken wir den Schußbohrungen der RAG im Sassbachtal und der genannten Tiefbohrung Mitterlabill 1, die die Zone von 181,50—233,50 m durchteufte. Lithologisch setzt sie sich aus einer sehr einheitlichen Serie grauer, sandiger Tonmergel zusammen, die einzelne dünne harte Mergelsandsteinlagen führen. Nulliporenkalke fehlen in dieser Zone. Die Verarmung gegenüber

der vorhergehenden Zone ist augenfällig. *Cibicides lobatulus* WALK & JAC. und *Rotalia beccarii* (L.) und einige spärliche Ostracoden stellen meist die einzigen Mikrofossilien dar. Die Fauna ähnelt jener des tieferen Untersarmats schon sehr, jedoch fehlen ihr die typischen Elphidien und die äußerst charakteristischen Ostracoden der Zone des *E. reginum*.

Die Mächtigkeit dieser Zone ist im Gegensatz zu den äquivalenten Profilen im Wiener Becken sehr gering und beträgt im Sassbachprofil ca. 60 m, in der Tiefbohrung Mitterlabill 52 m.

In der Gamlitzer Bucht gliedert A. v. WINKLER-HERMADEN (1913 b) nach ursprünglichem Konzept die marinen Ablagerungen im Sinne der älteren Autoren wie D. STUR (1871), von unten nach oben in die Foraminiferen-Mergelgruppe, die dem Steirischen Schlier unserer derzeitigen Fassung entspricht, in die Grunder Schichten, die das Gebiet des Kreuzberges und Urkogels umfassen, sich bis Ehrenhausen ausdehnen, und über den Zwickl zwischen Saggau und Sulmtal mit den Florianer Schichten in Verbindung stehen sollten, und in die Leithakalke und sonstigen Äquivalente der 2. Mediterranstufe, die dem Torton im üblichen Sinne entsprechen.

Auf dem, dieses Gebiet umfassenden Spezialkartenblatt Marburg erfahren insbesondere die frühen Grunder Schichten eine weitgehende Aufgliederung. Die Kreuzbergschotter und -konglomerate und Urler Blockschotter werden abgetrennt und in den Erläuterungen zu diesem Kartenblatt (1938) von A. v. WINKLER-HERMADEN genau beschrieben.

Das grobe Geröll- und Blockmaterial der Kreuzbergserie setzt sich in erster Linie aus kristallinem Material der Koralpe zusammen, während Kalke untergeordnet auftreten. Ihre marine Herkunft wird durch eine Anzahl litoraler, mariner Mollusken bewiesen. Der Urler Blockschotter, der dem Schlier in ähnlicher Position auflagert wie die Kreuzbergserie setzt sich ebenfalls hauptsächlich aus kristallinem Material aus dem Koralpengebiet zusammen und führt auch vereinzelt marine Makrofossilien.

A. v. WINKLER-HERMADEN (1939, S. 29) sieht in dieser Serie eine Art von „Übergang“ zwischen Helvet und Torton und setzt sie (1951, stratigraphische Tabelle S. 436—437) in seine „Zwischenserie“.

Nach H. BEER (in H. BEER & G. KOPETZKY, 1951) und nach dessen unveröffentlichter Dissertation entspricht die Kreuzbergserie auf Grund mikropaläontologischer Untersuchungen jedoch als spezielle grobklastische Fazies dem Unter-, Mittel- und Obertorton.

A. v. WINKLER-HERMADEN läßt später (1957) seine „Zwischenserie“ fallen, ohne sich allerdings auf die Untersuchungen von H. BEER zu berufen und stuft die gesamte Kreuzbergserie (Tabelle S. 664) in das Untertorton ein. Dafür werden zwar keine Quellen angegeben, aber diese Einstufung stimmt mit unseren Beobachtungen insofern überein, als wir noch in hohen Horizonten die nach der Kartierung von H. BEER bereits ins Obertorton gehören sollten, reiche Lagenidenfaunen gefunden haben.

Aus der Kreuzbergserie heraus entwickeln sich nördlich Gamlitz die basalen, sogenannten „Leithakonglomerate“ mit reicher Makrofossilführung. Am Labitschberg NE Gamlitz liegt im unmittelbaren Liegenden von Kleingeröll-führenden Sanden und Sandsteinen, die dem „Leithakonglomerat“ identisch sind, ein Kohlenflöz, aus dem eine Säugerfauna gefunden wurde. Aus den marinen Begleitschichten sind zahlreiche Mollusken bekannt geworden, die nach der letzten Bearbeitung von A. PAPP (1953 b) dem Oberhelvet zuzuordnen sind. Auch die Säugetierfauna wird von E. THENIUS (1959 a) in das Junghelvet, von M. MORTL (1961) unter Hinweis auf die engen Beziehungen mit Leoben in das Oberhelvet eingestuft.

K. KOLLMANN (1960 b) zieht das Flöz vom Labitschberg, im Hinblick auf seine enge Verknüpfung mit den Äquivalenten der Leithakonglomerate, in das tiefste Untertorton. Angesichts der von M. MORTL geäußerten Argumente nimmt der Verfasser jedoch von seiner früheren Auffassung Abstand und stuft das Flöz in das allerhöchste Helvet ein.

Beachtenswert ist hier, daß wenige Meter höher bereits die Lagenidenzone des Untertortons ansteht.

Über den basalen Leithakonglomeraten- und -kalken folgen zwischen Gamlitz, Ehrenhausen und Spielfeld Mergel und Sande, die wir der Lagenidenzone zuordnen müssen. A. v. WINKLER-HERMADEN (1938) gebraucht dafür die irreführende Bezeichnung „jüngere Schlier-(marine Mergel)-Fazies“. Wir ziehen es vor, die tortonischen Pelite, die bis auf ganz wenige Ausnahmen keinen schlierähnlichen Habitus im Sinne der oberösterreichischen Molassesedimente haben, einfach als Tonmergel zu bezeichnen.

Die erwähnten basalen Leithakonglomerate und deren Äquivalente, die besonders schön an der Straße zwischen Gamlitz und Ehrenhausen aufgeschlossen sind (A. v. WINKLER-HERMADEN, 1939, S. 87, Fig. 8) gehen beckenwärts in Nulliporenkalke und Mergelkalke über. Diese erreichen im Steinbruch Retznei bei Ehrenhausen durch riffähnliches Anschwellen Mächtigkeiten von über 50 m. Es handelt sich aber hier um keine richtigen Riffbildungen, sondern um

einen Wechsel gewachsener Nulliporen- und Korallenkalke mit detrigenen Lagen. Über die reiche Makrofauna dieses Großaufschlusses liegt eine Fossilliste von A. SCHOUPPE (1949) vor. Der steile Abfall der Oberfläche des linsenförmigen Kalkkörpers nach S unter die Tonmergel der Lagenidenzone (VON A. V. WINKLER-HERMADEN, 1939 etc., als Störung gedeutet) ist durch das Auskeilen der hellen detrigenen Kalke in dieser Richtung bedingt.

In den, im südlichsten Teil des Bruches einige Meter hoch aufgeschlossenen, sehr foraminiferenreichen Tonmergeln, fand A. HAUSER (1951) eine gangähnliche Biotit-Andesit-Einschaltung.

Im nördlichen Teil des Bruches sind die detrigenen Kalke besonders schön aufgeschlossen. Sie führen hier nach A. PAPP und K. KÜPPER (1954) reichlich *Heterostegina* cf. *papyracea gigantea* SEGUENZA. Auf die ganz an der Basis des Steinbruches aufgeschlossene Diskordanz zwischen dem Steirischen Schlier und den Ablagerungen der Lagenidenzone wurde oben hingewiesen.

Nördlich des Steinbruches nimmt die Mächtigkeit der Kalklinse allmählich ab. An der Straße zwischen Retznei und Wagner war in ihrer Fortsetzung in unterindischen, schon seit der Römerzeit betriebenen Steinbrüchen bei Aflenz der sog. „Aflenzler Stein“ abgebaut worden. Dieser unterscheidet sich nur geringfügig vom hellen detrigenen Kalk des Retzneier Bruches.

Wenige Kilometer nördlich von Retznei liegt der Schliersockel in der Ziegelei Wagner wesentlich höher. Die mit 25° nach SE einfallenden Schliermergel der Ziegelgrube werden hier von den flach (ca. 5°) nach S geneigten tortonischen Nulliporenkalken, Sanden und Mergeln der Lagenidenzone überlagert, wie dies besonders gut beiderseits des Sattels oberhalb der Ziegelei zu ersehen ist. Im Bereich dieser Ziegelei ist somit besonders klar jene Diskordanz aufgeschlossen, die H. STILLE (1924, S. 185) unter Berufung auf Beobachtungen von D. STUR und W. PETRASCHECK im Gebiet von Gamlitz als Hauptphase der Steirischen Faltung beschreibt.

Reine Korallenriffkalke sind am Rand des Gnaser Beckens sehr selten. Als räumlich beschränkte Vorkommen treten solche beim Tittenbacher Leibnitz (A. V. WINKLER-HERMADEN, 1939) unmittelbar über den Schliersockel auf. Sie dürften daher der Lagenidenzone angehören.

Ein weiterer, noch wenig bekannter obertägiger Verbreitungsbereich des Tortonens ist die Flamberger Bucht, die sich nordwestlich von Leibnitz zwischen dem bastionartigen Vorsprung des Sausal-Paläozoikums

am Wiesberg und der Hauptachse des Sausalgebirges erstreckt. Über sehr fossilarmen sandigen Ablagerungen, die reich an Pflanzenresten sind und vielleicht noch dem Karpat in Randfazies angehören, bauen sich Tonmergel, Sande und Nulliporenkalke auf. Bei einigen Begehungen wurden in sehr hohen Niveaus der flachgelagerten Schichtfolge reiche Faunen der Lagenidenzone und, darin eingelagert, mehrfach knollig aufgelöste geringmächtige Lagen von weißen Bentonittuffen gefunden. Diese Schichten dürften weiter nördlich hauptsächlich den Sockel des Wildoner Buchkogels aufbauen. Höhere Zonen des Torton scheinen in der Flamberger Bucht nicht vertreten zu sein.

Die Umgebung von Wildon (s. Beilage 2) ist das klassische Gebiet der vorwiegend kalkigen Nulliporenfazies im Steirischen Becken. An der rechten Seite der Mur geben die markanten Höhen des Wildoner Schloßberges und Buchkogels, an der linken die großen Steinbrüche des Zementwerkes Weißenegg am Fuß des Kollischberges und bei Afram, sowie zahlreiche künstliche und natürliche Aufschlüsse in den kleinen Seitentälern der Mur, Einblick in die zum größten Teil organogenen und organo-detritären Ablagerungen dieses Faziesraumes, die schon durch V. HILBER (1877) näher beschrieben wurden.

Über die Gliederung des Torton am rechten Murufer gibt G. KOPETZKY (1957) eine moderne Darstellung. Im Profil des Wildoner Buchkogels weist er fast das gesamte Torton in einer Mächtigkeit von ca. 230 m nach. Hiervon sind nur die tieferen Teile der Lagenidenzone vorwiegend sandig-tonig entwickelt, während die Hauptmasse der Sedimente vorwiegend aus Nulliporenkalken aufgebaut ist, die ca. 145 m der Gesamtmächtigkeit umfassen.

Ausgangspunkt für neue Untersuchungen der tortonischen Schichtfolge an der linken Murseite war der große Steinbruch des Zementwerkes Weißenegg am Fuße des Kollischberges (Taf. 6). Er ist durch einen alten Versturz in einen größeren SE-Teil (unterer Bruch bei V. HILBER, 1913) und einen kleineren NW-Teil (oberer Bruch) gegliedert. Eine gute Verbindung zwischen diesen ist nur in den höheren Teilen der Schichtfolge möglich, während die tieferen voneinander weitgehend abweichen und daher manches Problem aufgeben. Der heute weit über 1/2 km lange und bis 90 m hohe Aufschluß steht seit V. HILBER (1913), insbesondere durch die von ihm beschriebene Diskordanz innerhalb des Leithakalkes in diesem Raum im Mittelpunkt des geologischen Interesses. Eine neuere Darstellung gibt A. v. WINKLER-HERMADEN (1939). Auch bei G. KOPETZKY (1957) finden sich stratigraphische Hinweise über diesen Aufschluß.

Im Hinblick auf die besonderen Sedimentationsverhältnisse und auf seine Schlüsselstellung für die Kartierung des Raumes wird auf Taf. 6 eine genaue Schichtbeschreibung des Steinbruches gegeben.

Im SE-Teil des Steinbruches sind folgende Schichtglieder aufgeschlossen: An der Basis liegen schräg geschichtete, unter 20—25° gegen N und WNW einfallende, gelblichweiße, weiche, detritäre Nulliporenkalke (a), die in einzelnen Mergellagen eine Foraminiferenfauna der Lagenidenzone führen. Dieses Schichtpaket wird von einem harten, gewachsenen, dichten, jedoch geringmächtigen Nulliporenkalk (b) mit litoraler Makrofauna unmittelbar überlagert. Die Hauptmasse der darüber aufgeschlossenen Nulliporenkalk-Mergel und Mergelkalke (c und e) mit ihren Amphisteginen-Tonmergellagen gehört einer transgressiven Serie an, die das Wachstum der eigentlichen Nulliporenkalke unterbricht. Die dem Horizont (b) lithologisch und faunistisch entsprechenden höheren Kalkbänke (d und f) weisen wieder auf regressive Tendenz hin. Die über (f) folgenden, tonigen, pflanzenführenden Feinsande (g), die durch starke Sulphatsalz-Ausblühungen gekennzeichnet sind, sprechen für seichtes Wasser und Landnähe. Sie leiten eine Phase stärkerer Sandschüttung ein, die möglicherweise auf stärkere, fluviatile Einflüsse im unmittelbaren Küstengebiet zurückzuführen ist (h). Unvermittelt folgt darüber eine geringmächtige, einen erneuten kurzen marinen Vorstoß andeutende Amphisteginen-Tonmergellage (i), der im Hangenden ein sandiger Mergel bis mergeliger Feinsand (j) folgt, welcher beim Anschlagen starken Bitumengeruch aufweist. Die bis 7 m mächtige Kalkbank (k) entspricht wieder lithologisch und paläontologisch den Schichtgliedern (b, d und f). Die zahlreichen primären Hohlräume des vertikal gegliederten, splitterigen Nulliporenriffkalkes sind von Tonmergeln erfüllt, die eine reiche marine Kleinfafauna beinhalten. Auch dieser Kalk leitet ähnlich (f) eine regressive Phase ein. Über ihm folgen wieder sandige Tonmergel bis Feinsand mit Pflanzenhäcksel und Kohleschmitzen (l) und schließlich mächtige, mittel- bis grobkörnige, in einzelnen Bänken zu Sandstein verhärtete Sande mit Kiesgeröllchen (m und m'). Bei ca. 70 m Aufschlußhöhe ist dieser Serie eine etwa 2 m mächtige Nulliporenkalkbank (n) eingeschaltet.

Daß die gesamte Serie über dem Horizont (b) dem Mitteltorton gleichzustellen ist, geht zwar aus der unspezifischen Nulliporenkalkfauna nicht hervor, läßt sich aber an Hand von Mikrofaunen der unmittelbaren Umgebung nachweisen, die weiter unten besprochen wird.

Im NW-Teil des Steinbruches zeigen die seitlichen Äquivalente der oben beschriebenen Schichtfolge (a—e) eine völlig abweichende

Ausbildung. Sie werden auf Taf. 6 mit den Buchstaben (o) bis (v) bezeichnet. An der Basis ist eine dünn-schichtige, deutlich NW-fallende Schichtfolge von verschiedenen Tonmergeln mit zartschaliger Makrofauna (o, p), glimmerigem Feinsand (q), Tonmergel mit zartschaliger Makrofauna (r) und einer dünnen Lage von hellrosafarbigem, sehr hartem Nulliporenkalk mit zahlreichen Echinodermenbruchstücken (s) aufgeschlossen. Die aus dem Schichtpaket entnommene Mikrofauna entspricht wieder der Lagenidenzone. Es scheint sich hier um ein etwas beckenwärtiges Äquivalent der Haldenkalk (a) zu handeln, deren Einfallen hier noch zum Ausdruck kommt. Der Kalk (s) wird als Fortsetzung des Riffkalkes (b) aufgefaßt.

Der graue Amphisteginenmergel (t) und der bankig-knollige Nulliporenkalkmergel mit Amphisteginen-Tonmergelzwischenlagen (u) dürfte den Schichtgliedern (c) bis (e) entsprechen.

Die reiche, von V. HILBER (1913) beschriebene, zartschalige Makrofauna mit *Pecten cristatus* BRON. scheint aus einer früher aufgeschlossenen Lage des Schichtpaketes (o bis r) zu stammen.

Das auffälligste Schichtglied in diesem Steinbruchteil ist der schräg geschichtete, unter 20 bis 25° gegen WNW einfallende Haldenkalk (v), der lithologisch kaum von jenem an der Basis des anderen Steinbruchteiles (a) abweicht, jedoch deutlich mit dem Riffkalk (f) verknüpft ist. Im Hangenden dieses Kalkes ist wieder die gleiche Schichtfolge (g) bis (m) wie im SE-Teil des Bruches zu erkennen.

Eine Deutung dieser komplizierten Erscheinung wurde schon von V. HILBER (1913) versucht. Er nahm an, daß die schräg geschichteten Kalke der beiden Steinbrüche (hier a und v) einem einheitlichen Schichtpaket angehören, welches vor Ablagerung der höheren Schichtglieder (hier h bis m) tektonisch aufgerichtet wurde. Da schon V. HILBER beobachtete, daß die Oberkante der schräg geschichteten Kalke im NW-Teil des Bruches wesentlich höher liegt als im SE-Teil, nimmt er eine unregelmäßige Diskordanzfläche an und spricht daher von einer nur „teilweisen Abwaschung“ vor Ablagerung des Sandsteines (womit er offenbar die gesamte Hangendschichtfolge meint).

A. v. WINKLER-HERMADEN (1939, S. 80) weist erstmalig darauf hin, daß es sich bei den steiler einfallenden Kalken um eine primäre Schrägschichtung, also um eine aus Riffdetritus bestehende Strandhalden handeln könnte. Beweis hierfür ist die Linsenform der Schichten, ihr Übergang in horizontale Bänke, das Anschmiegen der Kalklagen an die Unterlage, sowie das Auftreten der schräggeschichteten Nulliporenkalke auch in einem höheren Niveau. Damit ist ausgedrückt,

daß es sich um 2 voneinander unabhängige Haldenbildungen handelt.

Die neuen Untersuchungen bestätigen diese Beobachtungen in den wesentlichsten Punkten. Zusätzlich soll jedoch besonders auf die enge Verknüpfung der Haldenkalk mit den sie unmittelbar überlagernden harten, hellen gewachsenen (Riff-) Kalken hingewiesen werden. Besonders der in der höheren Halde im NW-Teil des Steinbruches beobachtete Übergang der harten Hangenkalk (f) in die schräggeschichteten Haldenbildungen (v) läßt auf deren kausalen Zusammenhang schließen. Diese Erscheinung kann auf folgende Weise gedeutet werden: An einen mächtigeren gewachsenen Kalkkörper, ähnlich jenem des Steinbruches Afram, lagert sich mit primärer Steilstellung Haldendetritus an, der in geringer Wassertiefe bei konstantem Wasserspiegel durch die Wellentätigkeit amputiert und eingeebnet und laufend von den Algenkalken mit reicher Seichtwasserfauna überwachsen wird. Diese, ebenfalls der Wellenwirkung ausgesetzten Kalken liefern den Detritus für den weiteren Haldenvorbau. Der Vorgang setzt sich solange fort, bis er von einer Transgression (über der unteren Halde) oder Regression (über der oberen Halde) unterbrochen wird. Daß der Rauminhalt der Halde ein Vielfaches von jener der materialliefernden gewachsenen Kalke beträgt, stört nicht; denn es ist bekannt, und vor allem durch die genauen aktuogeologischen Studien von H.-E. REINECK (1960) erwiesen, daß gerade im Seichtwassergebiet die Ablagerungen oft nur einen geringen Bruchteil der Gesamtbildungszeit dokumentieren (in der Flachsee sogar nur 1 : 10.000 — 1 : 100.000!) und der größte Teil der abgelagerten Sedimente laufend wieder der Abtragung zum Opfer fällt.

Die im oberen Teil des Steinbruches aufgeschlossenen mächtigen Serien setzen sich weiter im Hangenden fort. Sie wechseln gegen oben mit Tonen und Tonmergeln. Diesem im Profil des Kollischberges mindestens 50 m mächtigen „Zwischenpaket“, das auch kartenmäßig fast im ganzen Tortonbereich östlich der Mur als deutliches Band verfolgt werden konnte, ist knapp oberhalb des Steinbruches ein ca. 2 m mächtiges Nulliporenkalkband (n) eingeschaltet, das seitlich rasch auskeilen dürfte. Den Abschluß des Zwischenpaketes nach oben stellt jedoch eine 2 bis 4 m mächtige Nulliporenkalkbank dar, die am Kollischberg knapp bei der 400 m-Isohypse durchstreicht und als Leithorizont bei der Kartierung weithin zu verfolgen war. Knapp oberhalb dieses Horizontes wird die Torton/Sarmat-Grenze angenommen.

Östlich des Wurzingtales bei Neudorf am W-Hang des Stiefingtales

scheint die höchste Kalkbank zu fehlen. Von den beiden im Wurzingtal gelegenen Taferner Steinbrüchen dürfte jener an der E-schauenden Talseite noch der höchsten Kalkbank zugehören, der am Fuße des W-schauenden Talhanges jedoch in den obersten Teilen der Hauptmasse des Nulliporenkalkes liegen.

Die tiefere Serie der Nulliporenkalke unterhalb des Zwischenpaketes läßt sich vom Steinbruch bis tief in das Erabachtal S Dillach, über den Steilhang unterhalb Schloß Weißenegg bis an die Mur SE Werndorf verfolgen, wo sie entsprechend dem NNE gerichteten Einfallen unter die höheren Ablagerungen des Tertiärs und unter die Murschotter untertaucht. Diese Serie bildet auch in östlicher Richtung den Steilabfall der die Mur begleitenden Höhen bis zur Einmündung des Wurzingtales, in welchem sie nach NE zurückspringt. Sie setzt sich weiter über Sukdul bis westlich Afram fort, wo sie sowohl tektonisch untertaucht, als auch in Richtung zum Stiefingtal faziell auskeilen dürfte. In diesem Raum bietet der Steinbruch der Firma Mörz einen guten Einblick in den Aufbau der Nulliporenkalke. Es liegen hier über grobbankigen, z. T. massigen bis grobblockigen, gewachsenen Nulliporenkalken besser gebankte Nulliporenkalke. Beide führen Tonmergel- und Mergelsandlagen. Das Einfallen ist mit 4 bis 5° nach NE gerichtet. Neben Makrofossilien führen die Tonmergelzwischenlagen eine tief-mitteltortonische Foraminiferen- und Ostracodenfauna.

Sehr auffällig sind, insbesondere in der Umgebng von Sukdul die starken Verkarstungserscheinungen mit zahlreichen Dolinen und einem Ponor, auf die K. FABIAN (1905) näher eingeht. Der Ortsname Sukdul dürfte slavisches Ursprungs sein und soviel wie „Trockental“ bedeuten.

Aus dem „Zwischenpaket“ konnten an 2 Stellen Makrofaunen geborgen werden. Im Erabachtal SSE Dillach wurde in Tonmergeln eine Fossilage mit *Turritella*, *Tellina* und *Cardium* gefunden. Aus grauem, etwas kohligem Ton konnte unmittelbar hinter dem östlichen Taferner Steinbruch im Wurzingtal, an der Ausmündung eines kleinen Seitengrabens, aus einem natürlichen Anriß eine Molluskenfauna gewonnen werden, die nach freundl. Bestimmung von R. SIEBER folgende Arten umfaßt: *Nucula* sp. (große Form), *Amussium corneum denudatum* Sow., *Ostrea digitalina* DUB. (klein, *Cardium* (*Acantoc.*) cf. *barrandei schefferi* KY. (selten), *Cardium* (*Ringic.*) *hians danubianum* MAY., *Venus plicata* TMEL., *Venus gigas* (var. *vindobonensis* KY., kurz), *Lutaria oblonga* CHEMN., *Tellina* sp., *Panopaea menardi* DESH., *Pholadomya alpina* MATH., *Thracia ventricosa* PHIL., *Turritella badensis*

Sec., *Turritella partschi* HILB., *Natica millepunctata* Lk. (oder *helicina*), *Pleurotoma* sp.? Seeigel (*Cidaris*), Grabgang. Nach R. SIEBER ist die Fauna „wahrscheinlich jünger als Untertorton“. Mikrofossilien wurden hier keine gefunden. Der stratigraphisch nur wenige Meter tiefer liegende östliche Taferner Steinbruch lieferte aber aus Amphisteginen-Mergelzwischenlagen eine reiche mitteltortonische Foraminiferen- und Ostracodenfauna.

Wenige Meter über dem höchsten Kalkband konnte NW Schloß Weibenegg im Bereich der Torton/Sarmat-Grenze ein Grobsand- und Schotterhorizont mit nußgroßen Quarz- und Tongeröllen verfolgt werden. An dessen Basis fallen Lesesteine eines stark limonitisch vererzten Sandsteines auf. Diese, wohl an eine Schichtlücke geknüpften Bildungen lassen auf eine örtliche Emersionsphase an der Torton/Sarmat-Grenze schließen (siehe auch Stiefing-Profil).

Die Grenze zwischen Torton und Untersarmat zieht in NW-Richtung unter den Murschottern weiter. Sie wurde durch ein Schußbohrprofil knapp westlich der Mur bei Kalsdorf gequert.

Von Enzelsdorf bis in die Friedberg-Pinkafelder Bucht wird der N-Rand des marinen Torton von sarmatischen und pannonischen Ablagerungen weit überlappt. Er dürfte nach den geophysikalischen Messungen der Rohölgewinnungs A. G. unweit Gleisdorf vorbeistreichen. In fazieller Hinsicht sind für diesen Raum ähnliche Bildungen wie in der Umgebung von Wildon (Nulliporenfazies mit Sanden und Tonmergeln) zu erwarten.

Im Profil des Stiefingtales (Karte 1:50.000, Taf. 2) wurden im Anschluß an den paläozoischen Aufbruch von Lebring in nordöstlicher Richtung durch ein Schußbohrprofil die Zonen des Unter- und Mitteltorton gequert. Ihre Grenzen konnten durch die Schußbohrungen sehr genau eingengt werden.

Zunächst transgrediert über die paläozoischen Schiefer die Lagenidenzone des Torton in starker Reduktion mit Nulliporenkalken und Tonmergeln, die stratigraphisch jenen von Retznei entsprechen (Schußbohrung F 303 und F 302). Gegen NNE folgt die Sandschalerzone in vorwiegend tonmergeliger Fazies (Schußbohrungen F 301 und F 300) und in der gleichen Ausbildung schließt sich die Bulimina-Bolivina-Zone (Schußbohrung F 299 bis F 297) an. Darüber folgt ein Tonmergel mit ausgesprochener Rotalienfazies (anschließende Schußbohrungen bis F 322). Den Abschluß bildet nach oben ein von Mergeln begleitetes Nulliporenkalkband mit einer relativ reichen mitteltortonischen Foraminiferen- und

Ostracodenfauna. Aus diesem Kalkband, welches im Stiefingbach W Schußpunkt F 322 an der Straße zwischen St. Georgen und Pichla gut aufgeschlossen ist, konnte E. BRAUMÜLLER eine schöne Pectiniden- und Scutellenfauna bergen. R. SIEBER verdankt der Verfasser die Bestimmung folgender Arten: *Pecten leythajanus* PTSCH., *Pecten besseri* ANDRZ., *Pecten praebenedictus* TOURN., *Ostrea digitalina* EICHW., *Pholandomya alpina* MATH., *Panopaea menardi* DESH. H. SCHAFFER (1962) beschreibt von hier *Scutella styriaca* SCHAFFER und *Clypeaster* sp. (flache Art.)

Dieses höchste Kalkband ist auch in der Schußbohrung F 319 unmittelbar unter dem Untersarmat der Zone des *Elphidium reginum* angefahren worden.

Es ist hier demnach eine lokale Verarmungszone mit *Rotalia beccarii* dem Mitteltorton, und zwar anscheinend der *Bulimina-Bolivina*-Zone eingeschaltet und darüber eine stark marine Rekurrenz mit reichen Faunenelementen dieser Stufe vorhanden. Die eigentliche *Rotalia-Cibicides*-Zone des Torton ist im Bereich dieser randlichen Aufwölbung nicht zur Ablagerung gelangt oder später abgetragen worden. Als Zeugen für starke Erosionsvorgänge an der Zeitenwende zwischen Torton und Sarmat können die mehrfach in diesem Raum beobachteten Schotterhorizonte bei Schloß Weißenegg in Schußbohrung F 319 und bei St. Georgen aufgefaßt werden.

An diesem Profil besonders auffällig ist der geringe Anteil an Nulliporenkalken, die anscheinend auf kürzeste Distanz beckenwärts vom Wildoner Buchkogel und vom Steinbruch bei Afram auskeilen und von der Tonmergelfazies abgelöst werden. Weiters ist hier eindeutig die Transgression des tiefen Torton über Paläozoikum nachgewiesen. Die vortortonischen, im Becken über 1000 m mächtigen helvetischen Ablagerungen keilen demnach an den Flanken des Aufbruches aus.

Weststeirisches Becken

Die Florianer Bucht (Taf. 1), eine über die Sausalschwelle hinweg bis an den Rand der Koralpe reichende, breite marine Ingressionsbucht, nimmt den mittleren Teil des Weststeirischen Beckens ein. Die sehr geringmächtige Sedimentdecke baut sich aus den sogenannten „Florianer Schichten“ auf, die sich durch einen Wechsel von Grob- und Feinsanden und Peliten mit horizontweise oft reicher mariner Makrofossilführung, aber meist schwacher Foraminiferenführung auszeichnen.

Diese Ablagerungen waren schon den ersten Bearbeitern des steirischen Tertiärs, wie z. B. F. ROLLE (1855, 1856), D. STUR (1871), V. HILBER (1878) wohl bekannt. Sie erfuhren mit Rücksicht auf ihre, von den übrigen marinen Ablagerungen des steirischen Miozäns unterschiedliche Ausbildung verschiedene Altersdeutungen; im wesentlichen ging es immer um zwei Fragen:

- a) Gehören die marinen, z. T. aber stark lagunär-brackisch beeinflussten Ablagerungen dem Helvet und / oder Torton an?
- b) Tauchen die Florianer Schichten unter die Nulliporenkalke des Raumes Wildon (Buchkogel) unter oder verzahnen sie sich mit diesen?

Eine ausgezeichnete neuere Darstellung dieses Gebietes, in welcher im Detail auf die Vorgeschichte eingegangen wird, gibt G. KOPETZKY (1957). Es ist daraus ersichtlich, daß über diese Fragen bis vor kurzem fast jeder Bearbeiter seine private Meinung vertrat und diese auch gelegentlich wechselte. Erfreulicherweise wurde jedoch in letzter Zeit gerade in diesem Gebiet von Dissertanten des Geologischen Institutes der Universität Graz fruchtbare Forschungsarbeit geleistet. Es liegen über diesen Raum die Dissertationen von E. WALTER, V. JENISCH, G. KOPETZKY, W. DILLER vor, die dem Verfasser zur Einsichtnahme freundlichst zur Verfügung gestellt wurden. Von diesen Arbeiten ist bis jetzt jene von G. KOPETZKY (1957) publiziert worden. Es wird daher in erster Linie auf sie Bezug genommen.

G. KOPETZKY gelang es durch sehr detaillierte mikropaläontologische Untersuchungen, Mikrofaunen der gesicherten Lagenidenzone des Raumes von Wildon bis weit nach W in die Florianer Bucht zu verfolgen. Da sich die reicheren Foraminiferenfaunen in diesem Schichtpaket aber nur auf eine relativ geringmächtige Lage konzentrieren, spricht G. KOPETZKY von einer „Konzentrationszone“.

Die Unterlage des Torton soll nach G. KOPETZKY in seinem Kartierungsgebiet an 4 Punkten, darunter auch in der Ortschaft Wetzelsdorf aufgeschlossen sein. Es sind dies fossilere, limnisch-fluviatile Sedimente.

Darüber folgt seine Übergangszone. Sie ist z. T. stark brackisch beeinflusst, umfaßt aber auch sehr makrofossilreiche marine Schichten, wie die bekannten Rostellarietegel von Wetzelsdorf. Die reiche Makrofauna ist schon seit langem bekannt und von A. HOLLER (1900) und anderen beschrieben worden. Nach freundl. Mitteilung von R. SIEBER kann ihr Alter auf Grund seiner Neubearbeitung nicht weiter als bis auf „höchstes Helvet bis tiefstes Torton“ eingengt werden.

Über den Rostellarietegeln von Wetzelsdorf folgen nach G. KOPETZKY die Basisgrob sande, die Fazies der Sand-Tongerölle mit paläontologischen Hinweisen auf die Nulliporenkalkfazies und schließlich die Mergelzone, in welche die bekannten fossilreichen Pölser Mergel eingereiht werden, dann sein sogenannter erster Tuffhorizont und unmittelbar darüber die Konzentrationszone.

Dem Mitteltorton ordnet G. KOPETZKY den sogenannten zweiten Grobsandhorizont, die Zone der Wechsellagerung und den zweiten höheren Tuffhorizont, ferner die Hangendsande mit dem Bruchschill von Altvater zu. Die darüber folgenden Verlandungssedimente werden von ihm als höheres Mitteltorton bis Obertorton betrachtet. Sie bilden den Abschluß der Schichtfolge.

G. KOPETZKY versucht die vorwiegend klastischen Ablagerungen der Florianer Bucht mit der vorwiegend organogenen Nulliporenkalkfazies des Raumes von Wildon, seiner „Schwellenfazies“ zu korrelieren. Dies ist im transgressiven tiefen Untertorton mit seiner optimalen Fauna schwierig genug, wenn es nicht gelingt, bei der Bemusterung reiche Horizonte zu erfassen. Die Schwierigkeiten wachsen mit zunehmender allgemeiner Regression im Torton, der es zuzuschreiben ist, daß in der seichten Florianer Bucht gewisse, die Fauna beeinflussende ökologische Bedingungen viel früher eingetreten sind als in den tiefen offenen, marinen Beckenteilen.

Wie schon oben betont, glauben wir in den Andesit- und Dazittuffen und den daraus entstandenen Bentoniten über ein sehr brauchbares Hilfsmittel für eine Korrelation der Teilbecken beiderseits der Sausalschwelle zu verfügen. G. KOPETZKY gibt nun in den Florianer Schichten zwei Tuffhorizonte an, einen tieferen im Untertorton und einen höheren (Weinzlipp) nahe der Oberkante seines tiefen Mitteltortons. Da im benachbarten Gnaser Becken, also in unmittelbarer Nähe der aschenliefernden Vulkangebiete von Gleichenberg und Landorf jedoch bisher keine Tuffe festgestellt wurden, die jünger als Untertorton wären, dürften auch bei den höheren Tuffen der Florianer Bucht Mitteltorton auszuschließen sein. Die Ähnlichkeit der Fauna mit dem Mitteltorton der tiefen Becken dürfte auf rein lokalökologische Faktoren zurückzuführen sein. Nebenbei bemerkt wird vom Verfasser Ähnliches auch im Lavanttal angenommen, wo der die Tuffe begleitende, sogenannte Mühldorfer Schlier zwar nach R. GRILL (in P. BECK-MANNAGETTA, 1952) eine Mikrofauna mit *Spiroplectammia cacrinata* geliefert hat, die Ostracodenfauna jedoch auf Untertorton hinweist.

Daß die über den Tuffen folgenden Verlandungssedimente auch in ihren höchsten Teilen noch nicht dem Obertorton angehören dürften, geht aus der schon bei F. ROLLE (1856) und V. HILBER (1878, Profil) angenommenen, und nun auch von G. KOPETZKY mit Nachdruck vertretenen Verzahnung derselben mit den höchsten Nullporenkalken des Wildoner Buchkogels hervor. Diese Kalke können wir, trotz der starken Verarmung der Mikrofauna, nicht mit jener der Cibicides-Rotalia-Zone der tiefen Beckenteile vergleichen. Sie sind im besten Fall der höchsten Nullporenkalkbank östlich der Mur gleichzustellen, die wir aber nach Makro- und Mikrofauna (siehe oben) noch zum Mitteltorton zählen. Es scheint demnach nicht nur im Raum von Wildon, sondern auch in der Florianer Bucht das ganze Obertorton zu fehlen.

Die Beobachtungen G. KOPETZKY's im näheren Raum von Wetzelsdorf können auf Grund von Schußbohrungen ergänzt werden, die südlich dieser Ortschaft zwischen Mettersdorf und Wieselsdorf im Staintal von der RAG niedergebracht wurden und ca. 30 — 40 m unter dem Niveau des bekannten Fossilfundpunktes durchwegs eine reiche Fauna der Lagenidenzone anführen, wobei eine der Schußbohrungen beim Bahnhof Wieselsdorf unter dem Quartär eine Betonitufflage durchteufte. Unter Berücksichtigung der praktisch horizontalen Lagerung in diesem Raum ergibt sich, daß die von G. KOPETZKY als Unterlage des Torton von Wetzelsdorf aufgefaßten fossilfreien Schichten nur eine Einschaltung in der Lagenidenzone darstellen und die Basis des Torton in größerer Tiefe zu erwarten ist. Ferner geht daraus hervor, daß außer der „Konzentrationszone“ G. KOPETZKY's in den Florianer Schichten noch andere, ebenso mikrofossilreiche Lagen vorhanden sind, und daß im Gebiet von Wetzelsdorf — Pöls mit mindestens 3 Betonithorizonten zu rechnen ist. Übrigens konnte in den Proben aus diesen Schußbohrungen ein der Gattung *Neomonoceratina* angehöriger Ostracode beobachtet werden, der bisher nur in der Lagenidenzone der Flamberger Bucht und der Bohrnug GKB 3 Pirka angetroffen wurde. Es dürfte sich um eine faziesbrechende Art mit geringer Vertikalverbreitung handeln.

Die Abgrenzung der Florianer Schichten gegen die limnischen Eibiswalder Schichten im S-Teil des Weststeirischen Beckens wurde schon von G. HIESSLEITNER und A. v. WINKLER-HERMADEN gegeben. Neuerdings wird die Grenze zwischen beiden Schichtkomplexen von W. DILLER (Dissertation Graz) etwas nach S verschoben.

Die N-Grenze der Florianer Schichten ist infolge der landwärts zu-

nehmenden Verbrackung schwer zu erfassen. Sie dürfte N Stainz am Grundgebirge abstoßen und in nordöstlicher Richtung nach Tobelbad ziehen. Hier konnten in einem Aufschluß an der Straße S des Bades Tonmergel mit einer marinen Foraminiferenfauna festgestellt werden, die wir im Hinblick auf die sonst vollständige Verbrackung des höheren Untertorton bis Mitteltorton in diesem Raum (siehe Bohrung Pirka) nur als tiefuntertortonisch deuten können. Es dürfte sich um den gleichen Horizont wie in der genannten Bohrung handeln, deren Fauna von A. PAPP (1953 b) bearbeitet wurde.

H. FLÜGEL (1961) weist auf die beiden Tuffhorizonte in dieser Bohrung hin. Es dürfte bei der Einstufung des höheren Tuffes die gleiche Vorsicht am Platze sein wie beim höheren Tuff in der Florianer Bucht.

Die weitere N-Grenze der nunmehr gegen E allmählich in Beckenfazies übergehenden tortonischen Ablagerungen zwischen Pirka und dem Absinken des höchsten Nulliporenkalkbandes S Enzelsdorf liegt unter den Schottern des Grazer Feldes und ist dort nicht sicher festzulegen.

Im nördlichsten Teil des Weststeirischen Beckens, in der sogenannten Bucht von Stallhofen gliedert H. FLÜGEL (1961) das rein limnisch-fluviatil entwickelte Torton in 2 Komplexe:

Der tiefere Komplex setzt sich lithologisch aus mergeligen, blaugrauen, bisweilen kohleführenden Tonen und teilweise brekziösen Süßwasserkalken zusammen. Kleine Kohlevorkommen liegen bei St. Oswald, St. Bartholomä, Mantscha, Thal, Stiwoll, Stallhofen, Rein — Gratwein, St. Stephan und Straßgang. Tuffe (bzw. Bentonite) treten darin bei St. Oswald, Thal, Stiwoll, Eisbach, Rein, Hundsdorf bei Gratwein auf. Dazu kommen Süßwasserkalke und -kalkbrekzien und die „Eggenberger Brekzien“. Hinsichtlich der Gastropoden-, Ostracoden- und Säugerfaunen, die in ihrer Gesamtheit auf tortonisches Alter hinweisen, sei auf die sehr ausführliche Darstellung von H. FLÜGEL hingewiesen. Auch seiner Einstufung in das Untertorton muß mit Rücksicht auf die Tuffvorkommen beigeplichtet werden.

Auch für die sandig-tonigen Hangendschichten über dem Zangtalflöz der Köflach-Voitsberger Bucht zieht H. FLÜGEL untertortonisches Alter in Erwägung.

Der Höhere Komplex (Hangendfolge) ist vorwiegend schotterig-sandig entwickelt. Ein basaler Horizont mit Geröllen von paläozoischem und mesozoischem Habitus (viele Kalkgerölle) und Eozängeröllen fällt auf. Darüber folgen in Grundgebirgsnähe die Eckwirtschotter, in deren Geröllbestand Kristallin dominiert. Auch in der Schotterserie finden sich zwischen Lobmingberg und Stallhofen, bzw. bei Ober-

dorf Tuffeinschaltungen bis zu 5 m Mächtigkeit. (Näheres siehe W. PETRASCHECK, 1955; V. MAURIN, 1959; H. FLÜGEL, 1961). An der Alterseinstufung der tuffführenden Schotter in das Torton dürfte sowohl nach Lagerung weit im Hangenden des als höheres Helvet eingestuften Zangtaler Flözes und auf Grund einiger im Tuff aufgefundener Süßwasserschnecken kaum zu zweifeln sein. Mit den älteren, z. T. andersartigen Einstufungen setzt sich H. FLÜGEL (1961) näher auseinander. Mit dieser Serie schließt das Torton im Bereich der Bucht von Stallhofen ab. Leider reichen die Eckwirtschotter als randnahe Bildungen nicht bis in jenen Bereich, wo die tortonischen Ablagerungen vom Untersarmat der Waldhofsichten überlagert werden. Die Frage, ob sich über den Eckwirtschottern beckenwärts noch höhere Anteile des Torton einschalten, ist somit noch ungeklärt.

An der Ostflanke der Koralpe greift der „Schwanberger Schutt“ (A. v. WINKLER-HERMADEN, 1927 a), von G. HIESLEITNER (1926) auch „Hangendblockschutt“ genannt, als Ausfüllung fjordartiger Rinnen bis zu 10 km tief in das Gebirge ein. Das Material dieses Wildbachschuttes besteht aus bis zu mehrere Kubikmeter großen Blöcken des Korallenkristallins. Nur untergeordnet treten Lagen von groben z. T. gerundeten Blockschottern und Sanden auf. Während G. HIESLEITNER (S. 75) eine „Gleichaltrigkeit zumindest des tieferen Teiles der Blockschuttmassen mit den hangendsten Schichten von Eibiswald“ annimmt, spricht sich A. v. WINKLER-HERMADEN (z. B. 1951) für eine ausgesprochene Diskordanz zwischen den höheren Eibiswalder Schichten und den Blockschottern aus. Die Ausformung der Täler bringt dieser Forscher mit der steirischen Gebirgsbildung in Zusammenhang, während die Verschüttung im Altorton erfolgt sein sollte. (Siehe auch 1924 und 1927 a).

Diese fluviatilen Blockschotter haben in der Geröllgröße und Zusammensetzung weitgehende Ähnlichkeit mit dem Radlblockschutt, dem Urlers Blockschutt und den Kreuzbergschottern. Ob der erstere, wie G. KOPETZKY (1957) meint, als Äquivalent der Kreuzbergschotter (und somit auch des Schwanberger Blockschutts) in Frage kommt, ist noch sehr fraglich. Es wäre aber zu überlegen, ob die Kreuzbergschotter ihr Material nicht von dem älteren, bereits vortortonisch aufgerichteten Radlblockschutt bezogen haben könnten.

Zwanglos ergibt sich aber der Zusammenhang zwischen Schwanberger Blockschutt, dem vereinzelt marine Fossilien führenden Urlers Blockschutt und dem auf Grund seiner Makrofauna als marine Litoralbildung anzusehenden Kreuzbergschotter, der neuerdings auch von A. v. WINKLER-HERMADEN (1957) aus seiner Zwischenserie“ herausgenommen und dem

Torton zugeordnet wird. Es spiegelt sich demnach im Untertorton sowohl im fluviatilen als auch im marinen Bereich des westlichen Steirischen Beckens eine gewaltige Abtragung im Hinterland und eine einheitliche flächenhafte Verbreitung des Blockmaterials im Deltabereich des transgredierenden Tortonmeeres wieder. Obwohl sich dieses Bild nur z. T. mit den ursprünglichen Auffassungen A. WINKLER'S (1913 b) und noch weniger mit seinen späteren (1951 a) deckt, dürfte es doch sehr gut sein eigenes Gesamtkonzept stützen und die Bedeutung der Steirischen Phase auch in diesem Raum klar zum Ausdruck bringen.

Auersbacher Schwelle und Flanken des Gleichenberger Massivs

Der erste Nachweis tortonischer Ablagerungen unter den pannonisch-sarmatischen Deckschichten wurde auf indirektem Weg durch die Feststellung von Nulliporenkalk-Auswürflingen im Basalttuff von Unterweißenbach bei Feldbach erbracht. A. v. WINKLER-HERMADEN (1927 b, 1939 etc.) konnte in diesen Kalken Geröllchen von Gleichenberger Eruptivgesteinen feststellen, was für die ursprüngliche Bestimmung der oberen Altersgrenze dieser Vulkanite wichtig war (s. Kapitel V, Vulkanismus).

Ein weiterer Nachweis von tortonischen Nulliporenkalken in diesem Bereich gelang durch die auf Grund einer Refraktionslinie von der RAG abgeteufte tiefe Aufzeitbohrung F 1067 bei Perlsdorf NW Gnas. Sie durchteufte unter stark reduzierten sarmatischen Schichten (s. stratigraphische Tabelle Taf. 3 und Profil No. 4) von 179.20 bis 210.30 m sehr harten verkieselten Nulliporenkalk und fuhr darunter mit scharfer Grenze von 210.30 bis 226.00 m stark umgewandelte Gleichenberger Gesteine an. Wahrscheinlich gehört der Nulliporenkalk dem Mitteltorton an.

Die an der W-Flanke des Gleichenberger Massivs abgeteufte Tiefbohrung P a l d a u 1 fuhr, da das Obertorton infolge einer Schichtlücke ganz fehlt, von 889 bis 935 m höheres Mitteltorton (Bulimina-Bolivina-Zone) in vorwiegender Tonmergelfazies an. Von 935.00 bis 994.50 m durchfuhr sie tieferes Mitteltorton (Sandschalerzone) mit Tonmergeln und geringmächtigen Nulliporenkalk, -kalksandstein und -mergellagen. Das Untertorton (Lagenidenzone) wurde von 994.50 bis 1.087.00 m in ähnlicher, aber sehr mikrofossilreicher Fazies angetroffen; den Sedimenten sind hier Tufflagen eingeschaltet. Bei 1.087.00 m drang die Bohrung in Andesite und verwandte Gesteine mit Eruptivbreccien und Tuffeinschaltungen ein.

Becken von Fehring und Fürstenfeld

In diesem Raum wurde das Torton bisher nur durch die Tiefbohrungen Übersbach 1 und Walkersdorf 1 durchteuft. Erstere wies folgendes Profil nach:

Der Lagenidenzone (1421.0 bis 1582.0 m) wird ein Basis-konglomerat zugezählt, welches von 1.465.0 bis 1.582.0 m durchteuft wurde. Dieses wird nur von wenigen dünnen Bentonit-Tufflagen unterbrochen. Es ist polymikt und fest. Die Grundmasse ist ein Grob-sandstein. Die Gerölle erreichen einen Durchmesser von 10 bis 60 mm. Sie setzen sich zusammen aus verschiedenen Kalken, Mergeln, Marmor, Kieselschiefer, Quarz und Kristallin. Faunen konnten darin keine beobachtet werden. Darüber folgen von 1.450.0 bis 1.465.0 m Nulliporenkalk, Kalksandstein und von 1.421.0 bis 1.450.0 m Tonmergel und Tonmergelstein. Letzterer führt eine relativ reiche Mikrofauna, in der erstmalig *Orbulina suturalis* BRONNIMANN auftritt. Auch die übrigen Faunenelemente stimmen gut mit der gleichen Zone der Bohrung Perbersdorf 1 und des Wiener Beckens überein. Lageniden sind allerdings infolge ökologisch ungünstiger Bedingungen relativ selten. An Uvigerinen konnte nicht selten *U. venusta venusta* FRANZENAU, *U. ex gr. semiornata* d'ORB beobachtet werden.

Die Sandschalerzone (1236.0 bis 1421.0 m) setzt sich lithologisch vorwiegend aus Sandsteinen, fein- bis grobkörnig, mit kohligen Pflanzenresten und Kohleschmitzen zusammen; Lagen von Tonmergel und Tonmergelstein sind eingeschaltet. Gelegentlich sind an den Schichtflächen auch problematische Kerben zu erkennen, die jenen stark ähneln, die H. WIESENER (1962) aus dem Helvet dieser Bohrung beschreibt und abbildet. Makrofossilien sind nicht bekannt. An Foraminiferen sind einzelne Sandschaler, wie *Cyclamina* aff. *tenuissima* GRZB., *Haplophragmoides* sp. sp. zu beobachten. *Spiroplectamina carinata*, eine Charakterform der Sandschalerzone im Wiener Becken, konnte hier nicht gefunden werden. Große Teile des Profils sind fossilleer.

Die *Bulimina-Bolivina*-Zone und die fragliche *Rotalia-Cibicides*-Zone (1023.0 bis 1236.0 m) sind lithologisch vorwiegend durch Sandstein, fein- bis mittelkörnig und mürb gekennzeichnet, dem Lagen von Tonmergel und Lithothamienkalksandstein eingeschaltet sind. Kohlige Pflanzenreste und Kohleschmitzen sind häufig. Verschiedene Lebensspuren und problematische Kerben wie in der Sandschalerzone dürften Hinweise auf Sedimentation im Seichtwasser geben.

Die beiden in den westlichen Beckenteilen ebenso wie im Wiener Becken gut unterscheidbaren Zonen lassen sich hier nicht abtrennen, da beide untypisch entwickelt sind. Im tieferen Teil ist *Bulimina elongata* d'ORB. häufig, doch fehlen die sonst mit ihr vergesellschafteten *Bolivina dilatata* REUSS und *Uvigerina venusta liesingensis* TOULA. *Cibicides lobatulus* setzt sich in durchwegs großer Häufigkeit bis nahe der Oberkante des Paketes fort. *Rotalia beccarii* kommt nur in den oberen 120 m vor, Daneben ist (umgelagert?) *Orbulina suturalis* BRONN. anzutreffen.

Den Abschluß des Torton bildet ein Lithothamnienkalkhorizont, in dem nicht selten *Amphistegina hauerina* d'ORB., *Asterigerina planorbis* d'ORB., aber auch *Uvigerina venusta liesingensis* vorkommt. Diese Art ist im Wiener und auch im übrigen Steirischen Becken in der *Cibicides-Rotalia-Zone* niemals zu beobachten. Ihr Vorkommen wirft das Problem auf, ob die höchsten Lithothamnienkalke eine starke marine Rekurrenz in den Hangendpartien der *Cibicides-Rotalia-Zone* darstellen oder ob diese überhaupt nur eine faziell bedingte Zwischenlage in der *Bulimina-Bolivina-Zone* verkörpert. Die Lage wäre dann ähnlich wie im Profil des Stiefingtales, wo wir jedoch mit größerer Sicherheit auf Grund der Makrofaunen die örtliche Rotalienfauna als fazielle Einschaltung in das Mitteltorton betrachten müssen.

In der Tiefbohrung Walkersdorf 1 ist das Untertorton (970 bis 1046 m) durch Tuffeinschaltungen (wohl Trachyttuffe) charakterisiert. Das tiefere Mitteltorton (Sandschalerzone, 920 bis 970 m) ist in sandsteinreicher Fazies wie in Übersbach 1 entwickelt. Höheres Mitteltorton und Obertorton scheinen durch eine primäre Schichtlücke zu fehlen.

In der Friedberg-Pinkafelder Bucht sind marine Ablagerungen seit K. HOFMANN (1877), V. HILBER (1894) und W. PETRASCHECK (1922 bis 1925) bekannt, und vor allem durch A. v. WINKLER-HERMADEN (1927, 1933 a) näher beschrieben worden.

In dieser Bucht liegen über den limnisch-fluviatilen Sinnersdorfer Konglomeraten bei Schreibersdorf und Tauchen Kohlenflöze.

Im Profil zwischen Schreibersdorf, Wiesfleck und Pinkafeld sind über dem groben Sinnersdorfer Konglomerat und zwar in den Begleitschichten des Flözes von Schreibersdorf Cerithien gefunden worden. Darüber folgt eine im wesentlichen sandige Schichtfolge mit Schotterlagen und kümmerlichen Ansätzen zu Nulliporenkalkbildung (Sandgruben b. Wiesfleck). Aus dieser Serie werden Funde von *Pecten*, *Trochus*, *Clypeaster* etc. angegeben. In den höchsten Teilen dieser Schichtfolge kommen Tonmergel mit marinen Fossilien vor. Weitere Funde von solchen werden von A. v. WINKLER-HER-

MADEN (1927 d) von Aufschlüssen der damals in Bau befindlichen Bahnstrecke Friedberg — Pinkafeld angegeben. Hier soll eine scharfe Trennung zwischen den Sinnersdorfer Konglomeraten und den marinen Schichten jedoch nicht möglich sein, entgegen der Auffassung HOFMANN'S (1877), der hier eine Diskordanz annimmt. Der Übergang vollzieht sich im Raum zwischen Sinnersdorf und Pinkafeld nach A. v. WINKLER-HERMADEN in der Weise, daß sich den Blockschottern nach oben im zunehmenden Maße Sand und gut ausgelesene Schotter einschalten und sich der Geröllbestand allmählich ändert. Allerdings führt dieser Forscher (1933 a, S. 87) an, daß die höheren Teile der Schichten des „Überganges“ eine „ausgesprochene Aufrichtung (20 bis 30°) erkennen lassen... und von Brüchen durchschnitten sind“, während die hangenden fossilführenden marinen Schichten (mit *Pecten* und *Cardita*) ein flacheres Einfallen von 15° aufweisen. Dies würde im Gegensatz zur oben geäußerten Auffassung doch sehr für eine Diskordanz zwischen den Sinnersdorfer und den marinen Schichten sprechen. Eine solche wird von A. v. WINKLER-HERMADEN auch später (1951 a) vertreten.

Im Kohlengebiet von Tauchen liegen wie bei Schreibersdorf die heute noch im Abbau stehenden Flöze auf den Sinnersdorfer Schichten. Darüber baut sich wie dort ein mariner Sand-Schotter-Komplex auf, dem jedoch Nulliporenkalkeinschaltungen fehlen.

W. PETRASCHECK (1940) führt aus den Tauchener Kohlen Tuffe an, die er auf Grund von chemischen Bauschanalysen als Rhyolitaschen bezeichnet und mit den Gesteinen des Schaufelgrabens bei Gleichenberg vergleicht. Unter Berücksichtigung der oben erwähnten Tuff- und Vulkaniteinschaltungen in den Sinnersdorfer Schichten scheinen sich somit auch in der Friedberg-Pinkafelder Bucht die Erscheinungen des sauren miozänen Vulkanismus auf die Zeitspanne vom Oberhelvet (Karpat) bis zum Untertorton zu verteilen.

Die nördlichsten Vorkommen mariner Fossilien in der Friedberg-Pinkafelder Bucht stammen aus dem Hochstraßtunnel S Friedberg, wo marine Mollusken und von K. EHRENBERG (1927) Knochen von Land- und Meeressäugern angegeben werden.

Von den marinen Molluskenfaunen liegen keine neueren Bearbeitungen vor, wie auch eine zeitgemäße Kartierung der Friedberg-Pinkafelder Bucht noch aussteht. Für die Zuordnung der marinen Schichten zum Torton können aber folgende Gesichtspunkte geltend gemacht werden: Die Aufeinanderfolge Sinnersdorfer Schichten — marine Schichten — Sarmat ist durch zahlreiche Profile gesichert. Für die Einstufung der Sinners-

dorfer Schichten in das Oberhelvet (Karpät) sprechen die oben angestellten Überlegungen. Den über den Sinnersdorfer Schichten liegenden Kohlenflözen von Tauchen — Schreibersdorf entspricht in der Landseer Bucht die Kohle von Ritzing, in deren unmittelbarem Hangenden von R. JANOSCHEK (1932) fossilreiches Torton paläontologisch nachgewiesen wurde.

Südburgenländische Schwelle

Das einzige, schon seit R. HOERNES (1878) bekannte und von A. WINKLER (1913 a) und A. v. WINKLER-HERMADEN (1927 b) näher beschriebene obertägige Verbreitungsgebiet tortonischer Ablagerungen befindet sich im Pleschbachtal bei Klapping und Risola. Es handelt sich vorwiegend um detritigen Nulliporenkalk mit z. T. reicher Makrofauna. Die Aufschlüsse am E-Hang des Tales und hier besonders jener unweit der Mühle von Klapping werden in der Literatur oft erwähnt. Eigene Untersuchungen dieses Aufschlusses haben allerdings gezeigt, daß nur die liegenden Nulliporenkalke tortonisch sind, während das Hangende davon dem Untersarmat der Elphidium reginum-Zone angehört (siehe unten). Die mikropaläontologischen Untersuchungen der Foraminiferen und Ostracoden der mergeligen Zwischenlagen im liegenden Nulliporenkalk ergaben tiefe Sandschalerzone. Demnach herrscht hier zwischen Torton und Sarmat eine beträchtliche Schichtlücke. Über die knapp 1 km NE dieses Aufschlusses im Talriß SE St. Anna a. Aigen angeschnittenen paläozoischen Phyllite des Inselberges transgrediert unmittelbar das Untersarmat. Die Nulliporenkalke müssen daher im dazwischenliegenden Intervall auskeilen. Diese Lückenhaftigkeit der Schichtfolge hängt unmittelbar mit der exponierten Hochlage an den Flanken des paläozoischen Inselberges zusammen.

Aus Basalttuffen im Bereich der Südburgenländischen Schwelle, vor allem am Kindbergkogel sind Einschlüsse, und an der SE-Flanke dieses Berges bei Gruisla hausgroße Blöcke von Nulliporenkalk seit langem bekannt.

Im Basalttuff von Petersdorf bei Fehring konnte ein großer kaum veränderter Block eines aus der Lagenidenzone stammenden Tonmergels mit sehr reicher Mikrofauna gefunden werden. Durch diesen Fund erweitert sich unsere Kenntnis der paläo-geographischen Verbreitung des Torton im Bereich des südlichen Abschnittes der Schwelle beträchtlich. An den Flanken der Grundgebirgsinsel von St. Anna a. Aigen dürfte auf Grund der bisher bekannten Auswürflinge unter den

sarmatischen Hüllgesteinen nur ein ganz schmaler Saum nicht von tortonischen Ablagerungen bedeckt sein.

d) Paläogeographische Entwicklung

An der Grenze zwischen Karpat und Torton wird die individuelle Entwicklung der Teilbecken, nach weitgehendem Abklingen der Bruchtektonik und vorübergehender Abtragung, von einer regional das gesamte Becken umfassenden Absenkung abgelöst. Das Meer greift weithin über die Randgebirge hinweg und überflutet zum allergrößten Teil die Grundgebirgsschwellen; es erreicht seine größte flächenhafte Ausdehnung. Der andesitisch-dazitische Vulkanismus hört ebenfalls im tieferen Torton auf. Alle diese Ereignisse finden in der Litho- und Biofazies ihren Niederschlag. Die große paläo-geographische Wende spiegelt sich in einer regionalen Diskordanz an der Basis des Tortons wieder. Es ist dies die bekannte Hauptphase der Steirischen Gebirgsbildung nach H. STILLE (1924).

Das Gnaser Becken steht durch die Pforte des Saßbachtals weiterhin in breiter offener Kommunikation mit dem Murbecken. Es erweitert sich nach N unter Einbeziehung eines breiten Grundgebirgstreifens. Über den seichten Schwellen und an den Beckenrändern und auf den hoch gelegenen Teilen der Inselberge (Sausal) bauen sich hauptsächlich Nulliporenkalke und -kalksandsteine als litorale Bildungen auf, die sich beckenwärts mit makro- und mikrofossilreichen Mergeln und Sanden verzahnen.

Mit einer tiefen Ingression greift das Meer vom Gnaser Becken aus über eine seichte Pforte in der Sausalschwelle in das Weststeirische Becken bis an den Rand der Korralpe vor. Es entsteht die Florianer Bucht mit ihren makrofossilreichen Seichtwassersedimenten. Nur im N-Teil des Weststeirischen Beckens, der Bucht von Stallhofen und z. T. in der Köflach-Voitsberger Bucht kommt es infolge vollkommener Aussüßung der Gewässer zu limnisch-fluviatilen Ablagerungen.

Die Gamlitzer Bucht ist auch im Torton Schauplatz mariner Sedimentation. Die Basisbildungen des Tortons gehen hier auf kurze Distanz vom Blockschutt (Urlkogel) über makrofossilreiche marine Schotter (Kreuzberg) in Nulliporenkonglomerate (Gamlitz) und -kalke (Ehrenhausen) über. Der Geröllbestand ist von jenem der grobklastischen Lagen im Schlier grundverschieden. Die Korralpengesteine treten nun in den Vordergrund, ein Anzeichen tiefgreifender Veränderungen auch im Hinterland.

Die marinen Bedingungen halten im Gnaser Becken durch das ganze Torton hindurch an. Die Mikrofaunen zeigen einen ganz analogen Ablauf wie im Wiener Becken.

Das Fürstenfelder und Fehringer Becken stehen weiterhin über die Senke von Weichselbaum mit dem Mur- bzw. dem Zalabecken in Verbindung. Obwohl, abgesehen von einer kurzen hochmarinen Phase (Lagenidenzone), vorwiegend marine Seichtwasserbedingungen herrschen, erstrecken sich diese über das noch völlig unbekannte Allhauer Becken hinweg bis in die Friedberg-Pinkafelder Bucht. Vielleicht bestand auch eine heute nicht mehr erhaltene Verbindung mit dem Oberpullendorfer Becken und der Landseer Bucht.

Die Auersbacher Schwelle wird überflutet, wodurch auf diesem Wege ein Austausch der Gewässer zwischen Fürstenfelder- und Fehringer Bucht einerseits und Gnaser Becken andererseits möglich ist. Der N-Teil der späteren Südburgenländischen Schwelle ist landfest, dürfte aber von der westpannonischen Landmasse durch einen neu entstandenen seichten Kanal, die in Entstehung begriffene Senke des „Raabgrabens“, getrennt sein. Der paläozoische Aufbruch von St. Anna a. Aigen ragt als Insel aus dem Meer empor.

4. Sarmat

a) Verbreitung

Im Weststeirischen Becken ist nur im Raume von Waldhof und Thal eine größere Fläche sarmatischer Ablagerungen nachgewiesen.

Die noch im Torton durch seichte Schwellen getrennten Teilbecken östlich der Sausalschwelle verschmelzen mit beginnendem Sarmat zu einem einheitlichen Ablagerungsraum, für den der Begriff „Oststeirisches Becken“ gerechtfertigt ist.

An seiner SW-Flanke treten die sarmatischen Ablagerungen als viele Kilometer breites Band an die Tagesoberfläche. Der Verlauf der Liegend- und Hangendgrenze geht aus den Karten Taf. 1 und 2 hervor. E St. Stefan zeichnet sich in einer starken Einbuchtung der Hangendgrenze nach S die Muldenachse des Gnaser Beckens, und bei Feldbach in einem Vorsprung nach N die Umhüllung des Gleichenberger Massivs ab („Feldbacher Sarmatsporn“).

Am nördlichen Grundgebirgsrand treten sarmatische Ablagerungen in unregelmäßigen Lappen zwischen Graz und Weiz in Erscheinung. Von hier springt die Hangendgrenze weit nach S vor und schließt im Raume von Gleisdorf-Gnies einen bastionartig ausladenden Sporn ein („Gleisdorfer Sarmatsporn“).

Isolierte Erosionsfenster des Sarmats liegen bei Hartmannsdorf, Walkersdorf und N Auersbach.

Von Gnies springt die geschlossene Grenze in nördlicher Richtung zurück, wird in der Pöllauer Bucht von pannonischen Ablagerungen bis an

das Grundgebirge hin überlappt. Erst bei Hartberg zeichnet sich das Sarmat wieder in einem beckenwärtigen Vorsprung ab („Hartberger Sarmatsporn“). Einzelne Aufschlußgruppen sarmatischer Ablagerungen säumen die älteren miozänen Bildungen der Friedberg-Pinkafelder Bucht beckenwärts ein.

Unter jüngerer Bedeckung sind die Ablagerungen dieser Stufe durchwegs verbreitet, wie mehrere Bohrungen und zahlreiche Auswürflinge in den jungpliozänen Basalttuffen zeigen. In der Tiefbohrung Mitterlabill 1 wurde nur Untersarmat, in Paldau 1, Walkersdorf 1 und Übersbach 1 eine mächtige sarmatische Schichtfolge durchteuft.

b) Stratigraphische Abgrenzung und Gliederung

Die Bildungen des Sarmats zeigen eine ausgeprägte transgressive Tendenz gegenüber jenen des höheren Torton. Besonders augenfällig ist dies im nördlichen Teil des Weststeirischen Beckens (Bucht von Stallhofen), wo die tortonischen Sedimente gänzlich ausgesüßt sind (s. H. FLÜGEL, 1961), während die des tiefsten Untersarmats mit reichen Molluskenfaunen der Rissoenschichten und der typischen Mikrofauna der *Elphidium reginum*-Zone ohne die geringsten Abweichungen gegenüber der Beckenfazies darüber transgredieren. Auch bei Rohrbach a. d. Lafnitz ist das Untersarmat in der gleichen Ausbildung in sehr randnaher Lage den vollkommen ausgesüßten Äquivalenten des Steirischen Schliers angelagert.

Die Unterkante der brackisch-mesohalin entwickelten sarmatischen Ablagerung wird in der Beckenfazies (Gnaser Becken) in ein lithologisch einheitliches Schichtpaket gelegt. Mikropaläontologisch ist sie dadurch charakterisiert, daß zu der *Cibicides-Rotalia*-Fauna des höchsten Torton unvermittelt eine sehr typische Vergesellschaftung von *Elphidium reginum*, *Cytheridea hungarica* ZAL., *Haplocytheridea dacica dacica* HEJJAS, *Aurila aff. mehesi* ZAL., seltener *Cyamocytheridea leptostigma foveolata* KOLL hinzutritt.

Die routinemäßige faunistische Untergliederung der sarmatischen Ablagerungen erfolgt wie im Wiener Becken mit Hilfe von Mollusken (E. VEIT, 1943; A. PAPP, 1954, 1956), Foraminiferen (R. GRILL, 1941, 1943, 1948) und Ostracoden (K. KOLLMANN, 1960 a). Dieses dreifache Gliederungsprinzip ermöglicht auch bei Fehlen der einen oder anderen charakteristischen Tiergruppe meist eine eindeutige Einstufung der Fundpunkte.

Wie im Wiener Becken ist nach der Foraminiferengliederung und der mit ihr vollständig übereinstimmenden Ostracodengliederung ein Untersarmat (*Elphidium reginum*-Zone), Mittelsarmat (*Elphidium hauerinum*-

Zone) und ein Obersarmat (Nonion granosum-Zone) zu unterscheiden. Die weitere Untergliederung des letzteren ist bei Besprechung der Teilgebiete bzw. auf Taf. 3 behandelt. Das Verhältnis der Makrofossilzonen zu den Mikrofossilzonen ist im Steirischen Becken das gleiche wie im Wiener Becken (s. folgende Tabelle).

Makrofossilzonen		Mikrofossilzonen	
Verarmungszone		fossilarm	Nonion
Macstraschichten		fossilreich	granosum
Ervilienschichten	Obere	fossilarm	Zone
	Untere	Elphidium hauerinum — Zone	
Rissoenschichten		Elphidium reginum-Zone	

In der Landsäugetierfauna herrschen im Wiener Becken, wie E. THENIUS (1959 a, 1959 b und besonders 1960, S. 204) hervorhebt, *Listriodon splendens* — Faunen vom Chios-Typus (Savannenfaunen) mit typischen miozänen Arten. Während von dort jedoch aus dem Obersarmat (Macstraschichten- höherer Teil der Nonion granosum-Zone) nach THENIUS bis auf Einzelfunde von *Dorcatherium* keine Säugetierreste bekannt sind, ist im Steirischen Becken gerade das Obersarmat durch mehrere Fundpunkte gut belegt. M. MOTTL (1958 b) gibt eine Übersicht der sarmatischen Säugetierfunde im Steirischen Becken und führt daraus folgende Säugetiergemeinschaften an: *Dinotherium levius* JOURD., *Mastodon angustidens* CUV. — *longirostris* KAUP., *M. angustidens* CUV. — *grandincisivum* SCHLES., *Aceratherium* sp., *Dicerorhinus sansaniensis-germanicus* Gruppe, *Brachypotherium brachypus* (LART.), *Listriodon splendens* H. v. M., *Protragocerus chantrei* DEP., *Galerix exilis* (BLAINV.), *Sirenia* sp. In stratigraphischer Hinsicht erscheint es wesentlich, daß auch in den hoch-obersarmatischen Faunen *Hipparion* bisher nicht festgestellt wurde, was eine neuerliche Bestätigung für die postsarmatische Einwanderung dieser Gattung und ihrer Begleitfauna bedeutet.

Unter den Landpflanzen herrschen nach W. BERGER (1952, 1954) im Wiener Becken solche von Leguminosen-Typus (Savannen- und Galeriewälder) vor. Die sarmatischen Ablagerungen des Steirischen Beckens sind, wie H. FLÜGEL (1961) zeigt, reich an Pflanzenresten, die dringend einer Neubearbeitung bedürfen.

Eine Charakteristik der Pollenfloren des Sarmats der Ostalpen gibt W. KLAUS in A. PAPP (1959), wobei er sich unter anderem auf das, dem Steirischen Becken faziell und geographisch sehr nahestehenden Untersarmat des Lavanttales und auf die Feldbacher Lignite bezieht. Wäh-

rend im tiefen Untersarmat das gleiche Bild wie im Torton herrscht, tritt in dessen höherem Teil eine Veränderung der Vergesellschaftung ein. Gräser (Gramineen) werden gegen das Obersarmat besonders häufig.

Ebenso wie die Untergliederung des Tortons ist auch die des Sarmats faziesbedingt. Die vollkommen gleichlaufende Faunenabfolge in tektonisch so verschiedenen Gebieten, wie dem Wiener und Steirischen Becken scheint auf Faktoren zurückzuführen zu sein, die den physiographischen Ablauf über größere Areale hinweg und unabhängig von lokalen Einflüssen gesteuert haben. Es wäre dabei in erster Linie an klimatische Faktoren zu denken.

Über die Parallelisierung unseres Sarmats mit jenem von Südrußland sei auf R. JANOSCHEK (1951), A. PAPP (1959, 1960 a) und E. THENIUS (1959 b) hingewiesen. Mit Rücksicht auf die wichtige Zeitmarke des Erstauftretens von *Hipparion* ist heute kaum daran zu zweifeln, daß das russische Cherson unserem tiefsten Pannon entspricht und somit das russische Volhyn und Bessarab unserem Unter-, Mittel- und Obersarmat gleichzusetzen sind.

Wesentlich größer sind die Parallelisierungsschwierigkeiten mit dem mediterranen Raum. Dort wird laut Resolution des Congres du Neogene in Wien, 1959, das „Messiniano“ als höchste Einheit des Miozäns vorgeschlagen. Das Messiniano folgt auf das Tortoniano und wird im Hangenden vom Piacenziano begrenzt. Von A. PAPP (1960 a) wird der tiefere, unter den Hipparionfaunen liegende Teil des Messiniano etwa dem Sarmat, der mit dieser Fauna einsetzende Teil jedoch dem Pannon gleichgestellt. Die Gleichsetzung der Unterkante des Messiniano mit jener des Sarmats hat in Hinblick auf die auch von PAPP hervorgehobene „crise de salinite“ sehr viel an sich, besonders wenn man in beiden Gebieten u. a. klimatische Faktoren für die abweichenden Salinitätsverhältnisse verantwortlich macht.

c) Gliederung in den Teilgebieten

Weststeirisches Becken

Westlich des Plabutschzuges befindet sich in einer dem nördlichen Beckenrand genäherten Lage das von V. HILBER (1897) erstmalig beschriebene und in neuerer Zeit durch A. NEPPEL (1939), A. PAPP (1954, 1956) und H. FLÜGEL (1961) u. a. näher behandelte Sarmatvorkommen von Waldhof und Thal. Nach H. FLÜGEL (1961) umfassen die Schichten von Waldhof hell- bis dunkelolivgrüne Tone und Tonmergel, die mit grauen Sanden und Feinkieslagen wechseln. Vorwiegend aus den Tonen wurde bei Waldhof eine umfangreiche Fauna (H. FLÜGEL, 1961, S.

109) geborgen. Es ist dies die vollständigste paläontologische Dokumentation für die Rissoschichten bzw. die *Elphidium reginum*-Zone im Steirischen Becken. Nur die aus dem gleichen Niveau stammende Fauna von Rohrbach a. d. Lafnitz (s. unten) dürfte ihr an Artenreichtum gleichkommen.

Nach A. NEPPEL (1939) und H. FLÜGEL (1961) verzahnen sich die Schichten von Waldhof bei Thal mit geringmächtigen fossilführenden Kalken.

Bei Dobl, ca. 10 km SSE Waldhof wurden von E. CLAR (1938) aus einer tonig-sandigen Schichtfolge des Tertiärsockels der Kaiserwaldterrasse an drei Punkten Molluskenfaunen aufgefunden und als „wahrscheinlich sehr hohes Sarmat“ eingestuft. Der brackische Charakter dieser Fauna steht außer Zweifel. An der südlichen Seite des Kainachtales, gegenüber Dobl, stehen auf dem Höhenrücken zwischen Petzendorf und Lannach, nach G. KOPETZKY (1957) teilweise stark brackisch beeinflusste Schichten des Mitteltorton an. Bei Tobelbad, ca. 3 km nördlich Dobl, wurden bei Kartierungsarbeiten der RAG marine Mikrofaunen aufgefunden, die nach der örtlichen Lage dem Torton (wahrscheinlich dem Untertorton) zuzuordnen sind (s. auch H. FLÜGEL, 1961, S. 98). Das Sarmat von Dobl müßte, da es topographisch tiefer liegt als die genannten Vorkommen, in eine Erosionshohlform des hier sonst nahezu horizontal gelagerten tortonischen Schichtstoßes eingebettet sein. Mit Rücksicht auf diese Situation liegt der Verdacht nahe, daß die Fauna von Dobl Äquivalenten der brackisch beeinflussten Schichten des Mitteltorton südlich der Kainach entsprechen könnte. Zu einer endgültigen Klärung dieser Frage müßten aber noch genaue paläontologische Vergleichsuntersuchungen vorgenommen werden. Eine vom Verfasser durchgeführte mikropaläontologische Untersuchung des Einbettungsmaterials der von E. CLAR bestimmten Originale, verlief ohne Ergebnis.

Oststeirisches Becken

S-Flanke des Oststeirischen Beckens

An dieser Flanke ist die gesamte sarmatische Schichtfolge im Bereich der nach S aushebenden Achse des Gnaser Beckens durch zahlreiche Tagesaufschlüsse und Schußbohrungen fortlaufend erschlossen worden.

Als Grundlage für die Untergliederung in diesem Raum dient ein seismisches Schußbohrprofil im südlichen Beckenteil. Hier war infolge der flachen Lagerung eine weitgehende Überlappung der einzelnen Schichtglieder festzustellen. Die so gegebene Probandichte machte eine fortlaufende mikropaläontologische Dokumentation möglich. Das Profil (Taf. 4, Profil 2) läßt von W nach E alle jene mikrostrati-

graphischen Zonen des Sarmats erkennen, wie sie im Wiener Becken festgestellt worden waren.

Das **Untersarmat** (Zone des *Elphidium reginum*) folgt über der oben besprochenen geringmächtigen *Cibicides-Rotalia*-Zone des Obertortons, in welcher einerseits die typisch marinen Faunenelemente infolge stärkerer Verbrackung fehlen, andererseits jedoch die zum typischen Bestand des Untersarmats zählenden Foraminiferen und Ostracoden noch nicht nachzuweisen sind.

Lithologisch ist die Zone des *Elphidium reginum* im S-Teil des Gnaser Beckens durch vorwiegend graue, mehr oder minder sandige Tonmergel ausgezeichnet, welchen besonders in tieferen Teilen dm-starke, meist harte Sandsteinlagen und vereinzelte, mehrere Meter mächtige Feinschotter- und Kieslagen eingeschaltet sind.

Die Foraminiferenfauna ist von folgenden Brack- und Seichtwasserarten beherrscht: *Elphidium reginum* (d'ORB.), *E. josephinum* (d'ORB.), *E. fichtelianum* (d'ORB.), *E. minutum* (REUSS), *E. aculeatum* (d'ORB.), *E. antoninum* (d'ORB.), *E. macellum* (F. & M.), *E. ex gr. flexuosum* (d'ORB.), *Cibicides lobatulus* (WALK & JAC.), *Rotalia beccarii* (LIN.), *Nonion ornatissimum* CUSHM., *Miliolidae* sp.

E. reginum selbst tritt zwar in zahlreichen Proben auf, aber immer in sehr geringer Individuenanzahl. Etwa im höchsten Drittel der Serie ist diese Art nur gelegentlich sporadisch vorhanden. *Cibicides lobatulus* ist im tieferen Teil noch häufig, fehlt jedoch im höheren vollkommen. Dadurch ist eine Zweiteilung der Zone möglich.

Sehr typisch, wenn auch artenarm, ist die Ostracodenfauna. Besonders hervorzuheben sind hier nur die Arten *Cytheridea hungarica* ZAL., *Haplocytheridea dacica dacica* (HEJJAS), *Cyamocytheridea leptostigma foveolata* KOLL. und die große *Aurila* aff. *mehesi* (ZAL.). Diese Arten sind auf das Untersarmat allein beschränkt. Da sie auch noch in dessen oberstem Teil häufig sind, bieten sie gegenüber dem Zonenfossil *E. reginum* den Vorteil einer scharfen paläontologischen Definition der Oberkante der Zone. An dieser Grenze erlischt die Gattung *Cytheridea* im gesamten westpannonischen Raum. Alle aus stratigraphisch höheren Schichten unter dieser Gattung beschriebenen Arten gehören in Wirklichkeit anderen Gattungen an (siehe K. KOLLMANN, 1960 a).

Im Raum von Wildon (Taf. 2) liegt die Zone des *E. reginum* unter Zwischenschaltung von Schotterlagen, unmittelbar auf dem, wahrscheinlich der *Bulimina-Bolivina*-Zone des Tortons zuzuordnenden höchsten Nulliporenkalkband. Hier fehlt die *Cibicides-Rotalia*-Zone. Der Faunenschnitt ist daher sehr scharf. In der Schußbohrung

F 319 im Stiefingtal, wurde die Torton/Sarmat-Grenze bei 47.30 m erfaßt.

Faunen der Zone des *E. reginum* konnten im S- und W-Teil des Gnaser Beckens in folgenden Aufschlüssen und Bohrungen festgestellt werden:

Schußbohrungen im Murtal N Fernitz F 354, 355, 356, 359, 360 und 361; Brunnenauhuh an der Straße zwischen Fernitz und Hausmannstetten; Tagesaufschlüsse im Tal E Enzelsdorf, am Jungfernsprung S Enzelsdorf, in mehreren Wegeinschnitten bei Aframberg S Allerheiligen; in Schußbohrungen im Stiefingtal F 319 (bis 47.30 m), F 320 und 321; Tagesaufschlüsse NW St. Georgen; Schußbohrungen im Tal von Oberragnitz F 2209, 2211; Tiefbohrung Mitterlabill 1 von 9.00 — 181.50 m; Schußbohrungen im Schwarzaotal bei Wolfsberg F 758 und 1203. Im Profil 2 (Taf. 4) ist die Zone des *E. reginum* besonders durch die Schußbohrungen F 759, 1207 (mit Schotterlagen) und 1210 gut erschlossen. In F 1211 wurde auch noch der tiefste Teil der nächsthöheren Zone miterfaßt.

Diese und die übrigen auf der Karte eingezeichneten Makro- und Mikrofossilfundpunkte erlauben neben vielen anderen der Übersichtlichkeit halber nicht eingetragenen Stationen eine regionale, flächenhafte Erfassung dieser Zone im Raum zwischen Graz und dem südlichen Gnaser Becken.

Auch das durch Schußbohrungen gut belegte, im Saßbachtal in NS-Richtung verlaufende Profil 1 (Taf. 4), welches sich mit dem EW-Profil 2 (Taf. 4) im Schußpunkt F 709 bei Ungerndorf schneidet und bei Zahrendorf S Lohndorf die Torton/Sarmat-Grenze quert, schloß das ganze Untersarmat auf.

Die Mächtigkeit dieser Zone beträgt in den genannten Profilen ca. 200 m.

Der weitere Verlauf der Zone in SE-Richtung ist noch nicht kartenmäßig erfaßt. Wie A. WINKLER (1913 b) zeigt, ist dies z. T. durch die ungünstigen Aufschlußverhältnisse bedingt. Der untersarmatische Ausbißstreifen muß aber im Raum zwischen Gosdorf und Straden durchstreichen und dürfte sich im Bereich der Südburgenländischen Schwelle wieder nach NE in Richtung Klapping wenden.

Dieses Gebiet wird z. T. auf der geologischen Karte Blatt Gleichenberg erfaßt. Hier wurde das Sarmat (siehe A. v. WINKLER-HERMADEN, 1927 b, 1951 a, 1957) in das ältere (Unter- und Mittel-) Sarmat und das Obersarmat gegliedert. Zur Trennung zwischen Unter- und Mittelsarmat benutzt dieser Forscher den Schotterzug mit kalkalpinen Geröllen, den er später als „(sarmato)-carinthischen“ Schotter bezeichnet. Wie weiter unten zu zeigen ist, stellt dieser jedoch die Basis der Nonion granosum-

Zone dar, während sein Liegendes die Zonen des *Elphidium reginum* und *E. hauerinum* im Sinne der Gliederung des Wiener Beckens umfaßt

Das stratigraphische Tortonfenster von Risola und Klapping wird, wie unsere Untersuchungen zeigen, von einem geringmächtigen Untersarmat mit eindeutiger Mikrofauna der *Elphidium reginum*-Zone umrahmt. Die von A. WINKLER (1913 a) und A. v. WINKLER-HERMADEN (1927 b) aus dem Hangenden des detritären Nulliporenkalkes bei der Mühle von Klapping angeführten und für tortonisch gehaltenen Bryozoenkalke, bituminösen Serpulakalke (mit kleinen Cardien) und dazwischengeschalteten Mergel gehören als spezielle kalkreiche Entwicklung dem Untersarmat an. Darüber folgen die schon von diesem Forscher als untersarmatisch betrachteten Konglomerate.

Die geschlossene, wenn auch geringmächtige Sarmatumrahmung des Torton von Klapping spricht nicht gerade für einen horstartigen Aufbruch (siehe A. WINKLER, 1913 a). Es handelt sich vielmehr um ein einfaches, durch Erosion freigelegtes Erosionsfenster.

Die oben erwähnten Konglomerate finden sich im Tal von Aigen, SSE St. Anna, mit einer schönen Untersarmatfauna vergesellschaftet wieder. Im Geröllbestand der Konglomerate fallen reichlich Kalkgerölle auf. Es wird angenommen, daß diese ebenso wie jene des Oberhelvets und Torton zum größten Teil aus dem E (Bakony-Mesozoikum) stammen. Stratigraphisch haben diese Klastika nichts mit dem wesentlich höheren „carinthischen Schotter“ zu tun. In einem kleinen Seitentälchen ESE unterhalb von St. Anna am Aigen, überlagern die Konglomerate und Schotter des Untersarmats mit deutlicher Diskordanz unmittelbar die steilstehenden Phyllite der paläozoischen Insel von St. Anna a. Aigen. Die etwa 1 km SW von hier bei Klapping aufgeschlossenen, tortonischen Nulliporenkalke fehlen hier bereits infolge der Überlappung durch die sarmatischen Bildungen.

Das Mittelsarmat (die Zone des *Elphidium hauerinum*) (= höherer Teil des Untersarmats nach A. v. WINKLER-HERMADEN (1927 b etc.) = Schichtpaket unmittelbar unterhalb des „carinthischen Schotters“) ist lithologisch durch eine äußerst monotone Serie grauer Tonmergel charakterisiert, der immer wieder kohlige Pflanzenreste eingeschaltet sind. Die Zone ist äußerst arm an Makrofossilien. An Foraminiferen finden sich die Arten *Elphidium hauerinum* (d'ORB.), *E. antoninum* (d'ORB.), *E. macellum* (F & M.), *E. flexuosum*, *E. josephinum* (d'ORB.), *Rotalia beccarii* (LIN.) *Miliolidae* div. sp. Das namensgebende *E. hauerinum* ist horizontal weit verbreitet, kommt aber nur in einzelnen Lagen vor. Dieses Fossil

setzt zwar scharf unmittelbar über der *E. reginum*-Zone ein, reicht aber nach oben weit in die nächsthöhere Zone des *Nonion granosum* hinauf. Ostracoden sind sehr selten und unspezifisch.

Das Fehlen einer nur in dieser Zone vorhandenen, wenn auch lokalen Leitform, erschwert eine genaue Einstufung von foraminiferenarmen Einzelproben. Bei dichter Oberflächenbemusterung oder in fortlaufenden Schußbohrprofilen läßt sie sich aber gut von der nächst höheren Zone abgliedern.

Relativ gute Faunen dieser Zone konnten in folgenden Tagesaufschlüssen und Schußbohrungen festgestellt werden (s. Taf. 2):

F 351 S Hausmannstetten, Tagesaufschlüsse auf dem Höhenrücken zwischen St. Ulrich und N Allerheiligen, Schußbohrungen im Stiefingtal F 267, 270 und 314, Schußbohrungen bei Pichla F 2143 und 2199, N Stiefing F 2203, im Graben von Oberragnitz F 2328 und auf der Höhe zwischen Ragnitz und Schwarzaufal F 2351. Im Profil 2 (Taf. 4) wurde diese Zone durch mehrere Schußbohrungen, insbesondere aber durch F 1211 und 709 erfaßt.

Auf Grund dieser wenigen, hier angeführten und auf der Karte eingetragenen Fossilfunde ist ersichtlich, daß sich diese Zone als breites Band nordwestlich an jene des *E. reginum* anschließt.

Im S-Teil des Gnaser Beckens beträgt die Mächtigkeit der Zone des *E. hauerinum* ca. 130 m.

Eine weitere Verfolgung dieser Zone des Sarmats in südöstlicher Richtung wäre wünschenswert. Einen guten Leithorizont für ihre Oberkante bietet im Bereich des Blattes Gleichenberg der schon kartenmäßig festgehaltene carinthische Schotter. Die Abgrenzung nach unten hätte jedoch auch in diesem Raume mit Hilfe der Mikropaläontologie zu erfolgen.

Im Gebiet von St. Anna a. Aigen keilt der carinthische Schotter vollkommen aus und es ist daher schwer zu sagen, ob das geringmächtige, äußerst fossilarme, häufig durch limonitische Sandsteinkrusten gekennzeichnete Schichtpaket zwischen dem paläontologisch gesicherten Untersarmat (Klapping, Aigen) und Obersarmat (St. Anna a. Aigen) ein Äquivalent der Zone des *Elphidium hauerinum* oder des tiefsten fossilarmen Teiles der *Nonion granosum*-Zone darstellt. Auf der Karte wurde die erste Deutung vorgezogen. Die Mächtigkeit dieses Schichtpaketes beträgt hier kaum 60 bis 70 m, ein Zeichen starker Reduktion im Bereich der paläozoischen Insel der Dreiländerecke.

Das Obersarmat (Zone des *Nonion granosum*) (= Mittelsarmat und Obersarmat nach A. v. WINKLER-HERMADEN 1927 b, 1951 a, 1957 = Hangendes des carinthischen Schotters).

Die in der Breite von mehreren Kilometern ausbeißenden Schichten des Obersarmates fallen mit durchschnittlichen Neigungen zwischen 5 bis 7° gegen die Beckenachse ein. Nur in der westlichen Umhüllung des Gleichenberger Vulkangebietes zwischen Gnas und Feldbach ist mehrfach eine söhliche und lokal sehr unterschiedliche Lagerung zu bemerken, die wahrscheinlich Unregelmäßigkeiten in dem darunter liegenden Relief des Vulkanmassivs abbildet.

An der S-Flanke des Oststeirischen Beckens läßt sich eine Untergliederung in 3 über weite Strecken verfolgbare Schichtpakete erkennen, die wir hier als liegende fossilarme, mittlere fossilreiche und hangende fossilarme Serie bezeichnen (Taf. 4, Profil 2). Eine kartenmäßige Abtrennung derselben ist nicht möglich.

Das liegende fossilarme Schichtpaket beginnt im Raume von Jagerberg und Ungerndorf mit einem bis zu 20 m mächtigen Schotterpaket. Über diesem folgt eine 20 bis 30 m umfassende, vorwiegend graue tonige Schichtfolge, die erneut durch einen höheren, bis maximal 10 m mächtigen, seitlich jedoch sehr unbeständigen und mehrfach auskeilenden Schotter unterbrochen wird, der stellenweise noch von Schotterlinsen begleitet sein kann. Im Hangenden der Schotter schließt sich wieder eine sehr eintönige Serie hauptsächlich grauer, z. T. sandiger Tonmergel mit Kohlehäcksel an. Lithologisch ähneln die Pelite sehr jenen der Zone des Elphidium hauerinum.

Die erwähnten basalen Schotter entsprechen dem „(sarmato)-carinthischen“ Schotter A. v. WINKLER-HERMADEN's, der (1927 c) eine genaue Beschreibung dieses sich von Ungerndorf-Jagerberg in östlicher Richtung über Straden bis Waldsberg S Gleichenberg erstreckenden Schotters gibt. Die dort angegebene größte Mächtigkeit beträgt bei Trössing im Gnasbachtal ca. 30 m. Auch werden Auffingerungen des Schotters erwähnt. Die Gerölle sind hier bis doppelfaustgroß. Die Besonderheit in der Zusammensetzung besteht darin, daß neben Kristallingeröllen auch solche von Grödener Sandstein, Quarzporphyr, Porphyrit, Kalk, Dolomit und Hornstein vorkommen, die auf südalpines Perm und Mesozoikum hinweisen und als deren Herkunftsgebiet die Karawanken bezeichnet werden. Außerdem finden sich darin Nummulitenkalkgerölle, die aus dem Eozän Mittelkärntens abgeleitet werden. A. v. WINKLER-HERMADEN sieht daher im sarmatocarinthischen Schotter Bildungen eines Deltas, das einem Vorläufer der Drau angehören soll. K. KOLLMANN (1960 b) zieht, ebenso wie für einen Teil der Gerölle aus den Konglomeraten des Helvets bis Tortons und Untersarmats eine Herkunft aus dem Permo-Mesozoikum der Ungarischen Mittelgebirge in Betracht. Auch die Nummuli-

tenkalke können von dort stammen, da in diesem Raum Eozän durch Bohrungen nachgewiesen ist.

Die Mikrofauna dieses, dem höheren Teil des sarmatischen „Bändermergels“ von A. v. WINKLER-HERMADEN entsprechenden Schichtkomplexes, der etwa dem höheren Teil der „Ervilienschichten“ des Wiener Beckens entspricht, führt nur Einzelexemplare von *Nonion granosum* (d'ORB.), *Elphidium macellum* (F. & M.) und *Rotalia beccarii*. Ostracoden sind sehr selten und uncharakteristisch.

Die Fauna dieses Schichtpaketes und seine lithologische Gleichförmigkeit läßt ähnlich jener der *Elphidium hauerinum*-Zone auf sehr ruhiges stagnierendes Brackwasser ohne Salzwassernachschub schließen. Der vollkommen gleiche Ablauf der Sedimentation wie im Wiener Becken, mit dem nur sehr weitläufige Verbindungen bestanden, läßt an klimatische Steuerung der physiographischen Voraussetzungen, sowie der Faunenabfolge schließen.

Aus dem Hangenden des carinthischen Schotters wurden in neuerer Zeit von A. PAPP (1958 b) Fossilien aus einer Schottergrube am W-Fuß des Jagerberges beschrieben. Neben Pflanzenresten finden sich Landschnecken (*Triptychia* sp., skulpturierte Form, *T. leobersdorfensis* TROLL, *Clausiliidae* indet., *Klinkia* sp., *Cepaea* sp., *Zonites* sp., *Helicidae* indet.), Süßwassermuscheln (*Unionidae* indet.); Foraminiferen (*Elphidium hauerinum* d'ORB., *Nonion granosum* d'ORB.); brachyhaline Mollusken (*Acteocina lajonkaireana* (BAST.), *Gibbula hoernesii* JEKELIUS, *Ervilia dissita dissita* (EICHW.), *Mactra vitaliana eichwaldi* LASKAREV, *Syndosmia* sp., *Musculus sarmaticus* (GATUEV), *Irus (Paphirus)* sp., *Cardium gleichenbergense* PAPP).

Makropaläontologisch handelt es sich demnach um die Ervilienzone und auf Grund der Mikrofauna um die basale Zone des *Nonion granosum*.

Das mittlere fossilreiche Schichtpaket ist gegenüber dem liegenden fossilarmen schon lithologisch durch einen oftmaligen bunten Wechsel von Ton, Tonmergel, Kies, Sand und Mergelsandstein, Kalksandstein und oolithischem Kalksandstein zu unterscheiden.

Die reiche Makrofauna entspricht der der *Mactra*-Schichten des Wiener Beckens, die durch A. PAPP (1954, 1956) monographisch bearbeitet wurde. Die Mikrofauna ist ebenfalls sehr reich und gut mit jener des Obersarmats im Wiener Becken zu vergleichen. (R. GRILL 1941, 1943 etc.). Folgende Foraminiferen treten in diesem Schichtpaket auf: *Nonion granosum* (d'ORB.), *Elphidium hauerinum* (d'ORB.), *E. antoninum* (d'ORB.), *E. flexuosum* (d'ORB.), *E. macellum* (F. & M.), *E. aculeatum* (d'ORB.), *Rotalia beccarii* (LIN.) und *Milioliden*. Auch die Ostracodenfauna ist sehr

reich und umfaßt als häufigere Formen *Bythocypris* aff. *arcuata* (v. MÜNSTER), *Cyamocytheridea leptostigma leptostigma* (REUSS), *Aurila notata* (REUSS), *Hemicytheria omphalodes* (REUSS), *H.* sp., *Cushmanidea* sp. *Leptocythere* aff. *parallela* (MÉHES), *L.* div. sp., *Callistocythere* sp., *Loxocconcha* div. sp., *Xestoleberis* div. sp.

Diese Grundfauna ist dem gesamten fossilreichen Schichtpaket gemeinsam. In sich läßt es wieder eine faunistische Dreigliederung erkennen (Taf. 4, Profil 2, Schichtglieder 1 bis 3), die sich im Prinzip im ganzen Steirischen Becken wiederfindet und sogar im Wiener Becken gewisse Parallelen hat. Das tiefste Schichtglied (1) hat außer der geschilderten Fauna und dem starken Hervortreten von *E. hauerinum* keine besonderen spezifischen Merkmale, das mittlere Schichtglied (2) ist durch das relativ häufige Auftreten von *Dendritina elegans* d'ORB. bei Faunenoptimum gekennzeichnet. Im Raum von Glojach wurde außerdem, in manchen Proben nicht selten eine kleinwüchsige *Bolivina* festgestellt. Die Ostracodenfauna erreicht ihr Maximum, sie entspricht jener der Atzgersdorfer Schichten des Wiener Beckens. Das höchste Schichtglied (3) ist durch gehäuftes zusätzliches Auftreten von *Miocyprideis janoscheki* KOLL. gekennzeichnet. Diese Art kommt auch im Wiener Becken in den höchsten Anteilen der Nonion granosum-Zone vor. *Cyprideis pannonica* (MÉHES), sonst eine Charakterform des tiefsten Unterpannons, tritt hier bereits auf.

Das hangende, fossilarme Schichtpaket schwankt in seiner Mächtigkeit sehr und fehlt in manchen Profilen primär oder durch nachträgliche Erosion vollkommen. Es ist durch Sand- und Schotterlagen mit Einschaltungen von pflanzenführenden Tonen und gelegentlich Kohleschmitzen und -flötzen gekennzeichnet. *Nonion granosum* und *Elphidium* treten ganz vereinzelt auf.

Aufbauend auf dieses Normalprofil (Taf. 4, Prof. 2) sollen nun die, je nach paläogeographischer Lage faziell sehr unterschiedlichen obersarmatischen Ablagerungen an der Südflanke des Beckens besprochen werden. Hierbei soll im Raume der Grazer Bucht begonnen werden, da sich hier, infolge des Aushebens der pannonischen Beckenachse gegen Westen, der Sarmatstreifen der Südflanke des Beckens mit jenem des nördlichen Grundgebirgsrandes vereinigt.

Über den tertiären Untergrund von Graz liegen ältere Beobachtungen vor, die vor allem in V. HILBER (1893) zusammengefaßt sind. In neuerer Zeit wird die Frage der Altersstellung des Tertiärs im Untergrund von Graz erneut durch E. CLAR (1927) aufgerollt. Auf Grund zahl-

reicher eigener Beobachtungen und in Übereinstimmung mit den Ergebnissen von B. GRANIGG (1910) im Gebiet von Weiz kann CLAR vor allem das von HILBER immer wieder postulierte und von den späteren Autoren übernommene tiefmiozäne Alter der kohleführenden Schichten am Nordrand des Steirischen Beckens widerlegen und kommt zu dem Schluß, daß unter Graz „Sarmat, vom Pontikum übergriffen... durchzieht“ (S. 189.) Damit nähert sich E. CLAR weitgehend der jetzigen Auffassung, die von H. FLÜGEL (1961), V. MAURIN (1961) und dem Verfasser (1960 b) vertreten wird und besagt, daß der tertiäre Untergrund des im Bereich der Murterrassen liegenden Grazer Stadtgebietes zur Gänze aus Ablagerungen des höchsten Obersarmates aufgebaut wird, die auch noch den tiefsten Sockel des Tertiär-Hügellandes östlich der Stadt einnehmen. Erst darüber folgen, wie weiter unten gezeigt wird, die schotterführenden Ablagerungen der Zone C des höheren Unterpannons, während das tiefere Unterpannon B hier, ähnlich wie im Raum W Gleisdorf, zu fehlen scheint. Die vorwiegend fossilleren, höchstens Pflanzenreste führenden Schichten des inneren Grazer Stadtgebietes, die E. CLAR (S. 187) auf Grund der Faziesgleichheit mit Recht jenen der Ziegelei im Eingange des Petersgrabens (S. Graz) gleichgestellt, dürften nach K. KOLLMANN (1960 b) noch dem höchsten Obersarmat angehören, da die in der Ziegelei St. Peter (Eustachio) gefundenen Süßwassostracoden mit *Candona* sp. und *Ilyocypris* sp. einer Fauna gleichzustellen sind, die im Stiefingtal im Liegenden der Zone B des Unterpannons und im Hangenden des fossilreichen Obersarmats liegt (s. unten). Nach M. MOTTL (1964) würden die in dieser Ziegelei gefundenen und von ihr bearbeiteten Reste von *Mastodon angustidens* CUV. — *longirostris* KAUP (Übergangsform) für Obersarmat, die hypsodonten *Brachypotherium*-Molare und der mit Funden aus Siebenhirten b. Vösendorf übereinstimmende Suiden-Humerus, cf. *Hyotherium polaeochoerus* (KAUP) eher für Pannon sprechen. Auch K. F. PETERS (1871, S. 396) führt einen Zahn der pliozänen Art *Mastodon longirostris* aus den Sanden von St. Peter an. Die im Stiefingtal eindeutige Superposition (s. unten) schließt aber diese Einstufung aus.

Die Schichten setzen sich in südöstlicher Richtung fort und werden zwischen Graz (Ries) und Premstetten unmittelbar von Schottern des Unterpannons der Zone C bei völligem Fehlen der Ablagerungen der Zone B überlappt. Dieses vorwiegend limnische Schichtpaket des Obersarmats wird den „Gleisdorfer Schichten“ (s. unten) gleichgestellt. Im Liegenden dieser Serie kommen oberhalb Spielerhof bei Raabau (H. FLÜGEL und V. MAURIN, 1958) makrofossilreiche Schichten an die Oberfläche, die dem hier stärker reduzierten mittleren fossilreichen Schichtpaket dieser Zone entsprechen. Hierher gehört wohl

auch die bei Schloß Lustbüchel von L. WAAGEN (1934) aufgefundene Mikrofauna (s. H. FLÜGEL, 1961).

Zwischen Ferbes- und Stiefingtal ist der mittlere Teil des Obersarmates durch Tagesaufschlüsse südlich der Straße zwischen Hausmannstetten, Hühnerberg, Liebendorf und Prosdorf und einige Schußbohrungen wie F 380, 340 und 344 gut belegt. N dieser Straße, besonders auf dem Höhenrücken nördlich des Hühnerberges, ist eine tonig-sandige Serie mit Feinschotter, Kies- und Grobsandlagen, abgesehen von einigen Sandgruben, schlecht aufgeschlossen. Sie hat außer einem Funde von *Mastodon angustidens* Cuv. — *grandincisivum* bei Liebendorf (M. MORTL, 1958) keinerlei Fossilien gebracht, kann aber auf Grund ihrer Lage zwischen dem fossilführenden Obersarmat im Liegenden und den groben Pannonschottern im Hangenden nur dem oberen fossilarmen Schichtpaket des Obersarmates entsprechen.

Auch im Profil des Stiefingtales (Taf. 5, Profil 3) ließ sich im höheren Sarmat ein sehr fossilarmes Schichtpaket vor allem in den Schußbohrungen F 237, 240, 242 bis knapp N F 249 verfolgen. Aber auch die höchsten Teile des schon foraminiferenreichen südlich anschließenden liegenden Schichtpaketes zeigen noch limnische Einschaltungen, z. B. in F 249, in der eine Ostracodenvergesellschaftung von *Candona* nud *Ilyocypris* vorkommt, die sehr an jene der Ziegelei Eustachio bei Graz erinnert. Der Obersarmatische Streifen quert in NW-SE Richtung mit analoger Gliederung südöstlich des Stiefingtales auch das Labill- und Schwarza- sowie das Saßbachtal. Erst in den beiden letzten ist mit Sicherheit das tiefere fossilarme Schichtpaket (siehe oben) zu erfassen (Taf. 4, Profil 2). In einem nördlicheren, ebenfalls fortlaufenden Profil, das von St. Stefan über den Kratzlwirt nach Obergnas verläuft, konnte unter dem fossilführenden Unterpannon der Zone B das obere fossilarme Schichtpaket des Obersarmats in einigen Schußbohrungen sehr gut aufgeschlossen werden. In F 877 wurde bei Badenbrunn darin ein Kohlehorizont durchteuft, der in der weiteren Umgebung dieser Ortschaft seinerzeit vorübergehend beschürft wurde. Aus Badenbrunn stammt nach M. MORTL (1964) ein Fund eines evoluierten *Dinotherium levius* JOURD.

Im Raum zwischen dem Gnasbach- und Fischataletwa bis zur Südburgenländischen Schwelle, also im Bereich der Umrahmung des Gleichenberger Massivs ändert sich die Fazies des fossilreichen Obersarmates, indem sich hier hauptsächlich mächtige Sande einschalten. A. v. WINKLER-HERMADEN vergleicht diese Entwicklung (1927 b, S. 35) trefflich mit einem „Sandberg“. Sehr charakteristisch für den Raum sind auch Kalk- und oolithische Kalksandsteinbänke, Kies-

und Konglomeratlagen, nahe der Oberkante vor allem im Raum zwischen Feldbach und dem Gleichenberger Massiv, Schotterlagen („Mühldorfer Schotter“, nach der Ortschaft Mühldorf bei Feldbach) und dünne Kohlenflözchen („Lignit von Feldbach“), die während des 1. Weltkrieges beschürft wurden (J. STINY, 1918). Allenthalben sind in der Serie sowohl in Tonmergeln, Sanden und Kalksteinen massenhaft Makrofossilien eingeschaltet. Sehr ausführliche Fossilisten finden sich bei A. WINKLER (1913 a) und A. v. WINKLER-HERMADEN (1927), auf die hier verwiesen sei. Die Ähnlichkeit der Ausbildung und Fossilführung mit den äquivalenten Ablagerungen am Rand des Wiener Beckens (Atzgersdorf) ist sehr auffällig. Auch die Mikrofauna ist reich und entspricht der des fossilreichen Schichtpaketes im S-Teil des Gnaser Beckens.

Der lithologische Gegensatz gegenüber der westlich des Gnasbachtals herrschenden, oben geschilderten Entwicklung ist so auffällig, daß A. WINKLER hier (1913 b) ursprünglich die Westbegrenzung des Obersarmats sah, was jedoch auch durch seine und unsere neueren Untersuchungen widerlegt werden konnte.

Zwischen dem Aufbruch von St. Anna a. Aigen und Radkersburg setzen sich die Obersarmatischen Ablagerungen in ähnlicher Entwicklung wie bei Gleichenberg fort.

N-Flanke des oststeirischen Beckens

Im Raum östlich von Gleisdorf (Arnwiesen) ist das fossilreiche Schichtpaket des Obersarmates an der N-Flanke des Beckens schon seit K. J. ANDRAE bekannt. Durch D. STUR (1871) wurden weitere Fossilfundpunkte bei Fünfing, durch V. HILBER (1893) an mehreren anderen Punkten der weiteren Umgebung von Arnwiesen beschrieben. Dadurch zeichnet sich eine etwa NS streichende Aufbruchszone dieser Schichten zwischen dem Kulmberg und Arnwiesen ab. Später konnte das Mosaik der Makrofossilfundpunkte durch O. HOHL (1927) und H. H. HÜBL (1942 a) weiter verdichtet werden. Die reiche Obersarmatfauna ist vorwiegend an oolithische, früher in Steinbrüchen abgebauten Kalkbänke gebunden, jedoch auch in Sand- und Tonlagen anzutreffen. In der Bohrung Etzersdorf (B. GRANIGG, 1910) und in den artesischen Wasserbohrungen bei Gleisdorf (A. v. WINKLER-HERMADEN und RITTLER, 1949) sind diese Kalke bzw. deren Äquivalente ebenfalls angefahren worden.

Um diesen fossilreichen Obersarmatischen Kern herum sind durch die neueren Untersuchungen der RAG äußerst fossilarme, wohl maximal zwischen 100 bis 150 m mächtige Hangendschichten festgestellt worden, die auf Grund einiger neuer Fossilfundpunkte ebenfalls dem Obersarmat angehören. Sie werden als „Gleisdorfer Schichten“ bezeichnet und

vertreten im großen und ganzen das obere fossilarme Schichtpaket der Nonion granosum-Zone der Südflanke des Beckens.

Lithologisch sind sie in den tieferen Teilen meist durch gut geschichtete gelb und braun gebänderte, oft feinsandige, häufig Pflanzenreste führende kalkfreie Tone mit zahlreichen, gegen oben zunehmenden Kies- und Grobsandlagen gekennzeichnet. Besonders schön sind die letzteren in der Sandgrube des Gleisdorfer „Sandberges“ zu beobachten und in nordöstlicher Richtung entlang des Gleisbaches und seines östlichen Nebengrabens zu verfolgen. Sie springen westlich des Gleisbaches wieder bis auf die Höhe des Sandberges vor. Auch auf den Höhenrücken zwischen Arnwiesen, Fünfung und Wetzawinkel und bei Untergroßau sind mehrfach Feinschotter und Kies vom gleichen Typus zu beobachten. E. BRAUMÜLLER konnte sie auch westlich der Raab zwischen Ungerdorf und Urscha auskartieren. Sie stehen hier in deutlichem Gegensatz zu den höher folgenden unterpannonischen Schottern.

Schon O. HOHL (1927) verzeichnet auf seiner Kartenskizze im Winkel zwischen Raab- und Laßnitztal Obersarmat. Dies ist zwar richtig, war aber zu jener Zeit fossilmäßig noch nicht belegt. Neue Fossilnachweise für das obersarmatische Alter der „Gleisdorfer Schichten“ und somit ein Nachweis für deren große flächenhafte Verbreitung im weiteren Raum von Gleisdorf gelangen an folgenden Punkten: S Urscha auf dem Rücken der zur Kote 457 ansteigt (Foraminiferen); N Gleisdorf im Liegenden der Fortsetzung des Gleisdorfer Sandberges (K. KOLLMANN, 1960 a). Über den Sanden folgen hier erst am Hohenberg (Kote 502) die Basisschichten des Unterpannons mit *Cyprideis pannonica* (MÉHES), die von H. H. HÜBL (1942) ebenso wie das Obersarmat bei Gleisdorf noch für Mittelpannon gehalten wurden; Schußbohrungen im Raabtal F 17 westlich, und F 540 südlich Hofstetten; in Tagesaufschlüssen konnte das höchste Obersarmat ferner im Graben SSE Obergroßau (K. KOLLMANN, 1960 a) und in 2 Gräben S Untergroßau (wie oben), ferner im Tal südlich des von unterpannonischen Ablagerungen bedeckten Frössauberges festgestellt werden.

Der Fundpunkt N Gleisdorf lieferte neben Cardien und Cerithien auch *Nonion granosum* und Ostracoden. Die Fundpunkte S Unter- und Obergroßau erbrachten *Maetra* sp., *Cardium* div. sp., *Cerithium* div. sp., Foraminiferen und Ostracoden. Südlich davon konnte das höchste Obersarmat unter der quartären Bedeckung in Schußbohrungen von Pöllau über Hartmannsdorf bis östlich Öd nachgewiesen werden. Ebenfalls neu ist der Aufbruch von Obersarmat unter der jungen Bedeckung im Rittscheintal bei Walkersdorf. Wie Taf. 6, Profil 5 zeigt, ist hier die obere fossilarme Serie nur gering mächtig.

Die mittlere fossilreiche Serie ist jedoch durch die Schußbohrungen F 599 und F 1725 in normaler Entwicklung nachgewiesen. Kleinere fensterartige Vorkommen von Obersarmat ließen sich im Graben S Hartmannsdorf (W Zartlerberg) und im oberen Teil des Tales von Auersbach (S Zartlerberg) durch Schußbohrungen nachweisen. Im letztgenannten Vorkommen zeichnet sich die Achse der Auersbacher Schwelle ab. Der Abstand vom nördlichsten Obersarmatvorkommen des Feldbacher Sarmatsporns beträgt hier nur 7 km.

Die „Untere kohlenführende Serie von Weiz“ stellt ein Äquivalent der Gleisdorfer Schichten am nördlichen Beckenrand dar. In der Kohlebohrung Etzelsdorf (B. GRANIGG, 1910) folgt sie über den fossilreichen Sarmatkalken. In der Umgebung von Weiz gehört ihr der frühere Kohlenabbau Busental und der noch randnähere Bergbau Oberdorf an. Hier wurde eine reiche limnische Gastropodenfauna gefunden und von Ä. EDLauer bestimmt (s. A. v. WINKLER-HERMADEN, 1951 b). Die Säugetierfauna von Oberdorf umfaßt nach M. MOTTL (1958 b, 1964) *Dinotherium levius* JOURD. und *Mastodon angustidens* Cuv. (beide sehr gut evoluiert). Die aus tonigem Material der Halde ausgeschlammten Ostracoden gehören durchwegs süßwasserbewohnenden Gattungen der *Cyprididae* an.

Auch die zwischen Graz und Weiz am Grundgebirgsrand gelegenen kleinen Kohlevorkommen von Wenisbuch, Niederschöckl, Ebersdorf, Komberg und Klein-Semmering, müssen in dieses Niveau gestellt werden. Diese Vorkommen wurden von V. HILBER (1893) den „Untermiozänen Süßwasserschichten“ zugezählt. Nach B. GRANIGG (1910) handelt es sich jedoch nicht um untermiozäne Bildungen, sondern um sarmatische Schichten, die dem Grundgebirgsrand direkt auflagern. Diese Auffassung wird durch eine Mitteilung von E. CLAR (1927) bestätigt, der einen Cerithienfund von Niederschöckl erwähnt. H. H. HÜBL (1942 a) faßt diese Schichten, im Gegensatz zu den meisten neueren Autoren, als tiefpliozäne (pannonische) Bildung auf. Dies ist für die Lokalität Wünschbauer bei Weiz (1942 a, S. 35) sicher richtig, da sie eine eindeutige unterpannonische Mollusken- und Ostracodenfauna erbrachte. Dieser Punkt liegt aber in der „Oberen kohleführenden Serie von Weiz“ und läßt somit keine Rückschlüsse auf das Alter der anderen Kohlevorkommen zu.

Einge Begehungen, die in der unmittelbaren Tertiärumrahmung des Grundgebirgsspornes des Kulmberges durchgeführt wurden, zeigten bisher keine Fossilfunde. Es sind aber hier sarmatische Ablagerungen anzunehmen, die auf der Karte vorerst ohne nähere Anhaltspunkte schematisch gegen die Pöllauer Bucht abgegrenzt wurden.

Jenseits dieser Bucht springt das Obersarmat im Raum von Hartberg spornartig in das Becken vor. In Tagesaufschlüssen ist vor allem bei Schildbach und Löffelbach eine äußerst makro- und mikrofossilreiche Wechsellagerung von Sand, Ton und gut gebankten, früher in Steinbrüchen abgebauten Kalksandsteinen aufgeschlossen und seit langem bekannt. Besonders V. HILBER (1894) gibt von hier und den nördlich anschließenden, sich über Grafendorf, Kirchberg a. Walde bis Rohrbach erstreckenden Fossilvorkommen nähere Beschreibungen des Fauneninhaltes. Neuere Studien im Raume von Hartberg liegen von W. BRANDL (1931, 1952) und K. NEBERT (1951) vor, die wesentlich zur Kenntnis dieses Gebietes beitragen. K. NEBERT sieht im Sarmat von Hartberg eine Vertretung des euxinisch-dazischen Untersarmats, steht somit im Gegensatz zu A. PAPP und R. JANOSCHEK. Ohne auf diese Frage, die inzwischen von A. v. WINKLER-HERMADEN (1952) näher behandelt wurde, einzugehen, soll jedoch auf die vollständige Übereinstimmung der Hartberger Schichten mit der Mikrofauna des fossilreichen Schichtpaketes des Obersarmats im Gnaser Becken und im Wiener Becken hingewiesen werden.

M. MOTTL (1958 a) beschreibt aus dem Obersarmat von Schildbach bei Hartberg einen neuen Fund von *Protragocerus chantrei* DEP. Ferner werden von hier auch Reste von *Mastodon angustidens* CUV. angegeben (M. MOTTL, 1958 a, 1964). Dem unmittelbar Liegenden des Unterpannon gehören die Säugetierfunde von Löffelbach bei Hartberg mit *Listriodon splendens* H. v. M. cf. und *Dicerorhinus germanicus* WANG an. Durch diese Säugetierfaunen ist nach M. MOTTL (1958 a) das jungsarmatische Alter der Fundschichten gut charakterisiert.

Bei Rohrbach an der Lafnitz gehören die ebenfalls schon von V. HILBER erwähnten sarmatischen Schichten nach A. PAPP (in W. NEUBAUER, 1949) und (1956) den Rissoenschichten an. Dieser Punkt lieferte außer der von A. PAPP beschriebenen umfangreichen Makrofauna gut erhaltene Foraminiferen und Ostracoden der Zone des *Elphidium reginum*. Es ist dies somit ein sehr gut dokumentierter Fixpunkt dieser Zone im Steirischen Becken. Auf die Lagerungsverhältnisse und die Beziehung zu den Bentonit führenden Liegendschichten wurde weiter oben eingegangen.

In neuerer Zeit konnte A. v. WINKLER-HERMADEN weitere Sarmatvorkommen bis tief in die Friedberg-Pinkafelder Bucht bei Dechantskirchen verfolgen. Die in östlicher Fortsetzung bei Pinkafeld das Torton überlagernden, zwischen dem Pinkafluß und N. Tatzmannsdorf aufgeschlossenen sarmatischen Ablagerungen, die schon durch K. HOFMANN (1877) beschrieben wurden, stoßen bei der letztgenannten

Ortschaft an der Rechnitzer Schieferinsel ab. Sie sind in den letzten Jahrzehnten weder paläontologisch näher untersucht noch gegliedert worden.

In südlicher Richtung wird das Sarmat im Bereich der Südburgenländischen Schwelle zur Gänze von pannonischen Ablagerungen überlappt. Es dürfte zwischen den Bohrungen Mischendorf und Bachselten unmittelbar dem vortertiären Grundgebirgssporn angelagert sein und diesen als weit nach S ausgreifender Saum umfassen. Erst südlich der Grundgebirgsinseln W Güssing (Sulz) scheinen die Ablagerungen des Sarmats des Steirischen Beckens sich mit jenen des benachbarten Raabgrabens zu vereinigen. Die größten Mächtigkeiten sind im Bereich der Senke von Weichselbaum zu erwarten. Gegen die Grundgebirgsinsel von St. Anna a. Aigen heben sie stark reduziert nach S aus.

Die wesentlichsten Tiefenaufschlüsse im Sarmat des Steirischen Beckens stellen die Tiefbohrungen Übersbach 1, Walkersdorf 1, Paldau 1 dar. Die Tiefbohrung Übersbach 1 hat die Sarmatablagerungen in einer ansehnlichen Mächtigkeit von 814 m (209.0 bis 1023.0 m) durchteuft. Die im übrigen Steirischen Becken mit größtem Detail durchführbare Dreigliederung in Unter-, Mittel- und Obersarmat ließ sich aus den Spülproben infolge deren schlechter Qualität und des großen Nachfalles nur annähernd ermitteln.

Das Unter- und Mittelsarmat (ca. 610.5 bis 1023.0 m) ist durch sehr einförmige, zumeist gut geschichtete Ton, Tonmergel- und Sandlagen charakterisiert, die von mehreren Kies- und Schotterlagen unterbrochen werden. In diesem Schichtpaket ist im allgemeinen nur eine kümmerliche brackisch-mesohaline Mikrofauna nachweisbar. Ein Kern von 973—979 m führt zartschalige Ervilien; *Elphidium reginum* fehlt zwar, dafür spricht das Auftreten von *Cytheridea hungarica* für Untersarmat. Der tiefste fossilreiche Teil dieser Zone scheint aber, ebenso wie ein Großteil der *Rotalia-Cibicides* Zone des Tortons zu fehlen.

Das Obersarmat führt in höheren Teilen zwischen 209—320 m eine Wechsellagerung von Schotter, oolithischem Sandstein, Ton und kohligem Lagen, darunter folgen hauptsächlich Tonmergel. Die Makro- und Mikrofauna ist reich und entspricht dem mittleren fossilreichen Schichtpaket im W-Teil des Steirischen Beckens. Die sehr fossilarme Tonmergelserie, die von 320—510 m folgt, dürfte der unteren fossilarmen Serie der Nonion granosum-Zone entsprechen. An der Basis des Obersarmats findet sich eine, durch eine Zwischenlage geteilte Schotterserie von 510—610,50 m,

die wohl dem sogenannten carinthischen Schotter im W-Teil des Beckens ident ist.

Während die Schotter des höheren Obersarmat, Quarz- und Kristallingerölle führen, ist in jenen des tieferen Obersarmats und Untersarmats eine gemischte Vergesellschaftung von Quarz-, Kristallin- und Kalkgeröllen von mesozoischem Habitus zu beobachten. Die Schweremineralführung zeigt nach G. WOLETZ (1960) ein Überwiegen von Granat, der immer von etwas Staurolith begleitet ist. Ferner auch etwas Biotit und Chlorit, während Karbonat gegenüber den tieferfolgenden Schichten zurücktritt. Dies läßt auf eine gemischte Anlieferung aus dem Kristallin und aus einer Kalk-Dolomit-Zone schließen.

Die Tiefbohrung Walkersdorf 1 durchteufte die sarmatischen Ablagerungen von 20—720 m in ähnlicher Entwicklung wie Übersbach 1. Die Mächtigkeitsreduktion gegenüber dieser Bohrung scheint hauptsächlich auf das Fehlen von Untersarmat (Schichtlücke im Grenzbereich Sarmat Torton) zurückzuführen sein.

Die Tiefbohrung Palda u 1 traf die sarmatischen Ablagerungen zwischen 147 bis 889 m an. Die Schichtfolge umfaßt hier alle drei Zonen des Sarmats. Im Gegensatz zum östlichen Teil des Steirischen Beckens ist hier das Untersarmat verhältnismäßig mächtig.

Die Tiefbohrung Mitterlabill 1 fuhr unter der Quartärbedeckung von 9 bis 181.5 m Untersarmat mit einer reichen Fauna der Elphidium reginum-Zone an.

d) Paläogeographische Entwicklung

Im Sarmat erfolgt die regional bedeutsame Abschnürung der Paratethys und damit verbunden, die schrittweise Verbrackung des neu entstandenen, einen großen Teil von Mittel- und Osteuropa einnehmenden Binnenmeeres. Die tektonischen Ereignisse an der Wende von Torton zum Sarmat sind innerhalb des Steirischen Beckens jedoch von untergeordneter Bedeutung. Abgesehen von kleinen Schichtreduktionen im Fürstenfelder und Fehringer Becken und im Bereich der Beckenränder und über den Hochzonen, geht die Sedimentation ohne größere Unterbrechungen zwischen diesen beiden Stufen weiter. Am N-Rand des Steirischen Beckens wird, in Fortführung früher angebahnter Entwicklungstendenzen ein weiterer Streifen des Randgebirges in den Beckenbau einbezogen. Von Graz bis Hartberg werden die bis heute unbekanntes Randbildungen des Tortonens nunmehr von sarmatischen Ablagerungen weit überlappt. Selbst im nördlichsten Winkel des Weststeirischen Beckens sind die sarmatischen Sedimente dem N-Rand genähert. Demgegenüber wird der S-Teil des Steirischen Beckens während des Sarmats im-

mer stärker herausgehoben. Beide Erscheinungen stehen miteinander in Zusammenhang und haben eine Verschiebung der Beckenachse nach N zur Folge.

Der N-Teil des Weststeirischen, Gnaser, Fehringer und Fürstenfelder Beckens, und, über die sich ausweitende Pforte von Weichselbaum hinweg, auch der westungarische Raum bilden nun ein gemeinsames Sedimentationsbecken. Dies äußert sich in der großen Gleichförmigkeit der Beckensedimente und ihres Fauneninhaltes. Fazielle Unterschiede sind nun nicht mehr auf Isolation größerer Beckenteile, sondern vielmehr auf örtliche Situationen zurückzuführen. Während die Absenkungsbewegungen im Steirischen Becken im vollen Maße, wenn auch mit wandernder Beckenachse weitergehen, werden sie in Westungarn sehr verlangsamt und kommen in Nordjugoslawien zum Teil vollkommen zum Stillstand. Zum ersten Mal in der Geschichte der Neotektonik des Westrandes des Pannonischen Beckens erlangt die Südburgenländische Schwelle eine gewisse Bedeutung als Kippungsachse, jedoch mit umgekehrten Vorzeichen als später im Pannon.

5. P a n n o n

a) V e r b r e i t u n g

Der Verbreitungsbereich der pannonischen Ablagerungen ist, sich von E nach W trichterförmig verjüngend und eingeschnürt durch den Feldbacher und Gleisdorfer Sarmatsporn, auf den nördlichen Teil des Oststeirischen Beckens beschränkt. Als jüngste geschlossene Bedeckung erfüllen diese Bildungen vor allem die tieferen Muldenbereiche.

Durch die Detailkartierung der RAG konnte die S-Grenze der pannonischen gegen die sarmatischen Ablagerungen im Bereich zwischen Gleichenberg und Graz genauer erfaßt werden.

Der N-Rand des Verbreitungsbereiches dieser Ablagerungen schließt sich beckenwärts den oben beschriebenen, von obersarmatischen Bildungen aufgebauten Buchten und Spornen an, lappt aber mehrfach unmittelbar auf das Randgebirge über. In diesem Raum konnte die bisher völlig undurchsichtige geologische Situation in der Umrahmung des Gleisdorfer Sarmatsporns weitgehend geklärt werden. In der N-Umrahmung des Allhauer Beckens und der Friedberg-Pinkafelder Bucht folgt das Pannon beckenwärts dem meist schmalen Sarmatsaum. Von Tatzmannsdorf bis zur Sarmatumrahmung der Grundgebirgsinsel von St. Anna a. Aigen stehen die pannonischen Ablagerungen des Steirischen Beckens über die Südburgenländische Schwelle hinweg in breiter offener Verbindung mit jenen des Raabgrabens (Westpannonisches Becken), sie nehmen in dieser Richtung an Mächtigkeit und Schichtumfang zu.

Obwohl die von pannonischen Schichten bedeckte Oberfläche des Oststeirischen Beckens beträchtlich ist, ist ihr Anteil an der Beckenfüllung infolge der geringen Mächtigkeit unbedeutend, wie zahlreiche Schußbohrungen und die Tiefbohrung Paldau 1, Walkersdorf 1 und Übersbach 1 zeigen.

b) Stratigraphische Abgrenzung und Gliederung des Pannons

Über den schon teilweise limnisch beeinflussten Ablagerungen des höchsten Obersarmats oder, wo diese fehlen, über dem fossilreichen tieferen Schichtkomplex dieser Einheit, setzt das Unterpannon meist mit gut gesaigerten Sanden ein.

Darüber folgen kompakte bis gut geschichtete Tonmergel. Der lithologische Unterschied, wie das häufig zu beobachtende weitere Übergreifen der Bildungen des tiefen Pannons über die Unterlage weisen auf starke transgressive Tendenz an dieser Zeitwende hin. Mit gutem Recht nimmt daher A. v. WINKLER-HERMADEN (1927 c) ein Ansteigen des Wasserspiegels zu Beginn des Pannons an. Wenn hierbei exponierte Horizonte des unterlagernden Obersarmats zerstört worden sind, ist dies kein Grund für die Annahme einer allgemeinen regionalen Diskordanz an dieser Grenze, wie sie z. B. für die Paratethys von E. JEKELIUS in einigen Publikationen vertreten wird. Eine solche wurde in der Steiermark nur von wenigen Forschern angenommen, darf aber hier als allgemeine Erscheinung widerlegt gelten. Andererseits scheinen aber im benachbarten Westungarn und Jugoslawien die Ablagerungen des Unterpannons tatsächlich zum größten Teil mit Schichtlücke einem stark reduzierten Sarmat aufzuruhen. Diese Lückenhaftigkeit der Schichtfolge im westpannonischen Raum, die auf dessen primäre Hochlage während des Miozäns zurückzuführen ist (siehe Abb. 2, Profil B), dürfte eine der Ursachen für diskrepante Auffassungen in der Frage der Korrelierung mit den Nachbarräumen sein.

Die an die meso- bis miohalinen Verhältnisse angepaßten Mollusken erlöschen bis auf wenige Ausnahmen an der Sarmat-Pannongrenze und machen oligohalinen Faunen Platz, die in kürzester Zeit, stratigraphisch gesehen praktisch gleichzeitig, den aquatischen Lebensraum erobern. Es sind dies vor allem Arten der Gattungen *Limnocardium*, *Congerina* und *Melanopsis*, die dem Faunenbild dieser Vergesellschaftung das typische Gepräge verleihen. Die Bezeichnung „Congerinschichten“ dürfte, wenn sie auch als biostratigraphischer Terminus ungeeignet ist, diese Lebensgemeinschaft gut charakterisieren.

Die Foraminiferen erlöschen an der Sarmat/Pannon-Wende im steirischen Becken vollständig. Heterochron-allochthon können sie jedoch in einzelnen Horizonten angereichert sein.

Die Ostracodenvergesellschaftung ändert sich an der Sarmat/Pannon-Grenze ziemlich schlagartig in ihrem Artbestand, jedoch setzen sich mehrere Gattungen über diese kritische Wende hinweg fort. Manche entwickeln plötzlich eine reiche Formenfülle, so vor allem die Gattung *Cyprideis*, die in den pannonischen Ablagerungen fast allgegenwärtig ist und lokalstratigraphisch brauchbare endemische Reihen bildet (K. KOLLMANN, 1960 a). Die im Sarmat noch als mariner Nachfahre vorkommende Gattung *Aurila* verschwindet gleichzeitig mit den Foraminiferen. An ihre Stelle tritt die mit ihr nahe verwandte Gattung *Eucythereis* (*Hemicytheria*), die durch mehrere Arten vertreten ist. Auch *Loxoconcha* und *Leptocythere* sind nicht selten. Ein neues, rasch aufblühendes Faunenelement stellen die *Cyprididae* dar, darunter vor allem *Candoninae* mit *Candona* (*Candona*), *Candona* (*Lineocypris*), *Pontoniella* und *Cypridinae* mit *Amplocypris*, ferner *Erpetocypris*- und *Eucypris*-ähnliche Formen.

In der Landsäugetierfauna treten zu den sich vom Miozän weiterentwickelnden autochthonen Arten die (erst in der Zone C) über Asien aus Nordamerika einwandernden Hipparion-Faunen.

Aus dem untersten Pannon der Steiermark sind nach M. MOTTI (1964) eine primitive *Tragocerus* sp. vom Tiefernitzgraben, *Dinotherium giganteum* KAUF von Breitenhilm und *Hyotherium palaeochoerus* (KAUF) aus Saaz b. Feldbach bekannt. Die beiden ersteren gehören nach Auffassung des Verfassers wahrscheinlich dem höchsten Obersarmat, Gleisdorfer Schichten, an.

Der Großteil der übrigen Fundpunkte gehört, wie unten zu zeigen ist, der Zone C des Unterpannons an, davon liegen die meisten im Karnerberg-Niveau. Aus dieser Zone sind nach M. MOTTI (1964) bekannt:

- a) als persistierende Miozänformen: *Anchitherium aurelianense* (Cuv.) und *Conohyus simorreensis* (LART.) und *Dicerorhinus steinheimensis* (JÄG.).
- b) als Pannonformen: *Mastodon longirostris* KAUF (urtümlichere bis entwickeltere Typen), *Dinotherium giganteum* KAUF, *Aceratherium incisivum* KAUF, *Brachypotherium goldfussi* KAUF, *Tragoverus* sp., *Miotragocerus pannoniae* (KRETZ.), *Hipparion gracile* (KAUF), *Hyotherium palaeochoerus* (KAUF), *Chalicotheride*, *Procapreolus loczyi* POHL und *Dorcatherium naui* KAUF.

Aus dem Mittelpannon (Zonen D + E) wird von Unterlamm *Aceratherium incisivum* KAUF (J. PIA und O. SICKENBERG, 1934) und von Schie-

fer *Hyotherium cf. soemmeringi* H. v. M. (A. v. WINKLER-HERMADEN und K. EHRENBERG, 1924) angegeben.

Die Zone F lieferte bisher im Steirischen Becken keine Wirbeltierfunde. In den Taborer Schottern, die hier dem tieferen Teil der Zone G zugeordnet werden, liegt der Fundpunkt Nikitsch im Burgenland mit *Procapreolus loczyi* POHL nach E. THENIUS (1959) und M. MORTL (1964), während aus den Jennersdorfer Schichten, die dem höheren Teil der Zone entsprechen, vom Verf. in Henndorf bei Jennersdorf Skelettreste sichergestellt wurden, die nach E. THENIUS (briefliche Mitteilung) *Dinotherium giganteum* KAUF angehören.

Die pannonische Säugetierfauna der Steiermark zeigt nach M. MORTL (1964) vor allem Beziehungen zum unterpliozänen Faunentyp von Eppelsheim (Rheinhausen) und Charmoille (Schweiz), einer „Hipparionfauna mit Waldgepräge und mit überlebenden Miozänformen wie *Anchitherium*, *Conohyus*, *Dicerorhinus steinheimensis*, *angustidens*-ähnlichen primitiven *longirostris*-Typen, was die Mastodonten betrifft, sowie mit *Listriodon* und *Dinocyon*, welche letztere beiden Formen in der Steiermark aus dem Pannon bis jetzt fehlen. Ebenso fehlen die vielen Carnivoren und Cerviden der Eppelsheimer Fauna in der Steiermark. Die Zwerghirschform von Holzmannsdorfberg ist primitiver als die aus Eppelsheim.“

Die pannonische Säugetierfauna Ungarns weicht hingegen nach M. MORTL (1946) stark von der steirischen ab, „sowohl was das dortige Unterpannon (Csákvár), als auch das dortige Mittel-Oberpannon (Pestszentlorinc, Hatvan, Rózsaszentmárton, Polgárdi, Baltavár) betrifft, obwohl das Unterpannon noch zahlreiche miozäne Superstiten führt. Alle diese Pannonfaunen sind verarmte Pikermi (Steppen)-Faunen, haben also mehr östliches Gepräge, im Gegensatz zu den Pannonfaunen des Wiener und Steirischen Beckens mit mehr Waldgepräge.“

Über die **L a n d p f l a n z e n** des Pannons der Steiermark liegen keine neuen Bearbeitungen vor. Es sei nur darauf hingewiesen, daß nach W. BERGER (1952, 1954) im Wiener Becken an Stelle der im Sarmat herrschenden Pflanzen vom Leguminosen-Typus solche des *B e t u l a c e e n*-Typus (sommergrüne Laubwälder) treten.

Die **P o l l e n** des steirischen Pannons sind noch nicht bearbeitet.

In der **L i t h o l o g i e** der Ablagerungen ist ein deutlicher, mehrfacher **R h y t h m u s** zu erkennen, der jeweils mit flächenhafter Schotterschüttung einsetzt und mit feinklastischer Sand- und Tonsedimentation endet. Im Grenzbereich treten häufig Pflanzenreste oder Lignite auf. Dieser Rhythmus dürfte zum großen Teil **k l i m a t i s c h g e s t e u e r t** sein.

Für die routinemäßige Untergliederung der pannonischen Ablagerungen des Steirischen Beckens reichen paläontologische Kriterien nicht aus, da mächtige und weit verbreitete Schichtpakete schon im tiefen Pannon fossilfrei oder sehr fossilarm sind. Dies ist ein ganz wesentlicher Unterschied gegenüber dem Wiener Becken, wo diese Fossilarmut im allgemeinen erst über der Zone F des Oberpannons einsetzt. Dieser Umstand machte eine enge Verflechtung von Kartierung und paläontologischer Bearbeitung dringend nötig. Eine große Schwierigkeit bei der Gliederung war dadurch gegeben, daß die stratigraphisch einander entsprechenden Schichtpakete im Westteil des Beckens (Gnaser Becken) wohl infolge starker Süßwasserzufuhr noch wesentlich faunenärmer sind als im Ostteil (Fürstenfelder Becken). Hier neigen aber andererseits die im W gut als Leithorizonte verfolgbaren Schotterzüge zum Auskeilen und Auffingern.

Trotz vieler Abweichungen in der Entwicklung war es aber besonders dank der ausgezeichneten Vorarbeiten von F. SAUERZOFF (1950, 1952) und mit Hilfe eines im Verlauf der Kartierung selbst aufgesammelten umfangreichen Fossilmaterials möglich, zufriedenstellende Übereinstimmungen mit der von A. PAPP (1951, 1953a) auf Grund von Mollusken gearbeiteten Gliederung im Wiener Becken festzustellen. Gute Dienste leisteten hierbei vor allem auch Vergleiche mit der Ostracodenfauna des Wiener Beckens (K. KOILLMANN, 1960 a).

Von den durch A. PAPP (1951) für das Wiener Becken aufgestellten Zonen A—H konnte das Unterpannon mit den Zonen B und C, ferner das Mittelpannon mit den nicht zu trennenden Zonen D + E, das Oberpannon mit der Zone F (nur außerhalb des engen Kartierungsbereiches), G und H (zum größten Teil außerhalb des engeren Kartierungsgebietes) nachgewiesen werden.

Auf die Parallelisierung des Pannons des Wiener Beckens mit den östlichen Gebieten der Paratethys wurde schon mehrfach eingegangen. Es sei hier besonders auf die Arbeiten von A. PAPP (1951) und R. JANOSCHEK (1951) hingewiesen. Mit der Parallelisierung der pannonischen Ablagerungen des Steirischen Beckens befaßt sich insbesondere A. v. WINKLER-HERMADEN (1951 a, 1957). Die Schicht-für-Schicht-Parallelisierung über weite Entfernungen stößt im Hinblick auf die sehr verschiedenen Faziesräume und Faunenprovinzen auf große Schwierigkeiten. (Man denke z. B. an die ausgesprochene Valenciennesia-Fazies im benachbarten Jugoslawien, während im Steirischen Becken diese Tiergruppe durch keine einzige Art vertreten ist!).

Da in Südrußland die Hipparion-Ingression zu Beginn des Cherson erfolgte, müssen wir damit rechnen, daß diese, dort

allerdings noch in der mesohalinen Fazies des Sarmats entwickelte Stufe (mit *Maetra caspia* etc.) mit dem untersten Pannon zu parallelisieren sei. Daß vor allem das Mäot und Pont der Pontischen und Kaspischen Becken in unserem Pannon enthalten ist, wird in neuerer Zeit insbesondere von A. PAPP (1951, 1959) vertreten, wobei besonders auf den durch P. STEVANOVIC erbrachten direkten Nachweis einer Äquivalenz der „Oberen Congerenschichten“ des Mittleren Donaubeckens und der ponto-kaspischen Region hingewiesen wird. Die „Oberen Congerenschichten“ entsprechen etwa dem Oberpannon im Wiener und Steirischen Becken, das hier jedoch gegenüber Westungarn stark reduziert ist.

Die einzige Möglichkeit einer Parallelisierung des Pannons mit dem mediterranen Raum, insbesondere mit Italien schienen bisher die Landsäugetiere zu bieten. Wesentlich erscheint wieder das Einsetzen der eingewanderten Hipparionfaunen. Wie oben erwähnt, liegt dieser Schnitt in Italien innerhalb des Messiniano, welches laut Resolution des Comité du Neogène, Wien 1959, zur Gänze in das Miozän zu stellen ist. Im Sinne von A. PAPP (1960 a) müßte daher der obere Teil des Messiniano dem Pannon entsprechen. Diese Annahme war bis vor kurzem wegen Heteropie der Faziesräume mit Hilfe anderer Tiergruppen nicht zu beweisen. Einen wesentlichen Fortschritt in dieser Richtung bedeutete jedoch die Auffindung von stark brackisch beeinflussten Ostracodenfaunen in stratigraphisch sehr hohen Horizonten des sonst marinen italienischen Miozäns durch G. RUGGIERI (1958). In dieser und in anderen Arbeiten weist RUGGIERI besonders im Raum von Castell'Arquato, San Marino, Buonfornello auf die engen Beziehungen der Ostracodenfauna zu jenen des mittel- und osteuropäischen Pannons hin. Die Fauna aus Castell'Arquato ist besonders interessant. Sie stammt aus einer Tonmergelerde vom Top des Miozäns, die in die marinen Tone des Unteren Pliozäns italienischer Gliederung (d. i. des Piacenziano) übergeht. Sie wurde von N. GREKOFF und V. MOLINARI (1963) bearbeitet und lieferte *Candona cf. lobata* (ZALÁNYI), *Candona* sp., *Leptocythere? lacunosa* (REUSS), *Leptocythere* sp., *Callistocythere flavidofusca* RUGGIERI, *Callistocythere ex gr. bendovanica* LIVENTAL, *Callistocythere* sp., *Nereina? sp.*, *Pectocythere? sp.*, *Loxoconcha hodonica* POPORNY, *Loxoconcha rhombovalis* POKORNY, *Cyprideis* sp., *Pseudocythere ex gr. limita* SCHWEYER.

Damit ist mit Hilfe brackischer Ostracoden ein handgreiflicher Hinweis auf enge faunistische Beziehungen zwischen dem höchsten Teil des italienischen Miozäns und dem

Pannon — vielleicht sogar dem Mittelpannon — der Paratethys gegeben.

Mit diesen Parallelisierungsfragen hängt die Frage der Grenzziehung zwischen Miozän und Pliozän eng zusammen, für die es immer noch zwei Alternativen gibt:

a) Anerkennung der Hipparion-Grenze. Der Vorteil für große Teile der Paratethys (mit Ausnahme Südrußlands) wäre das Zusammenfallen mit der Faziesgrenze zwischen Sarmat und Pannon und die Beibehaltung unserer bisherigen Grenzziehung.

b) Anerkennung der Piacenziano-Transgression. Der Vorteil für die mediterranen Gebiete wäre der, daß die Stufengrenze nicht in das einheitlich ausgebildete Miocene superiore (= Messiniano) hineingelegt werden müßte, sondern mit dem durch die Transgression bedingten Schnitt in der marinen Mollusken- und Mikrofauna zusammenfielen.

Nach der Resolution des Comité du Neogène Méditerranéen, 1. Tagung Wien, 10.—20. Juli 1959, die mit nur einer Gegenstimme angenommen wurde, wird das Messiniano als höchste Stufe des Miozäns vorgeschlagen. Das Pannon würde dadurch in das Miozän hinunterrücken und nur das bisherige „Oberpliozän“ der Paratethys dem gesamten Pliozän Italiens (Piacenziano und Astiano) entsprechen.

c) Gliederung in den Teilgebieten

Zone A des Unterpannons

Diese Zone, die auch im Wiener Becken nur auf die tiefsten, durch Bohrungen erreichten Beckenteile beschränkt scheint, wurde im Steirischen Becken bisher nicht eindeutig nachgewiesen. F. SAUERZOPF (1950, 1952) nimmt für drei Fundpunkte in der Umrahmung des Fürstenfelder Beckens, nämlich Siebenbirken und Seibersdorf (beide N Hartberg) und Pinkafeld Unterpannon A/B an.

Zone B des Unterpannons

S-Flanke des Oststeirischen Beckens

Die Ablagerungen der Zone B lassen sich hier in 2 Schichtpakete gliedern die auf der Karte 1 : 50.000 (Taf. 2) jedoch zusammengefaßt sind.

Das tiefere Schichtpaket der Zone B. Nur in wenigen Aufschlüssen wurde bisher an der Basis des Unterpannons ein maximal wenige Meter mächtiges Sandpaket beobachtet, das nahe seiner Oberkante *Melanopsis impressa* KRAUSS und Ostracoden führt (z. B. Ziegelei Gniebing). Darüber folgen grünliche bis bläulichgraue Tonmergel, welche die Hauptmasse des tieferen Schichtpaketes darstellen. Diesen sind schon

meist in den untersten Metern 1—2 mergelig verhärtete, wenige dm mächtige Fossillagen mit *Congeria ornithopsis* BRUSS, *Melanopsis* div. sp., zartschalige Limnocardien mit geraden Schlössern eingeschaltet. Die begleitenden kompakten, oder gegen das Hangende zu gut geschichteten Tonmergel führen eine sehr charakteristische Ostracodenfauna. Häufig sind nach K. KOLLMANN (1960 a) folgende Vertreter dieser Tiergruppe: Gen. indet. *auriculata* REUSS (= *Candona sieberi* MÉHES), *Amplocypris* div. sp., *Candona* div. sp., *Cypria* div. sp., *Cyprideis pannonica* MÉHES, *Cyprideis tuberculata* (MÉHES), *Hemicytheria hungarica* (MÉHES), *H. lörenthyi* (MÉHES), *Leptocythera* div. sp. und *Loxoconcha* div. sp. Diese Fauna ist jener der Zone B im Wiener Becken oder des tieferen Unterrannons in Westungarn und Nordjugoslawien mit ganz geringen Abweichungen ident und kennzeichnet einen der besten Leithorizonte der ganzen neogenen Schichtfolge dieses Raumes.

Das höhere Schichtpaket der Zone B. Nur wenn es die Aufschlußverhältnisse zulassen, kann über dem reich fossilführenden tieferen Schichtpaket mit den *Congeria ornithopsis*-Bänken ein höheres festgestellt werden. Dieses ist lithologisch wesentlich stärker differenziert. Neben den immer noch gut geschichteten bis gebänderten Tonmergeln schalten sich Sandschnüre- und -lagen ein. Auch treten als Vorboten des flächenhaft verbreiteten Kapfensteiner Niveaus unbeständige Schotterlinsen auf. Mit diesen können, wie im Raume von Paldau, Lignitschmitzen und geringmächtige Flöze vergesellschaftet sein. Die Makrofauna ist allgemein sehr arm, Ostracoden sind seltener als im tieferen Schichtpaket, jedoch handelt es sich um die gleichen Arten wie dort.

Auf dem Kartenblatt Gleichenberg umrahmen die Ablagerungen der Zone B die sarmatische Hülle der Grundgebirgsinsel von St. Anna a. Aigen und des Gleichenberger Massivs als geschlossener Gürtel. In südlicher Richtung setzen sich diese Bildungen über das südlichste Burgenland auf jugoslawischen Boden bis in den Raum von Oberradkersburg fort. Über diese zum Teil neuen Ergebnisse in den östlichen Windischen Büheln berichtet A. v. WINKLER-HERMADEEN (1951 b). Bemerkenswert ist, daß in diesem Raum, im Gegensatz zum Steirischen Becken Anzeichen einer präpannonischen Erosion festgestellt wurden, die sich in einem Grobschotterhorizont mit aufgearbeiteten Sarmatkalken an der Basis der Zone B äußert. Hier dürfte der Übergangsbereich von der konkordanten Überlagerung zwischen Sarmat und Pannon des Steirischen Beckens zur diskordanten des östlich anschließenden Raumes vorliegen (siehe oben).

Auf steirischem Gebiet folgt der Verbreitungsbereich bis zum Gleichenberger Massiv beiderseits dem Lendvatal.

Hier wird von A. v. WINKLER-HERMADEN (1927 b) eine Anzahl von Fossilfundpunkten angegeben. Bemerkenswert sind die fossilführenden Tonmergel, die bei Waltra und der Teufelsmühle (NE Kote 609 des Stradner Kogels) von jungpliozänen Basalttuffen und Basalten des Stradner Kogels überlagert werden (A. v. WINKLER-HERMADEN, 1913 a). Zusätzlich konnten insbesondere entlang der Straße zwischen Jamm und St. Anna a. Aigen und auf dem Höhenrücken südlich der Straße Bayrisch—Windisch-Kölldorf, größere Flächen auf Grund von Ostracodenfaunen vom Obersarmat in das Unterpannon der Zone B überstellt werden. Dadurch verbindet sich das Unterpannon der nördlichen Umrandung des Stradner Kogels über zwei verschiedene Höhenrücken mit dem geschlossenen Verbreitungsbereich im Lendvatal und der bei Waltra angenommene Bruch erweist sich als überflüssig. Im oberen Lendvatal östlich des Gleichenberger Massivs wurde durch Schußbohrungen (F 217 und 219) die oberarmatische Unterlage dieser Schichten angefahren. Zwischen dem Gleichenberger Massiv und Feldbach ändert sich nicht viel am bisherigen Kartenbild, obwohl zahlreiche neue Fossilfundpunkte hier und zwischen den Talfurchen Mühldorf—Reitting und S Unterweißenbach getätigt wurden.

Das bei Feldbach nach N über das Raabtal hinweggreifende Unterpannon B lieferte außer dem bekannten Ziegelei-Aufschluß von Gniebing (A. v. WINKLER-HERMADEN, 1921) am SE-Fuß des Auersberges einen neuen Fossilfundpunkt mit *Congeria ornithopsis* und den typischen Ostracoden dieser Zone, die auch in den Schußpunkten F 156 und 158 angefahren wurde. Die von J. STINY (1924) aufgefundene Fauna der Sandgrube von Raabau (ENE Feldbach), die A. v. WINKLER-HERMADEN (1927 b) in das „Mittelpontikum“ stellt, könnte entweder dem höheren Schichtpaket der Zone B oder, falls der im Liegenden aufgeschlossene Schotter tatsächlich dem Kapfensteiner Niveau entspricht, bereits der Basis der Zone C angehören.

Von der Ziegelei Gniebing, unterhalb welcher unmittelbar südlich der Bundesstraße in den Schußbohrungen F 222—224 schon Obersarmat ansteht, ziehen die Ablagerungen der Zone B in südwestlicher Richtung quer über das Raabtal (Schußpunkte F 81, 83, 85, 86). Zwei weitere neue Fossilfundpunkte mit *Congeria ornithopsis* liegen westlich der Kirche von Saaz, wo nach M. MOTTL (1964) *Hyotherium palaeochoerus* (KAUF) gefunden wurde. Zwischen hier und Perlsdorf wurde diese Zone durch zahlreiche weitere neue Fundpunkte erfaßt. Dies erscheint insofern wichtig, als hier A. v. WINKLER-HERMADEN (1951 c) auf Grund einer wohl sehr weitmaschigen Kartierung einen Abbruch der sarmatischen Ablagerungen des Feldbacher Sporns gegen die westlich daran anstoßen-

den unterpannonischen Ablagerungen annimmt. Diese Fehldeutung hatte insoferne Konsequenzen, als dieser Forscher hier einen der Fixpunkte seines großen SSE/NNW-streichenden Bruches annimmt, der vom Stradner Kogel kommend über Paldau, das Raabtal entlang bis Gleisdorf, und darüberhinaus nach N streichen sollte. Da sich auch im Raum von Gleisdorf durch eine Anzahl neuer Fossilfundpunkte die seinerzeit von H. H. HÜBL (1941 b) postulierte Versetzung des Sarmats von Arnwiesen—Fünfung gegen angebliches Mittelpannon als hinfällig erwies, entbehrt heute dieser Bruch jeder Grundlage. Damit erweist sich aber auch die Annahme jüngster, noch das Pannon durchsetzender Bruchtektonik im Steirischen Becken als hinfällig. Das Baubild des Wiener Beckens ist hier nicht anwendbar. In den zentralen Teilen des Steirischen Beckens gibt es nur Brüche, die höchstens bis in das tiefste Untertorton aktiv waren. Diese aus einer sorgfältigen Kartierung gewonnenen Ergebnisse konnten durch die Reflexionsseismik der RAG bestätigt werden.

N Perlsdorf (Taf. 5, Profil 4) kann die Zone B wieder in einen unteren (7) und einen oberen (8) Teil gegliedert werden. Der untere Teil ist nur 30—40 m mächtig. Er wurde durch die Schußbohrung F 780 durchteuft, die darunter Obersarmat erreichte. Im oberen, ca. 40 m mächtigen Teil, treten neben den gut geschichteten Tonen mit spärlichen Ostracodenfaunen, unbeständige Schotterlagen (s 8 a und b) und zwei nach B. GRANIGG (1910) und J. STINY (1918) 0,30 bzw. 0,80 m mächtige Kohlenflözchen (l 8 a und b) auf. Es sind dies die „Lignite von Paldau.“ Das ganze Unterpannon B hat hier somit eine Mächtigkeit von 70—80 m.

In der Tiefbohrung Paldau 1 wurde unterhalb der Quartärbedeckung von 4—147 m Unterpannon der Zone B und des tieferen C angefahren und dabei eine starke Auffingerung der dem Kapfensteiner Niveau entsprechenden Schotter festgestellt. Es waren auch mehrfach geringmächtige, von Kohlentonnen begleitete Schmitzen einer holzigen Lignitkohle eingeschaltet, die teils dem Niveau der Lignite von Paldau, teils jenem von Ilz zu entsprechen scheinen.

Von Perlsdorf streichen die Schichten dieser Zone auf Grund neuer Fossilfunde in südwestlicher Richtung über Kohlberg, S Keberberg (416 m), Gnasbachtal bis oberhalb Oberauersbach, wo ihre Ausbißbreite besonders groß ist. Ihre Oberkante liegt nördlich des Kratzl-Wirtes (A. v. WINKLER-HERMADEN, 1927 b etc.). Die besondere Breite und Mächtigkeit (ca. 120 m) hängt wohl damit zusammen, daß hier die pannonischen Ablagerungen im flachen Achsenbereich des Gnaser Beckens ausheben.

Beim Kratzl-Wirt biegt das Streichen in SE/NW-Richtung um. Neu sind Fossilfundpunkte bei Höllgrund. N. St. Stefan konnte die Zone durch die Schußbohrungen F 676—681 fossilführend nachgewiesen werden. Die Schichten streichen über Dörfla (Ziegelei) NE Kirchbach bis Zerlach. Bei Kittenbach liegt der bis vor kurzem westlichste bekannte Fossilfundpunkt (A. v. WINKLER-HERMADEN, 1951 b).

Von hier aus konnten die Ablagerungen der Zone B durch die Kartierung der RAG noch weitere 10 km in nordwestlicher Richtung nachgewiesen werden. Ein Fundpunkt liegt im Graben N Hohegg. Weitere Mikrofossilnachweise dieses markanten Horizontes gelangen in den Schußbohrungen des oberen Stiefingtales, N Empersdorf (F 231—236, siehe Taf. 5, Profil 3, Horizont 7). Der höhere Teil dieser Zone ist wie bei Paldau entwickelt. Insgesamt ist sie hier ca. 80 m mächtig.

In Richtung Schloß Vasoldsberg scheinen die Schichten abgetragen zu sein. Zumindest wurden sie von Empendorf bis Graz bisher nirgends zwischen den sarmatischen Ablagerungen und den anscheinend unmittelbar über diese hinweggreifenden Schottern der Zone C des Unterpannon festgestellt, in welchen 500 m N (?) des Schlosses Vasoldberg nach M. MOTTL (1964) *Dicerorhinus steinheimensis* (JÄC.) gefunden wurde.

N-Flanke des Oststeirischen Beckens

Hier wurde zwischen Graz und dem Raabtal, abgesehen von derzeit feinstratigraphisch noch nicht auswertbaren Pflanzen, nur ein fragliches Vorkommen von *Melanopsis impressa* KRAUSS im Hangenden der unteren kohlenführenden Serie von Klein-Semmering, SW Weiz, durch A. v. WINKLER-HERMADEN (1951 b) angegeben, das dem Basisbereich des Pannons entsprechen dürfte.

In der Bucht von Weiz überlappt Unterpannon unmittelbar das Randgebirge. Bei der Lokalität Wünschbauer bei Weiz wurde von H. H. HÜBL (1942) in der „Oberen kohleführenden Serie von Weiz“ eine etwas abweichende Unterpannonfauna mit *Melanopsis*, *Cardium* und zahlreichen Fischresten aufgefunden. In den Schlämmrückständen fanden sich nach Untersuchung des Verfassers neben *Cyprideis pannonica* (MÉHES), massenhaft Zähne und sonstige chitinöse Reste von Fischen. Die von HÜBL mitgeteilte Molluskenfauna bedarf einer Revision. Nach seiner Bestimmung wäre nämlich eher an Mittelpannon zu denken, das aber hier kaum in Frage kommt. Auch die Congerien-führenden Tonmergel der Ziegelei Weiz gehören nach H. FLÜGEL und V. MAURIN (1961) in die Zone B.

Von der westlichen Umräumung des Gleisdorfer Sarmatsporns fehlen bisher aus dem Obersarmat und Pannon zur Abgrenzung brauchbare Fossilfundpunkte. Hingegen brachte die systematische Kartierung an seiner S-Flanke die auf der Karte 1:50.000 (Taf. 2) dargestellte Auflösung dieses, ob seiner Fossilarmut bisher ungenügend bekannten und daher für tektonische Fehlspekulationen prädestinierten Raumes (H. H. HÜBL, 1941 b, A. v. WINKLER-HERMADEN, 1951 c). Es scheint daher nötig, näher auf die neuen Ergebnisse einzugehen.

Entlang der S-Flanke des Sarmatsporns gelangen westlich der Raab an zwei Stellen Mikrofossilfunde (Ostracoden) und zwar S Unterlassnitz und S Urscha (SSW Kote 457). Es scheint sich hier um wenig mächtige Erosionsrelikte dieser Zone zwischen den Gleisdorfer Schichten und dem in diesem Raum vielfach unmittelbar auf sie übergreifenden Grobschotter der Zone C zu handeln. Entsprechend dem flachen Einfallen der Schichten nach S wurde die Zone B im Raabtal viel weiter südlich, nämlich zwischen Tackern und St. Margarethen, durch die Schußbohrungen F 25—27, 29—30, 52 und 53 erfaßt. Ein ebenfalls in dieser Zone gelegener Tagesaufschluß in einem Hohlweg N St. Margarethen lieferte aus z. T. gut geschichteten Tonen Abdrücke von Limnocardien, Ostracoden und Farnen. Unmittelbar darüber stehen hier Schotter des Kapfensteiner Niveaus an.

Östlich des Raabtales fuhr die Schußbohrung F 542 SE Hofstätten unter den gleichen Schottern ebenfalls Ostracoden führendes Unterpannon B an. Die Schotter scheinen aber etwas nördlich davon unmittelbar auf Obersarmat überzugreifen.

Gut belegt ist diese Zone wieder auf dem Höhenrücken, der sich südlich Ober- und Untergrossau in Richtung Pernau hinzieht. Neue Makro- und Mikrofaunen wurden hier bei Neuberger und Frössauberg gefunden. Diese Schichten bilden eine auf den Höhenrücken selbst beschränkte Kappe. An den Talhängen sind Schichten der Gleisdorfer Serie aufgeschlossen. Am N-Hang des nächst südlichen Rückens, N Pöllau, liegt die Sarmatoberkante schon wesentlich tiefer. Unterpannon nimmt hier den Großteil der Hänge ein. Die Höhenrücken sind hier bereits von mächtigen Schotterkappen des Kapfensteiner Niveaus bedeckt. Deren N-schauende Schichtköpfe treten morphologisch als Steilhänge hervor. Etwa bei Hochenegg bzw. W Nestelbach taucht die Unterkante der Zone B unter die quartären Ablagerungen des Ilzbaches ein. In der gesamten unmittelbar östlichen Umräumung des Sarmatsporns von Gleisdorf wurde bislang diese Zone fossilbelegt noch nicht nachgewiesen, jedoch dürften ihr in diesem Gebiet

gut geschichtete Tone angehören, über welchen allenthalben Schotter des Kapfensteiner Niveaus folgen.

Auf den morphologisch höchsten Teilen des Sarmatsporns konnten an einigen Punkten Erosionsrelikte von Unterpannon B nachgewiesen oder frühere Einzelfunde als solche umgedeutet werden. Östlich unterhalb des Hohenberges NE Gleisdorf, stehen nach H. H. HÜBL (1924 b) und K. KOLLMANN (1960 a) Tone mit Limnocardien und *Cyprideis pannonica* (MÉHES) an. Gute Ostracodenfaunen der Zone B fanden sich N Fünffing bei Nitschaberg und E St. Ruprecht. Der Makrofossilfundpunkt von Eidexberg (V. HILBER, 1893) gehört, wie H. FLÜGEL (1961) richtig vermutet, auch in diese Zone.

Die Schichten des Unterpannon B setzen sich über die Pöllauer Bucht (K. NEBERT, 1952), Hartberg (W. BRANDL, 1931, 1952) und Grafendorf (A. v. WINKLER-HERMADEN, 1913 b und 1952) bis in den Bereich der Friedberg-Pinkafelder Bucht fort, wo ihr die schon seit V. HILBER (1894) bekannten Mergel mit *Congeria banatica* R. HOERNES angehören. N Tatzmannsdorf stoßen sie, ebenso wie das Sarmat, an der Rechnitzer Schieferinsel ab und setzen sich von hier in südlicher Richtung in noch unbekannter Weise unter jüngeren pannonischen Ablagerungen nach S fort. Sie dürften erst südlich der Grundgebirgsaufbrüche von Güssing in den Raabgraben hinüberstreichen.

Im östlichen Anschluß an den früher besprochenen Sarmatsporn von Gleisdorf läßt sich diese Zone beckenwärts, als Umrahmung der erst durch die Arbeiten der RAG bekannt gewordenen Sarmatfenster des Mayerbach- und Rittscheintales von Pöllau über Hartmannsdorf und Walkersdorf bis NE St. Kind verfolgen. Bisher waren in diesem Raum nur bei (Windisch*)-Pöllau und (Windisch*)-Hartmannsdorf (V. HILBER, 1893, sowie Joanneumsbericht) und bei Bärnbach SSE Öd (STINY, 1924) einzelne Funde bekannt. Durch die Kartierung und auf Grundlage von Schußbohrungen ist nunmehr eine flächenmäßige Darstellung des Verbreitungsbereiches der Zone B möglich geworden. Als obere Begrenzung bewährte sich dabei im westlichen Teil bis etwa östlich Hartmannsdorf die Unterkante der Kapfensteiner Schotter, die jedoch in Richtung Walkersdorf und darüberhinaus bis auf sporadische Linsen auskeilen.

Neue Fossilfundpunkte liegen in der Ortschaft Öd (*Congeria ornithopsis* und Ostracoden) und zwischen Ottendorf und Walkersdorf (Ostracoden). Dazu kommen von W nach E die Schußpunkte F 584, 1903, 589, 602, 2004, 1820 A und 1725; letztere durchteufte die Pannon-Sarmat-Grenze (s. Taf. 5, Profil 5).

In dem parallel zum Rittscheintal verlaufenden Ilz- und Feistritztal sind die Aufschlußverhältnisse westlich Hochenegg ungünstiger. Doch konnte die Zone B auch hier an den Nordhängen des Ilztales zwischen Nestelbach und Ilz nach der Lithologie und N Hainfeld nach Ostracoden abgegliedert werden. Zwischen der Straße Ilz — Walkersdorf (Taf. 5, Profil 5) und Altenmarkt ließ sich die Zone durch eine Reihe von Aufschlüssen erfassen und zwar durch Ostracoden an den Prallhängen des Ilzflusses unterhalb Radersdorf und in der Schußbohrung F 1470 bei Maierhofen. Ein seit V. HILBER (Joanneumsbericht) und A. v. WINKLER-HERMADEN (1921, 1927 c) bekannter Aufschluß an der Lafnitz bei Altenmarkt, der nicht wieder aufgefunden werden konnte, führt *Congeria ornithopsis* und reiht sich dem zwischen Ilz- und Feistritztal regional erfaßten Verbreitungsbereich dieser Zone als östlichster Fixpunkt an.

Schon aus der großen obertägigen Verbreitung dieser auch hier nur geringmächtigen Zone B läßt sich deren äußerst flache Lagerung erkennen. Das Einfallen entspricht hier etwa dem Gefälle der Flußläufe. Eine gedachte Verbindungslinie zwischen den Oberkanten dieser Zone in den Talniederungen bei Neustift S Walkersdorf, E St. Kind und Altenmarkt ergibt ein generelles WSW/ENE-Streichen und flaches Einfallen gegen SSE. Das Einfallen der Zone B wird dadurch bestätigt, daß im Rittscheintal die tiefen Schußbohrungen F 625 bei Aschbach und F 518 bei Hart die *Congeria ornithopsis*-Bänke nicht erreicht und die Tiefbohrung Übersbach 1 sie erst zwischen 190 und 209 m durchfahren hat.

Die von WINKLER-HERMADEN festgestellten Fossilfundpunkte an den Prallhängen der Feistritz unterhalb Kalsdorf, über deren Makrofaunen K. KOLLMANN (1939) und F. SAUERZOPF (1952) berichten, werden hier in die höhere Abteilung der Zone B gestellt. Der für die tiefe Abteilung kennzeichnende Ostracode Gen. indet. *auriculata* (REUSS) tritt hier zurück. Dafür ist *Cyprideis macrostigma macrostigma* KOLL. vorhanden. F. SAUERZOPF stellt diese Fauna in die Zone D. Er geht dabei wohl von der irrigen, durch A. v. WINKLER-HERMADEN und W. RITTLER (1949) vertretenen Auffassung aus, daß der in einer Brunnenbohrung bei Kalsdorf zwischen 24 und 32 m angetroffene Schotter dem Kapfensteiner Niveau angehöre. Es konnte aber durch die Kartierung gezeigt werden, daß der Kapfensteiner Schotter in der weiteren Umgebung von Kalsdorf durchwegs über dem Talsohlenniveau liegt.

Die Tiefbohrung Walkersdorf 1 (E Profil 5 auf Taf. 5) durchfuhr unterhalb der Quartärbedeckung von 3—20 m Tonmergel mit Kohlen-

schmitzen, die nach ihrer Ostracodenfauna der Zone B des Unterpannon angehören.

In der Tiefbohrung *Übersbach 1* gehört das Schichtpaket von 168,0—209,0 m dem Unterpannon B an. Der darüber liegende Schotter dürfte das Kapfensteiner Niveau repräsentieren.

In den nahe der Südburgenländischen Schwelle gelegenen Bohrungen *Neuhaus* und *Bachselten* liegt das Unterpannon B wesentlich tiefer.

U n t e r p a n n o n Z o n e C

Durch die nunmehr fast lückenlose regionale Verfolgung der Zone B konnte eine geeignete Ausgangsbasis für die untere Abgrenzung der nächst höheren Zone C geschaffen werden. Deren lithologisch reich gegliederte Ablagerungen nehmen den Hauptteil der hier näher behandelten zentralen Teile des Steirischen Beckens (siehe Karte Taf 2) ein. Sie setzen sich vorwiegend aus Sanden verschiedener Körnung und kalkfreien, an der Oberfläche oft gelb und grünlich verfärbten Tönen zusammen, welche von flächenhaft verbreiteten, verschiedene Verlandungsphasen repräsentierenden Schotterhorizonten unterbrochen werden. Eine rhythmische Abfolge von Schotter, meist pflanzenführendem Ton (bzw. Kohlenschmitzen) und einer sandig-tonigen Hangendfolge wiederholt sich im tiefen Teil dieser Zone zweimal (Kapfensteiner und Kirchberger Zyklus).

Während die Schotterhorizonte an der S-Flanke des Beckens geringer mächtig und durch Sand-Tonlagen deutlich getrennt sind, nehmen sie an Mächtigkeit und Geröllgröße gegen N allgemein zu und es schalten sich dort weitere zusätzliche Schotterpakete und -linsen ein, sodaß eine kartenmäßige Abtrennung bei den meist ungünstigen Aufschlußverhältnissen und der starken Hangüberrollung nicht möglich war. Dieser Gegensatz zwischen N- und S-Flanke kommt in den Profilen 3 und 4 der Tafel 5 anschaulich zum Ausdruck. Für die Auflösung der im Detail recht komplizierten Verzahnungsverhältnisse bot sich der Teil des Steirischen Beckens westlich der Linie *Ilz—Feldbach* an. Dieser Raum gehörte bis zur Aufnahme der Kartierungsarbeiten durch die RAG zu den geologisch am schlechtesten bekannten Tertiärgebieten Österreichs.

Während hinsichtlich der Parallelisierung der oben besprochenen Zone B mit dem Wiener Becken kaum Zweifel bestehen dürften, ist die Zuordnung des im folgenden besprochenen, meist sehr fossilarmen Schichtpaketes zur Zone C z. T. noch problematisch. Die Faunen des unmittelbaren Hangenden des Kapfensteiner Schotters (unterhalb des *Ilzer Flözes*), sind noch gut mit jenen des Wiener Beckens zu vergleichen, die

im Hangenden dieses Flözhorizontes (vor allem Unterbuchberg) zeigen jedoch schon starke Anklänge an das Mittelpannon. Der Unterschied könnte darauf zurückzuführen sein, daß im Wiener Becken die Ablagerungen des höheren Unterpannons wesentlich stärker lokal beeinflusst sind, als die des nach E weit offenen Steirischen Beckens. Daraus erklärt sich, daß die Molluskenfauna hier gegenüber der des Wiener Beckens aus rein ökologischen Gründen einen gewissen „Vorsprung“ aufweist. Dieses sehr heikle Problem scheint sich mit Hilfe der weniger zu Endemismen neigenden Ostracoden eher lösen zu lassen als mit Mollusken.

Von unten nach oben umfaßt die Zone C folgende Schichtglieder:

Kapfensteiner Schotter. Dieses Schotterniveau wurde von A. v. WINKLER-HERMADEN (1921) ursprünglich im Raum zwischen Feldbach und der ungarischen Grenze beobachtet und insbesondere bei Kapfenstein (S Fehring) näher beschrieben (1921, Profil 1), in dieser Arbeit jedoch noch den Schottern von Riegersburg und Tiefenbach gleichgestellt. Die Bezeichnung „Kapfensteiner Schotterzug“ prägte dieser Forscher später (1927 b und c) und faßte ihn als Absatz eines großen Flusses auf. Später spricht WINKLER-HERMADEN (1951 a) von einem System von Flußläufen. Nach der vorliegenden Kartierung stellt dieses Niveau eine fast durchgehende, das Unterpannon B bedeckende Schotterplatte dar, die randlich flächenhaft auch über ältere Schichten übergreift und in, aus den Alpen kommenden Schuttkegeln wurzelt. Nur einzelne Aufragungen des Untergrundes waren nicht vom Schotter bedeckt und werden daher unmittelbar von den feinklastischen Ablagerungen der nächsten limnischen Phase überlagert.

Der Geröllbestand setzt sich hauptsächlich aus Quarz und Kristallin (darunter Gneise, Pegmatite und amphibolitähnliche Gesteine) aber auch aus Sandsteinen, Porphyren und in Ausnahmefällen untergeordnet aus Kalken und Dolomiten zusammen. Neuere petrographische Studien über diese Schotter liegen im Gegensatz zu den höheren Niveaus nicht vor. Die Gerölle können selbst in randfernen Aufschlüssen Faustgröße erreichen. Die Bindung ist sandig.

Die Schotter ruhen immer taschenförmig mit Erosionsflächen der Unterlage auf, wie dies bei einer Flußablagerung auf relativ weichem Substrat auch kaum anders möglich ist. Da sie aber mit Ausnahme weniger Gebiete (z. B. im Raum von Graz) immer von den primär schon geringmächtigen Schichten der Zone B flächenhaft unterlagert werden, kann kaum von einer Diskordanz, sondern höchstens von einer Unstetigkeitsfläche an ihrer Basis die Rede sein. Daß sich diese Unstetigkeit in randnahen Bereichen verstärkt, ist eine Folge der dort herrschenden

primären Lückenhaftigkeit. Daraus eine tektonische Phase ableiten zu wollen, erscheint überflüssig. Vorübergehende klimatische Störungen dürften eher für Trockenlegung und Zuschüttung des an sich wohl nur wenige Meter tiefen Seebeckens maßgeblich gewesen sein.

Zur Verbreitung der Schotter am S-Rand des Beckens zwischen der burgenländischen Grenze und Feldbach bis Paldau ist den Darstellungen WINKLER-HERMADENS (1927 b—c) nicht viel hinzuzufügen. Nördlich des Feldbacher Sporns fehlt der Schotter mit Ausnahme eines fraglichen Vorkommens bei Raabau; er ist jedoch östlich Saaz bis Paldau wieder gut entwickelt (Taf. 5, Profil 4). Zwischen Paldau und dem Saßbachtal bei St. Stefan fehlt er wieder örtlich, ist jedoch von hier fast fortlaufend in vielen 100 Aufschlüssen bis Schloß Vasoldsberg in allgemeiner NW-Richtung zu verfolgen. Von hier bis Graz liegt er unmittelbar auf Obersarmat. Im engeren Raum der steirischen Landeshauptstadt befinden sich gute Aufschlüsse oberhalb der Ziegelei Eustachio bei St. Peter und bei der ersten Steigung der Ries-Straße. Über seinen Verlauf am N-Rand des Beckens ist nicht viel bekannt. Im Raum von Gleisdorf fingert er nach der Kartierung von E. BRAUMÜLLER auf und ist zwischen Laßnitzhöhe und dem Ilztal bei Hohenegg nicht von den höheren, sich ebenfalls verfingenden Kirchberger Schottern (siehe unten) zu trennen (Taf. 5, Profil 3). Eines dieser Schotterniveaus wurde beim Bau des Laßnitztunnels durchörtet und erbrachte nach M. MOTTL (1954 b und 1964) die Funde von *Miotragocerus pannoniae* (KRETZ.) und *Mastodon longirostris* KAUP (entwickelt in Richtung *M. arvernensis*!). Der Fundpunkt von Eggersdorf (W Gleisdorf, der nach M. MOTTL (1964) sowohl die Übergansform *Mastodon angustidens* Cuv. — *M. longirostris* KAUP als auch einen entwickelten Typ von *Mastodon longirostris* KAUP lieferte, scheint nach vorläufigen Kartierungsergebnissen in diesem Gebiet dem tiefsten Lappen der Schotter, also wahrscheinlich dem Kapfensteiner Niveau anzugehören. Auf der Karte sind die Niveaus hier zusammengefaßt (ka + ki). Der im Profil zwischen Ilz und Walkersdorf erbohrte Schotter (Taf. 5, Profil 5) entspricht der tieferen Digitation, also dem nach E relativ beständigen Kapfensteiner Niveau. Er ruht deutlich dem höheren Schichtpaket der Zone B auf (in diesem Profil als t 8 bezeichnet). An der N-Seite des Ilztales ist er unmittelbar nördlich Ilz aufgeschlossen. Im Mayerbach- und Rittscheintal befinden sich darin große Schottergruben an beiden Talhängen, besonders zwischen Pöllau und Hartmannsdorf. Vor hier aus setzt sich das tiefere Paket linsenförmig aufgelöst, in einzelnen Aufschlüssen am nördlichen Talhang bis Walkersdorf fort.

Im Tal von Schweinz und Krennach fehlt der Kapfensteiner Schotter wieder.

In der Tiefenbohrung Übersbach 1 dürfte dieses Niveau im unmittelbar Hangenden der Zone B vertreten sein.

Im Raum nördlich des Ilztales liegen nur wenige Detailbeobachtungen vor. In der Pöllauer Bucht ist dieser Horizont jedoch wieder weit hin von K. NEBERT (1952) verfolgt worden. In Randnähe ist er in ähnlicher Weise aufgegliedert wie im Gebiet von Gleisdorf. Er geht dort in verkittete Blockschotter über, die nach NEBERT z. T. durch ein rotes Bindemittel verkittet sind und an die „Eggenberger Brekzie“ erinnern. (Die von H. FLÜGEL (1961) auf Grund zwingender paläontologischer Argumente bestätigte Vermutung, die Eggenburger Brekzie könnte sowohl miozänes als auch pliozänes Alter haben, wird dadurch gestützt). Auf die zahlreichen weiteren Vorkommen von Äquivalenten des Kapfensteiner Schotters am Grundgebirgsrand von Hartberg und in der Friedberg-Pinkafelder Bucht soll hier nicht eingegangen werden.

Dem Kapfensteiner Schotter sind nach dem derzeitigen Stand mit Vorbehalt nur einige wenige Säugetierfunde zuzuordnen. Vielleicht gehören die im Laßnitz-Tunnel gefundenen, oben erwähnten Säugetierreste diesem Niveau an. Die nunmehr schon zahlreichen Molluskenfunde in unmittelbar Hangenden des Schotters (siehe unten) verweisen ihn an die Basis der Zone C des Unterpannons.

Zwischenserie zwischen Kapfensteiner und Kirchner Schotter. Die sich über dem Schotter aufbauende Schichtfolge setzt sich aus einer Wechsellagerung von Tonen und Sanden zusammen. In den tieferen Teilen dieser Serie sind Abdrücke von Pflanzenresten häufig, die örtlich in geringmächtige Kohleflöze übergehen können. Abbauwürdig waren die Kohlen nur in dem bis vor kurzem noch in Betrieb stehenden Bergbau von Ilz-Mutzenfeld, wo die Mächtigkeit allerdings kaum 1 m beträgt. Dieses Kohlenflöz hat bei allmählichem regionalem Absinken in östlicher Richtung ein flaches N-Fallen (siehe Tafel 5, Profil 5). Im Ilzer Kohlenflöz wurde nach M. MOTTL (1964) *Conohyus simorrensis* (LART) gefunden, während der Hangendtegel Reste von *Procapreolus loczi* POHL. und *Dinotherium giganteum* KAUP erbrachte. Dem gleichen Niveau gehören die Kohlen von Schweinz, zahlreiche unbedeutende Ausbisse am S-Gehänge des Mayerbachtals zwischen Hartmannsdorf und Öd, vielleicht auch jene von Auersbach an. Ferner werden Kohlenschmitzen und kohlige Tone bei Wieden (S Auersbach) und Schützing (NE Feldbach) hier zugeordnet. Nördlich des Raabtales dürfte diesem Niveau

der Fundpunkt von Edelsbach W Feldbach angehören, von dem nach M. MOTTL (1964) ein entwickelter Typ von *Mastodon longirostris* KAUF stammt. Auch bei Kapfenstein und bei Frauenbach (N St. Stefan) finden sich im Hangenden des Kapfensteiner Schotters Kohleschmitzen.

Die Mächtigkeit der Schichten zwischen dem Kapfensteiner und dem nächst höheren Kirchberger Schotterniveau beträgt 50 bis 80 m. Im Profil bei Paldau (Taf. 5, Profil 4), wurde sie mit 60 m erfaßt. Hier liegt übrigens auch in ihrem höheren Teil ein Kohleschmitzchen.

Im westlichen Teil des Oststeirischen Beckens erwies sich, abgesehen von gelegentlichen Pflanzenfunden, die Schichtfolge als steril. Es dürften hier die Lebensbedingungen für aquatische Faunen, vor allem infolge des ständigen Salzgehaltwechsels (ungleichmäßige Süßwasserzufuhr durch Flüsse) sehr ungünstig gewesen sein.

Im östlichen Teil des Beckens müssen diesem Schichtpaket einige Mollusken- und Ostracodenfaunen zugeordnet werden. Die tiefsten Molluskenfundpunkte liegen unmittelbar über dem Kapfensteiner Schotter und unterhalb des Ilzer Niveaus. Beim Gehöft Hochberg weber bei Neustift ist zwar der Schotter selbst auf eine kurze Strecke unterbrochen, dennoch kann man den von A. v. WINKLER-HERMADEN (1927 c) entdeckten Fundpunkt seinem unmittelbar Hangenden zuordnen. F. SAUERZOPF (1950) führt daraus *Congeria hoernesii* BRUS., *Limnocardium* sp. und Ostracoden an. *C. hoernesii* ist nach A. PAPP (1953 a) im Wiener Becken eine Charakterform für Unterpannon C. Sicher im unmittelbar Hangenden des Kapfensteiner Schotters liegt die Lokalität Liedlberg N Neustift (A. v. WINKLER-HERMADEN, 1921, 1927 b) mit *Limnocardien* und *Congeria hoernesii* BRUS.? und die Lokalität Sandgrub W Kapfenstein, die jedoch keine stratigraphisch brauchbare Fauna geliefert hat (A. v. WINKLER-HERMADEN, 1927 b und c, F. SAUERZOPF, 1950). Im Ilztal konnte im Hangenden der tieferen Digitation des Schotters S Hochegg eine Fauna mit *Melanopsis fossilis fossilis* (MARTINI-GMELIN) gefunden werden. Diese Art ist nach A. PAPP (1953 a) im Wiener Becken ebenfalls auf die Zone C beschränkt.

Bei Krennach (W Schweinz) wurden schon seinerzeit von J. STINY (1924) pannonische Fossilien angeführt. Drei neue Fossilfundpunkte in der Umgebung von Krennach brachten eine Fauna, die jener von Hohenegg entspricht und ebenfalls *Melanopsis fossilis fossilis* führt. Diese Fundpunkte sind ebenso wie dort einem Horizont knapp über dem Kapfensteiner Schotter zuzuordnen, welcher hier allerdings örtlich fehlt.

Über dem Ilzer Flözniveau liegen im Hangenden der oben angeführten Säugetierfunde einige z. T. neue Fossilfundpunkte. Auf dem Sachsenberg oberhalb der Straße Ilz — Walkersdorf (Taf. 5, Profil 5) wurden brüchige Gehäuse von *Melanopsis fossilis* ssp., W Maierhofen (N Kote 387), dünne Bruchschillagen mit kleinen Congerien von spathulatem Typ gefunden.

Der weitaus wichtigste Aufschluß ist jedoch jener von Unterbuchberg am N-Gelände des Höhenrückens zwischen Altenmarkt und Maierhofen. Von A. v. WINKLER-HERMADEN (1927 c) aufgefunden, wurde er später von K. KOLLMANN (1939) und F.SAUERZOPF (1950) näher untersucht. Die Schichtfolge zeigt hier von unten nach oben blaugrauen Tonmergel, Feinsand mit Makrofossilien, Grobsand mit Makrofossilien und darüber deutlich taschenförmig aufgelagert Feinschotter, den WINKLER-HERMADEN mit dem Karnerberg-Schotter identifiziert. SAUERZOPF (1950) gibt daraus folgende Fauna an:

Feinsand: *Dreissena turislavica turislavica* JEKELIUS, *Congeria plana* LÖRENTHEY, *Limnocardium inflatum* JEKELIUS, L. sp., *Melanopsis fossilis constricta* HANDMANN, *M. fossilis coaequata* HANDM., *M. bouei multicostata* HANDM., *M. bouei affinis* HANDM., *M. bouei turrita* HANDM., *Theodorus leobersdorfensis leobersdorfensis* HANDM., *Orygoceras fuchsi fuchsi* KITTL, *Papyrotheca mirabilis* BRUSINA.

Grobsand: *Congeria subglobosa* ssp., *C. pancici* ssp., *C. partschi* ssp. (alles atypische, schlecht erhaltene Formen), *Congeria* sp., *Limnocardium inflatum* JEKELIUS, *Melanopsis fossilis constricta*, *M. f. coaequata*, *M. vindobonensis vindobonensis* FUCHS. Dazu kommen noch Ostracoden. Fischzähne und Otolithen.

Diese reiche Fauna stuft S. SAUERZOPF (1950, 1952) gleich wie jene von Kalsdorf (s. oben) in die Zone D ein. Die Ostrocodenfauna hingegen, und besonders *Hermicytheria lörentheyi* (MÉHES) spricht eher für Zone C. Auch die Fundsituation (kaum 60 m über dem gesicherten Unterpannon der Zone B von Maierhofen und Altenmarkt!) läßt eher Zone C erwarten. Schließlich kann auch der im Hangenden aufgeschlossene Schotter kaum, wie A. v. WINKLER-HERMADEN (1927 c) annimmt, dem Karnerbergniveau entsprechen. Er fällt nämlich mit dem gesamten hangenden Schichtstoß flach nach S unter das Talsohlenniveau des Rittscheinbaches ein, während das richtige Karnerbergniveau im Bereich zwischen Breitenfeld und Söchau am S-Gehänge dieses Tales ausbeißt. Es kann sich hier daher höchstens um ein dem Kirchberger Schotter entsprechendes Niveau handeln.

Kirchberger Schotter. Dieses Niveau ist früher mangels genügender Kenntnis des Pannonbereiches westlich der Raab, wo es in vielen hundert Aufschlüssen gut der Beobachtung zugänglich ist, immer wieder mit dem Kapfensteiner Niveau verwechselt worden. Auf seine Eigenständigkeit wies K. KOLLMAN (1960 b) hin. Mit diesem Schotter setzt ein neuer Sedimentationszyklus ein, der erst wieder durch den Karnerbergschotter (und dessen Äquivalente) unterbrochen wird.

In der Geröllzusammensetzung und -Größe unterscheidet sich der Schotter allerdings kaum vom Kapfensteiner Niveau. Seine klassischen Aufschlüsse liegen zwischen Berndorf und Kirchberg und im Petersdorfer Tal, wo er in einer Reihe von Schottergruben am Fuß der N-schauenden Talhänge ausbeißt. Seine relative Lage zum Kapfensteiner Schotter geht aus Taf. 5, Profil 4, hervor. Es fällt von Paldau flach in Richtung Berndorf und Kirchberg ein, wo er im Bereich der pannonischen Muldenachse praktisch horizontal liegt. In den nächsten Paralleltälern zum Petersdorfer Tal, wie in jenen des Pickelbaches, Goggitschbaches und von Entschendorf steigt er von E nach W (bzw. N) aus dem Talsohlenniveau in Richtung zu den Rändern des Beckens wieder empor. Im Gegensatz zum Kapfensteiner Niveau ließ er sich aus dem Raum von Paldau fast fortlaufend über Lichtenegg, Liebendorf, Breitenbach, S Sengerberg bis N Vasoldsberg verfolgen. Er greift dabei, infolge seines ganz flachen NE-Fallens, mehrfach affingernd tief in die Talrinnen ein. Im Profil von Schemerl (Taf. 5, Profil 3) konnte der Haupthorizont durch Schußbohrungen F 135 und 146 erfaßt werden. Er ist hier von 4 Schotterlappen (s 10 b—e) im Hangenden begleitet, die sich über kurze Strecken, im Detail nicht korrelierbar, beckenwärts fortsetzen. Wie schon oben angedeutet, lassen sich auch in der S-Umrahmung des Gleisdorfer Sarmatsporns die einzelnen Auffingerungen des Kapfensteiner und Kirchberger Niveaus nicht auseinanderhalten.

Im E-Teil des Kartierungsgebietes (Taf. 2) fehlt der Schotter meistens: Er greift anscheinend nur mit einigen Fingern über den Bereich der Auersbacher Schwelle hinweg. Die erwähnten Feinschottervorkommen von Unterbuchberge und einige Schotterlagen im Bereich des Höhenrückens zwischen Rittschein- und Feistritztal, sowie vielleicht in der Bohrung Übersbach 1, dürften diesem Niveau entsprechen.

Daß der Kirchberger Schotter tatsächlich ein zwischen dem Kapfensteiner und dem Karnerberger Schotter gelegenes Niveau darstellt, geht aus der Überlagerung der drei Horizonte an der W-Flanke des Feldbacher Sarmatsporns im Raum zwischen Paldau, Berndorf, Kirchberg und Rohr

hervor. Für die stratigraphische Einstufung des Schotter brauchbare Faunen konnten in ihm selbst nicht gefunden werden. Ob der Fund von *Mastodon longirostris* KAUP am Rohrberg bei Edelsbach (nach M. MOTTIL, 1964, als typische Form zu bezeichnen) hierher gehört, ist ungewiß.

Zwischenserie zwischen Kirchberger und Karnerberg-Schotter. Über dem Schotter baut sich wieder eine Wechselagerung von Sanden und Tonen auf, die sich lithologisch nicht von jener in dessen Liegendem unterscheidet. Unmittelbar über dem Schotter folgen meist wenige Meter Sand und darüber Ton mit oft schön erhaltenen Pflanzenresten. Einer der best zugänglichen Punkte liegt SE Kirchberg, wenige Meter von der nach Berndorf führenden Straße in einem Hohlwegeinschnitt. Darüberhinaus wurden viele weitere neue Fundpunkte von Pflanzenresten entdeckt, die alle auf der Karte 1 : 50.000 (Taf. 2) vermerkt sind. Eine Bearbeitung der Floren würde wertvolle klimatische und ökologische Hinweise bringen.

Westlich der Auersbacher Schwelle wurde bisher in den durch Tagesaufschlüsse und Schußbohrungen gut erschlossenen Schichten nur ein einziger Molluskfundpunkt festgestellt. Er liegt S E l x e n b a c h, auf dem Höhenrücken zwischen Pickelbach und Petersdorfer Bach. Der sicher sehr kurzlebige, am Rand eines Rutschungsabrisse ENE Kote 385 gelegene Aufschluß erbrachte ein gehäuftes Vorkommen einer kleinen spathulaten *Congeria* sp., die stratigraphisch wertlos ist.

Östlich der Auersbacher Schwelle wurden in einem höheren Niveau der Serie in den Schußbohrungen bei L ö d e r s d o r f (F 435 bis 440) und im Raum von Ü b e r s b a c h, H a r t l und R i t t s c h e i n *Melanopsis*-Splitter und Ostracoden von hochunterpannonischem Habitus gefunden, die aber keine nähere Einstufung zulassen.

Karnerbergsschotter und dessen Hangendschichten; Vorkommen östlich des Raabtales. Die von A. v. WINKLER-HERMADEN (1927 b und 1927 c) nach den klassischen Aufschlüssen am Karnerberg (Straße Felzbach -- Riegersburg) benannten Schotter bilden am Karnerberg eine deutliche Geländestufe. Sie bestehen aus sandig-gebundenen, meist nuß-, selten bis kindsfaustgroßen Geröllen, die sich aus Quarz und Kristallin zusammensetzen. Vom Karnerberg aus konnten sie durch ein sehr dichtes Aufschlußnetz bis J o h n s d o r f N W Fehring verfolgt werden, wo sie die Talsohle erreichen. Gegen das Grazbachtal zu werden die Aufschlüsse spärlicher. Auch bei Riegersburg ist der Schotter schwach entwickelt, während er besonders bei L e m b a c h und U n t e r - und O b e r t i e f e n b a c h gut und an den Nschauenden Hängen des Rittscheintales zwischen Breitenfeld,

Ebersdorf und Rittschein leidlich aufgeschlossen ist. Bei der letztgenannten Ortschaft dürfte er endgültig nach E untertauchen. Aus dem Höhenvergleich der Aufschlüsse ergibt sich ein NE/SW gerichtetes Streichen und ein sehr flaches SE-gerichtetes Einfallen.

Nordöstlich des Raabtales sind in diesem Niveau zahlreiche Säugetierreste gefunden worden. Viele davon wurden in der letzten Zeit vom Steirischen Landesmuseum „Joanneum“ unter der tatkräftigen Leitung von Frau Kustos Dr. M. MOTTL aus höheren und tieferen Digitationen des Karnerbergschotters geborgen. Nach M. MOTTL (1954 a, 1964) sind folgende Fundpunkte zu erwähnen: Dörfl b. Kornberg (b. Feldbach) und Altenmarkt b. Riegersburg mit *Mastodon longirostris* KAUP; Breitenfeld b. Riegersburg mit dem gleichen urtümlichen *longirostris*-Typ wie aus Kornberg und außerdem *Miotragocerus pannoniae* (KREZ); Obertiefenbach b. Fehring mit *Mastodon angustidens* CUV. — *longirostris* KAUP (Übergangsform); Fangberg b. Obertiefenbach mit *Mastodon longirostris* KAUP (typisch); Rabl b. Tiefenbach mit *Miotragocerus pannoniae* (KREZ.); Ruppertsdorf b. Söchau mit *Mastodon longirostris* KAUP und Kühberg b. Söchau, desgleichen, jedoch ein etwas entwickelterer Typ; Tautendorf und Ebersdorf b. Söchau mit *Hipparion gracile* KAUP-Resten (primitive Typen), bei letzterem Fundpunkt außerdem *M. longirostris* (typisch).

Eine Brücke zwischen den Vorkommen der Karnerbergschotter im klassischen Aufschlußbereich und ihrer Fortsetzung westlich der Raab stellen die isolierten, in einer durchschnittlichen Höhe von 430 m liegenden, nur von geringmächtigen Sand-Ton- und Kieskappen bedeckten Erosionsrelikte des Schotters auf den Höhen beiderseits von Mitterfladnitz und W Klein Maria-Zell dar. In den Profilen des von Rohr nach N zu Kote 430 ansteigenden Höhenrückens ist die Übereinanderfolge von Kirchberger Schotter, dessen Hangendpaket und dem Karnerbergschotter gegeben.

Vorkommen westlich der Raab. Der Sprung über das Raabtal bietet sich auf der Höhe von Zöbing auf dem topographisch höher aufragenden Rücken zwischen Goggitschbach- und Pickelbachtal an, wo am Holzmannsdorfberg b. St. Marein a. Pikelbach nach M. MOTTL (1964) *Hipparion gracile* (KAUP), *Dinotherium giganteum* KAUP, *Aceratherium incisivum* KAUP, ein *Chalicotheride*, *Hypotherium palaeochoerus* (KAUP) und *Dorcatherium naui* KAUP (primitive Stadium) gefunden wurde. Aus den Hangendsanden stammen die von A. PAPP (fide M. MOTTL, 1964) bestimmten Landschnecken *Galactochilus* sp. und *Cepaea leobersdorfensis* WENZ (im Wiener Becken typisch für Zo-

ne D.). Von E nach W steigt das Niveau hier von ca. 430 m auf ca. 480 m an und erweist sich jenseits einer Einsattelung beim Erkoschlöbl als anscheinend tiefere Digitation der Kalkgeröll-reichen Schotter des Schemerl (siehe unten). S Schemerl, entlang der Straße nach Schloß Pirkwiesen, sind die Verhältnisse infolge mehrfacher Verfingering der Schotter nicht sehr klar, doch dürfte das Niveau bei Schloß Pirkwiesen dem kalkreichen Schotter von Schemerl einerseits, und dem Erosionsrelikt des Graberberges W Zöbing andererseits entsprechen.

Einer tieferen Lage dürften jene Sande und Schotter angehören, die sich nahe der Höhe des Sengerberges (Kote 509), über Hoheggberg (Kote 469), Scheiblerberg (Kote 422) bis N Paldau hinziehen. Sie nehmen hier annähernd die gleiche Höhe ein, wie die oben erwähnten Schotterzüge östlich der Raab im Raum von Mitterfladnitz, womit der Korrelationskreis beiderseits des Raabtales geschlossen erscheint.

Die Schemerl-Schotter (Taf. 5, Profil 3) sind von dieser Lokalität auf dem Höhenrücken südlich des Laßnitztales bis SW Gleisdorf und nach N über den Buckelberg in Richtung Laßnitzhöhe zu verfolgen. Die Petrographie der Gerölle dieser Schotter wurde in letzter Zeit von J. HANSELMAYER eingehend in der Schottergrube Griessl (1958, 1959, 1960) bei Laßnitzhöhe studiert.

Aus der Schottergrube Griessl liegt die vielleicht umfangreichste pannonische Wirbeltierfauna der Steiermark vor, die nach M. MOTTL (1954, 1955, 1964) folgende Arten umfaßt: *Miotragocerus pannoniae* (KRETZ.), *Dinotherium giganteum* KAUP, *Mastodon longirostris* KAUP, *Aceratherium incisivum* KAUP, *Brachypotherium goldfussi* KAUP, *Hipparion gracile* (KAUP), *Anchitherium aurelianense* (CUV.), *Hyootherium palaeochoerus* (KAUP) und *Hipparion gracile* KAUP (fortschrittll. Typ.)

Dem gleichen Niveau gehören die Schottergruben Adler und Erkoschlöbl in Brunn bei Nestelbach an. Außer *Hipparion*-Resten (fortschrittliche *gracile*-Typen) wurden in beiden Gruben noch *Miotragocerus pannoniae* (KRETZ.), *Dinotherium giganteum* KAUP, *Aceratherium incisivum* KAUP gefunden, in der ersteren außerdem noch *Anchitherium aurelianense* (CUV.) und *Mastodon longirostris* KAUP (typisch), in der letzteren *Dorcatherium navi* KAUP. Aus den Hangendsanden und -tegeln der Grube Erkoschlöbl bestimmte A. PAPP *Tropidomphalus zelli depressus* WENZ und *Tacheocampylea* sp. Ebenfalls in dieses Niveau dürften die Fundpunkte von Dornegg b. Nestelbach mit *Hipparion*-Resten (nach M. MOTTL, 1954 a und 1964, fortschrittliche *gracile*-Typen) und Schemerl, Sandgrube am Weg nach Nestelbach mit *Mastodon longirostris*

KAUP zu stellen sein (M. MOTTL, 1964). Eine kleine Schottergrube auf der Höhe S U n t e r l a ß n i t z lieferte nach brieflicher Mitteilung von E. THENIUS einen Zahn von *Dinotherium* aff. *giganteum* KAUP. Alle diese Schotter führen reichlich Kalkgerölle.

Daß diese Schotter, deren Gehalt an Kalkgeröllen — wie die Untersuchungen von J. HANSELMAYER zeigen — stark schwanken kann, nach SE und E in feinere Quarz-Kristallinschotter übergehen, spricht für allmähliche Auflösung der karbonatischen Komponenten in südlicher Richtung und für Herkunft der Schotter aus dem Norden.

Über den Kalkgeröll-führenden Schottern liegt bei Schemerl-Erko-schlößl Ton, Sand und Kies, der bis auf oben genannte Funde fossilleer ist. Ähnliche Schichten bedecken auch die Karnerbergschotter zwischen Schemerl und Paldau. Mit ihnen findet die pannonische Schichtfolge westlich der Raab ihren Abschluß. Im östlichen Teil des Beckens dürfte ihnen eine fossilarme, sandig-tonige Schichtfolge entsprechen, die im Raum zwischen J o h n s d o r f und R i t t s c h e i n zwischen den Karnerbergschottern im Liegenden und den relativ fossilreichen Schichten von Loipersdorf und Unterlamm im Hangenden eingeschaltet sind. In dieser Serie wurden in Aufschlüssen SW Rittschein, an der Straße nach Oberhatzendorf, unbestimmbare Ostracoden und mehrfach Fischzähnnchen festgestellt. Die gleiche Fauna brachten die Schußpunkte F 507 und 508 SW Ebersdorf. Ihre Fortsetzung südlich des Raabtales ist, ebenso wie die der Karnerbergschotter, noch unklar.

Mittelpannon, Zonen D und E

Ebenso wie die tieferen Zonen des Pannons, zeigen auch die Zonen D und E gewisse Abweichungen gegenüber dem Wiener Becken und es ist auch in ihrem fossilreichsten Verbreitungsgebiet, nämlich in der weiteren Umgebung von Stegersbach (S-Burgenland) schwer, sie voneinander zu trennen.

Im östlichen Teil des Kartenblattes (Beilage 2) nehmen diese beiden Zonen, die hier als „Schichten von Loipersdorf und Unterlamm“ zusammengefaßt werden, im steirisch-burgenländischen Grenzgebiet einen Gebietsstreifen ein, der südlich der Raab rasch an Breite abnimmt, da der höhere Taborer Schotter hier weit nach W vorlappt. In nördlicher Richtung scheint der Mittelpannonausbiß weiterhin an Breite zuzunehmen und sich über das Feistritztal hinweg in den W-Teil des Südburgenlandes bis über S t e g e r s b a c h (F. SAUERZOFF, 1950, 1952) hinaus fortzusetzen. Im Gebiet zwischen Günser Gebirge und dem Eisenberg wurden Äquivalente dieser Schichten durch A. PAPP und A. RUTTNER (1952) in Kohlebohrungen nachgewiesen.

Lithologisch ist das Mittelpannon im Kartierungsgebiet durch eine Wechsellagerung von Sanden und bunten Tonen mit untergeordneten Kieslagen ausgezeichnet. Gegen das Hangende zu schaltet sich ein Kohlenflöz ein, das von Schiefer über Hohenbrugg zwischen Magland und Grieselstein, Gillersdorf bis Hendorf im Burgenland zu verfolgen ist und auch in einigen Schußbohrungen angefahren wurde. Ein kleines Flözchen bei Weinberg dürfte einem etwas tieferen Niveau angehören. Die meisten Vorkommen standen vorübergehend im Abbau. Die Mächtigkeiten der Kohle dürften an keiner Stelle 70 bis 80 cm überschritten haben.

Bisher waren aus diesem Schichtpaket, dessen Abgrenzung gegen W auch jetzt noch als vorläufige zu bezeichnen ist, nur an zwei Stellen Makrofossilreste bekannt. Von Petersdorf bei Fehring erwähnt D. STUR (1871) *Melanopsis martiniana* FÉR. von einem auch später oft angeführten, aber niemals wieder aufgefundenen Fundpunkt. Von den Kögeln S Fürstenfeld führt A. v. WINKLER-HERMADEN (1952) pannonische Fossilien an. Diese konnten wieder aufgefunden werden. Ferner wurden weitere Funde S Rittschein (NW Kogl, Kote 398) und auf beiden Talseiten zwischen Unterlamm und Oberlamm getätigt. Meist handelt es sich um schlecht erhaltene Abdrücke oder Reste von *Congerina* sp., *Melanopsis* sp. und Ostracoden. Letztere konnten auch in Schußbohrungen NW Stein (z. B. F 1596) im Lammachtal (F 1377, 1382, 1387) und im Raabtal (F 467 — 469, 471, 475) beobachtet werden. Neue Schußbohrungen im Petersdorfer Tal bei Fehring brachten ebenfalls Makro- und Mikrofossilien.

Wenn die bisherigen Funde auch noch relativ spärlich sind, fällt der Gegensatz in der Fossilführung gegenüber den Liegendschichten sofort auf. Während die schlecht erhaltenen Molluskenreste noch keine stratigraphische Zuordnung zulassen, deuten die Ostracoden auf enge Beziehungen zu den Schichten von Stegersbach hin. Säugetierfunde liegen aus tiefen Lagen dieses Schichtpaketes von Unterlamm, wo Reste von *Aceratherium incisivum* KAUP, und höheren Lagen bei Schiefer (E Fhring) vor, wo solche von *Hyotherium* cf. *soemmeringi* MAYER aufgefunden wurden.

Daß die Kohlen von Schiefer etc. nichts mit jenen von Eberau im Pinkatal und Oberneuberg S Oberwart (Burgenland) zu tun haben, geht daraus hervor, daß jene eng mit dem Oberpannon F („Congerianschnäbelhorizont“) verknüpft sind, das hier jedoch, wohl durch Erosion, fehlt.

Oberpannon G -- H

Da die Zone F im Kartierungsgebiet ausfällt, liegt der Taborer Schotter mit einer Schichtlücke auf dem Mittelpannon. Besonders

mächtig und gut aufgeschlossen ist er entlang der steirisch-burgenländischen Grenze SE Fehring zwischen Schüttlgreith und Deutscheck. Hier dürfte er sogar auf höhere Teile des Unterpannons überlappen. Nördlich der Raab verliert er an Mächtigkeit und greift weniger weit auf das Mittelpannon über, wodurch dieses an Breite zunimmt. Nördlich der Feistritz scheint er vielfach zu fehlen.

Die Gerölle dieses Schotterzuges sind vorwiegend haselnuß- bis nußgroß. Quarz wiegt vor, Kristallin tritt stark zurück, Karbonate fehlen. Als Herkunftsgebiet dieser Schotter dürfte ebenfalls der N- und W-Rand des Steirischen Beckens in Frage kommen.

Im Hangenden der Taborer Schotter folgt eine vorwiegend tonige Serie, die sich in den Bohrungen durch sehr auffällige blaugrüne Farbtöne erkennen läßt. Sie hat bisher keine Mollusken oder Ostrocoden geliefert. Diese Ablagerungen sind besonders charakteristisch in den Schußbohrungen auf burgenländischem Boden zwischen Gillersdorf und Grieselstein und Jennersdorf ausgebildet. Sie werden als „Schichten von Jennersdorf“ oder „Blaugrüne Serie“ bezeichnet und vorläufig in die Zone G des Oberpannons gestellt.

Die Süßwasserkalke von Kirchlödtsch und Königsberg im Burgenland (F. SAUERZOPF, 1952) dürften stratigraphisch höher liegen und der Zone G oder H entsprechen.

Die auf den E-Teil des Steirischen Beckens beschränkten Schichten des Mittel- und Oberpannons zeigen durchwegs ein Einfallen gegen E. Dieses hält auch im Bereich der nördlichen Teile der Südburgenländischen Schwelle an, wie die Untersuchungen der seinerzeitigen Sowjetischen Mineralölverwaltung im Raum südlich des Eisenberges zeigen.

Dieses Gebiet liegt, wie auf Profil Abb. 2 ersichtlich ist, bereits am E-Rand des Raabgrabens, der durch seine starken pannonischen Absenkungsbewegungen, ein Charakteristikum des Westpannonischen Raumes jenseits der Südburgenländischen Schwelle, sein Gepräge erhielt. Das Ausmaß der pannonischen Absenkung bzw. Kippung ist auf dem nach der Bezugsebene für Oberkante Sarmat rekonstruierten Profil B auf Abb. 2 ersichtlich.

d) Paläogeographische Entwicklung

Mit beginnendem Pannon nimmt die, an der Torton/Sarmat-Grenze besonders deutlich werdende Verbrackung der Paratethys im Pannonischen Becken eine neue, fast übergangslose Wendung. Die meisten Nachfahren mariner Tiergruppen erliegen nun endgültig den extrem ausgesüßten, oligohalinen Umweltsbedingungen.

Die Absenkungsbewegungen innerhalb des Steirischen Beckens sind unbedeutend. Es kommt nur zu geringfügigen weiteren Eindellungen im Bereich der Hauptmuldenachse. Die sandig-tonigen, geringmächtigen Ablagerungen sind mit Ausnahme des makro- und mikrofossilreichen tiefen Unterpannons B und des hauptsächlich im steirisch-burgenländischen Grenzgebiet verbreiteten Mittelpannons D-E fossilarm. Vorübergehende, wohl durch Klimaschwankungen begünstigte Verlandungen finden in ausgedehnten, gegen den Beckennordrand mächtiger werdenden Schotterdecken ihren Ausdruck. Die Sedimentation läßt deutliche Zyklen erkennen. Die Aufeinanderfolge von fluviatilen Schottern, pflanzenführenden Tonen (z. T. mit Kohleflözchen), limnischen Tonen und Sanden wiederholen sich mehrfach.

Der gegen den N-Teil des Gesamtbeckens verschobene Verbreitungsbe- reich der pannonischen Ablagerungen ist der letzte deutliche Ausdruck der den Beckenachsenachse nach N, wobei allerdings die raumgreifende Ein- beziehung nördlicher Beckenteile nicht das Ausmaß erreicht wie im Sar- mat, sondern sich auf geringfügige Überlappungen beschränkt.

Im Gegensatz zum Steirischen Becken erreichen im benachbarten Westungarn, ebenso wie in Nordjugoslawien die Absen- kungsbewegungen gewaltige Ausmaße, und zwar jenseits einer NE — SW streichenden Linie, die etwa der heutigen Südburgen- ländischen Schwelle folgt (siehe Kapitel VI).

6) Daz

In das Daz werden mit A. v. WINKLER-HERMADEN (1951 b) die an ein- zeln Stellen (Stradnerkogel, Klöch) unter den Basalttuffen und Basal- ten erhaltenen Reste einer Schotterdecke gestellt. Diese „präbasal- tischen Schotter“ setzen sich nach diesem Forscher im Silber- berg (ungarisch-jugoslavische Grenze östlich der Grundgebirgsinsel St. Anna a. Aigen) fort, wo sie dem Pannon mit Rotlehmsedimenten aufru- hen, was für nachpannonisches Alter spricht. Auch für die Basaltaufbrüche des Plattenseegebietes wird nunmehr von A. v. WINKLER- HERMADEN im Gegensatz zu L. v. LOCZY (1913) und anderen nachpanno- nisches Alter vertreten. Sowohl die präbasaltischen Schotter, als auch die Basaltdecken (siehe unten) ruhen im Steirischen Becken diskordant einem bereits weitgehend eingeebneten Tertiärrelief auf. Beide stammen aus einer Zeit, in der in der Steiermark und dem angrenzenden West- Ungarn die tertiären Absenkungsbewegungen schon im wesentlichen zum Stillstand gekommen waren.

V. Zum jungtertiären Vulkanismus der Steiermark

Obwohl sich die vorliegende Studie auf die Behandlung stratigraphischer Fragen beschränkt, fällt es schwer, auf einen kurzen Hinweis auf den klassisch gewordenen steirischen Vulkanismus zu verzichten. Die Doppelkuppe des Gleichenberger Vulkanmassives, der stolze, von der Riegersburg gekrönte Basalttuffelsen sind Wahrzeichen und Kleinode der oststeirischen Landschaft. Für den Geologen sind es zwei besondere Beispiele aus den vielen Erscheinungsformen einer großen, sich von der Save bis zum Plattensee ausdehnenden, jungtertiären Vulkanprovinz (A. HAUSER, 1954).

In stratigraphischer Hinsicht läßt sich der steirische Vulkanismus in einen mittelmiozänen (oberhelvetisch-untertortonischen) und einen jungpliozänen (dazischen?) Zyklus gliedern. Im Zeitintervall zwischen diesen beiden Zyklen ist im Steirischen Becken selbst keinerlei vulkanische Aktivität nachzuweisen. Im benachbarten Oberpullendorfer Becken werden die Basalte von Oberpullendorf-Stoob durch F. KÜMEL (1936) in das Sarmat und durch H. KÜPPER (1957) in das tiefste Pannon gestellt. K. SCHOKLITSCH (1962) und A. v. WINKLER-HERMADEN (1962) halten jedoch auch diese Basalte für gleichalterig mit jenen der Oststeiermark und des Plattenseegebietes.

(1) Während des mittelmiozänen Zyklus wurden intermedia-re bis saure andesitisch-dazitische bzw. trachyandesitisch-trachytisch-quarztrachytische Laven gefördert. Diesem Zyklus werden hier, abgesehen von vielen kleineren Erscheinungsformen, vier größere geschlossene vulkanische Körper zugeordnet; und zwar die Vulkangebiete von Gleichenberg, Landorf, Kalsdorf bei Ilz und Weitendorf — Wundschuh (Taf. 1). Ausführliche neue Zusammenstellungen der petrographischen und petrochemischen Literatur über das Gleichenberger Vulkangebiet finden sich vor allem in H. HERITSCH (1963 a und b).

Für die Altersstellung dieser offenbar auch in petrographischer Hinsicht verwandten Effusiva (A. HAUSER, 1954; H. HERITSCH, 1963 b) werden schon im stratigraphischen Teil zahlreiche Hinweise gegeben, die für eine Einstufung des älteren Zyklus in die Zeitspanne zwischen Oberhelvet (Karpát) und tiefem Torton (Lagenidenzone) sprechen. Die Gesichtspunkte für die Alterseinstufung sollen bei Besprechung der einzelnen Vulkangebiete aufgezeigt werden.

Das Vulkangebiet von Gleichenberg (genaue Zusammenstellung der petrographischen Literatur in H. HERITSCH, 1963 b) ragt nur zu einem geringen Teil mit seiner Gipfelregion, den Gleichenberger Ko-

geln, aus der tertiären Umhüllung empor. Der weitaus größere Verbreitungsbereich ist von tortonisch-sarmatischen Ablagerungen verhüllt. Die heute auf Grund der Auswürflinge in jungen Basalttuffen, der Reflexionsseismik der RAG, der magnetischen Messungen (M. TOPERCZER, 1947 a) und der in diesem Zusammenhang sehr wichtigen Tiefbohrung Paldau 1 und Bohrung F 1067 der RAG bei Perlsdorf mögliche, recht genaue Abgrenzung der Vulkanite ist auf Taf. 1 versucht worden.

Die an der Westflanke des Vulkangebietes gelegene Tiefbohrung Paldau 1 fuhr die Gleichenberger Gesteine unter den tuffführenden Ablagerungen der Lagenidenzone des Torton von 1.087.0 bis 1.440.4 m (Endtiefe) an, ohne sie zu durchteufen. Nach vorläufigem makroskopischem Befund handelt es sich um dunkle, vorwiegend brekziöse Trachyandesite und dazwischengeschaltete Tuffe mit weitgehenden tonigen Umwandlungen und Opalisierungszonen.

Weitere Daten zur Abgrenzung nach N erbrachte vor allem der durch besonders zahlreiche und große Auswürflinge von Gleichenberger Gesteinen ausgezeichnete, neu aufgefundene Basalttuff von Gniebingberg (s. unten).

Zur Festlegung der oberen Altersgrenze der Gleichenberger Eruptiva waren folgende Gesichtspunkte maßgeblich:

a) Das tiefste obertags anstehende Schichtglied der tertiären Umhüllung der Gleichenberger Kogeln gehört dem tieferen Obersarmat an. Auf Grund dieser Tatsache wurde schon von den früheren Beobachtern das Alter als vorobersarmatisch angegeben.

b) In den Nulliporenkalk-Auswürflingen des jungpliozänen Basalttuffes von Unterweißenbach bei Feldbach konnte A. v. WINKLER-HERMADEN (1927 b, 1939) Geröllchen von Gleichenberger Eruptivgestein in Nulliporenkalken aufgearbeitet feststellen und schloß daraus, daß die „Gleichenberger Ausbrüche älter als die tortonischen Riffkalke seien (1939, S. 186).“ Diese Schlußfolgerung stellte bis vor kurzem die einzige Altersbegrenzung der Eruptiva gegen das Hangende dar.

c) Die von der RAG niedergebrachte Aufzeitbohrung F 1067 bei Perlsdorf NW Gnas (Taf. 5, Profil 4) fuhr unter einem stark verkieselten Nulliporenkalk von 210.30 bis 226.00 m stark umgewandelte Gleichenberger Gesteine (Trachyandesite?) an. Den Nulliporenkalk müssen wir im Vergleich mit der Tiefbohrung Paldau 1 dem Mitteltorton zuordnen. Daraus ergab sich vor-mitteltortonisches Alter der Gleichenberger Gesteine.

d) Nach den in der Tiefbohrung Paldau 1 angetroffenen Verhältnissen klingt die vulkanische Tätigkeit des Gleichenberger

Gebietes mit dem Ende des Untertortons aus, während ihr Paroxysmus früh-untertortonisch bis oberhelvetisch ist.

Über die in Angriff genommenen absoluten Alterbestimmungen an Sanidinen der Quarztrachyte der „Kleinen Klaus“ bei Gleichenberg liegen noch keine Daten vor. Der Beginn der Eruptionen läßt sich im Gleichenberger Gebiet selbst noch nicht stratigraphisch erfassen.

Das Vulkangebiet von Landorf wurde erstmalig durch magnetische Messungen (M. TOPERCZER, 1947 a) nachgewiesen und durch eine reflexionsseismische Linie der ROHÖL-GEWINNUNGS A. G. bestätigt. Die Andesite und Dazite, die in der Tiefbohrung Perbersdorf 1 und in benachbarten Strukturbohrungen der Fa. R. F. van SICKLE mit fossilführenden Beckensedimenten wechsellagern (A. HAUSER und J. KAPOUNEK, 1953), sind zweifellos Zeugen eines randlichen Verzahnungsbereiches zwischen den Sedimenten und Vulkaniten, die dieser großen Anomalie zuzuordnen sind.

Die kürzlich von der RAG niedergebrachte Tiefbohrung Mitterlabill 1 wurde auf einem reflexionsseismischen Hoch angesetzt, das sich genau mit dem Maximum einer Nebenanomalie des Landorfer Anomalie (M. TOPERCZER, 1947 a) deckt.

Diese Bohrung fuhr unter der normal entwickelten Bulimina-Bolivina-Zone des Torton nach H. HERITSCH (1965) andesitische und dazitische Gesteine an, die mit Beckensedimenten verzahnt sind. Abgesehen von dünneren Einlagerungen, sind die mächtigen Vulkanitserien folgender Tiefbereiche besonders erwähnenswert: 373.6 bis 927.0 m, 1400.0 bis 1470.0 m, 1565.0 bis 1620.0 m. Die petrographische Bearbeitung durch H. HERITSCH ist im Gange.

Zur Alterseinstufung der Vulkanite läßt sich in der Bohrung Perbersdorf 1 folgendes feststellen: Wie schon im stratigraphischen Teil genauer erörtert, setzen die Tuffe, Dazite und Andesite praktisch gleichzeitig mit den marinen Sedimenten an der Basis des Oberhelvets ein und halten im weiteren Raum von Perbersdorf (Strukturbohrungen von R. K. van SICKLE) bis zur Oberkante des Untertortons (Lagenidonezone) an (s. Tafel 4). Die vulkanischen Zwischenlagen sind nur wenige Meter mächtig. Sie sind durch, in ihrer Dicke stark schwankende Sedimentlagen getrennt. Dies spricht für eine verschieden stark pulserende Magma- und Tuff-Förderung.

Auch die Tufflagen der Bohrung Mureck 1 (A. v. WINKLER-HERMADEN, 1944), die Dazittuffe im oberhelvetischen (karpatischen) Schlier S des Urkogels bei Gamlitz (A. v. WINKLER-HERMADEN, 1939, A. HAUSER, 1953),

die Tuffe in dem gleichaltrigen Schlier der Windischen Büheln, wie bei Marburg, Unt.-Kunigund und Ranzenberg sowie die Tuffe in den sog. „Basalen marinen Mergeln des Possruck's“ (A. WINKLER, 1913 b und A. v. WINKLER-HERMADEN, 1944), die hier ebenfalls dem Oberhelvet zugerechnet werden (s. oben), könnten mit dem nahen Landorfer Massiv in Zusammenhang stehen. Offenbar sind also die vulkanischen Erscheinungen, die von A. HAUSER und J. KAPOUNEK (1933), A. HAUSER (1954) und H. HERTSCH (1963 b) unter dem Begriff des „Vulkangebietes von Mureck-Retznei“ bzw. „Mureck“ zusammengefaßt werden, nur mehr oder minder periphere Bildungen des großen Landorfer Vulkanmassivs.

Das Vulkangebiet von Kalsdorf (NE Ilz) war auf Grund magnetischer Messungen zu vermuten, den ersten unmittelbaren Hinweis auf seine Existenz erbrachte aber erst die Tiefbohrung Walkersdorf 1 der Rohöl-Gewinnungs A. G.

Durch die Aufnahmen von O. HAUSER und B. KUNZ (unveröffentlichte Karten) war hier, mit dem Maximum von über 100γ bei Kalsdorf (NE Ilz) eine ausgedehnte starke positive Anomalie der magnetischen Vertikalintensität festgestellt worden.

Daß es sich bei dieser Anomalie, ebenso wie bei Landorf — Mitterlabill um ein gänzlich von tertiären Ablagerungen bedecktes, ausgedehntes Vulkangebiet handeln sollte, erwies erst die im Jahre 1964 niedergebrachte Tiefbohrung Walkersdorf 1. Sie fuhr nämlich unter einer stratigraphisch dem Untertorton zugeordneten Wechsellagerung von Tuffen, Tuffsandsteinen, veräderten Vulkaniten und reichlich mikrofossilführenden Tonmergeln von 1.046.00 bis 1.156.00 m ein hartes Eruptivgestein an, das nach H. HERTSCH (1965) trachytisches Gestein ist. In den darunter liegenden helvetischen Ablagerungen fanden sich nur fragliche, kaum mehr als 2 bis 4 m mächtige Vulkaniteinschaltungen. Wir dürften hier somit in einem peripheren Verzahnungsbereich eines durch die genannte magnetische Anomalie repräsentierten Vulkangebietes stehen.

Bei der, im einzelnen natürlich noch unsicheren Abgrenzung folgen wir einstweilen der 40γ — Isanomale, da diese unmittelbar die Tiefbohrung Walkersdorf 1 streift. Die westliche Grenze dürfte auf Grund des Isanomalen-Verlaufes etwa bei Nestelbach (W Ilz), die östliche zwischen Altenmarkt und Fürstenfeld, und die nördliche N Hainersdorf liegen, die südliche ist durch die Tiefbohrung Walkersdorf 1 und das Rittscheintal gegeben (s. Taf. 1). Die außerhalb dieser Fläche gelegene Tiefbohrung Übersbach 1 durchteufte jedenfalls außer dünnen Tufflagen keine festen Vulkanite.

Eine wesentlich geringere Ausdehnung als die drei genannten Vulkangebiete hat das zum größten Teil von tertiären und quartären Ablagerungen bedeckte Vulkangebiet von Weitendorf und Wundschuh. An der Tagesoberfläche tritt es nur im großen Steinbruch von Weitendorf in Erscheinung, über welchen H. HERITSCHE (1963 a) eine ausführliche Zusammenstellung der Literatur gibt, auf die hier daher nicht nochmals eingegangen werden soll. Das steinbruchstechnisch als „Basalt“ bezeichnete Gestein ist petrographisch nach K. SCHOKLITSCH als Shoshonit anzusprechen.

Das Alter des Weitendorfer Shoshonites ist noch umstritten und kann wohl aus der lokalen Situation allein nicht geklärt werden. Nach A. WINKLER und A. v. WINKLER-HERMADEN (1914/15 — 1957) handelt es sich wie bei den oststeirischen Basalten um einen jungpliozänen Vulkanit. Nach H. FLÜGEL, A. HAUSER und A. PAPP (1952) wurde der „Basalt“ als weitgehend erstarrter Körper über fossilführende Tonmergel bewegt. Diese waren in den letzten Jahren vorübergehend an der Sohle des Steinbruches aufgeschlossen. Die Molluskenfauna wurde von A. PAPP in obiger Arbeit als helvetisch bis untertortonisch gedeutet. Nach mikropaläontologischen Untersuchungen der RAG handelt es sich um Äquivalente der Lagenidenzone des Untertorton. Da die Shoshonite von Weitendorf unmittelbar von den Ablagerungen der pleistozänen Kaiserwaldterrasse bedeckt werden, ist die mögliche Zeitspanne ihrer Eruption hier nur auf das Zeitintervall zwischen Untertorton bis Altpleistozän einzuengen.

Der nördlich von Weitendorf bei Wundschuh in einer Schußbohrung der RAG von 33 bis 35 m angefahrne blasige Andesit, über den A. HAUSER und K. KOLLMANN (1954) berichten, wird im Intervall von 17 bis 33 m von basalem, feinkörnigem Schotter, Ton und Sand überlagert, die zwar fossilfrei, aber sicher in das Tertiär, und nach der regionalen Lage wahrscheinlich in das höhere Torton zu stellen sind. Erst darüber folgen die pleistozänen Schotter der Terrasse des Grazer Feldes.

Die blasige Ausbildung des Wundschuher Gesteins läßt auf freien Ausfluß der Lava mit starker Gasexpansion schließen. Dies und die Tatsache, daß die tertiären Ablagerungen dem Andesit mit Basisbildungen auflagern, schließt die Möglichkeit seiner späteren seitlichen Intrusion in die tertiären Ablagerungen aus. Trotz aller Unsicherheiten in der Einstufung der Deckschichten spannt sich das wahrscheinliche Zeitintervall für die Eruption zwischen Untertorton (einschließlich) bis Obertorton (ausschließlich). In Analogie mit dem Gnaser Becken (Perbersdorf 1) wäre daher an Untertorton zu denken. Bei späteren Bohrungen in diesem Gebiet müßte streng darauf geachtet werden, ob sich zwischen

den pleistozänen Schottern und dem Andesit die tertiären Ablagerungen in fleckhafter Verbreitung ausdehnen. Ferner müßten sie sorgfältig auf ihre Fossilführung untersucht werden.

Wenn heute ein Zusammenhang zwischen den Gesteinen von Weitendorf und Wundschuh auch noch nicht nachgewiesen ist, so ist ein solcher mit Rücksicht auf die geringe Entfernung von etwa 3 km anzunehmen. Sicher ist jedoch damit zu rechnen, daß sich der Andesit von Wundschuh von der genannten Bohrung noch mindestens 1,5 km in nördlicher Richtung fortsetzt. Es sind nämlich zwischen Wundschuh und Kasten von M. TOPERCZER (1947 b) noch zwei starke positive Anomalien der Vertikalintensität (A und B) ermittelt worden, die genau jener entsprechen, auf der die genannte Schußbohrung den Andesit tatsächlich erbohrt hat (Anomalie C).

Auf zahlreiche, diesem Zyklus zuzuordnende Tuffe wurde bereits im stratigraphischen Teil bei Besprechung des Oberhelvets und Untertortons hingewiesen. Die meisten dieser Tuffe und der aus ihnen entstandenen Bentonite dürften von Aschen der drei großen Vulkanzentren von Landorf — Mitterlabill, Gleichenberg und Kalsdorf stammen. Außerdem kann es noch mehrere kleinere tuffliefernde Eruptivspalten gegeben haben, von deren Existenz wir noch nichts wissen.

Auch die Tuff- und Bentonitvorkommen in den Ablagerungen der inneralpinen Tertiärbecken der Ostalpen sind sicher von windvertragenen Aschen dieser Zentren abzuleiten.

Bei rückschauender Betrachtung der geographischen Lagebeziehung der vier bisher bekannten Vulkangebiete des mittelmiozänen Zyklus im Steirischen Becken, fällt ihre streng bogenförmige Anordnung auf. Da die drei größten Vulkankörper von den tiefsten Beckenteilen (Gnaser, Fehringer und Fürstenfelder Becken) begleitet werden, aus welchen sie mit steilen Flanken emporragen, liegt der Schluß nahe, die intensivsten vulkanischen Äußerungen zu den Zonen größter Absenkung in Beziehung zu setzen.

Als drittes großes Ereignis gesellt sich zu diesen eng verknüpften Vorgänge noch die praktisch gleichzeitig mit dem Vulkanismus einsetzende marine Ingression hinzu.

(2) Während des jungpliozänen basaltischen Zyklus wurden atlantische Nephelinite, Nephelinbasanite etc. und dazugehörige Tuffe gefördert, die die gesamte tertiäre Schichtfolge des Steirischen Beckens durchstoßen. Im Gegensatz zu den breiten Schildvulkanen des ersten Zyklus handelt es sich um oberflächliche Lavadecken, Intrusionen und Tufftrichter, die an dünnen Stielen (pipes) sitzen. Durch die reflexionsseismischen Untersuchungen der RAG konnte die Abnahme des

Durchmessers dieser Vulkankörper gegen die Tiefe zu, sowohl im Basaltuffgebiet von Altenmarkt bei Riegersburg als auch am S-Ende des Basaltuffes von Stadt- und Landbergen bei Fürstenfeld nachgewiesen werden.

Die Anzahl der Durchbruchstellen beträgt im Steirischen Becken (einschließlich des Südburgenlandes) ca. 30 bis 40. (Diese Zahlenangaben hängen davon ab, wie weit die einzelnen Basaltuffvorkommen eines engeren Gebietes einem einzigen, oder mehreren Zubringerschloten zugeordnet werden). Drei neue, selbständige Durchbrüche wurden vom Verfasser bei der Detailkartierung aufgefunden (Taf. 2). Eine genaue Bearbeitung dieser Vorkommen wurde leider durch den allzufrühen Tod von Herrn Prof. Dr. A. HAUSER unterbrochen, jedoch liegt ein gemeinsamer, zusammenfassender Bericht vor, der nach Durchführung der noch nötigen Ergänzungsuntersuchungen veröffentlicht werden soll.

Das Vorkommen von Farchauberg bei Unterstang ist das größte davon und umfaßt eine Oberfläche von ca. 8 ha. Es handelt sich um einen lehmigen, agglomeratischen Tuff, der morphologisch jedoch nicht sonderlich in Erscheinung tritt und daher bisher übersehen wurde. Er führt als Auswürflinge basaltische Gesteine und Sedimentbrocken.

Das Vorkommen von Gniebingberg, NW Feldbach, besteht aus drei in NS-Richtung gestreckten Teilkörpern, deren Umrißformen auf Spalteneruptionen hindeuten. Die Gesamtoberfläche ist ca. 2 ha. Eine Besonderheit stellen die massenhaften Einschlüsse von Gesteinen dar, die enge Beziehungen zu den Gleichenberger Vulkaniten haben.

Das Vorkommen von Untertiefenbach, SW Söchau ist sehr klein. Seine Oberfläche umfaßt etwa 0,5 ha. Morphologisch tritt es überhaupt nicht hervor. Petrographisch ist es durch ein wirres Gemenge von Lehm, Quarzgeröllen, Bruchstücken von Sandsteinen und Knollen von basaltischem Stoff mit mehr oder minder großem Kalkanteil zu bezeichnen.

Zur Altersfrage der basaltischen Eruptiva konnten keine neuen Beobachtungen gemacht werden. Es wird daher hier die Einstufung von A. v. WINKLER-HERMADEN in das Daz übernommen.

Wie bereits A. HAUSER (1954) andeutet und die neueren Untersuchungen von H. HERITSCH (1963) und seiner Schule zeigen, herrschen in geochemischer Hinsicht nicht nur innerhalb der Gesteine des miozänen, sondern auch zwischen diesen und jenen des jungpliozänen Zyklus fließende Übergänge, die auf enge Verwandtschaft des Stammagmas hindeuten. Der Begriff einer, sämtliche vulkanische Erscheinungen im Raum zwi-

schen Save und Plattensee umfassenden „Vulkanprovinz“ ist daher gerechtfertigt.

Bei den Vorkommen des jungpliozänen Zyklus ließen sich bisher nirgends eindeutige Beziehungen zwischen der Untengrundtektonik und Bekkentiefe einerseits und der räumlichen Verteilung der Vulkanite andererseits feststellen. Die Konzentration der jungen Ausbruchstellen im östlichen Teil des Steirischen Beckens wird mit Schwächezonen in Beziehung gebracht, die im Zerrungsfeld zwischen dem in pliozäner Zeit schon weitgehend geotektonisch zur Ruhe gekommenen Steirischen Becken und dem in paroxystischer Absenkung begriffenen benachbarten Teil des westpannonischen Raumes liegt. Es scheint daher eher ein tangenciales Aufreißen von Krustenteilen als radiale Versetzungen (Brüche, Verwürfe) für die jungen Durchbrüche verantwortlich zu sein.

Die jüngstpliozänen, die Basalte und Tuffe bedeckenden Terrassen, die pleistozänen und alluvialen Bildungen sollen im Rahmen dieser Studie nicht behandelt werden. Es sei auf die neuen umfassenden Darstellungen von A. v. WINKLER-HERMADEN (1955) und J. FINK (1961) hingewiesen.

VI. Zur regionalen Stellung des Steirischen Beckens im westpannonischen Raum

In den vorangehenden Kapiteln wird bei Behandlung stratigraphischer Fragen immer wieder mit dem Wiener Becken verglichen. Dies ist begründet in den weitgehenden Übereinstimmungen des Litho- und Biofaziesablaufes und der Mächtigkeitsverhältnisse in beiden Gebieten.

Dieser Ähnlichkeit mit dem weiter entfernten Wiener Becken steht der abweichende Baustil der unmittelbar benachbarten Senkungströge des westungarisch-nordjugoslawischen Raumes gegenüber.

Wollen wir daher die regionale Sonderstellung des Steirischen Beckens aufzeigen, so müssen wir uns in erster Linie auf Vergleiche mit den angrenzenden neogenen Becken stützen, deren Bau weiter unten kurz skizziert ist. Die sich daraus ergebende zeitliche Reihung und räumliche Verlagerung der Absenkungsvorgänge stellt nach Auffassung des Verfassers die sicherste Ausgangsbasis für die Auflösung der Neotektonik des gesamten Raumes dar. Weitere wichtige Kriterien liefern die neuen Erkenntnisse über Zeit, Art und Verteilung des Neovulkanismus. Hingegen lassen auch die neuesten, an sich äußerst interessanten Ergebnisse der Tiefengeophysik divergente Deutungsmöglichkeiten zu.

Versuche, den Bau des neogenen Stockwerkes a priori der älteren Tektonik des Untergrundes zu- oder nachzuordnen, erscheint so lange unsicher, als sie sich auf die spärlich vorhandenen Unterlagen stützen müssen, die den subjektiven Auffassungen weitesten Spielraum gewähren.

Methodisch erscheint es daher angebrachter, bei Auflösung der Neotektonik vorerst vom besser Bekannten, nämlich von den neogenen Ablagerungen selbst, auszugehen.

Einen regionalen Überblick über die Lagebeziehungen zwischen den verschiedenen Becken des westpannonischen Raumes und das Ausmaß ihrer neogenen Gesamtsenkung gibt Abb. 1, die sich in den Grundzügen auf F. SZENTES (1961) und J. VUCKOVIC und Mitarbeiter (1959) und die im folgenden genannten Publikationen stützt. Im einzelnen sind dies der Raabgraben, das Murbecken, das Zala Becken, an welches sich südlich das Draubecken anschließt, das im Südwesten von dem ähnlich gebauten Savebecken begleitet wird. Das westlich der Koralpe liegende und durch P. BECK-MANNAGETTA (1952) ausführlich bearbeitete Becken des Lavanttales trägt hingegen wieder ähnliche Züge wie das Steirische Becken. Im einzelnen läßt sich der Baustil dieser Senkungsbecken wie folgt charakterisieren:

Der Raabgraben (auch „Westpannonisches Becken“ genannt) deckt sich mit dem geographischen Begriff der Kleinen Ungarischen Tiefebene (ungarisch: Kis Alföld). Er schließt sich als NE-SW streichende Einheit jenseits der Südburgenländischen Schwelle (auf ungarischer Seite von L. LOCZY sen. 1913 „Transdanubische Schwelle“ genannt) an das Steirische Becken an. Weiter nördlich grenzt er jedoch unmittelbar an das Kleine Oberpullendorfer Becken, während er vom Eisenstädter Becken durch die Hochachse des Ruster Höhenzuges und vom Wiener Becken durch die unter der Brucker Pforte durchziehende seichte Schwelle zwischen dem Leithagebirge und den Kleinen Karpaten getrennt ist. Diese beiden letztgenannten Schwellen faßt E. VEIT in einem internen Bericht trefflich als „Nordburgenländische Schwelle“ zusammen. Nach L. KÖROSSY (1958, 1963) liegt der vorneogene Untergrund des Raabgrabens im Bereich der Muldenachse zum Teil in einer Tiefe von über 3.000 m. Der Hauptteil des Beckens scheint im Helvet landfest und Abtragungsgebiet gewesen zu sein. Erst posthelvetisch setzte eine sehr schwache Absenkung ein, die sich in geringmächtigen, lückenhaften Ablagerungen des Torton und Sarmats äußerte. Im Pliozän wurden jedoch mächtige Schichtserien abgelagert, die insbesondere im Westteil des Beckens vielfach unmittelbar dem präneogenen Grundgebirge aufruhon.

Der Raabgraben setzt sich über das Becken von Győr (Raab) hinweg auf slovakischem Gebiet im Donaubecken fort, in dessen nördlichem Teil, dem Becken von Tyrnau, burdigalisch-helvetische Ablagerungen, quer zur Richtung des Raabgrabens hinzutreten. Es ist dies die östliche Fortsetzung jener älteren, präortonischen Senkungsachse, die nach N.

ANDRUSOV (1938), R. JANOSCHEK (1951) und T. BUDAY (1961) das Wiener Becken quer zu seiner späteren Richtung durchzieht.

Ein ähnliches Einsetzen helvetischer und eine entsprechende Mächtigkeitszunahme tortonischer Ablagerungen läßt sich am Südende des Raabgrabens gegen das Zalabecken zu erkennen, welches gemeinsam mit dem Murbecken und dem Steirischen Becken Anteil hat an einer südlichen mittelmiozänen Querdepression.

Die Situation beiderseits der Südburgenländischen Schwelle geht aus dem Profil (Abb. 2 A) hervor. Durch Rückkipfung auf Bezugsniveau Oberkante Sarmat (Abb. 2 B) wurde versucht, jenen Zustand zu rekonstruieren, wie er etwa an der Wende Sarmat/Pannon geherrscht haben mag. Auf diesem Profil zeichnet sich der jetzige Raabgraben als Hoch- bzw. Horstzone ab. Die jetzige Südburgenländische Schwelle war demnach ursprünglich nichts anderes als der Westrand jenes „Westpannonischen Massivs“ oder „Raabmassivs“, dessen Existenz von R. JANOSCHEK (1957) und K. KOLLMANN (1960 b) vertreten wird. Letzterer bezieht auch die mesozoischen Gerölle in den Konglomeraten des Helvets und Untertortons und zum Teil noch jene des Untersarmats und der Obersarmatbasis („sarmatocarinhische“ Schotter) aus dem in diese Hochzone eingebauten Bakony-Mesozoikum.

Die gleichen Beziehungen wie zwischen dem Steirischen Becken und dem Raabgraben herrschen zwischen diesem und dem Wiener Becken, wie vor allem durch H. KÜPPER (1958) festgestellt wurde. A. TOLLMANN (1955) zieht, ähnlich wie K. KOLLMANN (1960 b) es für das Steirische Becken tut, im Eisenstädter Becken eine Einschüttung von Geröllen aus dem Osten in Erwägung. Es könnten vor allem die Granitgneisgerölle des tieferen Torton am Leithagebirgsrand aus dem Beckenuntergrund östlich des Neusiedler Sees stammen. Ganz ähnlich dürften die Beziehungen zwischen dem Kleinen Oberpullendorfer Becken und dem Raabgraben sein. Durch R. JANOSCHEK (1932) wurde in der Landseer Bucht eine mächtige miozäne Schichtfolge nachgewiesen, die in östlicher Richtung sehr unvermittelt auskeilen dürfte, da im angrenzenden Westungarn, nämlich im Raum von Pinnye, Bük und Mihályi ebenso wie in großen Teilen des Seewinkels Pannon unmittelbar auf vortertiärem Grundgebirge liegt.

Aus all diesen Beobachtungen geht hervor, daß der Raabgraben zumindest auf eine Länge von 250 km seine Entstehung Absenkungsbewegungen verdankt, die im wesentlichen erst an der Zeitenwende Sarmat—Pannon einsetzen und daß die ihn im Westen begrenzenden Schwellzonen in Hochposition verbliebene, oder später noch etwas herausgehobene Reste des Westrandes einer früheren Westpannonischen Landmasse dar-

stellen. So sind auch die Schwellenzonen in ihrer heutigen Morphologie als wesentlich postsarmatische Strukturelemente zu bezeichnen, wenn ihre erste Anlage zum Teil auch älter sein mag. Die in der Längsachse des Raabgrabens verlaufende, in der ungarischen Literatur oft erwähnte „Raablinie“ dürfte in der Neotektonik kaum jene gravierende Rolle spielen, die ihr mehrfach beigemessen wird. Für den präneogenen Untergrund scheint sie jedoch ein wichtiges tektonisches Element darzustellen.

Das **Murbecken** streicht etwa E—W und ist, wie insbesondere **M. PLENIČAR** (1954) zeigt, von mächtigen tortonischen — nach unserer Deutung oberhelvetischen (karpatischen) und tortonischen — Ablagerungen in mariner Fazies erfüllt. Die sarmatischen Bildungen sind gering mächtig und die pannonischen zeigen nur im östlichen Teil, gegen das anschließende Zala Becken zu eine starke Mächtigkeitszunahme. Wie weiter oben ausgeführt, stand das Gnaser Becken über die Senke des Saßbachtals hinweg während des Karpats und Torton mit dem Murbecken in breiter Verbindung, während das Fehringer und Fürstenfelder Becken durch die schmale Senke von Weichselbaum mit dem Nordteil des Zala Beckens kommunizierten.

Das **Zalabecken**, an der Vergitterung zwischen dem südlichen Ende des Raabgrabens, dem Murbecken und dem nördlichen Ende des Draubeckens gelegen, hat sowohl an der starken mittelmiozänen als auch an der kräftigen pliozänen (pannonischen) Absenkung Anteil. Durch Summierung der Mächtigkeiten ergeben sich hier große Beckentiefen von über 5.000 m. Sarmatische Ablagerungen sind nur in geringer Mächtigkeit vorhanden. Wegen seiner großen Wichtigkeit für die ungarische Erdölindustrie gehört das Zala Becken zu den best erforschten Gebieten des westpannonischen Raumes. Von den neueren geologischen Publikationen, auf die sich der Verfasser stützt, seien vor allem die von **L. DUBAY** (1956, 1962) **G. KERTAI** (1957 a, 1957 b, 1960, 1961) und **L. VÖLGYI** (1956) zu nennen.

Das **Draubecken** stellt eine über 200 km lange NW—SE streichende Grabenzone dar. Das Becken erfuhr in jüngster Zeit durch **Z. PLETIKAPIĆ** et al. (1964) eine monographische Bearbeitung, in welcher auch die ungarischen Ergebnisse, vor allem die Publikationen von **G. KERTAI** und **J. TOMOR** berücksichtigt sind. Durch eine tief liegende Querschwelle, die zwischen dem Kalnik-Gebirge und der Hochzone von Inke verläuft, wird es vom Zala Becken getrennt, hat aber mit diesem viele gemeinsame Züge. Die durchschnittlichen Beckentiefen im Achsenbereich liegen um 3.000 m, die maximalen jedoch im Raume von Virovitica um 6.000 m. Die miozänen Ablagerungen sind in ihrer Gesamtheit zwar wesentlich geringer mächtig als im Zala Becken, neu ist jedoch, daß

neben durchschnittlichen Werten von 500—600 m auch Maxima von 1.500 2.000 m auftreten. Sie umfassen wohl hauptsächlich Torton. Die Hauptabsenkung erfolgte jedoch auch hier im Pliozän, welches eine durchschnittliche Mächtigkeit von 1.700—2.000 m erreicht, die in den Teilmulden aber bis auf mehr als das Doppelte ansteigen kann. Wie das Querprofil von Z. PLETIKAPIĆ et al. (Taf. II, C—C') zeigt, ist das Becken insofern asymmetrisch gebaut, als die größeren Miozänmächtigkeiten mehr dem Südwestrand genähert sind, während das Pliozän weiter nach NE über den nur von geringmächtigen miozänen Ablagerungen bedeckten Grundgebirgsschelf übergreift. Dies bedeutet eine pliozäne Ausweitung des Beckens in Richtung NE, also gegen die zentralen Teile des pannonischen Raumes zu.

Das Savebecken verläuft etwa parallel zum Draubecken und ist von diesem durch eine vom Kalnik-Gebirge über die Moslavačka Gora und das Papuk-Gebirge bis fast an die Donau streichende 30—60 km breite Horst- bzw. Schwellenzone getrennt. Das Becken, das vor allem im NE von starken Randbrüchen begleitet wird, hat eine Längserstreckung von ca. 250 km. Es setzt SE des Zagreber Gebirges ein und hat daher keine unmittelbaren räumlichen Beziehungen zum Steirischen Becken. Wie die Reliefkarte des Beckenuntergrundes von J. VUCKOVIĆ et al. (1959) zeigt, steht dieses Becken an Tiefe kaum hinter der des Draubeckens zurück. Auch das Verhältnis zwischen dem relativ geringmächtigen Miozän und dem über 3.000 m erreichenden Pliozän ist ähnlich wie im Draubecken.

Aus der großen Anzahl der neueren stratigraphischen und tektonischen zum größten Teil auf Tiefbohrerergebnissen fußenden Arbeiten seien hier folgende erwähnt: K. JENKO (1944), F. OZGOVIĆ (1944, 1953), K. KOLLMANN (1949), Z. PLETIKAPIĆ (1960), Z. BOŠKOV-ŠTAJNER (1960). Die von PLETIKAPIĆ auf Taf. III gegebenen Differentialprofile zeigen eine sukzessive Verlagerung der Beckenachse im Intervall zwischen Eozän bis Pliozän von SW nach NE, unter schrittweiser Einbeziehung von Teilen des Grundgebirges der Moslavačka Gora in den Beckenbau. Die Absenkungsachse verbleibt im Pliozän aber hart südlich der großen Randbrüche dieses Gebirges.

Vergleicht man das Steirische Becken mit den kurz charakterisierten benachbarten Senkungsfeldern des westpannonischen Raumes, so läßt sich folgender zeitlich-räumliche Ablauf der Absenkungsereignisse skizzieren:

Sieht man von den ersten, unterhelvetischen, aus dem steirischen Bereich näher bekannten, unter limnisch-fluviatilen Bedingungen erfolgten Absenkungsbewegungen ab, so ist als erstes Ereignis von mehr als

lokaler Bedeutung im Karpat im Raume des Mur-, Zala- und Steirischen Beckens die Bildung eines einheitlichen marinen Troges von beträchtlicher Ausdehnung und Tiefe zu erkennen. Seine Hauptachse scheint in vorwiegend W—E-Richtung durch das Mur- und Zalabecken verlaufen zu sein. Von hier aus strahlten zwei tiefe Buchten nach N in das Steirische Becken aus. Die breite Senke des Saßbachtals diene als Verbindungspforte für das Gnaser Becken und die schmale Senke von Weichselbaum als Einlaßkanal für das Fürstenfelder und Fehringner Becken. Ob zwischen diesen gegen Ende des Oberhelvets bereits eine Meeresverbindung bestand, ist noch ungewiß. Im Torton verschmelzen jedoch die beiden Buchten zu einem gemeinsamen Becken, das nach wie vor mit dem in gleicher Intensität absinkenden Mur- und Zalabecken durch die gleichen, sich allmählich erweiternden Einlaßpforten in Verbindung steht wie im Oberhelvet. Nach einem für die gesamte Beckenentwicklung einmaligen regionalen Absenkungsparoxysmus im Karpat, der von starker Bruch- und z. T. auch von Faltentektonik begleitet ist, weitet sich der Meeresraum in jeder Richtung aus. Die hochmarinen Ablagerungen des Torton greifen mit regionaler Diskordanz (jungsteirische Phase) entweder über ihre helvetische Unterlage oder über neu einverleibte Teile der vorneogenen Beckenumrahmung. Eine typische Transgressionsbucht ist die Florianer Bucht im W. Marine tortonische Ablagerungen greifen weit in die Pinkafelder Bucht ein, sie strahlen nach N in den sich neu bildenden Raabgraben und nach S in das Drau- und Savebecken aus, hier räumlich stark eingeengt und lückenhaft. Eine heute nicht mehr vorhandene, von vielen Forschern postulierte, Meeresverbindung mußte schon im Karpat und dann auch im Torton mit dem mediterranen Raum bestanden haben.

Ein nicht gelöstes paläogeographisches Problem ist die tortonische Meeresverbindung zwischen dem Steirischen Becken und dem Wiener Becken. Die vollständige Übereinstimmung des Faziesablaufes in beiden Becken spricht für die ursprünglich sehr enge Verbindung. Jedenfalls ist es bemerkenswert, daß Wiener, Eisenstädter, Oberpullendorfer und Steirisches Becken als Räume mit starker miozäner Absenkung in einem NE—SW-verlaufenden Streifen angeordnet sind. Trotz der heute vorhandenen Querschwellen, die zum Teil durch jüngere, postortonische Tektonik erklärt werden können, darf eine etwa in der gleichen Richtung verlaufende Tiefenfurche im Torton angenommen werden.

Im Sarmat geht die Absenkung im Steirischen Becken unvermindert weiter, während sie sich im Zala- und Murbecken und Raabgraben stark verzögert und im Drau- und Savebecken praktisch zum Stillstand kommt. Die Südburgenländische Schwelle tritt damit erstmalig als trennendes

Element, als Scharniergelenk in Erscheinung, allerdings mit umgekehrten Vorzeichen als im Pannon.

Im Unterpannon kommen die Absenkungsbewegungen im Steirischen Becken — mit Ausnahme von dessen östlichem Teil, wo sie weitergehen und noch Mittel- und Oberpannon abgelagert werden — weitgehend zum Stillstand. Die Absenkungsachse wandert in südöstlicher Richtung aus. Es kommt zum Niederbruch des Raabgrabens und zur weiteren Vertiefung des Zalabeckens südöstlich jener Scharnierachse, die sich erst jetzt als Südburgenländische Schwelle herausmodelliert. Über das Zala- becken schwenkt die Zone der starken pliozänen Absenkung in die süd- östliche Richtung des Draubeckens ein, dessen Achse ebenso wie die des parallelen Savebeckens nach NE abgedrängt wird.

Demnach umrahmt eine markante, über 500 km lange, im wesentlich- sten im Pannon geschaffene Tiefenfurche den westlichen Teil des Kar- patenbeckens. Wir nennen sie hier „Westpannonische Grabenzone“. Die zu ihrer Absenkung führenden, zentripetal von NW und SW gegen die Kerngebiete Westpannoniens gerichteten Achsenverlagerungen scheinen bedeutende Vorgänge in tieferen Krustenteilen wiederzuspiegeln.

Wollen wir die Ursachen des oben geschilderten zonaren Baues der jungtertiären Senkungsfelder des westpannonischen Raumes versuchs- weise deuten, so ist zu prüfen, ob die regionalen Erscheinungen des neo- genen Vulkanismus als äußerer Ausdruck der tiefer wurzelnden magma- tischen Vorgänge und die Erkenntnisse der modernen Tiefengeophysik in dieser Richtung weiterhelfen. Dabei soll vor allem von der Situation im benachbarten Ungarn ausgegangen werden.

Wie druch Oberflächengeologie, Tiefbohrungen und Geophysik nachge- wiesen (E. VADÁSZ, 1955; G. PANTÓ, 1962; V. SCHEFFER, 1963; E. SZÁDECZKY- KARDOS, 1964 u. a.), hat der intermediäre und saure tertiäre Vulkanis- mus in Ungarn und der benachbarten Slowakei große horizontale Ver- breitung. Räumlich läßt er sich in den sogenannten „inneren Vulkanbo- gen des karpatischen Orogens“ und in die ausgedehnten Ignimbrit- und Aschentuffeinlagerungen im Tertiär der Ungarischen Tiefebene gliedern.

Der nördliche Teil des inneren Vulkanbogens zieht auf unga- rischem Gebiet vom Tokajer- über das Mátra- und Börzenygebirge in Richtung Kis Alföld (Bohrung Szany) bis in den Raum von Kőszeg. Nach E. VADÁSZ (1955) hat der mit dem Obereozän einsetzende Vulkan- zyklus zunächst im Alttertiär nur untergeordnete Bedeutung. Erst im Miozän kommt es zu ausgedehnten kräftigen Eruptionen, die erst im Unterpannon endgültig ausklingen.

Die dem miozänen Zyklus angehörenden, nunmehr durch die Auf- schlußarbeiten der RAG in ihrer Ausdehnung und Anordnung ziemlich

genau erfaßten steirischen Vulkangebiete (s. Kapitel V) scheinen die südwestliche Fortsetzung des inneren Vulkanbogens darzustellen. Ihre Zentren liegen bei Kalsdorf NE Ilz, bei Gleichenberg und bei Landorf—Mitterlabill. Weiter nach NW vorgeschoben ist das kleine Vulkangebiet von Weitendorf—Wundschuh. Möglicherweise gibt es hier außerdem noch andere, bisher nicht bekannte Vulkankörper dieses Zyklus. Die zahlreichen, ihm zuzuordnenden vulkanischen Erscheinungen im Raume zwischen Retznei, Gamlitz und Marburg stellen Verbindungsglieder zwischen Landorf und dem Vulkanismus des Savegebietes dar. Diesem Zyklus sind außerdem weit verbreitete Tuffe, Tuffite und deren bentonitische Umwandlungsprodukte zuzuordnen. Bei den steirischen Vulkangebieten handelt es sich um Körper, die in ihrer untertägigen Flächenausdehnung z. B. dem Börsszeny-Gebirge (ca. 25 x 30 km) kaum nachstehen. Gleichenberger und Landorfer Gebiet zusammen haben z. B. eine Ausdehnung von 20 x 30 km (auf Taf. 1 sind sie noch getrennt dargestellt, wahrscheinlich sind sie aber miteinander verbunden). Ein wesentlicher Unterschied zwischen Ungarn und dem Steirischen Becken ist der, daß dort die Eruptionen des sauren miozänen Zyklus vom Burdigal, mit Höhepunkt im Helvet, fast ohne Unterbrechung bis in das Unterpannon andauern, während sie in der Steiermark, wie durch die vier Tiefbohrungen Mitterlabill 1, Paldau 1, Perbersdorf 1 und Walkersdorf 1 stratigraphisch nachgewiesen ist, eindeutig nur auf das Oberhelvet (Karpát) und Untertorton (Lagenidenzone) beschränkt sind. Man kann daraus auf periphere Lage zum Herd schließen, der demnach in Ungarn liegen müßte.

Der prätertiäre Untergrund des miozänen Vulkankranzes ist zwischen Kis Alföld und Börsszeny im wesentlichen aus Kristallin aufgebaut, das sich in der Slowakei im Verpormassiv fortsetzt (E. VADÁSZ, 1955) und die nordwestliche Vorlandzone des hauptsächlich mesozoischen Ungarischen Mittelgebirges (Bakony etc.) darstellt. An der Westflanke des Raabgrabens, in Richtung zur österreichischen Grenze wurde in Tiefbohrungen ebenfalls Kristallin, aber auch Paläozoikum angetroffen (M. VENDL, 1960). Diese Zone wird von E. VADÁSZ als „innerster Teil der Karpaten“ bezeichnet und als periphere Begrenzung des vorwiegend kratogen-zonar gebauten Ungarischen Raumes aufgefaßt. Auf österreichischer Seite liegen die miozänen Vulkangebiete im tertiärbedeckten Anteil des Grazer Paläozoikums, zum Teil vielleicht auch auf Kristallin (Gleichenberger Vulkangebiet?). Dieser Untergrund gehört dem Oberostalpin nach A. TOLLMANN (1959, 1963), nämlich der südlichsten Großeinheit der Ostalpen an.

Demnach scheint die Grenzzone zwischen den fernüberschobenen Dek-

kensystem und dem relativ autochthonen Hinterland in der Tiefe durch gleichverlaufende Magmatisierungsprozesse gekennzeichnet zu sein, die sich an der Oberfläche als Innerer Vulkangürtel abzeichnen. Die Richtung dieses Vulkangürtels verläuft parallel zur Reihe der Becken mit starker miozäner Absenkung. Das gleiche Streichen hat auch die noch weiter südöstlich verlaufende Achse des Ungarischen Mittelgebirges. Es ist dies jene im weiteren Raum von Wien so charakteristische NE—SW-Richtung, auf die H. KÜPPER (1960) besonders aufmerksam macht und die er dem Einfluß des SE-Abfalles der weit unter die alpin-karpatischen Einheiten eintauchenden Böhmisches Masse zuschreibt.

Nach E. VADÁSZ (1955) ist die erwähnte Grenzzone in Ungarn im Tertiär besonders mobil. Er sagt wörtlich: „Ihre Mobilität ist offenkundig die Folge der intrakrustalen Magmaherdgestaltung...“. Diese Abhängigkeit des jungen Tektonismus vom Magmatismus können wir heute im Steirischen Becken dadurch stützen, daß der miozäne Vulkanismus praktisch gleichzeitig mit der marinen Ingression zu Beginn des Karpats einsetzt. Diese setzt aber einschneidende Senkungsbewegungen über weite Gebiete voraus. Für die untrennbare Zusammengehörigkeit von Magmatismus und Tektonik spricht im Steirischen Becken die Tatsache, daß die drei großen Vulkangebiete unmittelbar von den tiefsten Beckenteilen begleitet werden. Auf der anderen Seite sind die Zeiten ohne obertägigen Vulkanismus, nämlich höheres Torton, Sarmat und Pannon, auch die tektonisch ruhigsten. Während dieser Zeitspanne geht in Ungarn und der Slowakei der Vulkanismus weiter.

Ignimbrite und Aschentuffe haben nach G. PANTÓ (1962) im Tertiär des Karpatischen Beckens große Verbreitung. Sie schließen sich zum Teil unmittelbar an die bekannten ungarischen Vulkangebiete des inneren Vulkangürtels an, zum Teil lassen sie sich aber noch keinen bestimmten Eruptionszentren zuzuordnen. Dies gilt vor allem für die meisten Rhyolittuffe, die eine Mächtigkeit von mehreren 100 m und eine Flächenausdehnung von 40.000 km² erreichen. Sie werden seit langer Zeit in der Miozänstratigraphie als Leithorizonte verwendet und gliedern sich nach der ungarischen Literatur in die unteren (helvetischen), mittleren (tortonischen) und oberen (sarmatischen) Rhyolittuffe. Ihre räumliche Verbreitung geht aus G. PANTÓ (1962, Textabb. 2) hervor. Nach dieser Skizze sollen die in den westlichsten Teilen Ungarns festgestellten Tuffdecken dem Torton angehören. Diese Einstufung dürfte sich daraus ergeben, daß ein großer Teil der ungarischen Forscher die Äquivalente des Steirischen Schliers offenbar dem tieferen Torton zuordnet. In unserem Sinne dürften diese Tuffe aber, ebenso wie die miozänen Vulkangebiete der Steiermark, wohl als oberhelvetisch bis torto-

nisch einzustufen sein. Es erscheint nicht ausgeschlossen, daß sie sich zumindest teilweise von den steirischen Zentren ableiten. Die Lagebeziehungen der ausgedehnten Tuffdecken zu den bekannten Vulkanzentren wären im westpannonischen Raum daher etwa mit jenen des nordöstlichen Ungarn zu vergleichen.

Im Pliozän tritt uns ein neuer Vulkanzyklus entgegen, in dem in Ungarn (Bakonygebiet) und im östlichen Teil des Steirischen Beckens basaltische Laven und dazugehörige Tuffe und Agglomerate gefördert werden. Im Chemismus sind diese Gesteine in der Steiermark, wie H. HERRSCH (1963 b) zeigt, durch Übergänge mit jenen des vorangehenden Zyklus verbunden. Dies spricht für weitgehende Identität des Stammagmas.

Versuchen wir die Situation aus der Perspektive der neuen ungarischen Forschung auf dem Gebiet der Geophysik zu betrachten.

Wie V. SCHEFFER in einer Reihe von wichtigen geophysikalischen Publikationen (besonders 1963) darlegt, ändern sich im Bereich der Westpannonischen Grabenzone, insbesondere an der Raablinie einige wichtige geophysikalische Störungswerte:

Die im Südosten und im Zentrum des Karpatenbeckens sehr hohen Schwereanomalien fallen gegen NW, also gegen das gravimetrische Alpentief mit steilem Gradienten ab (s. auch G. SIEMENS, 1943 und J. RENNER & J. SZILARD, 1959). Die in zentralen Teilen Ungarns sehr hoch gelegene, durch Tiefenseismik ermittelte Mohorovičić-Diskontinuitätsfläche sinkt hier, wie in den übrigen angrenzenden Gebieten um ca. 10 km ab. Die extrem niedrigen Werte der geothermischen Tiefenstufe in Zentralungarn ($18,1 \text{ m}/^\circ \text{C}$) gleichen sich in peripherer Richtung weitgehend dem weltweiten Durchschnitt an. Die Werte des irdischen Wärmeflusses, die nach SCHEFFER (1963, 1964) in Ungarn besonders hoch sind, nehmen gegen die Ränder ab.

Aus all diesen Erscheinungen schließt SCHEFFER auf das Vorhandensein eines ausgeprägten Erdmantelhochs unter Ungarn. Er betont, daß dieses im Raabgraben (an der Raablinie) steil gegen NW absinke. Am Rande sei bemerkt, daß V. SCHEFFER die Gebirgsbildungsvorgänge auf isostatische Anomalien zurückführt und damit eine Art „Geotumor“-Theorie vertritt, deren Wesen aus seinen eigenen Worten am besten verständlich wird (1963, S. 70): „Die relative Hochlage der Erdmanteloberfläche unter dem Karpatenbecken im Verhältnis zu dem orogenetischen Zug der Alpen und Karpaten macht es wahrscheinlich, daß dieselbe in der Entwicklung der orogenetischen Bewegungen eine entscheidende Rolle gespielt hat.“ Zu ähnlichen Schlußfolgerungen kommt E. SZÁDECZKY-

KARDOSS (1964) in einer äußerst bemerkenswerten neuen Publikation, auf welche hier jedoch nicht mehr eingegangen werden kann.

Diese theoretischen Erwägungen setzen voraus, daß das Erdmantelhoch in ähnlicher Form schon zur Zeit der alpidischen Gebirgsbildung in den Karpaten und Dinariden bestanden habe. Dies ist jedoch unwahrscheinlich, da ein ursächlicher Zusammenhang zwischen den durch L. STEGENA (1964, Acta geol. hung.) nachgewiesenen Teilhochs des Mantels und den Räumen mit vorwiegender pannonischer Absenkung bestehen dürfte. Dies läßt darauf schließen, daß die heutige Lage und Form des ungarischen Mantelhochs das Ergebnis jüngster postorogener magmatischer Vorgänge sei. Nimmt man mit L. STEGENA an, daß die karpatische Geosynklinale im Jungpaläozoikum und Mesozoikum an ein Mantelhoch gebunden war, so muß sich dieses nach der Auffaltung der Karpaten durch zentripetales Abwandern der Aufschmelzungsfront in das ungarische Kratogen verlagert haben. Der Innere Vulkankranz dürfte ein Vorstadium hierzu verkörpern und daher räumlich und zeitlich eine Zwischenstellung einnehmen.

Aus der neogenen Absenkungsgeschichte, der Verteilung des Vulkanismus und den neueren Erkenntnissen der Geophysik ergeben sich folgende regionale Schlußfolgerungen für den hier betrachteten Raum:

1. Vieles spricht dafür, daß die NE--SW-Richtung der in einem Streifen angeordneten ostösterreichischen Becken mit starker miozäner Absenkung von der tektonischen Situation im prätertiären Untergrund bestimmt ist.

2. Im wesentlichen der gleichen Richtung folgt weiter südöstlich der miozäne „innere Vulkangürtel der Karpaten“, der sich in der Steiermark mit der miozän angelegten Beckenreihe vereinigt.

3. Die in einigen Gebieten nachzuweisenden, unmittelbaren Zusammenhänge zwischen miozänem Vulkanismus und miozäner Tektonik, machen mittelbare Beziehungen zwischen beiden Erscheinungen in benachbarten Senkungsbecken mit Zerrungstektonik wahrscheinlich (z. B. Wiener und Eisenstädter Becken). Aus deren peripherer Lage zu den Herden ließe sich die Abwesenheit vom Oberflächenvulkanismus erklären.

4. Die Aufschmelzungsvorgänge scheinen sich im Laufe des Pannons südlich des inneren Vulkangürtels, also im zentralen Teil Ungarns zu konzentrieren. Das als Folge dieser Aufschmelzung entstehende Mantelhoch bricht mitsamt seinem Dach in Schwächezonen der Kruste nieder.

5. Der pliozäne Niederbruch Westpannoniens vollzieht sich im Bereich des achsialen Westabfalls des Mantelhochs, bogenförmig seinem Grenzbereich gegen die mächtigere Krustenumrahmung folgend. Erst diese Bewegungen schaffen die Voraussetzung für das Aufreißen tiefer Spalten, die sowohl peripher (östlicher Teil des Steirischen Beckens) als auch zentral (Bakony) als Zubringerwege für die Laven des basaltischen Zyklus im Pliozän dienen.

VII. Ausgewählte Literatur:

- Aberer, F., 1958: Die Molassezone im östlichen Oberösterreich und Salzburg. Mitt. Geol. Ges. Wien, **50**, Band, 1957, S. 23—94, mit 1 geolog. Karte. Wien.
- Aksin, V., 1959: Siehe Vuckovic, J., Filjak, R. und —
- Andrusov, N., 1938: Karpaten-Miozän und Wiener Becken. — Petroleum, Bd. **34**, Nr. 27, S. 1—9. 1 Textabb. Wien.
- Bach, F., 1909: Die tertiären Landsäugetiere der Steiermark. — Mitt. Naturwiss. Ver. f. Steiermark, Bd. **45**, Jg. 1908, S. 60—127 (Einschl. Nachtrag). Graz.
- Bauer, K., 1900: Zur Conchylienfauna des Florianer Tegels. — Mitt. Naturwiss. Ver. f. Steiermark, Jg. 1899, H. 36, S. 19—47, Taf. I u. II. Graz.
- Beck-Mannagetta, P., 1952: Zur Geologie und Paläontologie des Tertiärs des unteren Lavantales. Mit Beiträgen von W. Berger, W. Fischak, R. Grill, W. Klaus, A. Papp, H. Schwenk, K. Turnovsky, E. Weinfurter und G. Woletz. — Jahrb. Geol. B. A., Bd. **95**, H. 1, S. 1—102, 5 Taf., 6 Textabb., 5 Tab. Wien.
- Beer, H., 1953: Das Miozän zwischen Sulm, Saggau, Pöbnitz und Gamlitzbach. — Unveröff. Diss. Universität Graz.
- Beer, H. und Kopetzky, G., 1951: Zur Frage der Abgrenzung von Helvet und Torton im südweststeirischen Becken. — Anzeiger Akad. Wiss., Math.-naturw. Kl., Jg. 1951, Nr. 14, S. 1—5. Wien.
- Berger, W., 1952: Die jungtertiären Floren des Wiener Beckens und ihre Bedeutung für die Paläoklimatologie und Stratigraphie. — Berg- u. Hüttenm. Monatsh., 97. Jg., S. 125—127. Wien.
- 1954: Flora und Klima im Jungtertiär des Wiener Beckens. — Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., Bd. **105**, S. 228—233. Hannover.
- 1954: Siehe Papp, A. und Thenius, E., mit Beiträgen von — und Weinfurter, E.
- Boškov Štajner, Z., 1961: Geologija brahiantiklinale Mramor brdo. — Geološki Vjesnik, Sv. **14**, S. 97—107, Taf. I—III. Zagreb.
- Brandl, W., 1931: Die tertiären Ablagerungen am Saume des Hartberger Gebirgsspornes. — Jahrb. Geol. B. A., Bd. **81**, H. 3 u. 4, S. 353—386, 1 Taf., 6 Textabb. Wien.
- 1952: Neue geologische Beobachtungen im Tertiärgebiet von Hartberg (1 Kartenskizze, 1 Abbildung). — Mitt. d. Naturw. Ver. f. Steiermark. Doppelband **81/82**, S. 108—111. Graz.
- Buday, T. und Cicha, I., 1956: Nové názory na stratigrafiu spodního a stredního miocénu dolnomoravského úvalu a pováží. — Geologické práce, Zožit **43**, S. 3—56, Taf. 1—5. Bratislava.
- Buday, T., 1961: Der tektonische Werdegang der Neogenbecken der Westkarpaten und ihr Baustil. — Geologické Práce, Zosit **60**, S. 87—106. Bratislava.
- 1963: Some Problems of the Origin and Development of the Faultstructures in the Neogene of Carpathian Basins. — Comments on the Problem of the Folding Phases in the Neogene of the West Carpathians. — Geologické Práce, Zpravy **28**, S. 113—126. Bratislava.

- Cicha, I., 1956: Siehe Buday, T. und —.
— 1957: Zpráva o srovnávacích mikrobiostratigrafických vyzkumech v západnějších částech miocénu Paratéthedy. — Zprávy o geologických výzkumech. Praha.
- Cicha, I., Paulik, J., Tejkal, J., 1957: Poznámky ke stratigrafii miocénu jz. části vněkarpatiské panve na Moravě. — Sborník Ústředního Ústavu Geologického Svazek XXIII — 1956, oddíl paleontologický, S. 307—364, Taf. 1—3. Praha.
- Cicha, I., 1960: Kurze Übersicht der Entwicklung der Mikrofauna des unteren und mittleren Miozäns der alpin-karpatischen Becken im Verhältnis zum Oberhelvet — „Karpatien“. — Mitt. Geol. Ges. Wien, Bd. 52, 1959, S. 67—74. Wien.
- Cicha, I., Tejkal, J. und Seneš, J., 1960: Zur Frage des Helvet s. str. und zum sog. Oberhelvet im paratethyschen Gebiet. — Mitt. Geol. Ges. Wien, Bd. 52, 1959, S. 75—84, 2 Tab. Wien.
- Cicha, I., 1961: Naštin korelace Tortonu v Pánvích Paratethydy (Versuch einer Korrelation des Torton in den Becken der Paratethys). — Geologické Práce, zpr. 22, S. 167—188 (mit deutschem Resumé), 1 Tabelle. Bratislava.
- Cicha, I. und Čtyroký, P., 1962: Poznámky ke stratigrafii miocénu Paratethydy. — Sborník Ústředního Ústavu Geologického, sv. XXVII — 1960, S. 279—313, 1 Tab. Praha.
- Cicha, I., Seneš, J. und Tejkal, J., 1962: Vorläufiger Bericht über die Stratotypus-Lokalitäten des Karpatiens („Karpatische Serie“ — Miozän) und ihre Molluskenfauna. — Věstník Ústředního Ústavu Geologického, Ročník XXXVII, Číslo 2, S. 133—135. Praha.
- Clar, E., 1927: Zur Kenntnis des Tertiärs im Untergrund von Graz. — Verh. Geol. B. A., S. 184—191. Wien.
— 1931: Das Relief des Tertiärs unter Graz. — Mitt. Naturw. Ver. f. Steiermark, Bd. 68, S. 16—27. Graz.
— 1933: Über das Alter und die formenkundliche Stellung der Eggenberger Bresche bei Graz. — Anm. 70, S. 57—58. Wien.
— 1938: Sarmat in der Kaiserwaldterrasse bei Graz (nebst Bemerkungen über die Gliederung des Grazer Pannons). — Verh. Geol. B. A., Nr. 7—8, S. 154—162. Wien.
- Comité du Néogène Méditerranéen 1964: Resolution der III. Tagung in Bern vom August 1964.
- Cornelius, H. P., 1933: Petrographisches über den Glimmerandesit von Aschau, Burgenland. — Különlenyomat a Folia Sabriensia 1933. évi (I. évf.) I. számából. (Non vidi).
- Čtyroký, P., 1962: Siehe Cicha, I. und —
- Dreger, J., 1902: Die geologische Aufnahme der Nordwestsektion des Kartenblattes Marburg und die Schichten von Eibiswald in Steiermark. — Verh. d. Geol. R. A., 1902, S. 85—104. Wien.
- Drooger, C. W., Papp, A. und Socin, C., 1957: Über die Grenze zwischen den Stufen Helvet und Torton. — Anz. Akad. Wiss., Math.-naturw. Kl., Nr. 1, Wien.
- Drooger, C. W., 1960: Die biostratigraphischen Grundlagen der Gliederung des marinen Neogens an den Typlokalitäten. — Mitt. Geol. Ges. Wien, Bd. 52, S. 105—114, 1 Textabb. Wien.
- Dubay, L., 1956: A Nagylengyeli terület mélyföldtani viszonyai. (Deep-geological conditions of the Nagylengyel district (SW Hungary). (Mit russ. u. engl. Zusammenfassung). — Földtani Közlöny, Bd. LXXXVI, H. 3, S. 257—265. Budapest.
— 1962: Az észak-zalai-Medence fejlődés-története a kőolajkutatók tukreiben. (Die Entwicklung des nördlichen Zala-Beckens im Lichte der Erdölschürfung.) (Deutsche Zusammenfassung.) — Földtani Közlöny, Bd. 92, H. 1, S. 15—39, Textabb. 1—4. Budapest.

- Ehrenberg, K. u. Winkler, A., 1924: Über einige neue fossile Knochenfunde aus dem oststeirischen Eruptivgebiet und die geologische Position der Fundstellen. — Verh. Geol. B. A., H. 10, 11, S. 173—177. Wien.
- 1927: Bestimmung der Knochenreste von Friedberg nebst einigen Bemerkungen über dieselben. — Verh. Geol. B. A., H. 4, S. 103—106. Wien.
- Fabian, K., 1905: Das Miocänland zwischen der Mur und der Stiefig bei Graz. — Mitt. Naturw. Ver. f. Steiermark, Bd. 42, S. 1—21, 1 Karte, 2 Profile, 2 Textabb. Graz.
- Filjak, R., 1959: Siehe Vuckovic, J., — und Aksin, V.
- Fink, J., 1961: Die Südostabdachung der Alpen. — Mitt. Öst. Bodenkund. Ges., H. 6, S. 123—183, 10 Textabb., 5 Tab., Taf. IV—VI. Wien.
- Flügel, H., Hauser, A., Papp, A., 1952: Neue Beobachtungen am Basaltvorkommen von Weitendorf bei Graz. — Sitzungsber. Akad. Wiss. Math.-naturw. Kl., Abt. I, Bd. 161, H. 2 u. 3, S. 173—184, 1 Textabb. Wien.
- Flügel, H. und Maurin, V., 1958: Geologische Karte des Weizer Berglandes, 1:25.000. — Geol. B. A. Wien.
- Flügel, H. und Maurin, V.: 1959 a: Ein Vorkommen vulkanischer Tuffe bei Eibiswald, Steiermark. — Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien, Math.-naturw. Kl., Abt. I, Bd. 168, S. 1—5. Wien.
- Flügel, H. und Maurin, V., 1959 b: Geologische Wanderungen im Weizer Bergland. In: Weiz. Geschichte und Landschaft in Einzeldarstellungen, 6, S. 1—51, 1 Taf., 7 Textabb., 1 Tab. Weiz.
- Flügel, H. und Maurin, V., 1961: Das Grazer Bergland. — Exkursionsführer in Mitt. Geol. Ges. Wien, Bd. 53, 1960, S. 347—351, 2 Textabb. Wien.
- Flügel, H., 1961: Die Geologie des Grazer Berglandes. (Erläuterungen zur Geol. Wanderkarte des Grazer Berglandes, 1:100.000, mit Beiträgen von A. Alker, V. Maurin, M. Mottl und A. Thurner). — Mitt. Mus. f. Bergbau, Geologie und Technik am Landesmuseum „Joanneum“, H. 23, S. 1—212, 46 Tab., 4 Textabb. Graz.
- 1963: Das Steirische Randgebirge. — In: Sammlung geolog. Führer. Bd. 42, S. 1—153, 4 Taf., 15 Textabb., 1 geol. Übersichtskarte. Verl. Gebr. Bornträger. Berlin-Nikolassee.
- Forberger, K. und Metz, K., 1939: Magnetische Bodenforschungen des geologischen Institutes der Montanistischen Hochschule, Leoben. III. Magnetische Bodenforschungen im Gebiete zwischen Leibnitz und Radkersburg. — Berg- und Hüttenmänn. Monatsh., Bd. 87, 1939, H. 3, S. 61—66, 1 Textabb. Wien.
- Friedl, K., 1957: Das Wiener Becken. — In: Erdöl in Österreich, Verl. Natur u. Technik, S. 55—75, Textabb. 48—63. Wien.
- Frisch, F., 1957: Das Miozän zwischen Mur, Gamlitzbach und Staatsgrenze. Unveröff. Diss. Graz.
- Fülöp, J., 1961: Formations crétacées de la Hongrie. — Jahrb. Ung. Geol. Anst., Vol. 49, Fasc. 3, S. 721—738 (russ. Zusammenfassung S. 732—738). Budapest.
- Granigg, B., 1910: Mitteilungen über die steiermärkischen Kohlenvorkommen am Ostfuße der Alpen. — Österr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwesen, Bd. 58, S. 1—53. Wien.
- Grekoff, N. und Molinari, V., 1963: Sur une faune d'ostracodes saumâtres du Neogene de Castell' Arquato (Emilia). — Geologica Romana, vol. II, S. 1—6, 2 Taf., 2 Textabb. Roma.
- Grill, R., 1941: Stratigraphische Untersuchungen mit Hilfe von Mikrofaunen im Wiener Becken und den benachbarten Molasse-Anteilen. — Öl und Kohle, Jg. 37, S. 595—602, 18 Textabb., 1 Tab. Berlin.
- 1943: Über mikropaläontologische Gliederungsmöglichkeiten im Miozän des Wiener Beckens. — Mitt. R. A. f. Bodenforschung, Zweigst. Wien, H. 6, S. 33—44, Taf. 1—8. Wien.
- 1948: Mikropaläontologie und Stratigraphie in den tertiären Becken und in der Flyschzone von Österreich. — Int. Geol. Congr. Report of the Eighteenth Session, Great Britain, 1948, Part XV, S. 3—12, 1 Textabb. London.
- 1951: Siehe Schaffer, F. X. und.

- 1954: Bericht d. Abteilung Erdöl (1953). — Verh. Geol. B. A., 1954, H. 1, S. 4—5. Wien.
- 1958: Über den geologischen Aufbau des außeralpinen Wiener Beckens. — Verh. Geol. B. A., H. 1—3, S. 44—54, 1 Tab., 1 Textabb., 1. Taf. Wien.
- Hamór, G., 1964: A k-i és ny-i Mecsek miocén képződ-ményeinek párhuzamositási lehetőségei. — Földtani Közönlony, Bd. 94, H. 1., S. 53—65, Textabb. 1—9. Budapest.
- Hanselmayer, J., 1958: Quarzporphyre aus den pannonischen Schottern von der Platte und von Laßnitzhöhe — Schemerl. — Sitzungsber. Akad. Wiss., Math.-naturw. Kl., Abt. I, Bd. 167, S. 525—546. Wien.
- 1959: Petrographie der Gerölle aus den pannonischen Schottern von Laßnitzhöhe, speziell Grube Grießl. — Sitzungsber. Akad. Wiss., Math.-naturw. Kl., Abt. I, Bd. 168, S. 789—838. Wien.
- 1960: Petrographie der Gerölle aus den pannonischen Schottern von Laßnitzhöhe, speziell Grube Grießl. (Fortsetzung und Schluß). — Sitzungsber. Akad. Wiss., Math.-naturw. Kl., Abt. I, Bd. 169, S. 319—340. Wien.
- 1961: Petrographie der pannonischen Schotter von Hönigstal (I. Teil). Sitzungsber. Akad. Wiss., Math.-naturw. Kl., Abt. I, Bd. 170, H. 3 u. 4, S. 179—202, 2 Textabb. Wien.
- Hauser, A. 1951: Ein Vorkommen von Biotitandesit in Retznei bei Ehrenhausen. — Tschermarks Min. u. Petrograph. Mitt. 3. Folge, Bd. 2, S. 157 ff. Wien.
- 1952: Siehe Flügel, H., und Papp, A.
- 1953: Der Hornblende-Biotit-Dazituff vom Urllkogel bei Gamllitz. — Mitt. Naturwiss. Ver. f. Steiermark. Bd. 83, S. 61—63. Graz.
- Hauser, A. und Kapounek, J., 1953: Das Vulkangebiet Mureck-Retznei. — Mitt. Naturw. Ver. f. Steiermark, Bd. 83, S. 64—68. Graz.
- Hauser, A., 1954: Der steirische Vulkanbogen als magmatische Provinz. — Tschermarks Min. u. Petrograph. Mitt. 3. Folge, Bd. IV, S. 301—311, 1 Textabb. Wien.
- Hauser, A. und Kollmann, K., 1954: Ein Andesitvorkommen in Wundschuh bei Graz. — Mitt. Naturw. Ver. f. Steiermark, Bd. 84, S. 67—70. Graz.
- Heritsch, F., 1921: Geologie von Steiermark. — Mitt. Naturwiss. Ver. f. Steiermark, Bd. 57, S. 1—224, 5 Texttaf., 60 Textabb., 1 Geol. Karte 1:300.000. Graz.
- Heritsch, H., 1928: Die Entstehung des Basaltes von Weitendorf bei Graz. — Centralblatt f. Min. etc. Abt. A, S. 421—428 mit 6 Textfig.
- Heritsch, H., (mit einem Beitrag von H. Höller), 1963 a: Exkursion zum Basaltbruch von Weitendorf. — Aus „Führer zur Herbsttagung 1963 d. Deutsch. Min. Ges. u. d. Öst. Min. Ges.“ — Mitt. Naturwiss. Ver. f. Steiermark, Bd. 93, S. 23—29. Graz.
- Heritsch, H., (mit einem Beitrag von H. Höller), 1963 b: Exkursion in das oststeirische Vulkangebiet. — Aus „Führer zur Herbsttagung 1963 d. Deutsch. Min. Ges. u. d. Öst. Min. Ges.“ — Mitt. Naturwiss. Ver. f. Steiermark, Bd. 93, S. 51—71, 1 Textabb. Graz.
- Heritsch, H., 1965: Vorläufige Mitteilung über Untersuchungen an Vulkaniten aus den neuen Tiefbohrungen von Mitterlabill und Walkersdorf, Steiermark. — Anz. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl. (im Druck).
- Hießleitner, G., 1926 a und b: Das Wieser Bergrevier. — Berg- und hüttenmännisches Jahrbuch, Jg. 1926, Bd. 74, H. 2 und 3, S. 65—81, 83—103.
- Hilber, V., 1877: Die Miozänschichten von Gamllitz bei Ehrenhausen in Steiermark. — Jahrb. Geol. R. A., Bd. 27, S. 251—270, Taf. 4, Wien.
- 1878: Die Miozänablagerungen um das Schiefergebirge zwischen den Flüssen Kainach und Sulm in Steiermark. — Jahrb. Geol. R. A., Bd. 28, Jg. 1878, S. 505—580, 1 Karte, Taf. 15. Wien.
- 1879: Die Wanderblöcke der alten Koralpengletscher auf der steirischen Seite. — Jahrb. Geol. B. A., Bd. 29, S. 537—564. Wien.
- 1893: Das Tertiärgebiet um Graz, Köflach und Gleisdorf. — Jahrb. Geol. R. A., Bd. 43, S. 281—368. Wien.

- 1894: Das Tertiärgebiet um Hartberg in der Steiermark und Pinkafeld in Ungarn. — *Jahrb. Geol. R. A.*, Bd. 44, H. 3, S. 389—413. Wien.
- 1897: Die sarmatischen Schichten vom Waldhof, Graz SW. — *Mitt. Naturwiss. Ver. f. Steiermark*, Jg. 1896, H. 33, S. 182—204, 1 Taf. Graz.
- Hilber, V., 1902: Fossilien der Kainacher Gosau. — *Jahrb. Geol. R. A.*, Bd. 52, S. 277—284. Wien.
- 1913: Eine Diskordanz im steirischen Leithakalk. — *Mitt. Geol. Ges. Wien*, Bd. 6, 1913, S. 229—233, Taf. 7. Wien.
- Höller, H., 1963 a und b: Siehe Heritsch, H. (mit einem Beitrag von —)
- Hörnes, R., 1878: Die fossilen Säugetierfaunen der Steiermark. — *Mitt. Naturwiss. Ver. f. Steiermark*, Jg. 1877, S. 52—75, 1 Tab. (S. 74—75). Graz.
- Hofmann, K., 1877: Geologische Detailaufnahme im nordwestlichen Teil des Eisenburger Comitates. — *Verh. Geol. R. A.*, H. 1, S. 14—23. Wien.
- Hohl, O., 1927: Über einige neue Fossilfundstellen der sarmatischen Stufe in der Umgebung von Gleisdorf. — *Verh. Geol. B. A.*, S. 170—180, 2 Textabb. Wien.
- Holler, A., 1900: Über die Fauna der Meeresbildungen von Wetzelsdorf bei Preding in Steiermark. — *Mitt. Naturwiss. Ver. f. Steiermark*, Jg. 1899, H. 36, S. 48—71, 1 Textabb., 1 Tab. Graz.
- Horusitzky, F., 1961: Die triassischen Bildungen Ungarns im Spiegel der Großtektonik. — *Jahrb. Ung. Geol. Anst.*, Vol. 49, Fasc. 2, S. 345—363 (russ. Zusammenfass. S. 359—363), Beil. 1. Budapest.
- Hübl, H. H., 1938: Säugetierfunde in der Oststeiermark zwischen Raab und Feistritz. — *Mitt. Naturwiss. Ver. f. Steiermark*, Bd. 75, S. 48—57, Taf. 2. Graz.
- 1941 a: Beitrag zur Kenntnis der jungtertiären Sedimente im Gebiete Weiz-Gleisdorf-Pischelsdorf (Oststeiermark) mit besonderer Berücksichtigung ihres phylogenen Inhaltes. — *Zentralblatt f. Min., Geol. etc.* Jg. 1941, Abt. B, S. 69—80, 1 Textabb. Stuttgart.
- 1941 b: Das Tertiär zwischen Raab und Oberilz (Oststeiermark). — *Unveröffentl. Dissertation. Universität Graz.*
- 1942 a: Die Jungtertiärablagerungen am Grundgebirgsrand zwischen Graz und Weiz. — *Mitt. Reichsanst. f. Bodenforsch., Zweigst. Wien*, 3. Heft, S. 27—72, 11 Textabb. Wien.
- 1942 b: Sedimentpetrographisch-chemisch-bodenphysikalische Untersuchungen dreier pannoner Lockersedimente in der Oststeiermark. — *Chemie d. Erde*, Bd. 14, S. 453—475. Berlin.
- Janoschek, R., 1932: Die Geschichte des Nordrandes der Landseer Bucht im Jungtertiär (Mittleres Burgenland). — *Mitt. Geol. Ges. Wien*, Bd. XXIV, 1931, S. 38—133, 1 Karte, 1 Textabb. Wien.
- 1951: Das Inneralpine Wiener Becken. — In: F. X. Schaffer: *Geologie von Österreich*, S. 525—693, Taf. 1—2, Textabb. 1—8, 1 Tab., Verlag Deuticke, Wien.
- Janoschek, R., 1957: Das Grazer Becken. — In: *Erdöl in Österreich*. — *Verl. Natur u. Technik*, S. 86—92, Textabb. 68—71. Wien.
- 1958: The Inner-Alpine Vienna Basin. An example of a small Sedimentary Area with rich Oil Accumulation. — In *Habitat of Oil. The Amer. Ass. of Petr. Geol.*, S. 1134—1150, Fig. 1—10.
- 1964: Tertiär in Österreich. — *Mitt. Geol. Ges. Wien*, Bd. 56, H. 2 1964, S. 319—360, 1 Tab. Wien.
- Jenko, K., 1944: Stratigrafski i tektonski snošaj pliocena južnog pobočja Požeške gore i Kasonja brda. — *Vjestnik Hrv. geol. zavoda i geol. muzeja Folge II/III*, S. 89—159, 1 Textabb., Taf. IV—V. Zagreb.
- Kapounek, J., 1954: Zusammenfassender Bericht über die Tiefbohrung Perbersdorf 1. — (Unveröff. Bericht).
- 1956: Siehe Hauser, A. und
- Kapounek, J., Papp, A. und Turnovsky, K., 1960: Grundzüge der Gliederung von Oligozän und älterem Miozän in Niederösterreich nördlich der Donau. — *Verh. Geol. B. A.*, S. 217—226, 1 Tab. Wien.

- Kapounek, J., Kölbl, L. und Weinberger, F., 1963: Results of New Exploration in the Basement of the Vienna Basin. — Proceed. Sixth World Petroleum Congress, Sect. I, Paper 2, 10 Fig., 5 Tab. Frankfurt a. M.
- Kertai, G., 1957 a: Oil and Natural Gas in Hungary. — Acta. Geologica Acad. Sci. Hung. Tom. 4, Fasc. 3—4, S. 235—264, Fig. 1—15. (Kurze engl. und russ. Zusammenfassung). Budapest.
- 1957 b: A Magyarországi medencék és a kőolajtelepek szerkezete a kőolajkutatás eredményei alapján. (The structure of the Hungarian Basins and their oil reservoirs as revealed by the results of oil exploration) (mit russ. u. engl. Zusammenfassung). Földtani Közlöny, Bd. LXXXVII, H. 4, S. 383—394, 1 Karte. Budapest.
- 1960: A Magyarországi szénhidrogénkutatás kredményei 1945—1960-ig (The results of prospecting hydrocarbons in Hungary in the years 1945 trough 1960.) (Mit russ. und engl. Zusammenfassung). — Földtani Közlöny, Bd. 90, H. 4, S. 406—418. Budapest.
- 1961: Typen von Erdöl- und Erdgaslagerstätten in den Ablagerungen des Mesozoikums in Ungarn. — Erdoel-Zeitschrift, 77. Jg., H. 9, S. 385—393. Wien.
- Kieslinger, A., 1926: Geologie und Petrographie der Koralpe I. — Sitzungsber. Akad. Wiss., Mathem.-naturwiss. Kl., Abt. I, Bd. 135, H. 1 und 2, S. 1—42, 5 Textabb., 1 Taf. (Karte). Wien.
- 1927: Geologie und Petrographie der Koralpe IV. Alte und junge Verwitterung im Koralpengebiet. — Sitzungsber. Akad. Wiss., Mathem.-naturw. Kl., Abt. I, Bd. 136, H. 3 und 4, S. 95—104. Wien.
- Kieslinger, A., 1928: Geologie und Petrographie der Koralpe IX. Der Bau der Koralpe und seine Beziehungen zu den Nachbargebieten. — Sitzungsber. Akad. Wiss., Mathem.-naturw. Kl., Abt. I, Bd. 137, H. 7, S. 491—532. Wien.
- Klaus, W., 1954: Braunkohlen-Palynologie einiger weststeirischer Lagerstätten (vorl. Bericht). — Verh. Geol. B. A., H. 3, S. 170—179, 2 Textabb. Wien.
- Koelbl, L., 1963: Siehe Kapounek, J., — und Weinberger, F.
- Kollmann, K., 1939: Arbeitsbericht für 1938. — Verh. Zweigstelle Wien d. Reichsstelle f. Bodenforsch., H. 1—3, S. 1—2. Wien.
- 1949: Izveštaj o geološkom kartiranju područja Popovača — Garešnica — Kutina — Banova Jaruga. — Fond str. dok. pod. „Naftapljin“. Zagreb.
- 1954: Siehe Hauser, A. und —.
- 1960 a: Cytherideinae und Schulerideinae n. subfam. (Ostracoda) aus dem Neogen des östlichen Österreich. — Mitt. Geol. Ges. Wien, Bd. 51, S. 89—195, Taf. 1—21, 5 Textabb., 5 Beil. Wien.
- 1960 b: Das Neogen der Steiermark (mit besonderer Berücksichtigung der Begrenzung und seiner Gliederung. — Mitt. Geol. Ges. Wien, Bd. 52, 1959, Verh. d. Comité du Neogene Méditerr. 1. Tagung in Wien 10.—20. Juli 1959, S. 159—167, 1 Textabb., 2 Beil. Wien.
- Kopetzky, G., 1951: Siehe Beer, H. und —.
- 1957: Das Miozän zwischen Kainach und Lafnitz in Südweststeiermark. — Mitt. Mus. f. Bergb., Geol. u. Techn. am Landesmus. „Joanneum“, H. 18, S. 1—112, 2 Taf., 1 Karte, 1 Foraminiferenliste. Graz.
- Körössy, L., 1958: Adatok a Kisalföld Mélyföldtanához. — Földtani Közlöny, Bd. 88, H. 3, p. 291—298. Budapest.
- 1963: Magyarország medenceterületeinek összehasonlító földtani szerkezete. (Comparison between the geological structure of the basin regions of Hungary. —) Földtani Közlöny, Bd. 93, H. 2, S. 153—172, 2 Textabb. Budapest.
- Kümel, F., 1936: Vulkanismus und Tektonik der Landseer Bucht im Burgenland. — Jahrb. Geol. B. A., Bd. 86, S. 203—235, 3 Textabb. Wien.
- 1957: Der Süßwasseropal der Csatherberge im Burgenlande. — Zur Geologie, Paläobotanik und Geochemie seltener Quellabsätze. — Jahrb. d. Geol. Bundesanstalt, 100. Bd., Heft 1, S. 1—66, 4 Kunstdrucktafeln (T. I—IV), 2 Taf. (V u. VI), 1 Textabb. Wien.

- K ü p p e r, H., 1957: Zur Kenntnis des Alpenabbruches zwischen südlichem Wiener Becken und dem Ostrand der Rechnitzer Schieferinsel. — In: Erläuterungen zur geolog. Karte Mattersburg—Deutschkreuz. S. 59—67, Taf. 9—12, Geol. B. A. Wien.
- 1958: Zur Geschichte der Wiener Pforte. — Mitt. Geograph. Ges. Wien, Bd. 100, H. I/II, S. 161—181, 3 Textfig., 3 Tab., 1 Karte. Wien.
- 1960: Erläuterungen zu einer tektonischen Übersichtsskizze des weiteren Wiener Raumes. — Mitt. Geol. Ges. Wien, Bd. 53, S. 1—33, 1 Textfig., 1 Taf. Wien.
- K ü p p e r, I., 1959 a: Mikrofaunistischer Bericht über die Tiefbohrung Perbersdorf 1. — Interner Bericht der Rohoel-Gewinnungs A. G. Wien.
- 1959 b: Mikrofaunistischer Bericht über die Tiefbohrung Übersbach 1. — Interner Bericht der Rohoel-Gewinnungs A. G. Wien.
- K ü p p e r, K., 1954: Siehe P a p p, A. und —.
- L a c k e n s c h w e i g e r, H., 1952: Seismische Aufnahmen in der Weststeiermark. — Berg- u. Hüttenm. Monatsh., Jg. 97, S. 111—113. Wien.
- L o c z y, L., 1913: Resultate der Untersuchungen des Balatonsees, I. Teil, Geologie und Morphologie der Balaton-Umgebung. Budapest.
- M a c h a t s c h k i, F., 1927: Über den Basalt von Weitendorf (Steiermark), seine exogenen Einschlüsse und Kluffüllungen. — Centralblatt f. Min. Geologie und Paläontologie, Abt. A, S. 367—374 und 417—422.
- M a j z o n, L., 1956: Kőolajfúrásaink újabb réegtani Eredményei (New Stratigraphic Results of Hungarian Oil-prospecting Borings). (Mit russ. u. engl. Zusammenfassung). — Földtani Közlöny, Bd. LXXXVI, H. 1, S. 44—58, Taf. I—VIII. Budapest.
- M a r c h e t, A., 1931: Zur Petrographie der vorsarmatischen Ergußgesteine bei Gleichenberg in Oststeiermark. — Sitzungsber. Akad. Wiss., Mathem.-Naturw. Kl. Abt. I, Bd. 140, H. 7, S. 461—540, 1 Taf., 16 Textfig. Wien.
- M a u r i n, V., 1956: Der Untergrund der Murbrücken in der Grazer Innenstadt. — Mitt. Naturw. Ver. f. Steiermark, Bd. 86, S. 72—79. Graz.
- 1958: Siehe F l ü g e l, H. und —.
- 1959: Aufnahmebericht 1958 über Blatt Köflach—Voitsberg (1:10.000). — Verh. Geol. B. A., S. A 37—A 42. Wien.
- 1959 a: Siehe F l ü g e l, H. und —.
- 1959 b: Siehe F l ü g e l, H. und —.
- 1961: Der Baugrund der Stadt Graz. — In: F l ü g e l, H.: Die Geologie des Grazer Berglandes. — Mitt. Mus. Bergbau, Geologie u. Technik am Landesmus. „Joanneum“, Graz, H. 23, S. 198—204. Graz.
- 1961: Siehe F l ü g e l, H. und —.
- M e t z, K., 1939: Siehe F o r b e r g e r, R. und —.
- M o l i n a r i, V., 1963: Siehe G r e k o f f, N. und —.
- M o t t l, M., 1954 a: Hipparion-Funde der Steiermark. — Mitt. Mus. f. Bergbau, Geologie und Technik am Landesmus. „Joanneum“, Graz, H. 13, S. 43—71, Taf. I, II a, II b. Graz.
- 1954 b: Dorcatherium aus dem Unterpliozän der Steiermark. — Mitt. Mus. f. Bergbau, Geologie und Technik am Landesmus. „Joanneum“, Graz, H. 13, S. 72—75. Graz.
- 1955: Neue Säugetierfunde aus dem Jungtertiär der Steiermark. I. Anchitherium-Funde aus dem Unterpliozän der Steiermark. S. 51—58, 2 Abb. II. Der erste Nachweis von Miotragocerus im Pannon der Steiermark. S. 59—68, 3 Abb. III. Hyotherium palaeochoerus, ein neuer Suide aus dem Unterpliozän der Steiermark. S. 69—78, 1 Textabb. — Mitt. Mus. Bergbau, Geologie u. Technik am Landesmus. „Joanneum“, H. 15. Graz.
- 1958 a: Neue Säugetierfunde aus dem Jungtertiär der Steiermark. IV. Protragocerus, erstmals im Sarmat der Steiermark, mit Berücksichtigung der übrigen Säugetierfunde aus der Umgebung von Hartberg. — Mitt. Mus. f. Bergbau etc. am Landesmus. „Joanneum“, H. 19, S. 3—16, 2 Textabb., 1 Tab. Graz.

- 1958 b: Neue Säugetierfunde aus dem Jungtertiär der Steiermark. V. Neue Proboscidierrfunde aus dem Sarmat der Steiermark. — Mitt. Mus. f. Bergbau etc. am Landesmus. „Joanneum“, H. 19, S. 16—41, 3 Textabb., 2 Tab. Graz.
- 1961: Neue Säugetierfunde aus dem Jungtertiär der Steiermark. VI. Neue Säugetierfunde aus dem Glanzkohlenbergbau von Fohnsdorf. — Mitt. Mus. f. Bergbau, Geologie und Technik am Landesmus. „Joanneum“, Graz, H. 22, S. 3—21, 1 Taf., 3 Tab. Graz.
- 1964: Briefliche Mitteilung: Säugetierpaläontologische Zusammenstellung bezüglich des steirischen Sarmats und Pannons. Graz (15. 12. 1964).
- Murban, K., 1939: Die vulkanischen Durchbrüche in der Umgebung von Feldbach. — Mitt. d. Abt. f. Bergbau, Geologie und Paläontologie des Landesmus. „Joanneum“, Graz, H. 3, S. 1—11, 3 Taf., 1 Karte. Graz.
- Nebert, K., 1951: Sedimentologisch-stratigraphische Untersuchungen im Jungtertiär südwestlich von Hartberg (Oststeiermark). — Berg- und Hüttenmänn. Monatsh., Jg. 96, H. 1—3, S. 9—57, 16 Textabb. Wien.
- 1952: Die pliozäne Schichtfolge in der Pöllauer Bucht (Oststeiermark). — Jahrb. Geol. B. A., Bd. 95, H. 1, S. 103—118, 1 Taf., 4 Textabb. Wien.
- Neppel, A., 1939: Aufnahmebericht für 1938 über das Tertiär westlich des Plabutsch-Kohlerberg-Buchkogelzuges. — Verh. Geol. B. A., No. 1—3, S. 57—59. Wien.
- Neubauer, W., 1949: Das Alter der Tuffe im Gebiet Friedberg—Grafendorf (Nordoststeiermark) mit einem Beitrag zur Geologie der Friedberger Tertiärbucht. — Sitzungsber. Akad. Wiss., Math.-naturw. Kl., Abt. I, Bd. 158, H. 7 und 8, S. 585—591, 1 Textabb. Wien.
- Ožegović, F., 1944: Prilog geologijc mladeg terciara na temelju podataka iz novijih dubokih bušotina u Hrvatskoj. — Vjestnik Hrvatskog državnog geološkog zavoda etc., Folge II/III, S. 391—490, 9 Textabb., 1 Tab. und Taf. 26. Zagreb.
- Ožegović, F., 1953: O geologiji i paleogeografiji SW dijela Moslavačke gore. — Geol. Vjesnik, god. II—IV (1948—1950), S. 185—200, 4 Textabb. Zagreb.
- Pantó, G., 1962: The Role of Ignimbrites in the Volcanism of Hungary. — Acta Geologica Akad. Sc. Hung., Tom. VI, Fasc. 3—4, S. 307—331, Taf. 1—3, Textabb. 1—11, Tab. 1—2, Budapest.
- Papp, A. und Thenius, E., 1949: Über die Grundlagen der Gliederung des Jungtertiärs und Quartärs in Niederösterreich. — Sitzungsber. Akad. Wiss., Math.-naturw. Kl., Abt. I, Bd. 158, S. 753—787. Wien.
- Papp, A., 1951: Das Pannon des Wiener Beckens. — Mitt. Geol. Ges. Wien, Bd. 39—41, 1946—1948, S. 99—193, Textabb. 1—7, Tab. 1—4. Wien.
- Papp, A. und Ruttner, A., 1952: Bohrungen im Pannon südwestlich von Rechnitz (südliches Burgenland). — Verh. Geol. B. A., H. 4, S. 191—200, Textabb. 1—3. Wien.
- Papp, A., 1952: Siehe Flügel, H., Hauser, A. und —.
- 1953 a: Die Molluskenfauna des Pannons im Wiener Becken. — Mitt. Geol. Ges. Wien, Bd. 44, 1951, S. 85—222, Taf. 1—25, 1 Textabb. Wien.
- 1953 b) Fossilien aus der Bohrung Pirka bei Voitsberg (Stmk.) und Bemerkungen über die Altersstellung der durchteuften Schichten. — Verh. Geol. B. A., S. 220—226, 1 Textabb. Wien.
- Papp, A. und Turnovsky, K., 1953: Die Entwicklung der Uvigerinen im Vindobon (Helvet und Torton) des Wiener Beckens. — Jahrb. Geol. B. A., Bd. 96, H. 1, S. 117—142, Taf. V. Wien.
- Papp, A., 1954: Die Molluskenfauna im Sarmat des Wiener Beckens. — Mitt. Geol. Ges. Wien, Bd. 45, 1952, S. 1—112, Taf. 1—20, Tab. 1 u. 2. Wien.
- Papp, A. und Thenius, E. mit Beiträgen von Berger, W. und Weinfurter, E., 1954: Vösendorf — ein Lebensbild aus dem Pannon des Wiener Beckens. — Mitt. Geol. Ges. Wien, Bd. 46, 1953 (Sonderband), S. 1—109, Taf. 1—15. Wien.
- Papp, A. und Küpper, K., 1954: The Genus *Heterostegina* in the Upper Tertiary of Europe. — Contrib. from the Cushman Foundation for Foram.

- Research, Vol. V, Part 3, S.108—127, Taf. 20—23, Textabb. 1—5, Tab. 1—2. Bridgewater, Mass.
- Papp, A., 1956: Fazies und Gliederung des Sarmats im Wiener Becken. — Mitt. Geol. Ges. Wien, Bd. 47, 1954, S. 35—98, Tab. 1—3. Wien.
- Papp, A., 1957: Siehe Drooger, C. W., und Socin, C.
- 1958 a) Probleme der Grenzziehung zwischen der helvetischen und tortonischen Stufe im Wiener Becken. — Mitt. Geol. Ges. Wien, Bd. 49, 1956, S. 235—256, Taf. 1—7. Wien.
- 1958 b) Bemerkungen zur Fossilführung von Jagerberg bei St. Stefan in der Oststeiermark. — Mitt. Mus. f. Bergbau, Geologie und Technik am Landesmus. „Joanneum“, H. 19, S. 42—44. Graz.
- 1959: Tertiär, I. Teil: Grundzüge regionaler Stratigraphie. (Mit Beiträgen von Tollmann, A., Turnovsky, K., Glässner, M. M. und Klaus, W.), 411 S., 89 Textabb., 63 Tab. In: Lotze: Handbuch der stratigraph. Geologie. Verl. Enke. Stuttgart.
- 1960 a) Umfang und Gliederung des oberen Miozäns im Mittelmeergebiet und in Mitteleuropa. — Mitt. Geol. Ges. Wien, Bd. 52, S. 169—176, 1 Tab. Wien.
- Papp, A., 1960 b) Die biostratigraphischen Grundlagen der Gliederung des Neogens in Österreich. — Mitt. Geol. Ges. Wien, Bd. 52, S. 177—180. Wien.
- 1963: Die biostratigraphische Gliederung des Neogens im Wiener Becken. — Mitt. Geol. Ges. Wien, Bd. 56, 1963, H. 1, S. 225—317, 14 Taf., 2 Tab. Wien.
- Paulik, J., 1957: Siehe Cicha, J., und Tejkal, J.
- Peters, K. F., 1871: Unterkiefer eines *Dinotherium giganteum* (D. medium) Kaup, gefunden im Sand der obersten Miozän-(Congerien-)Stufe bei Breitenhilm nächst Hausmannstätten, etc. — Verh. Geol. B. A., S. 34 ff. Wien.
- Petrascheck, W., 1922—1925: Kohlengeologie der österr. Teilstaaten. I. Teil, VII. Die tertiären Senkungsbecken am Fuße der Alpen. — Berg- und hüttenmänn. Handbuch, S. 213—272. Wien.
- 1940: Vulkanische Tuffe im Jungtertiär am Alpenostrand. — Sitzungsber. Akad. Wiss., Math.-naturw. Kl., Abt. I, Bd. 149, H. 3—6, S. 145—154, Taf. 1—2. Wien.
- 1955: Vulkanische Tuffe im Jungtertiär der Ostalpen. — Verh. Geol. B. A., H. 4, S. 231—239. Wien.
- Pia, J. und Sickenberg, O., 1934: Katalog der in den österreichischen Sammlungen befindlichen Säugetierreste des Jungtertiärs Österreichs und der Randgebiete. — Denkschr. Naturhist. Mus. in Wien, Geol.-paläont. Reihe, Bd. 4, Verl. Franz Deuticke, Leipzig u. Wien.
- Pleničar, M., 1954: Obmurska naftna nahajališča. — (Oil Fields in the Obmurje) (mit engl. Zusammenfassung). — Geologija razprave in poročila, Bd. 2, S. 36—93, 12 Textabb., 2 Tab., 2 Karten. Ljubljana.
- Pletikapić, Z., 1960: Grada Savske potoline na području između Zrinske i Moslavačke gore. — Geol. Vjesnik, 13. Bd., S. 121—131, Taf. 1—3. Zagreb.
- Pletikapić, Z., Gjetvaj, I., Jurković, M., Urbiha, H., und Hrnčić, L., 1964: Geologija i naftoplinonosnost Dravske potoline. — Geološki Vjesnik, Band 17 (1963), S. 49—78, Taf. 1—21. Zagreb.
- Renner, J. & Szilard, J., 1959: Gravity Network of Hungary. — Acta Technica Academiae Scientiarum Hungaricae. — Tom. XXIII, Fasc. 4, p. 365—394. Budapest.
- Reineck, H. E., 1960: Über Zeitlücken in rezenten Flachsee-Sedimenten. — Geol. Rundschau, Bd. 49/1, S. 149—161, 3 Textabb., 5. Tab. Stuttgart.
- Rittler, W., 1949: Siehe Winkler-Hermaden, A. v. und —.
- Rolle, F., 1855: Über einige neue Vorkommen von Foraminiferen, Bryozoen und Ostracoden in den tertiären Ablagerungen Steiermarks. — Jahrb. Geol. B. A., 6. Jg., S. 351—354. Wien.
- 1856: Die tertiären und diluvialen Ablagerungen in der Gegend zwischen Graz, Köflach, Schwanberg und Ehrenhausen in Steiermark. — Jahrb. Geol. R. A., 7. Jg., S. 535—602. Wien.

- Ruggieri, G., 1958: Gli esotici neogenici della Colata gravitativa della Val Marecchia. — *Lavori dell'Istituto di Geologia di Palermo. Atti dell'Acad. Szi., Lett. e Arti di Palermo, Ser. IV, vol. XVII, 1956/57, Parte I, S. 1—169, Taf. 1—7, Textabb. 1—3, Palermo.*
- Ruttner, A., 1952: Siehe Papp, A. und
- Sauerzopf, F., 1950: Fauna und Gliederung der Schichten des Pannon im südlichen Burgenland. — Unveröffentl. Dissertation. Universität Wien.
— 1952: Beitrag zur Entwicklungsgeschichte des südburgenländischen Pannons. — *Burgenländ. Heimatblätter, 14. Jg., H. 1, S. 1—16, Taf. 1 u. 2, 1 Tab.*
- Schaffer, F. X. und Grill, R., 1951: Die Molassezone. — In F. X. Schaffer: *Geologie von Österreich. S. 694—761, Textabb. 1—7, Verlag Deuticke, Wien.*
- Scheffer, V., 1960: Some Contributions to the Geophysical Knowledge of the Carpathian Basin. — *Acta. Technica Acad. Sci. Hung. Tom. 30, Fasc. 3—4, S. 423—461 (deutsche, französ. u. russ. Zusammenfassung). Budapest.*
- Scheffer, V., 1963: Geophysikalische Angaben zur Tektonik des Grenzgebietes der Ostalpen. — *Mitt. Geol. Ges. Wien, Bd. 55, S. 61—84, 14 Textabb., 1 Tab. Wien.*
- Scheffer, V., 1964: The European Values of Terrestrial Heat Flow. — *Geofisica e Meteorologia, Vol. XIII, No. 5/6, S. 99—103. Genova.*
- Schmidt, W., 1909: Die Kreidebildungen der Kainach. — *Jahrb. Geol. R. A., Bd. 58, S. 223—246. Wien.*
- Schoklitsch, K., 1962: Untersuchungen an Schweremineralspektren und Kornverteilungen von quartären und jungtertiären Sedimenten des Oberpullendorfer Beckens (Landseer Bucht) im mittleren Burgenland. — *Sitzungsber. Akad. Wiss., Mathem.-naturw. Kl., Abt. I., Bd. 171, 3.—5. H., S. 79—141, 27 Tab., 2 Karten. Wien.*
- Schouppé, A., 1949: Die Fauna des Steinbruches von Retznei bei Ehrenhausen. — *Mitt. d. Naturwiss. Ver. f. Steiermark, Bd. 77/78, S. 142—144. Graz.*
- Schors, W., 1954: Die Entwicklung der Mikrofaunen im Helvet und Torton des Steirischen Beckens und ihre Beziehung zu den entsprechenden Ablagerungen der Kaager Struktur im Bereich der Windischen Bühel. — Internes Manuskript der RAG Wien.
- Seneš, J., 1960: Siehe Cicha, I., Tejkal, J. und —.
- Seneš, J., 1961: Paläogeographie des Westkarpatischen Raumes in Beziehung zur übrigen Paratethys im Miozän. — *Geologické Práce, Zos. 60, S. 159—195, Abb. 1—15. Bratislava.*
— 1962: Siehe Cicha, I., und Tejkal, J.
- Sickenberg, O., 1934: Siehe Pia, J. und
- Sieber, R., 1958 a: Zur makropaläontologischen Zonengliederung im österreichischen Tertiär. — *Erdöl-Zeitschrift, H. 4, S. 108—110. Wien-Hamburg.*
— 1958 b: Systematische Übersicht der jungtertiären Gastropoden des Wiener Beckens. — *Annalen Naturhist. Mus. in Wien, Bd. 62. Wien.*
- Siemens, G., 1943: Die Auswertung der geophysikalischen Messungen im Steirischen Becken unter Berücksichtigung der Nachbargebiete. — Unveröffentl. Bericht.
- Socin, C., 1957: Siehe Drooger, C. W., Papp, A. und
- Stille, H., 1924: Grundfragen der vergleichenden Tektonik. — *Verl. Gebr. Bornträger. Berlin.*
- Stiny, J., 1918: Die Lignite in der Umgebung von Feldbach in Steiermark. *Bergbau und Hütte, H. 10 und 11, S. 1—14. Wien.*
— 1924: Neue Fundorte tertiärer Mollusken in der Umgebung von Feldbach, Steiermark. — *Jahrb. Geol. B. A., Bd. 74, H. 1 u. 2, S. 75—96, 6 Textfig. Wien.*

- Stur, D., 1871: Geologie der Steiermark. Erläuterungen zur geologischen Übersichtskarte des Herzogtumes Steiermark, Graz, 1865. — Herausgeg. im Auftrage d. geognostisch-montanistischen Ver. f. Steiermark, S. I-XXXI, S. 1—654. Graz.
- Sueß, E., 1867: Die von Herrn Fr. Melling, k. k. Verweser in Eibiswald in Steiermark der k. k. Geol. Reichsanstalt als Geschenk übergebene Sammlung fossiler Wirbeltierreste. — Verh. Geol. R. A., S. 6—10. Wien.
- Szádeczky-Kardoss, E., 1964: Großtektonische Betrachtungen über Magmategonik und Magmachemismus des innerkarpatischen Vulkanismus. — Acta Geologica Acad. Sc. Hung., Tom. VIII, Fasc. 1—4, S. 433—454, Textabb. 1—9, Budapest.
- Szentes, F., 1961: Carte tectonique de la Hongrie. — Jahresber. Ung. geol. Anst. für 1957 u. 1958, S. 12—18 (1 Karte ca. 1 : 500.000). Budapest.
- Szillard, J., 1959: siehe Renner, J., und . . .
- Tauber, A. F., 1951: Grundzüge der Geologie. In: Burgenland, Landeskunde. — Österr. Bundesverlag. Wien.
- Tejkal, J., 1957: Siehe Cicha, J., Paulik, J. und
— 1960: Siehe Cicha, I., und Seneš, J.
— 1962: Siehe Cicha, I., Seneš, J. und
- Thenius, E., 1948: Zur Revision der Insectivoren des steirischen Tertiärs. — Anz. Akad. Wiss., Math.-naturw. Kl. Jg. 1948, Nr. 11, S. 119—121. Wien.
— 1949: Siehe Papp, A. und —.
— 1949 a: Die Lutrinen des steirischen Tertiärs. Beiträge zur Kenntnis der Säugetierreste des steirischen Tertiärs I. — Sitzungsber. Akad. Wiss., Math.-naturw. Kl., Abt. I, Bd. 158, H. 4, S. 299—322, 4 Textabb. Wien.
— 1949 b: Zur Revision der Insectivoren des steirischen Tertiärs. Beiträge zur Kenntnis der Säugetierreste des steirischen Tertiärs II. — Sitzungsber. Akad. Wiss., Math.-naturw. Kl., Abt. I, Bd. 158, H. 9 u. 10, S. 671—693, 5 Textabb., 5 Tab. Wien.
— 1949 c: Martes gamlitzensis H. v. Mayer. Beiträge zur Kenntnis der Säugetierreste des steirischen Tertiärs III. — Sitzungsber. Akad. Wiss., Math.-naturw. Kl., Abt. I, Bd. 158, H. 9 u. 10, S. 793—797. Wien.
— 1949 d: Die Carnivoren von Göriach. Beiträge zur Kenntnis der Säugetierreste des steirischen Tertiärs IV. — Sitzungsber. Akad. Wiss., Math.-naturw. Kl., Abt. I, Bd. 158, H. 9 u. 10, S. 695—762, 15 Textabb. Wien.
— 1950: Die tertiären Lagomeriden und Cerviden der Steiermark. Beiträge zur Kenntnis der Säugetierreste des steirischen Tertiärs V. — Sitzungsber. Akad. Wiss., Math.-naturw. Kl., Abt. I, Bd. 159, H. 6—10., S. 219—254, 10 Textabb. Wien.
— 1951: Anthracotherium aus dem Untermiozän der Steiermark. Beiträge zur Kenntnis der Säugetierreste des steirischen Tertiärs VI. — Sitzungsber. Akad. Wiss., Math.-naturw. Kl., Abt. I, Bd. 160, H. 3 u. 4, S. 217—226, 1 Textabb. Wien.
— 1954: Siehe Papp, A. und mit Beiträgen von Berger, W. und Wein-furter, E.
— 1956: Die Suiden und Tayassuiden des steirischen Tertiärs. Beiträge zur Kenntnis der Säugetierreste des steirischen Tertiärs VIII. — Sitzungsber. Akad. Wiss., Math.-naturw. Kl. Abt. I, Bd. 165, H. 4 u. 5, S. 337—382, 31 Textabb. Wien.
— 1959 a: Tertiär II. Teil: Wirbeltierfaunen. In: Lotze, F.: Handbuch der stratigraph. Geologie. 328 S, 12 Textabb., 32 Tab., 10 Taf. — Verlag Enke. Stuttgart.
— 1959 b: Probleme der Grenzziehung zwischen Miozän und Pliozän. — Anz. Akad. Wiss., Math.-naturw. Kl., Nr. 6, S. 110—120, 2 Tab. Wien.
- Thenius, E., 1960: Die jungtertiären Wirbeltierfaunen und Landflora des Wiener Beckens und ihre Bedeutung für die Neogenstratigraphie. — Mitt. Geol. Ges. Wien, Bd. 52, 1959, S. 203—209, 1 Tab. Wien.
- Tollmann, A., 1955: Das Neogen am Nordwestrand der Eisenstädter Bucht. — Wissenschaftl. Arbeiten aus dem Burgenland, H. 10, S. 1—74, 1 Karte 1 : 25.000, 2 Profiltafeln, 12 Tabellen. Eisenstadt.

- Tollmann, A., 1959: Der Deckenbau der Ostalpen auf Grund der Neuuntersuchung des Zentralalpinen Mesozoikums. — Mitt. Ges. Geol. Bergb. Stud. Wien, Bd. **10**, S. 1—62, 1 Taf. Wien.
- Tollmann, A., 1963: Ostalpensynthese, 256 S., 23 Textabb., 11 Taf. im Anhang. Verl. Franz Deuticke Wien.
- Toperczer, M., 1947 a: Erdmagnetische Bodenuntersuchungen in Südoststeiermark. — Berg. und hüttenm. Monatsh., **92**, S. 157—165, 3 Textabb. Wien.
- 1947 b: Die erdmagnetische Anomalie von Wundschuh. — Sitzungsber. Akad. Wiss., Math.-naturw. Kl., Abt. II a, Bd. **156**, H. 7 u. 8, S. 383—391. Wien.
- Turnovsky, K., 1953: Siehe Papp, A. und
- Vadász, E., 1955: Großtektonische Grundlagen der Geologie Ungarns. — Acta Geologica Acad. Sci. Hung., Tom. **III**, Fasc. 1—3, S. 207—243. Budapest.
- Vajk, R., 1952: Geophysical Exploration of Southwest Hungary. — Geophysics, Vol. **17**, Nr. 2, S. 278—310, Taf. 1—12. Tulsa.
- Veit, E., 1943: Zur Stratigraphie des Miozäns im Wiener Becken. — Mitt. Reichsanst. Bodenf. Zweigst. Wien, H. 6, S. 3—32, 4 Tab. Wien.
- Vendl, M., 1930: Die Geologie der Umgebung von Sopron. II. Die Sedimentgesteine des Neogen und Quartär. — Erdészeti Kísérletk., Bd. **XXXII**.
- Vendel, M., 1960: Über die Beziehungen des Kristallinuntergrundes Transdanubiens und der Ostalpen. — Mitt. Geol. Ges. Wien, **51**. Bd. (1958), S. 281—294, Taf. 1, Tab. 1 u. 2. Wien.
- Völgyi, L., 1956: Miocén üledékek kifejlődése a Lovászi mélyfúrásokban. (La formation des sédiments miocènes des sondages profonds de Lovászi). Mit russ. u. franz. Zusammenfassung. — Földtani Közlöny, Bd. **LXXXVI**, H. 2, S. 139—150, Taf. XXV. Budapest.
- Vuckovic, J., Filjak, R. und Aksin, V., 1959: Survey of Exploration and Production of Oil in Yugoslavia. — Proceed. Fifth World Petrol. Congr. Sect. I — Paper 55, S. 1003—1021, Textabb. 1, 5—12, 2 Karten. New York.
- Waagen, L., 1927: Die Erdölbohrung Mooskirchen in Steiermark. — Allgem. Österr. Chemiker und Techniker Zeitung, Bd. **44**, S. 161—162. Wien.
- 1937: Paläozoikum, Kreide und Tertiär im Bereich des Kartenblattes Köflach—Voitsberg. — Jahrb. Geol. B. A., Bd. **87**, S. 311—329, mit Karte 1:50.000. Wien.
- Weinberger, F., 1963: Siehe Kapounek, J., Kölbl, L. und —
- Weinfurter, E., 1954: Siehe Papp, A. und Thenius, E. mit Beiträgen von Berger, W. und —
- Weinhandl, R., 1957: Stratigraphische Ergebnisse im mittleren Miozän des Außeralpiner Wiener Beckens. — Verh. Geol. B. A., H. 1—3, S. 120—130. 1 Textabb., 1 Tab. Wien.
- Wieseneder, H., 1956: Zur Kenntnis der neuen Erdöl- und Erdgasvorkommen im Wiener Becken. — Erdöl und Kohle, 9. Jg., Nr. 6, S. 357—363. Hamburg.
- 1962: Zur Deutung sedimentärer Strukturen in klastischen Sedimenten. — Mitt. Geol. Ges. Wien, Bd. **54**, 1961, S. 249—260, Taf. 1—4. Wien.
- Winkler, A., 1913 a: Das Eruptivgebiet von Gleichenberg in Oststeiermark. I. Werdegang der geologischen Forschung im Eruptivgebiet. II. Der geologische Bau der im Maßstabe 1:25.000 aufgenommenen südlichen Region in der Umgebung von St. Anna, Hochstraden und Klöch. Jahrb. Geol. R. A., Bd. **63**, S. 403—502, Taf. 15—19, 1 Tab., 19 Textfig. Wien.
- 1913 b: Untersuchungen zur Geologie und Paläontologie des steirischen Tertiärs. — Jahrb. Geol. R. A., Bd. **63**, H. 3, S. 503—620, Taf. 21 u. 22, Tab. 1 u. 2, 7 Textfig. Wien.
- 1914/15: Die tertiären Eruptiva am Ostrande der Alpen. Ihre Magmabeschaffenheit und ihre Beziehung zu tektonischen Vorgängen. — Zeitschr. f. Vulkanologie, Bd. **1**, H. 3, S. 167—196, 1 Übersichtskarte. Berlin.

- Winkler-Hermaden, A. v. 1921: Beitrag zur Kenntnis des oststeir. Pliozäns. *Jahrb. Geol. Staatsanst.*, Bd. 71, H. 1 u. 2, S. 1—50, 4 Textfig. Wien.
- 1924: Studienergebnisse im Tertiärgebiet von Südweststeiermark (vorl. Mitt.). — *Verh. Geol. B. A.*, Nr. 5, S. 93—101. Wien.
- 1927 a: Das Südweststeirische Tertiärbecken im älteren Miozän. — *Denkschr. Akad. Wiss., Math.-naturw. Kl.*, Bd. 101, S. 89—130, 1 Taf., 11 Textfig. Wien.
- 1927 b: Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte der Republik Österreich. *Blatt Gleichenberg (Z. 18 Kol. XIV, Nr. 5256)*, 1 Taf. — *Geol. B. A.*, S. 1—164. Wien.
- 1927 c: Über die sarmatischen und pontischen Ablagerungen im Südostteil des steirischen Beckens. — *Jb. d. Geol. B. A.*, Bd. 77, S. 393—456, 16 Textfig. Wien.
- 1927 d: Die geologischen Aufschließungen beim Bau der Bahnlinie Friedberg-Pinkafeld und der geologische Bau des nordsteirischen Tertiärbeckens. — *Verh. Geol. B. A. H. 4*, S. 97—103. Wien.
- 1927/28 Der jungtertiäre Vulkansimus im steirischen Becken. — *Zeitschr. f. Vulkanologie*, Bd. 11, H. 1, S. 1—32, Taf. 1—4, Profiltaf. 5, Kartentaf. 6, 1 Textfig. Berlin.
- 1929: Der Bau des „Radlgebirges“ in Südweststeiermark. — *Jahrb. Geol. B. A.*, Bd. 79, S. 479—530, 1 Kartentaf. (T. 15), 1 Profiltaf. (T. 16) und 5 Textfig. Wien.
- Winkler-Hermaden, A. v., 1933 a: Die jungtertiären Ablagerungen am Nordostsporn der Zentralalpen und seines Südsaumens. — *Sitzungsber. Akad. Wiss., Math.-naturw. Kl., Abt. I*, Bd. 142, H. 1 u. 2, S. 81—102, 1 Textfig. Wien.
- 1933 b: Über zwei interessante Gesteinsvorkommen bei Aschau im Bezirk Oberwart (Felsőőr, Burgenland). — *Kulönlenyomat a Folia Sabariensia 1933. évi (I. évf.) 1. számából. (Non vidi)*.
- 1933 c: Ergebnisse über junge Abtragung und Aufschüttung am Ostrande der Alpen. — *Jahrb. Geol. B. A.*, Bd. 83, S. 233—274, Taf. 7. Wien.
- 1938: Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich. *Blatt Marburg*. — *Z. 19, Kol. XIII, Nr. 5355*. Wien.
- 1939: *Geolog. Führer durch das Tertiär- und Vulkanland des Steirischen Beckens*. — 209 S., 3 Taf., 27 Textabb. — *Sammlung geolog. Führer XXXVI, Reihe der Ostalpenführer*, Verl. Gebr. Bornträger, Berlin.
- 1943: Die tertiäre Schichtfolge am Alpenostabfall und ihre Beziehungen zu jener des pannonischen Beckens. — *Mitt. Reichsamts f. Bodenforsch., Zweigst. Wien*, H. 6, S. 67—92. Wien.
- 1943: Die jungtertiären Ablagerungen an der Ostabdachung der Zentralalpen und das inneralpine Tertiär. II. Das steirische Becken und die Umräumung des Nordostsporns der Zentralalpen. — S. 303—365, Textabb. 1, 3—15. In: *F. X. Schaffer: Geologie der Ostmark*. Verl. F. Deuticke. Wien.
- Winkler-Hermaden, A. v., 1944: Neue Beobachtungen im Tertiärbereich des mittelsteirischen Beckens. — *Ber. d. Reichsamtes f. Bodenf.*, Jg. 1944, S. 31—43, 1 Textabb. Wien.
- Winkler-Hermaden, A. v. und Rittler, W., 1949: Erhebungen über artesische Wasserbohrungen im steirischen Becken, unter Berücksichtigung ihrer Bedeutung für die Tertiärgeologie. — *Geologie und Bauwesen*, Jg. 17, H. 2—3, S. 33—96, 1 Taf., 3 Textabb. Wien.
- Winkler-Hermaden, A. v., 1951 a: Die jungtertiären Ablagerungen an der Ostabdachung der Zentralalpen und das inneralpine Tertiär. — In *F. X. Schaffer: Geologie von Österreich*, S. 414—524, Textabb. 1—20, Verlag Deuticke. Wien.
- 1951 b: Über neue Ergebnisse aus dem Tertiärbereich des steirischen Beckens und über das Alter der oststeirischen Basaltausbrüche. — *Sitzungsber. Akad. Wiss., Mathem.-naturw. Kl., Abt. I*, Bd. 160, H. 1 u. 2, S. 1—15. Wien.
- 1951 c: Die jungtektonischen Vorgänge im steirischen Becken — *Sitzungs-*

- ber. Akad. Wiss., Math.-naturw. Kl., Abt. I, Bd. **160**, H. 1 u. 2, S. 37—69, 4 Textabb., 2 Beil. Wien.
- Winkler-Hermaden, A. v., 1952: Neue Beobachtungen im Tertiärbereich des Mittelsteirischen Beckens. — Mitt. Naturwiss. Ver. f. Steiermark, Bd. **81/82**, S. 145—168, 1 Taf., 7 Textabb. Graz.
- 1955: Ergebnisse und Probleme der quartären Entwicklungsgeschichte am östlichen Alpensaum außerhalb des Vereisungsgebietes. — Denkschr. Akad. Wiss., Math.-naturw. Kl., **110**, Bd., S. 1—180. Wien.
- 1957: Geologisches Kräftespiel und Landformung. — Verl. Springer. Wien.
- 1958: Zur Geologie des südweststeirischen Tertiärbeckens. — Mitt. Naturwiss. Ver. f. Steiermark, Bd. **88**, S. 233—245, 1 Textabb. Graz.
- Winkler-Hermaden, A. v. 1962: Die jüngsttertiäre (sarmatisch-pannonisch-höherpliozäne) Auffüllung des Pullendorfer Beckens (= Landseer Bucht E. Suess') im mittleren Burgenland und der pliozäne Basaltvulkanismus am Pauliberg und bei Oberpullendorf — Stoob. — Sitzungsber. Akad. Wiss., Mathem.-naturw. Kl., Abt. I, Bd. **171**, 3.—5. H., S. 143—192, 5 Textabb., 5 Taf. Wien.
- Woletz, G., 1960: Bericht über sedimentpetrographische Arbeiten im Jahre 1959. a) Bohrung Übersbach. — Verh. Geol. B. A., H. 3, A 123 — A 124. Wien.
- Zapfe, H., 1956: Die geologische Altersstellung österreichischer Kohlenlagerstätten. — Berg- und Hüttenm. Monatshefte, Jg. **101**, H. 4, S. 71—81, 1 Tab. Wien.

Geologische Karten

- Beck, H., Kieslinger, A., Teller, F., Winkler-Hermaden, A. v., 1929: Geologische Spezialkarte der Republik Österreich. 1:75.000 Blatt Unterdrauburg. — Geologische B. A. Wien.
- Flügel, H., und Maurin, V., 1958: Geologische Karte des Weizer Berglandes. 1:25.000. — Geol. B. A. Wien.
- Flügel, H., 1960: Geologische Wanderkarte des Grazer Berglandes. 1:100.000. — Geol. B. A., Wien.
- 1963: Abgedeckte Geologische Übersichtskarte des Steirischen Randgebirges und Tertiärbeckens. In: Sammlung geologischer Führer, Bd. **42**. Das Steirische Randgebirge. Bornträger. Berlin.
- Heritsch, F., 1921: Geologische Karte der Steiermark 1:300.000. Beilage zur Geologie d. Steiermark. — Mitt. Naturwiss. Ver. f. Steiermark, Bd. **57**, Graz.
- Metz, K., 1959: Geologische Karte der Steiermark 1:300.000. — Steirischer Heimatatlas. Graz.
- Stur, D., 1865: Geologische Übersichtskarte des Herzogtumes Steiermark 1:185.000. — Geognost. Ver. f. Steiermark. Graz.
- 1871: Angaben über ältere Kartengrundlagen. In: Geologie der Steiermark, S. XXXI. Graz.
- Winkler-Hermaden, A. v., 1926: Geologische Spezialkarte der Republik Österreich. 1:75.000. Blatt Gleichenberg. — Geol. B. A. Wien.
- 1931: Geologische Spezialkarte der Republik Österreich. 1:75.000. Blatt Marburg. — Geol. B. A. Wien.

Bei der Schriftleitung eingegangen am 5. Februar 1965.

GEOLOGISCHE KARTE DER ZENTRALEN TEILE DES STEIRISCHEN TERZIÄRBECKENS

von K. Kollmann

unter Benützung der Aufnahmen von E. BRAUMÜLLER, K. FABIAN, H. FLÜGEL, V. HILBER, K. KOLLMANN, G. KOPETZKY, K. MURBAN, A. WINKLER-HERMADEN und älterer Unterlagen. Gezeichnet von E. Stama

Als topographische Unterlage dienen die Blätter 164, 190, 191, 192, 193 der Österreichischen Karte 1:50000, sowie die Blätter 165, 166 u. 167 der provisorischen Ausgabe derselben.

LEGENDE

<ul style="list-style-type: none"> Größere Rutschungen Talalluvionen und jungpleistozäne Tabellen Pleistozäne Terrassen und pleistozän-olivierte Sandgebirge Schichten von Jennersdorf Taborer Schotter Kohle von Hendorf u. Schiefer Schichten von Unterlamn Hängendesequenz (Schotterlagen) Schiefer Schotter (K) Karnerberg Schotter (K) Zwischenseerie Kohle von Ilz (I) Kopfensteiner Schotter (K) Tonmergel, Ton, Sand Tonmergel, Ton, Sand, Feinschotter, Kohle Basisschotter (Quarz, Kristallin, Kalk) Tonmergel, Ton, Sand Tonmergel, Ton, Sand, Schotter Nullporenkalke des Buchkogelplateaus Nullporenkalke des Mur Tonmergel, Sand (hängendesequenzes Kollischberg, Verwurmungsschicht) 	<ul style="list-style-type: none"> Tonmergel und Sand der Bullminen-Bollminzone Tonmergel und Sand der Sandachlerzone Nullporenkalke u. Mergel mit Tonmergelagen Ton, Tonmergel, Sand Nullporenkalke Tonmergel u. Sand Phyllit, Diabas, Grünschiefer Tuffitische Moossee-Sedimente Basaltuff (grob- u. feinkörnig) und Agglomeratuff Basalte Bentonit und Tuff Traß u. andere Umwandlungsprodukte der Trachyandesite Quarztrachyt Trachyt mit Eruptivbreccie und Tuff Trachyandesit mit Eruptivbreccie und Tuff 	<ul style="list-style-type: none"> Tiefere "Mitteltorton" Untertorton Paläozookium Jungglazialer-basaltischer Zyklus Untertortonlich-oberhelvetischer Zyklus
--	--	---

<ul style="list-style-type: none"> Tiefbohrung Stratigraphisch wichtige Schußbohrung der Rohöl-Gewinnungs A.G. Wirbeltierreste Mollusken Mikrofossilien Pflanzenreste Schichtfallen mit Einfallswinkel Mineralquelle Dalinen (Rum Wilden) 	<ul style="list-style-type: none"> Wichtige Fossilfundstellen
--	--



ÜBERSICHT DER BENÜTZTEN KARTENGRUNDLAGEN

<ul style="list-style-type: none"> Ältere Unterlagen 1905, K. Fabian 1926, A. Winkler-Hermaden 	<ul style="list-style-type: none"> 1939, K. Murban 1957, G. Kopetzky 1960, H. Flügel
---	---

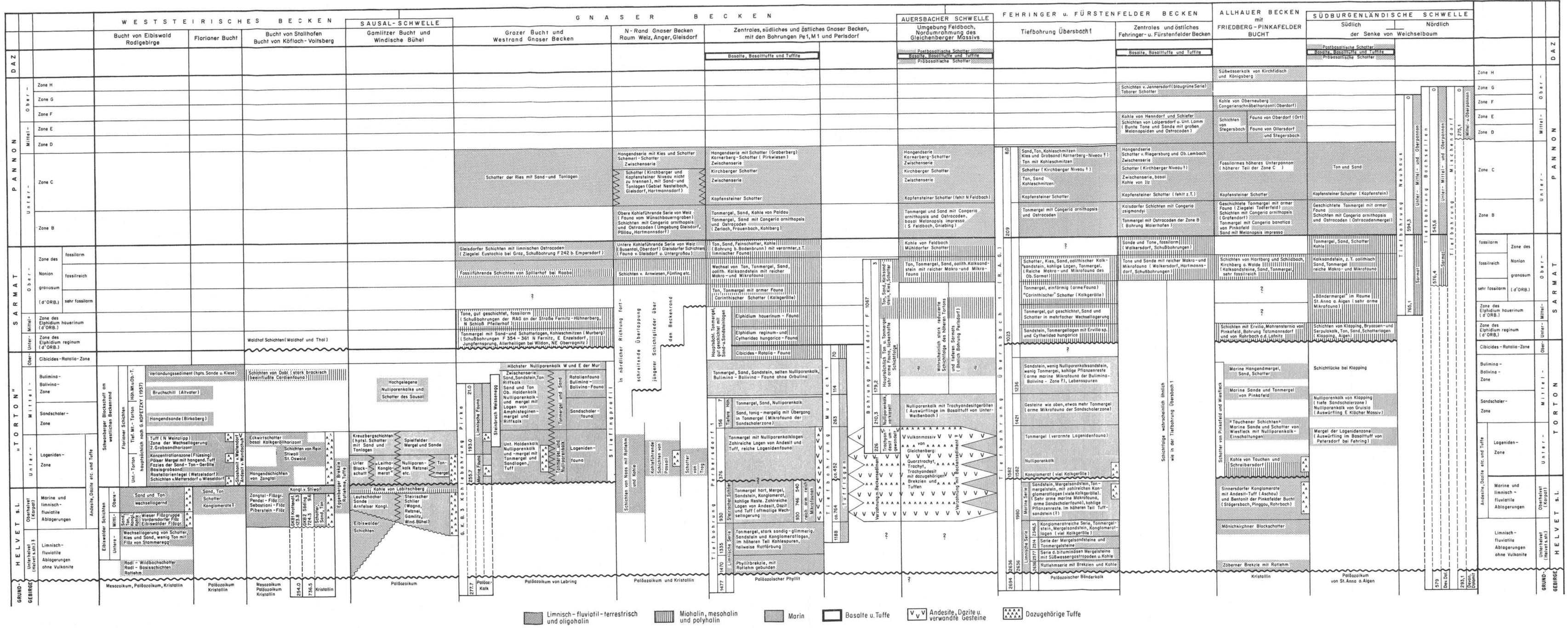
Kartierung der Rohöl-Gewinnungs A.G. Stand 1963

1:50000

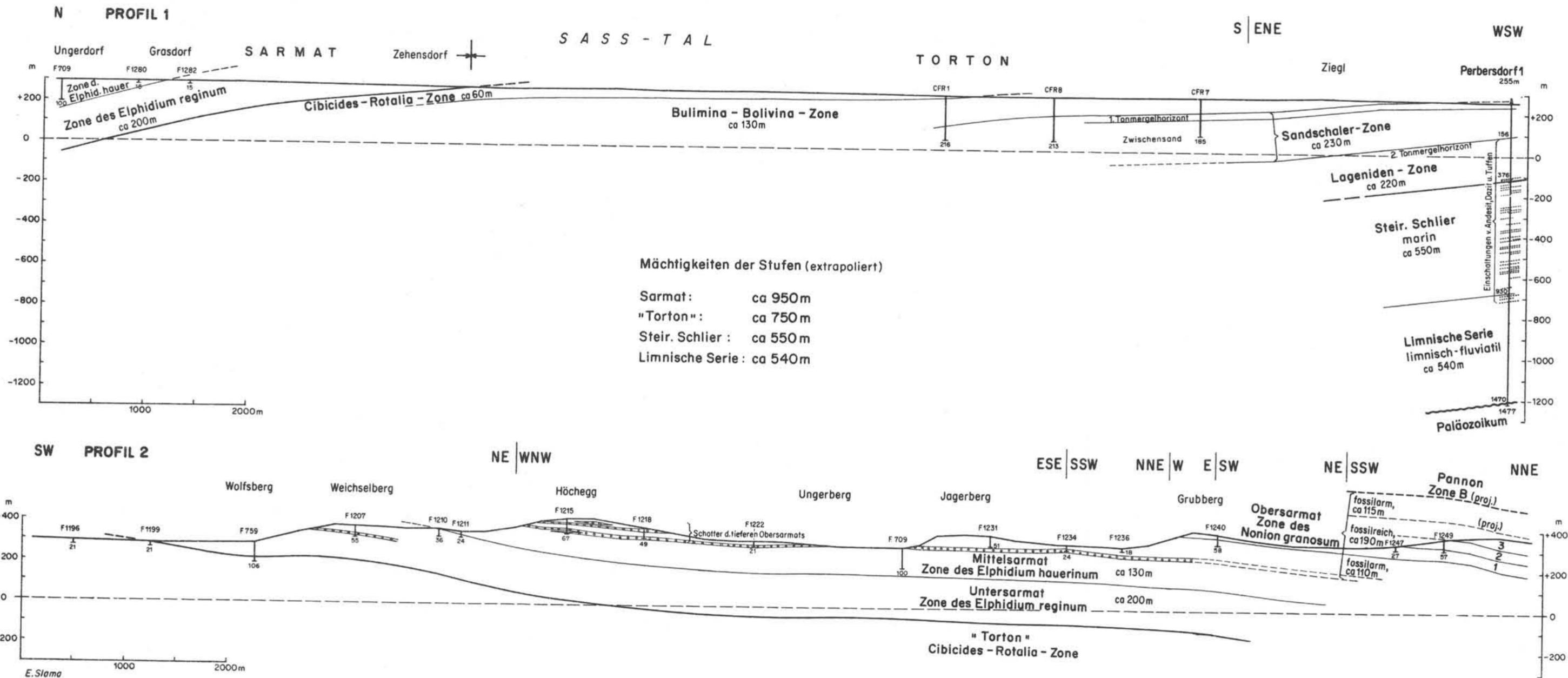
GLIEDERUNG DES NEOGENS IM STEIRISCHEN BECKEN

von K. KOLLMANN

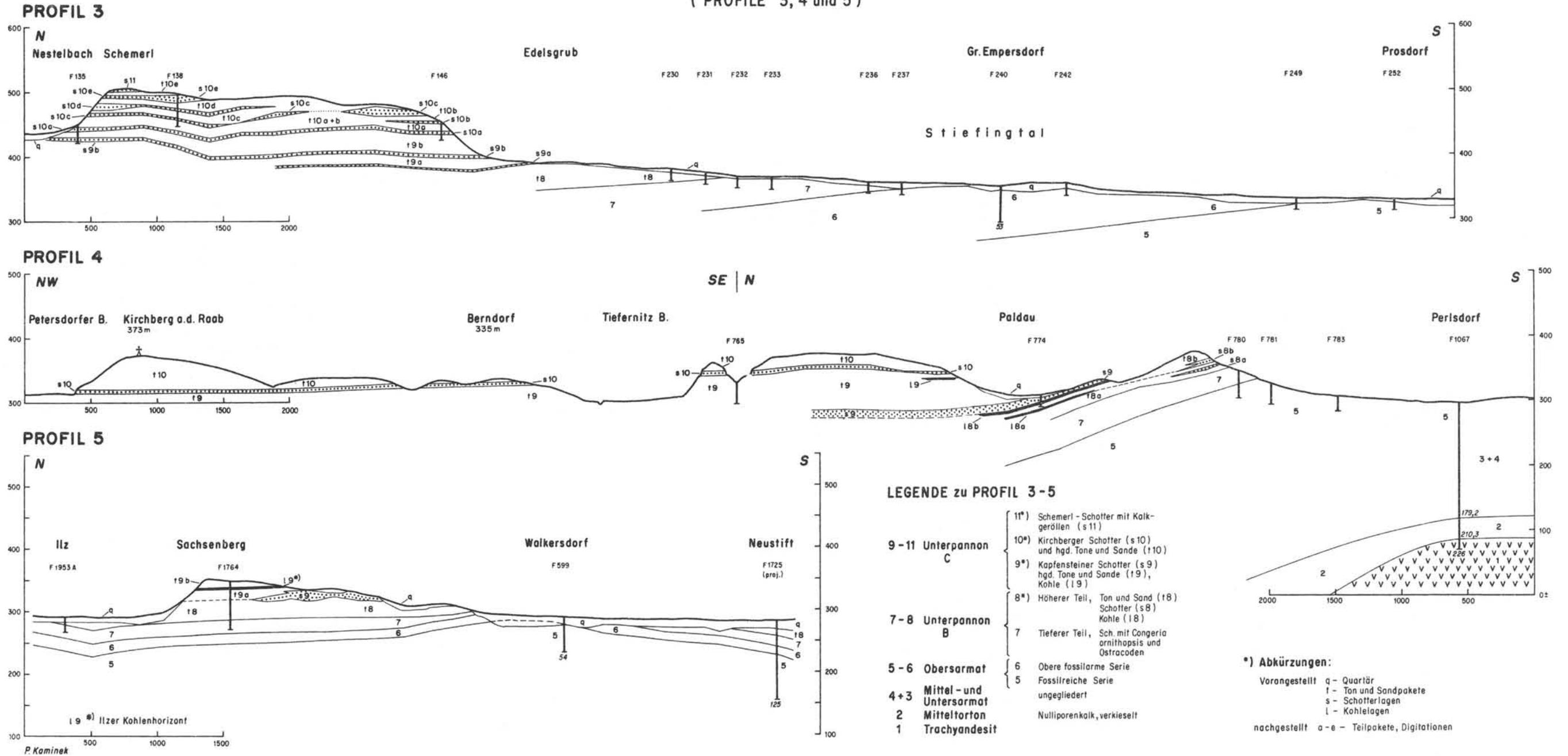
unter Benützung der Arbeiten von E. BRAUMÜLLER, H. FLÜGEL, R. GRILL, J. KAPOUNEK, G. KOPETZKY, I. KÜPPER, V. MAURIN, W. SCHORS, A. WINKLER - HERMADEN u. a.



PROFILE DURCH DAS TERTIÄR DES STEIRISCHEN BECKENS (PROFILE 1 und 2)



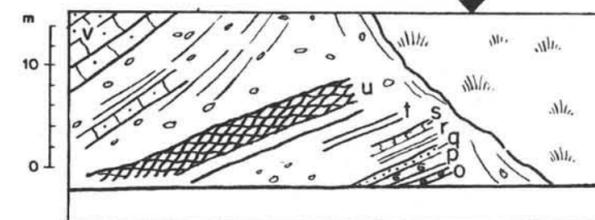
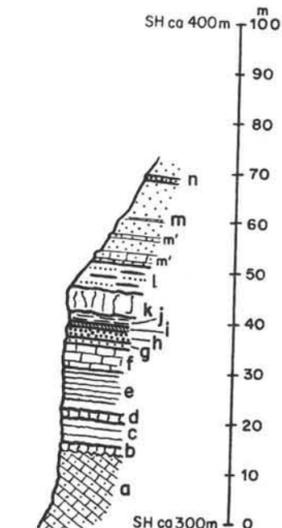
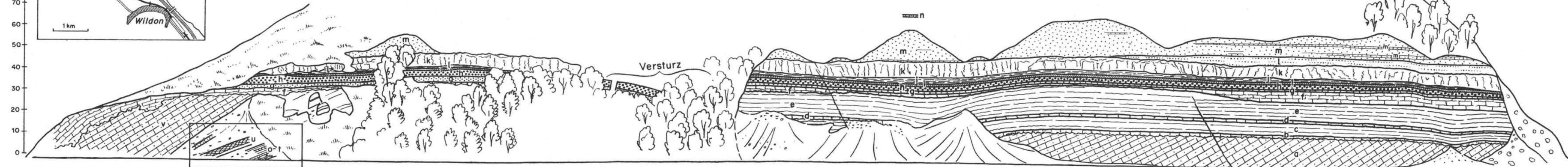
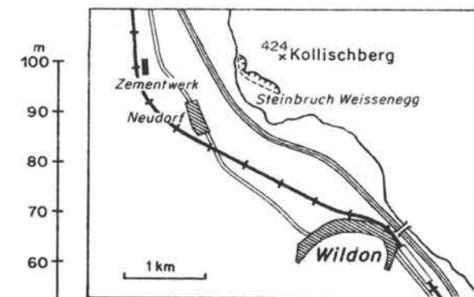
PROFILE DURCH DAS TERTIÄR DES STEIRISCHEN BECKENS
(PROFILE 3, 4 und 5)



DER STEINBRUCH DES ZEMENTWERKES WEISSENEGG AM FUSSE DES KOLLISCHBERGES BEI WILDON

FRONTALANSICHT UND QUERPROFIL

von K. Kollmann, 1955



NW-Teil des Steinbruches :

m - f Wie im SE-Teil des Bruches

- v** Gelblichweißer, haldengeschichteter, detritärer Nulliporenkalksandstein
- u** Wechsellagerung von knollig-bankigem Nulliporenkalkmergel mit Tonmergel. Zartschalige Makrofauna und Amphisteginen
- †** Grauer Amphisteginenmergel
- s** Hellrosafarbiger und grauer, sehr harter Nulliporen-Riffkalk mit Echinodermenbruchstücken
- r** Braungelber Tonmergel mit reichlich Schalengrus und schwachem Bitumengeruch beim Anschlag
- q** Dunkelgrünlichgrauer, stark mergelig-glimmeriger Feinsand
- p** Hellbrünlichgrauer, stark sandiger, fester Tonmergel, gegen oben in Mergelsandstein übergehend, mit Makrofossilresten und Amphisteginen
- o** Dunkelgrünlichgrauer, fester geschichteter, etwas sandiger Tonmergel mit dünnchaliger Makrofauna

SE-Teil des Steinbruches :

- n** Schmutzig-grünlichweißer, harter, z.T. etwas mergeliger Nulliporenkalk
- m** Gelbbrauner, mittel- bis grobkörniger, glimmerschuppiger Sand mit bis 10mm großen Quarz- und Kristallingeröllchen und Mürbsandsteinlagen(m')
- l** Grauer bis bläulichgrauer, sehr stark sandig-glimmeriger Tonmergel bis fester, mergeliger Feinsand mit Pflanzenhäcksel und mm-starken Glanzkohlschmützchen
- k** Hellgelbgrauer, sehr harter, splitterig brechender, dichter Nulliporen-Riffkalk. In den Hohlräumen Einlagerungen von gelbbraunem, sandigem Tonmergel, reich an Kleinf fauna
- j** Braungelber, stark sandiger Mergel bis mergeliger, glimmerschuppiger Feinsand mit unregelmäßigen Mergelsandsteinlagen. Beim Reiben mit deutlichem Bitumengeruch
- i** Grauer, gut geschichteter Amphisteginen-Tonmergel mit zahlreichen Resten dünnchaliger Makrofossilien
- h** Hellgelbgrauer bis weißlichgrauer, mittel- bis grobkörniger, glimmerschuppiger, festgelagerter Sand bis Mürbsandstein, basal Makro-fossilabdrücke
- g** Dunkelgrauer bis violettlichgrauer, stark tonig-feinglimmeriger Feinsand mit kohligen Pflanzenresten und (starkem) Mineralsalzgehalt (Na-Ca-Mg-Fe-Sulfate) und freiem Schwefel
- f** Gelblichweißer, harter, gewachsener Nulliporen-Riffkalk mit Makrofossilien (Pectunculus, Pecten, Ostrea), im tieferen Teil geschichtet und mit mergeliger Matrix
- e** Grauer bis grünlichgrauer, bankig-knolliger Nulliporenkalkmergel mit Ästchen und Zerreibsel von Nulliporen und unregelmäßig-linsigen Zwischenlagen von Amphisteginenmergel, z.T.m. dünnchaliger Makrofauna
- d** Gelblichweißer, harter, gewachsener Nulliporen-Riffkalk mit Makrofossilabdrücken (Pectunculus, Pecten)
- c** Grauer, knollig-bankiger Nulliporenmergelkalk mit linsigen Zwischenlagen von weichem Amphisteginenmergel
- b** Schmutzigweißer bis gelblichweißer, harter Nulliporen-Riffkalk mit Makrofossilabdrücken
- a** Weißer, mürber, detritärer, haldengeschichteter Nulliporenkalkstein mit weichen Zwischenlagen