

# Tertiär und Quartär am Südostrand des Dunkelsteiner Waldes

Von Werner FUCHS

mit 7 Abbildungen, 2 Tabellen und 1 Tafel (Beilage 6)

Schlüsselwörter

*Molassezone  
St. Pöltener Störung  
Donauterrassen  
Traisenterrassen  
Junge Talböden*

## Inhaltsverzeichnis

	Seite
Zusammenfassung .....	205
Einführung .....	206
Die Gestaltung des kristallinen Grundgebirges .....	207
Die tertiäre Sedimentabfolge .....	208
Egerien .....	208
Eggenburgien .....	214
Ottmangien .....	214
Badenien .....	219
Tektonik .....	220
Die quartäre Terrassenabfolge .....	223
Die Terrassen der Donau .....	224
Die Terrassen der Traisen .....	225
Die Terrassen der Pielach .....	230
Die Terrassen der Perschling .....	231
Die möglichen zeitlichen Beziehungen der quartären Terrassenschotter von Donau und Traisen	231
Die heutigen Talböden .....	232
Literatur .....	241

## Zusammenfassung

Unter anderem konnte der im Südosten des Dunkelsteiner Waldes austreichende Jüngere Schlier als charakteristisch ausgebildeter Robulus-Schlier erkannt werden. Die darauf nach Schichtlücke am Massivrand transgredierenden, aber weiter östlich sich kontinuierlich über brackische Ton-Feinsand-Folgen daraus entwickelnden Oncophora-Schichten Niederösterreichs erhalten damit eine bewiesene, stratigraphisch vergleichbare Position wie jene im bayerisch-oberösterreichischen oder mährischen Raum. Die aufschiebungsartige Natur der St. Pöltener Störung konnte in Aufschlüssen bestätigt werden. Die pleistozänen Donauschotterniveaus, die der Verfasser westlich der Wachau ausgeschieden hatte, sind auch im Osten der Engstelle wieder anzutreffen. Die vielstufige Terrassentreppe der Traisen ließ sich erfolgreich in dieses Schema einbinden. Der Verlauf der jüngsten Talgeschichte des Donauraumes konnte, unter Verwendung neuester Daten und Vermeidung sinnstörender Deutungen, gedanklich frisch gefaßt und durch entscheidende, eigene Befunde einer Abklärung näher gebracht werden.

\*) Anschrift des Verfassers: Dr. Werner Fuchs, Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, 1031 Wien.

## Einführung

Das flachwellige und anmutige Hügelland der weiteren Umgebung von St. Pölten stellte seit jeher ein wichtiges Glied in der Erforschung der Molassezone vor. Je mehr man seine reiche, tertiäre und quartäre Sedimentabfolge erkannte, um so bedeutsamer und aufschlußreicher wurde seine Vermittlerrolle zwischen den Ablagerungsräumen im Westen und Osten. So finden hier die Einflußbereiche der westlichen und zentralen Paratethys beziehungsweise Berührungspunkte. Die pleistozäne Geschichte des östlichen, periglazialen Raumes gewinnt wieder durch die wohl ausgebildeten Terrassentritten der Donau bei Melk und der Traisen bei St. Pölten wesentliche Hinweise. Diese versprechen ein erfolgreiches Verknüpfen der flächenhaften, mehr oder weniger direkt mit den Spuren glazigenen Geschehens in Verbindung zu bringenden Akkumulationssysteme westlich der Ybbs mit jenen östlich davon bis in das Weichbild von Wien, die, in sich eingetieft, dabei einen noch viel älteren Schatz an Schotter führenden Ebenheiten überliefern.

Wegen der geringen Anzahl paläontologischer Fixpunkte innerhalb des österreichischen Anteiles der Molassezone dauerte es zunächst beinahe hundert Jahre, bis die Forschung, die sich bloß auf wenige Mollusken- und Wirbeltierknochenfundstellen berufen konnte, eine mit den entsprechenden Nachbargebieten in Bayern und Mähren und dem Inneralpinen Wiener Becken abgeklärte und in ihren Wesenszügen bis heute gültige Stratigraphie erarbeitete. Die in den Dreißiger Jahren einsetzenden und auch in der alpinen Vortiefe ständig intensiver werdenden Erdölexplorationsarbeiten förderten den Einsatz mikropaläontologischer Untersuchungsmethoden. Eine immer rascher anwachsende Fülle neuer Erkenntnisse verhalf vorerst zu stratigraphischer Feingliederung. Die bald durch die Mikropaläontologie aufgezeigten Möglichkeiten weiträumiger Vergleiche ließen jetzt jedoch die Mängel des bisher so erfolgreich angewandten Zeitschemas offenbar werden. Die für unsere Zeitstufen und deren weitere Unterteilungen charakteristischen Vergesellschaftungen und Entwicklungshöhen der auf geringste Veränderungen jedweder Art viel feinfühlig reagierenden Mikrofaunen und -flore, insbesondere ihrer planktonischen Vertreter, deckten sich nicht oder nur unvollkommen mit jenen von den Typuslokalitäten. Diese selbst erwiesen sich mit dem Fortschreiten unseres Wissens um die subtilen Abwandlungen der Mikrofossilinhalte in zeitlich über lange Perioden kontinuierlichen und ungestörten Ablagerungen auf den Böden der Weltmeere als lückenhaft und unvollständig oder zu gewissen Teilen einander überlappend. Eine regionale Neugliederung der historischen Tertiäreinteilung Österreichs schien deshalb unumgänglich, wollte man sich eine irrtumsfreie Verständigung über die engen Grenzen der durch endemische Faunensequenzen im Gefolge langwährender Abschnürungen von den offenen Meeren gekennzeichneten Paratethys hinweg mit den mediterranen, borealen und atlantischen Bioprovinzen erhalten und ausbauen. Entscheidender Anlaß dazu war der durch die Mikropaläontologie verursachte Fall des klassischen Oberhelvets im „Außer-alpinen Wiener Becken“. Nachdem mit Hilfe bestimmter Foraminiferengruppen schon wertvolle Vorarbeit für eine erfolgreiche Trennung von Helvet und Torton in der Paratethys geleistet worden war (u. a. M. VASICEK, 1946 und 1951; A. PAPP & K. TURNOVSKY, 1953), konnte 1957 R. WEINHANDL in den Grunder Schichten beträchtliche, tieftortonische Anteile nachweisen, dahin nun vornehmlich fast alle Mollusken reichen Fundstellen einschließlich der Typuslokalität zu stellen waren. Die hierauf aufgenommenen Arbeiten auf nationaler und internationaler Ebene gipfelten 1968 in einem Revisionsvorschlag der Zeiteinheiten der zentralen Paratethys (A. PAPP & Mitarbeiter). Seither haben Groß- und planktonische Kleinforaminiferen, Nannoplankton und eine immer größere Zahl absoluter Altersangaben den Anschluß an die überregionalen Zonengliederungen ermöglicht. Dieses sich bewährende Zeitschema der tertiären Bildungen im Verbreitungsbereich der Paratethys ist deshalb auch Grundlage der hier vorgestellten Bearbeitung.

Eine wechselvolle Abfolge tertiärer und quartärer Ablagerungen umgürtet die Süd- und Ostabfälle des Dunkelsteiner Waldes zwischen den Unterläufen der Traisen und Pielach. Im Verlaufe der Neuaufnahme der geologischen Kartenblätter Spitz und Krems war von R. GRILL seit 1955 auch dieses Gebiet insgesamt in sein Begehungsnetz miteinbezogen worden. Früchte seiner Bemühungen waren wesentliche Erweiterungen unserer Kenntnisse des tertiären Sedimentationsgeschehens. Es konnte der Melker Sand-Komplex in einen älteren und einen jüngeren Anteil unterschieden, das Vorkommen von Jüngerem Schlier nachgewiesen, die Blockschichten von Rohr als Mureneinschaltungen innerhalb des Miozän-Schliers gedeutet und die fossilbelegte, stratigraphische Position des Hollenburg-Karlstettener Konglomerates festgelegt werden. Überdies erfuhren die seit J. CZJZEK im Schlierlande westlich von St. Pölten bekannten Störungsbilder durch R. GRILL erstmals als tektonische Aufschiebungslinie ihre wahre und regionalgeologisch tragende Bewertung.

In Fortsetzung seiner 1964 abgeschlossenen Kartierung der Umgebung von Melk erhielt der Verfasser von der Geologischen Bundesanstalt den Auftrag, das Vorkommen tertiärer Schichten am Südostrand des Dunkelsteiner Waldes flächenhaft zu erfassen und den quartären Erscheinungen dieses Gebietes besonderes Augenmerk zuzuwenden.

Für viele Aussprachen, auf gemeinsamen Exkursionen gewonnene Erfahrungen und für die Erlaubnis, seine geologischen Grenzziehungen im Bereiche Theyern—Wagram ob der Traisen und Oberndorf—Seelackenberg—Oberwinden verwenden zu dürfen, schulde ich Herrn Hofrat Dr. R. GRILL aufrichtigen Dank. Große Freude bereitete mir die schöne, mehrfarbige Ausgestaltung der geologischen Karte, welche ich dem freundlichen Entgegenkommen von Frau Dr. G. WOLETZ und Herrn Direktor Dr. A. RUTTNER und der bewährt sorgfältigen Ausführung durch Herrn J. ZACEK verdanke.

## Die Gestaltung des kristallinen Grundgebirges

Die Höhen des vorwiegend aus Granuliten bestehenden, heute noch dichte Wälder tragenden Bergrückens des Dunkelsteiner Waldes prägen uralte, kaum mehr zeitlich faßbare Verebnungen, die von den jungen Wasserläufen auffällig zerschnitten werden. Nach Süden und Osten taucht das Grundgebirge allmählich unter die junge, tertiäre Bedeckung. In dieser Randlage zeigt das Kristallin ein bemerkenswert deutlich ausgebildetes Oberflächenrelief, das sich noch weiter unter die Beckenfüllung fortsetzt, wie das die peripheren, inselartigen Aufragungen inmitten der Molassesedimente und die Daten der Geophysik veranschaulichen. Eine durch langandauernde Erosion tief gefurchte, vom gegenwärtigen Massivrand weg langsam absinkende Morphologie des kristallinen Untergrundes erwies auch die Schurfbohrungen im weiteren Bereiche des ehemaligen Statzendorfer Kohlenreviers. So wurde etwa die Tertiärbasis in der Wöblinger Bucht in 70 bis 97 m, bei Ederding in 171 und 205 m und schließlich bei Herzogenburg in 397 m Tiefe erreicht. Die Konfiguration der uns heute entgegentretenden, südlichen und östlichen Ausläufer des Dunkelsteiner Waldes trägt die Züge eines reifen, lange vor Absatz der ältesten Sedimente der alpinen Vortiefe entstandenen Reliefs. Während des Absenkens des Molassetroges wurde dieser morphologisch gegliederte Anteil der Böhmisches Masse von den Wässern der Paratethys überflutet und sein bergiges Gelände von deren Meeresablagerungen zugeschüttet und begraben. Diese also schon vor dem Egerien geschaffene Altlandschaft des kristallinen Grundgebirges ist in der Gegenwart erst unvollständig exhumiert.

## Die tertiäre Sedimentabfolge

Tabelle 1: Die Tertiärsedimente am Nordrand der Molassezone bei St. Pölten

Pliozän	? Schotter der Terrasse N Mauer
Sarmat	
Badenien	Hollenburg — Karlstettener Konglomerat
Karpatien	
Ottnangien	Oncophora-Schichten Robulus-Schlier mit Einschaltung der Prinzersdorfer Sande und Blockmuren von Mauer (mit fossilführenden Geröllen des tieferen Eggenburgiens)
Eggenburgien	
Egerien	Älterer Schlier Jüngerer Melker Sand Älterer Melker Sand Pielacher Tegel

### Egerien

Auf dem mannigfach gestalteten Oberflächenrelief des nun allmählich absinkenden, kristallinen Grundgebirges kamen anfangs in durch breite Aufragungen voneinander isolierten Muldenbereichen die Pielacher Tegel (E. NOWACK, 1921) als älteste, in Massivrandnähe aushebende, tertiäre Bildungen zur Ablagerung. Es sind graugrüne bis blaue, selten geschichtete, partienweise sandige, fossilarme Tone mit Kohleeinschaltungen und blau- bis grüngraue, fein- bis grobkörnige, wechselnd stark tonige Quarzsande. Die zunächst auf die geringwertigen Glanzbraunkohlenflöze angesetzten, in späteren Jahren auch auf die sie begleitenden, feuerfesten Tone erweiterten Schurf- und Bohrarbeiten lassen in großen Zügen die Verbreitung dieser Schichten erkennen (W. PETRASCHECK, 1929 und K. LECHNER, interne Berichte und 1955).

Flächenmäßig umfangreichere, doch durch kristalline Schwellen untereinander getrennte, Kohle führende Vorkommen in der Wöblinger Bucht waren der Anlaß des Kohlenbergbaues Statzendorf, der dem in der Regel einen durch verschieden starke Mittel in Form von Tonen und tonigen Sanden in mehrere Bänke aufgespaltenen Braunkohlenflöz nachging. Die liegendste Bank ist die mächtigste. Insgesamt liegt 1 bis 1.7 m bauwürdige, viel Schwefel enthaltende und an der Luft rasch zerfallende Kohle von geringem Heizwert vor. Bei Hausheim erreichte man das Flöz schon in 7 m Tiefe, bei Obritzberg nach 24 m, bei Oberwöbling nach 61 m und bei Noppendorf erst nach 122 m Überlagerung. Die in den einzelnen relativ steilwandigen Kristallinwannen gebetteten Kohlschichten zeigen flaches bis sanft beckenwärts geneigtes Einfallen. Das Flöz liegt entweder direkt dem Granulit auf (wobei dieser dann bis zu 10 m tiefgründig kaolinisiert ist, vergleiche hierzu K. LECHNER, 1955) oder ist durch mehrere Meter dicke, tonige bis sandige Zwischenlagen vom Grundgebirge abgesetzt. Eine Aufschlußbohrung bei Ederding südöstlich von Statzendorf traf von 144 bis 167 m Tiefe ein dreifach gegliedertes, schwaches Kohlenflöz an und durchstieß bei 171 m die stark verwitterte Oberfläche des Granulites (in 184 m Tiefe wurde im festen Gebirge eingestellt). Ein zweiter nahebei abgeteuffer Tiefenaufschluß verlief völlig negativ, bei 205 m wurde das Kristallin erhohrt. Die Kohlenbohrung Herzogenburg wurde 412 m niedergebracht, wobei sie nach Durchhörtern von „Schliermergeln“ und Tonen und Sanden der Melker Schichten bei 370 m ein 0.6 m dickes Kohleflöz durchsank und hierauf weiter noch durch Schiefertone und tonige Sande vorgetrieben wurde, die langsam in den durch fossile Verwitterungsvorgänge oberflächlich aufgelösten Granulit übergingen.

Bis vor etwa zehn Jahren wurden in zwei kleinen Tagbauen westlich bzw. südwestlich von Kleinrust, am Ostfuß des Wachtberges, die fetten Tone eines weiteren eng begrenzten Vorkommens von Pielacher Tegeln abgebaut. Die blaugrauen bis grünlichen Tone enthielten auch eine wenige Dezimeter mächtige Glanzkohlenbank. Zusätzliche durch dicke Tegel- und Sandmittel getrennte Kohlenlagen waren noch bis in 25 m Tiefe erbohrt worden. Der Kohlenton ergab nach Untersuchungen von W. KLAUS (1956) und V. BUYANNANONTH (1967) eine beachtliche, auf Oberoligozän hinweisende Sporen- und Pollenvergesellschaftung, die mit der oligo-miozänen Mikroflora der Lignite von Mydlovary-Borovary (Tschechoslowakei) in Beziehung gebracht werden kann. Gegen das Hangende zu war der sich allmählich durch Wechsellagerung vollziehende Übergang in die Älteren Melker Sande zu beobachten gewesen (K. LECHNER, 1955).

O. ABEL faßte 1904 unter anderem die tegeligen und sandigen Sedimente der weiteren Umgebung von Melk (die späteren Pielacher Tegel und Melker Sande) als Melker Schichten zusammen, nachdem er bei Sitzenthal und Pielach erstmals auf die oben geschilderte, fazielle Wechselbeziehung und damit gegenseitige, altersmäßige Stellung der beiden Bildungen aufmerksam gemacht hatte. Über den näheren Kartierungsbereich

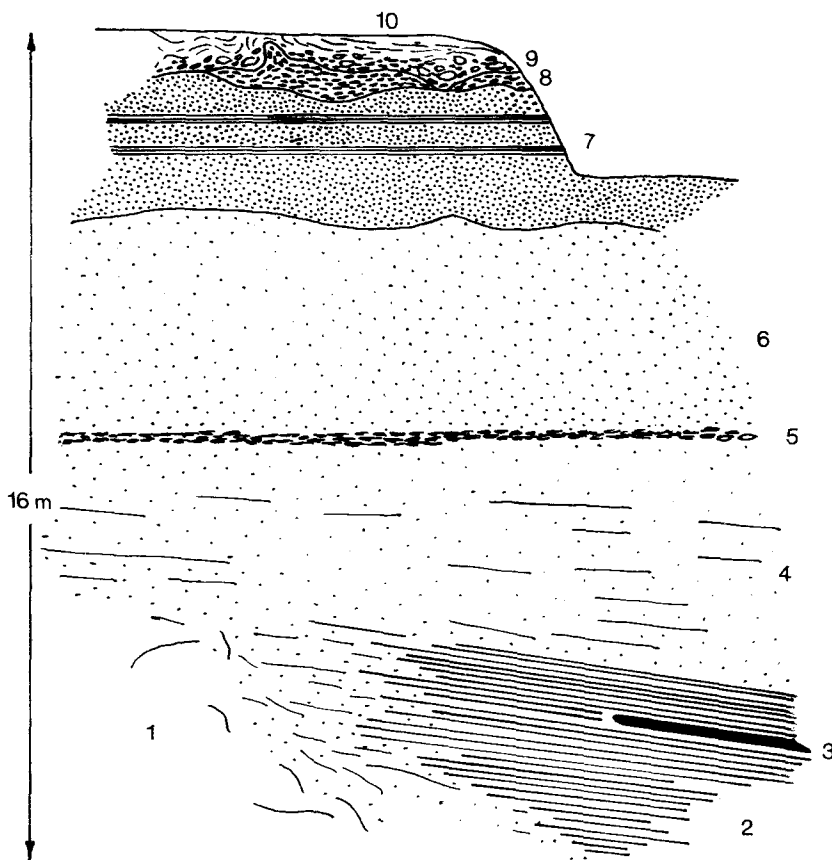


Abb. 1: Sandgrube S Unterwöbling. Stand Juli 1967. 1 — kaolinisierter Granulit, 2 — Pielacher Tegel, 3 — Kohlenflöz, 4 — tonig-sandige Vertreter des Pielacher Tegels, 5 — Granulitgeröllhorizont, 6 — Älterer Melker Sand, 7 — Jüngerer Melker Sand mit Tonzwischenlagen, 8 — Hollenburg-Karlstettener Konglomerat, 9 — Schotter der Kölbling-Flur, mit 8 frostgestaucht, 10 — Solifluktionsschutt.

ausgreifend, erblickte er in den Melker Schichten zeitliche Äquivalente der oberoligozänen, brackischen, Kohle führenden Cyrenenmergel Bayerns. Säugetierfunde in den weißen Quarzsanden von Linz, die in stratigraphischer Position wie lithologischer Ausbildung den Melker Sanden weiter im Osten völlig entsprächen, bestärkten seine Auffassung.

Zur Zeit sind im Aufnahmegebiet des Autors die Pielacher Tegel im Westhang des inmitten der Wölbling Bucht aufragenden Kirchbühels durch mehrere große Sandgruben eindrucksvoll geöffnet. Beispielhaft waren die Aufschlußverhältnisse südlich von Unterwölbling (Abb. 1). Im Ostteil des Abbaues erhebt sich eine tiefgründig kaolinisierte Granulitschwelle, die mit steilem Abfall den Rand einer flachen, schüsselförmigen Mulde formt. Die lebhaftere Oberfläche des Grundgebirges ist weitgehend verwittert, wenngleich der einstige Gesteinsverband mit seinen Kluftsystemen meist noch erkennbar ist. Dem Kristallin ruhen helle, sehr feinkörnige und tonige Quarzsande auf, die ohne scharfe Grenze aus dem durch fossile, klimatische Einflüsse stark veränderten Granulit hervorgehen. Lateral und vertikal leiten diese fast weißen Sande einerseits zu solchen blaugrauer oder grüngrauer Farbe über mit sehr hohem Ton- und grobem Quarzkorngehalt, andererseits verzahnen sie sich mit blau- bis braunschwarzen, geschichteten, glimmerigen Kohlentonen mit einem zirka 30 cm mächtigen Glanzkohlenflöz. Die etwa 6 m dicken, tonig-sandigen Basalbildungen schließt hier ein ungefähr 20 cm starker, nur aus mäßig gut gerundeten Granulitgeröllen bestehender, mit zehn Grad nach Süden einfallender, bloß lokal beobachtbarer Schotterhorizont ab.

Ein weiteres winziges Vorkommen violett- bis grüngrauer Tone mit gelbbraunen, sandigen Zwischenpartien konnte SW der Ortschaft Großrust festgehalten werden. Überdies werden noch Tegel von den Basen der Winzinger Sandgruben gemeldet (K. LECHNER, interner Bericht).

In den Süd-, Ost- und Nordhängen des Wachtberges, sowie im Kirchbühel südlich von Unterwölbling stehen in bedeutender Mächtigkeit die Melker Sande an und werden in dem Bereich wegen ihrer von der Bauindustrie geschätzten Qualität in zahlreichen oft sehr weitläufigen Gruben abgebaut. 1956 gelang R. GRILL gerade in diesem Gebiet eine für die Stratigraphie wesentliche Zweigliederung des wichtigen, den gesamten Südrand der Böhmisches Masse begleitenden Sandkomplexes.

Die Älteren Melker Sande (R. GRILL, 1956) sind weiße, mitunter durch Bodenlösungen hellgelb verfärbte oder selten intensiv gelb geflammte, sehr feinkörnige, resche, niemals schluffige, etwas glimmerige, ungeschichtete, zumeist fossillere Quarzsande, die manchmal auch Lagen und Linsen von Grobsanden und Feinkiesen beinhalten können. Partienweise sandsteinartige Verhärtungen oder brot- bzw. kugelförmige Konkretionsbildungen kommen im kartierten Raum kaum vor. Dagegen begegnen auch hier die an sich bedeutungslosen, wahrscheinlich diagenetisch bedingten Kleinstörungen. Die Sande gehen im Liegenden durch Wechsellagerung aus Hangendanteilen des Pielacher Tegels hervor oder lagern direkt dem Granulit auf.

Ursprünglich erblickte man in den Melker Sanden wie auch in allen übrigen tertiären Sedimenten der St. Pöltener Umgebung gleichzeitige, wenn auch sehr fossilarme Ablagerungen der burdigalischen Schichten von Eggenburg, obwohl schon 1865 F. POSEPNY für die weißen Quarzsande von Melk auf Grund ihrer Molluskenführung oligozänes Alter forderte. Die stratigraphische Stellung der Sande verblieb für lange Zeit ungewiß. 1904 entdeckte O. ABEL die fazielle Verzahnung der hangenden Schichten des Pielacher Tegels mit den tieferen Partien der Melker Sande und setzte beide 1905 den oberoligozänen Cyrenenmergeln Bayerns zeitmäßig gleich, wobei er sich hierbei auch auf die Säugerfunde in den Linzer Sanden stützen konnte. Im Verlaufe der Erforschungsgeschichte war nämlich immer wieder auf die engen, lithologischen und stratigraphischen Beziehungen der Melker und Linzer Sande verwiesen worden. Aus den Quarzsanden von Linz waren aber schon viele Jahre vorher Wirbeltierknochen (vor allem Säugerreste) geborgen worden. Die Entwicklungshöhe der aquatischen Elemente der Fauna,

vornehmlich der Wale, ließ O. ABEL auf mindestens aquitanisches Alter (damals höchstes Oligozän) schließen. 1933 konnte R. GRILL in den Linzer Sanden des Gallneukirchener Beckens östlich von Linz eine oligozäne, wahrscheinlich chattische Molluskenassoziation bekanntmachen. Die Bearbeitung der vollständigen Mammalia-Sammlungsbestände des oberösterreichischen Landesmuseums in Linz durch O. SICKENBERG erbrachte 1934 die endgültige Zuweisung in das Chatt, die 1960 nach einer neuerlichen Musterung der Fossilien von E. THENIUS bestätigt wurde. Auf Oberoligozän deutenden Leitwert besitzt das Auftreten von *Microbunodon minus* (CUVIER) gemeinsam mit *Anthraco-therium* sp. und *Protaceratherium* ex aff. *albigense* (ROMAN). Die Sirene *Halitherium christoli* FITZINGER stellt eine hochspezialisierte Form des mitteloligozänen *Halitherium schinzi* KAUP dar, was sich vorteilhaft dem Evolutionsgrad der Wale fügt. Die Kenntnisse um den Fauneninhalt und der dadurch möglichen Datierung der Linzer Sande bereicherte 1953 R. SIEBER durch das Vorstellen neuer Molluskenvergesellschaftungen aus der Gegend von Steyregg. 1960 konnte E. THENIUS mit der Bestimmung eines Zahnes von *Elomeryx* cf. *borbonicus* (GERVAIS), der in einer im Älteren Melker Sand umgehenden Grube W Statzendorf gefunden worden war, mit einiger Wahrscheinlichkeit aquitanisches Alter der Sande ausschließen und damit einen wichtigen, paläontologisch belegten Hinweis auf die Gleichaltrigkeit der weißen Quarzsande von Melk und Linz beisteuern.

Für diese Frage nicht unwesentlich mag der Beitrag des Verfassers sein, der 1968 den Nachweis von Pielacher Tegel im Liegenden der Linzer Sande im Kraftwerksbereich Ottensheim erbringen konnte. Damit war die Natur der schon seit R. J. SCHUBERT (1904) häufig aus dem oberösterreichischen Raum gemeldeten Vertonung der basalen Anteile der Linzer Sande bzw. deren Wechsellagerung und Übergang in tegelige Schichten geklärt. Auf ältere Berichte und Publikationen zurückgreifend, konnte der Autor auf Grund der geschilderten, lithologischen und stratigraphischen Situation eine Reihe weiterer Vorkommen von Pielacher Tegel in Oberösterreich aufzeigen. Die Aufzählung wäre durch nachträgliches Literaturstudium noch wie folgt zu ergänzen: Fossilführende Tegel in der Bohrung Innviertel 1 bei Andorf, wobei hier schon 1951 R. GRILL auf die Ähnlichkeit dieser Sedimente mit jenen Brackwasserfaunen führenden, liegenden Anteilen der Melker Schichten aufmerksam gemacht hatte; Basisbildungen der alten, ärarischen Tiefbohrung von Wels (ab 931 m) und die untersten Profilabschnitte des Tiefenaufschlusses Altenhofen Craelius 1 bei St. Valentin. Während der Autobahnarbeiten bei Amstetten konnte der Verfasser am Grundgebirgsrand blaue Tone und blaugraue, tonige Quarzsande an der Basis der weißen Melker Sande als Vertreter des Pielacher Tegels ausscheiden, womit sich die Verbindung der Linzer und Melker Vorkommen nahezu schließt. Es liegen somit in Ober- wie auch in Niederösterreich die gleichen Ablagerungsverhältnisse vor.

In jüngster Zeit (1969) gewannen F. STEININGER und F. RÖGL durch Grabungen in den Linzer Sanden von Plesching, nahe der Landeshauptstadt, zusätzliches, fossiles Material bezüglich der Klärung des Sedimentationsalters. Eine reiche Megafauna, in erster Linie Mollusken, bekräftigen die Einstufung in das Egerien. Darüber hinaus gelang jedoch mit den Funden von *Miogypsina* (*Miogypsinoidea*) *formosensis* YABE & HANZAWA der Anschluß an überregionale Zeitschemata. Mit dieser Großforaminifere ist das Typus-Chatt etwa von Astrup, Doberg oder Eger belegt.

Nach der in Oberösterreich gültigen Seriengliederung gehören die Linzer Sande zur Oberen Puchkirchener Serie, was dem höheren Egerien im Sinne der Neufassung der Zeiteinheiten der zentralen Paratethys durch A. PAPP & Mitarbeiter, 1968, entspricht. Derselben Periode sind aber auch die liegenden Pielacher Tegel und die sich mit den Sanden beckenwärts verzahnenden Anteile des Älteren Schliers zu unterstellen. Mittels der oben angeführten Kriterien kann nun endlich auch mit Berechtigung die gleichzeitige Ablagerung der Melker Sande weiter im Osten angenommen werden.

Die höheren Profilschnitte der großen Sandgruben in den Süd-, West- und Nordabfällen des Wachtberges und im Kirchbühel (Wöblinger Bucht) nehmen in bis zu 30 m mächtiger Folge gelbgraue bis braungelbe, ungeschichtete, sehr grobe, resche Quarzsande ein mit häufig Kies- und Feinschottereinstreuungen, sehr seltenen schmalen, gelben Feinsandlinsen und mehreren hellgraugrünen, ungeschichteten, maximal 30 cm Dicke erreichenden Tonlagen im Hangenden. Dieser sich deutlich von den liegenden, weißen und feinkörnigen Partien abhebende Schichtanteil der Melker Sande war 1956 von R. GRILL als Jüngere Melker Sande abgetrennt worden. Im Westhang des Rosselberges E Obritzberg beobachtete R. GRILL überdies eine augenfällige Überlagerung dieser Grobsande durch Älteren Schlier. Nachdem damals in Bayern bereits Hangendschichten des Älteren Schliers ihrer Mikrofauna wegen ganz allgemein in das Aquitan eingestuft worden waren, vermutete er in den Jüngeren Melker Sanden ebenfalls aquitanische Bildungen. Die Bearbeitung einer kleinen, von G. WESSELY aus der Sandgrube unmittelbar östlich von Obritzberg gemeldeten Wirbeltierfauna durch E. THENIUS (1960) zeigte unter anderem Walreste auf, die — nach Vergleich mit jenen aus den chattischen Linzer Sanden geborgenen — schon höher entwickelte Formen repräsentieren, was die Einstufung in das Aquitan unterstützte.

Die Begehungen des Verfassers erbrachten darüber hinaus das Wissen um eine kurzfristige Erosionsperiode nach Ablagerung der Älteren und vor Sedimentation der Jüngeren Melker Sande, die in fast allen entsprechenden Aufschlüssen ein betontes, aber stets abgerundetes Relief des älteren Komplexes bedecken (Abb. 1).

Sande gleichen, lithologischen Charakters in vergleichbarer, stratigraphischer Position, nämlich im Hangenden weißer, feinkörniger Quarzsande und im Liegenden von Tonmergeln des Älteren Schliers, beschrieb F. ABERER 1960 (fide E. BRAUMÜLLER, 1961) und 1962 von Nieder-Waiding aus dem weiteren Linzer Bereich (= Jüngere Linzer Sande, W. FUCHS, 1968). Mit der Entdeckung eines dritten Vorkommens derartiger Grobsande E von Kleinschollach im Süden von Loosdorf durch den Verfasser (1968) lassen sich auch in dieser Fragestellung engere Beziehungen mit dem Linzer Raum knüpfen, Beziehungen, die eine endlich notwendige, genaue Kartierung des Massivrandes von Pöchlarn westwärts noch offensichtlicher machen wird.

Die geringmächtigen Vorkommen des Älteren Schliers (R. GRILL, 1933) verteilen sich auf drei bestimmte Bereiche des Arbeitsgebietes, auf die Umrahmung des Wachtberges, die St. Pöltener Störungszone und auf die westlichen Ausläufer des tertiären Hügellandes S Loosdorf (W Pottschollach). Im allgemeinen handelt es sich dabei um im bergfeuchten Zustand meist schwarze, kohlschwarze, violettschwarze oder dunkelgrauviolette Tone und Tonschiefer, die oberflächlich schokoladebraune, seltener asch- bis violettgraue Verwitterungsfarben führen. Sie sind fest, dünnschichtig-schiefrig oder dünnplattig, feinsandig-glimmerig, vereinzelt geringfügig mergelig, zeigen oftmals auf den Schichtflächen Fischreste, vornehmlich *Meletta*-Schuppen, und Pflanzenhäcksel und beinhalten nicht selten brotlaibförmige, bis 0.5 m durchmessende, hell- bis honiggelbe Ton- bis Mergelsteinkonkretionen. Die Tone am Osthang des Wachtberges zeichnen sich durch besonders hohen, feinstkörnigen Sandgehalt aus. Im alten Aushubmaterial des Bahneinschnittes W Pottschollach finden sich häufig papierdünn geschichtete Diatomite; H. WOLF hatte von dort schon 1859 Meniliteinlagerungen beschrieben. Die Schichten im kartierten Gebiet sind insgesamt megafossillier. Die Mikrofaunen sind ebenfalls recht spärlich, zumeist Überreste von Fischen, Schwämmen und Radiolarien. Lediglich wenige Proben, Aufschlüssen NW Großrust und SE Prinzerdorf entnommen, gaben reichere Foraminiferengesellschaften frei, die neben äußerst kleinwüchsigen Globigerinen, Bolivinen usw. hauptsächlich von großen Bruchstücken der Form *Bathysiphon taurinensis* SACCO und von *Cyclammima* sp. beherrscht werden.

Die der Abtragung entgangenen Relikte von Älterem Schlier rings um den Wachtberg zeigen betont transgressiven Charakter. Sie decken ein ausgeprägtes Erosionsrelief sowohl des Älteren (W Groß- und Kleinrust) als auch des Jüngeren Melker Sandes



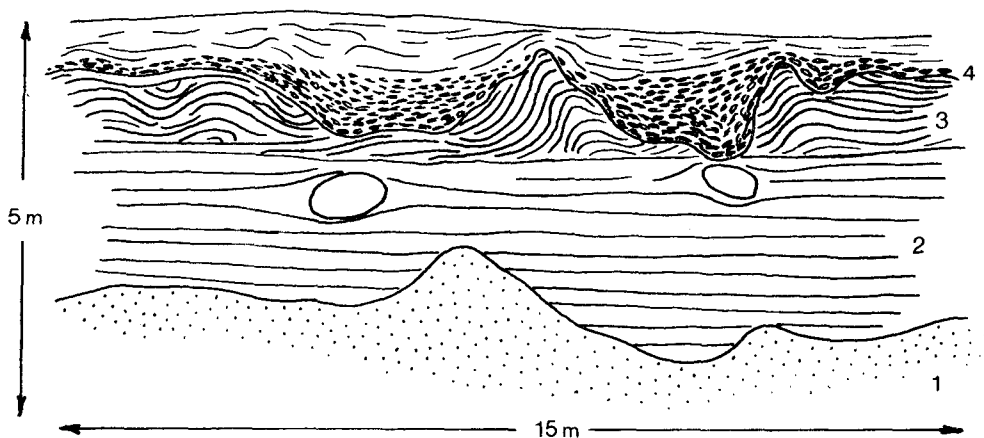


Abb. 2: Sandgrube NE Winzing. Stand Oktober 1966. 1 — Jüngerer Melker Sand, 2 — Älterer Schlier, 3 — Oncophora-Schichten, 4 — Hollenburg — Karlstettener Konglomerat, mit 3 frostgestauch.

(alle übrigen Beobachtungspunkte) zu (Abb. 2). Es schiebt sich also zusätzlich noch zwischen die Ablagerungszeiten des grobkörnigen Sandes und der Tonschieferfolge eine kurzwährende Trockenfallperiode.

1933 war es R. GRILL gelungen, die im überwiegenden megafossilarmen bis -leeren, in der Molassezone mächtig entwickelten und auf weite Strecken am Massivrand austreichenden Schliersedimente in einen älteren und einen jüngeren Anteil zu gliedern. Im Gallneukirchener Becken stellte er eine fazielle Verzahnung des Älteren Schliers mit den durch Molluskenfaunen als chattisch erwiesenen Linzer Sanden fest und leitete davon die Gleichaltrigkeit beider ab. Für die jüngeren Schlierglieder, die sich nach den Studien von R. GRILL überdies durch ihre lithologische Entfaltung deutlich von den älteren unterscheiden, konnte er mit Hilfe der Mollusken burdigalisches Alter belegen. In der darauffolgenden Zeit erkannte man indessen an Hand vieler durch Bohrungen erschlossener, großartiger Molasseprofile und deren Mikrofaunensequenzen in Bayern, daß die höheren Abschnitte des sedimentologisch eintönig ausgebildeten Älteren Schliers doch schon Aquitan repräsentieren. Mit der 1956 erfolgten Aufgliederung der Schichtfolge am Wachtberg zog R. GRILL, auf die in Bayern erzielten Ergebnisse bezugnehmend, bereits für die Jüngeren Melker Sande und die sie transgressiv überlagernden Tone des Älteren Schliers aquitanisches Alter in Betracht, was 1960 mit der Bestimmung der Wirbeltierfunde von Obritzberg durch E. THENIUS bekräftigt wurde. Untersuchungen des Foraminifereninhaltes des Älteren Schliers durch Mitarbeiter der Rohöl-Gewinnungs AG. (unveröffentlichte Berichte von W. SCHORS und K. GOHRBANDT, in E. BRAUMÜLLER, 1961, bekanntgemacht) im Gebiete um Eferding und im Gallneukirchener Becken erwiesen, ebenfalls in ständigem Vergleich mit den in Bayern gewonnenen Resultaten, für die hangenden Partien eine aquitanische Einstufung. Damit konnte die am Südrand der Böhmisches Masse Oberösterreichs vorwiegend transgressive Überlagerung der Linzer Sande durch den Älteren Schlier geklärt werden. Im gleichen Sinne sprechen die von F. ABERER (1960) und dem Verfasser (1968) gemeldeten weiteren Vorkommen Jüngerer Linzer bzw. Melker Sande mit Altschlierdach. Die vom Autor dieser Zeilen 1969 südöstlich und westlich des kristallinen Klotzes des Hiesberges vorgefundene Situation unterstreicht ebenfalls das wesentlich jüngere Alter des am Nordrand der alpinen Vorsenke aushebenden Älteren Schliers. Den dort bedeutend verbreiteten Älteren Melker Sanden mit offensichtlich tief gefurchtem Oberflächenrelief liegen stets transgressiv die Tonschiefer des Älteren Schliers auf, die darunter befindliche Morphologie begrabend.

Damit soll neben dem tatsächlich beckenwärts statthabenden Übergang der Linzer und Melker Sande in die Schlierfazies aufgezeigt werden, daß sich darüber noch jüngere, am unmittelbaren Massivrand durch Sedimentationsdiskordanzen kurzfristige Regressionsphasen abbildende Ablagerungen befinden. Ihre stratigraphische Position beleuchten vielleicht näher die bisher im österreichischen Molasseraum publizierten *Miogypsina*-Funde: *Miogypsina formosensis* YABE & HANZAWA in den Älteren Linzer Sanden (F. RÖGL & F. STEININGER, 1969) sichert die Einstufung in das Oberoligozän bzw. in das höhere Egerien der zentralen Paratethys. Im Unteren Haller Schlier Oberösterreichs konnte dagegen bereits *Miogypsina intermedia* DROOGER (A. PAPP, 1960) festgestellt werden, womit die Beziehung zum höheren Burdigalien (bzw. höheren Eggenburgien) des Stratotypus im Becken von Bordeaux gegeben ist. Für die nun sowohl vom Liegenden (Ältere Linzer und Melker Sande) als auch vom Hangenden (Jüngerer Schlier s. l.) durch markante Sedimentationsunterbrechungen geschiedenen Jüngeren Linzer und Melker Sande und den darauf diskordant lagernden, höheren Anteilen des Älteren Schliers kämen deshalb höchstwahrscheinlich die in der Südslowakei bekannten, in Österreich noch nicht fossilbelegten Zonen mit *Miogypsina gunteri* COLE und *M. tani* DROOGER in Frage (= allerhöchstes Egerien der zentralen Paratethys).

### Eggenburgien

Sedimente dieses Zeitabschnittes sind im Arbeitsgebiet nicht vertreten, nachdem es dem Verfasser gelungen war, die im Süden tief in das Kristallin eindringenden Ablagerungen des Jüngeren Schliers (R. GRILL, 1933) als Bildungen des Robulus-Schliers zu identifizieren. Lediglich in den schon seit den Begehungen durch J. CZJZEK beschriebenen, fossilführenden Sandsteinkomponenten der Blockschichten von Rohr und Mauer hatte F. STEININGER (W. FUCHS, 1964) Spuren ehemals hier verbreiteten, tieferen Eggenburgiens festhalten können. Die ziemlich reiche und gut erhaltene Molluskenfauna hatte ein völliges Übereinstimmen mit jener von Fels am Wagram (F. STEININGER, 1963) zum Ergebnis gehabt. Ein weiteres derartiges wenige Fossilien bergendes, mittelkörniges, sehr hartes, graues Sandsteingerölle innerhalb der Blockmureneinschaltung des Robulus-Schliers vermerkte der Berichtersteller während seiner Aufnahmstätigkeit östlich von Untergraben NW Wimpassing.

### Ottangien

1941 hatte R. GRILL auch für den niederösterreichischen Molasseanteil die Verbreitung des Miozän-Schliers belegen können. Die mikropaläontologischen Untersuchungen der Schlämmpfen ermöglichten den stratigraphischen Anschluß an den Haller Schlier Oberösterreichs. Als erwägenswerte Ursachen des scheinbaren Fehlens der im Westen reich ausgebildeten, höheren Profilschnitte führte R. GRILL die Verschmälerung des Molassetroges und das zweifellos damit verbundene Ausheben des Untergrundes an. Der Robulus-Schlier wäre demnach vielleicht schon primär nicht abgelagert oder zumindest später bereits wieder völlig erodiert worden. Während seiner Übersichtsbegehungen im hier vorgestellten Kartierungsbereich erkannte R. GRILL 1957 das miozäne Alter des Schliers der Loosdorfer Bucht, der bislang, den Arbeiten von O. ABEL und F. ELLISON folgend, als bloß faziell andersartige, aber gleichaltrige Ablagerung der Melker Sande betrachtet worden war. Die aus den Mergeln geborgenen, ärmlichen und kleinwüchsigen Foraminiferengemeinschaften schienen auf Haller Schlier zu deuten. Im gleichen Arbeitsbericht wird von R. GRILL die Natur der seit O. ABEL und F. ELLISON als Strandhaldensedimente angesehenen Blockschichten richtig, nämlich als Mureneinschaltung innerhalb des Miozän-Schliers interpretiert. Die stratigraphische Zuordnung der Mergel, die diese grobklastischen Bildungen begleiten, ließ R. GRILL jedoch offen, denn die daraus gewonnenen, individuen- und artenreicheren Mikrofaunen mit großen Exemplaren von *Robulus inornatus* (ORBIGNY) und vielen kleinen Vertretern von *Globigerina*, *Cibicides*, *Nonion*, *Elphidium* usw. legten Parallelen zum unterhelvetischen Robulus-Schlier Oberösterreichs nahe.

Als in Mähren südlich von Brünn etwa in den Bohrungen Nosislav 1 und 2 im Hangenden oberburdigalischer Schichten Profilanteile festgehalten worden waren, die eine dem oberösterreichischen Robulus-Schlier vergleichbare Foraminiferenfauna enthalten hatten (verweise hiezu beispielsweise auf T. BUDAY, I. CÍCHA & J. ŠENES, 1965), begann man allmählich auch für den sogenannten Sandstreifenschlier Niederösterreichs zwischen Enns und Donau den stratigraphischen Umfang Haller plus Robulus-Schlier zu postulieren, ohne jedoch dafür Beweise zu haben (u. a. A. PAPP & Mitarbeiter, 1968). Es lag das lediglich im Bestreben, die sichtlichen Übereinstimmungen, die zwischen dem oberösterreichischen und dem mährischen Raum offenbar geworden waren, über den dazwischen befindlichen, störenden, da mit den Verhältnissen im Westen und Osten einstweilen noch unvereinbaren, niederösterreichischen Molasseabschnitt hinweg zu vereinen.

Die Sedimente des Jüngeren Schliers umfassen den Südrand des Dunkelsteiner Waldes und stehen noch im nach Süden schauenden Gehänge des Wachtberges an. Dabei greifen sie in transgressiver Form über ältere, tertiäre Ablagerungen hinweg weit in Buchten des morphologisch stark gegliederten Massivrandes ein (Abb. 3). 1964 hatte der Verfasser diese Schichten noch dem Haller Schlier zugerechnet. Die während gleichzeitig laufender Aufnahmearbeiten im Schärddinger Innviertel gesammelten Erfahrungen, die synchron durchgeführten Untersuchungen der Planktonentwicklung in der oberösterreichischen Molassezone am Bohrgut der Tiefenaufschlüsse Wels 1 und Welser Heide 1 und die im Anschluß an die Vollendung der geologischen Kartierung der Melker Gegend erfolgte Auswertung vieler Oberflächenproben im gegenständlichen Arbeitsgebiet, sowie die hier vorgefundenen, faziellen Verhältnisse drängten aber schon 1967 den Berichtersteller dazu, in diesen Sedimenten nicht Vertreter des Haller, sondern des Robulus-Schliers (V. PETERS, 1936) zu erblicken.

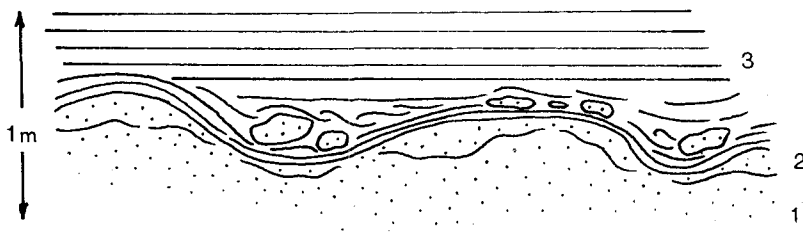


Abb. 3: Verfallene Sandgrube NW Untermamau. Stand August 1966. 1 — Älterer Melker Sand, 2 — sandsteinartig verhärtete Partien, 3 — Robulus-Schlier.

Es sind bergfrisch blaugraue, sonst graugrüne, gelbgrau anwitternde, dünn-schichtige, megafossilarme Mergel mit Glimmer- und Mehlsandbestegen auf den Schichtflächen, nicht selten in Zentimeter enger Wechsellagerung mit feinkörnigen, glimmerigen Sanden. Die Schlammproben gaben, ähnlich wie jene aus der Taufkirchener Bucht Oberösterreichs, recht unterschiedliche Mikrofaunen frei. Meist waren es fossilarme, sehr kleinwüchsige Gemeinschaften, die hauptsächlich *Ammonia beccarii* (LINNÉ), *Cibicides* sp. und Schwammnadeln und -rhaxen stellten. Doch daneben (etwa NNE Wimpassing, S Uttendorf, NW Untermamau, W Doppel und bei Waitzendorf) fanden sich schöne, arten- und individuenreiche, für den Robulus-Schlier typische Foraminiferenassoziationen mit Auftreten großwüchsiger Robuli, an erster Stelle *Robulus inornatus* (ORBIGNY). Die übrige Fauna ist klein, aber sehr zahlreich. 75 und mehr Prozent am Gesamtfossilinhalt nimmt dabei das Plankton mit wenigen Arten von *Globigerina* ein, deren stratigraphische Aussagekraft gering ist. Bezeichnend und wesentlich für die Abtrennung des höheren Haller Schliers ist das bloß spurenhafte Vorkommen von *Cassigerinella chipolensis* (CUSHMAN & PONTON), sowie das Fehlen von *Bathysiphon filiformis* SARS (siehe W. FUCHS, 1966 und 1968).

Gegen Süden fortschreitend, verzahnen sich die Mergel immer augenfälliger mit bzw. werden langsam im Hangenden ersetzt von hellgrün- bis hellgelbgrauen, fein- bis feinstkörnigen, glimmerigen, etwas schluffigen, ungeschichteten, manchmal unregelmäßig sandsteinartig konkretionär verfestigten Sanden, die nur unbedeutende Mergellagen und -linsen und häufig Horizonte bloß kantengerundeter Mergelplattelschotter als Aufarbeitungsprodukte des Liegendmergels führen. Diese Prinzersdorfer Sande (W. FUCHS, 1969) erstrecken sich von Prinzersdorf ostwärts bis an den Stadtrand von St. Pölten und erwiesen sich als mächtige, dem Robulus-Schlier zwischengeschaltete Sandschüttung, da sie weiter im Süden hangend wieder von den graugrünen Tonmergeln des Robulus-Schliers abgelöst werden. Die in den Sanden und Mergellagen festgestellten Mikrofaunen sind sehr arm und bestehen nur aus wenigen Formen von *Ammonia*, *Cibicides* und Schwammresten. Auf Grund der vergleichbaren Lagerungsverhältnisse und übereinstimmenden, lithofaziellen Merkmale nehmen die Prinzersdorfer Sande eine stratigraphische Position wie die Enzenkirchener oder Atzbacher Sande in Oberösterreich ein.

Die Robulus-Schlierfolge enthält im Westen des vorgelegten Kartenausschnittes bis zur Pfaffinger Höhe N Prinzersdorf noch reichlich Blockschichten (R. GRILL, 1957), wie sie bei Mauer oder in der Lochau in eindrucksvollen Hohlwegprofilen erschlossen sind. Wirr gelagertes, kaum kantengerundetes Kristallinblockwerk der nächsten Umgebung mit vereinzelt fossilführenden Sandsteingeröllen des tieferen Eggenburgien (im Arbeitsgebiet konnte SSE Untergraben ein weiterer derartiger Fund vermerkt werden) schwimmen in einer fein- bis grobkörnigen, kreuzgeschichteten Sandmatrix, die auch nicht selten zerbrochene, eckige Mergelplatten des umgebenden Schliers führt. An mehreren Stellen kann das „Einfließen“, d. h., die murenhafte Natur dieser Ablagerungen schön eingesehen werden, wobei sich Mergelschichten den Geröllen anschmiegen, zerbrechen und so selbst als Element des Blockstromes zum Absatz kommen (siehe R. GRILL, 1957; W. FUCHS, 1964). Die Geröllgrößen der Blockschutteinlagerungen zeigen eine auffallende Abnahme gegen Osten. Während bei Mauer oder Pielachhäusel noch Blöcke bis zu 1,5 m Durchmesser beobachtet werden, messen dagegen die Komponenten auf der Höhe von Pfaffing N Prinzersdorf höchstens 20 bis 30 cm. Diese dem Robulus-Schlier lokal zwischengeschaltete Murenbildung dürfte also in der „prächattisch“ geschaffenen Erosionsfurche N Mauer ihren Ursprung haben und in ungefähr südöstlicher Richtung in das Schliermeer geflossen sein.

Die Verbreitung des Robulus-Schliers ist jedoch jetzt schon eine flächenmäßig viel größere als hier auf der Kartenbeilage zum Ausdruck kommt. Die Aufnahmearbeiten des Autors konnten ihn in den Miozän-Schliersedimenten westwärts bis in das Manktal am Südfuß des kristallinen Hiesberges verfolgen. Er konnte auch in den Jüngeren Schlierfolgen des Schildberges und des westlichen Haspelwaldes östlich von St. Pölten wiedererkannt werden. Die im nordfallenden Gehänge beider Hügelzüge ausbeißenden, mächtigen Sandvorkommen stellen keine wie bisher angenommen hangend folgenden Vertreter der Oncophora-Schichten dar, sondern sind weitere neue Beobachtungsstrecken der dem Robulus-Schlier eingelagerten Prinzersdorfer Sande. Der lithofaziell und mikropaläontologisch fundierte Nachweis des Auftretens von Robulus-Schlier in der Umgebung von St. Pölten mit seinen angedeuteten Weitungen nach Westen und Osten ist von entscheidender Wichtigkeit. Denn damit erhalten nun auch die niederösterreichischen Vorkommen von Oncophora-Schichten eine mit den Sedimentationsverhältnissen in Oberösterreich und Mähren vergleichbare, zeitliche Stellung. Insgesamt unterstreichen aber diese Ergebnisse nur wieder die bedeutsame Vermittlerrolle, die dem St. Pöltener Raum zwischen westlicher und zentraler Paratethys gebührt.

Der östliche Teil des Arbeitsgebietes wird vor allem von den Ablagerungen der Oncophora-Schichten (A. RZEHAČ, 1883) eingenommen. Sie bauen das Hügelland am linken Ufer der Traisen von St. Pölten bis Herzogenburg und das am rechten von Wasserburg bis Traismauer in großer Mächtigkeit auf. Eine im Bereiche der Glanz-

stoffabrik im nördlichen Stadtviertel von St. Pölten niedergebrachte Bohrung durchörterte nach A. TOBNER, 1927, bereits 120 m *Oncophora*-Schichten, ehe sie die liegende Schlierfolge erreichte. Die Sedimente der *Oncophora*-Schichten sind sehr wechselvoll, in den Tagesaufschlüssen herrschen vor grau- bis safrangelbe und braune, schluffige, glimmerige, kaum geschichtete bis lebhaftige Kreuzschichtung aufweisende Quarzfeinsande mit nicht seltenen Einschaltungen von unsortierten Grobsand- bis Feinschotter-(Quarkiesel-)einschüttungen, letztere teilweise konglomeriert. Von diesen groben Lagen wurden im vergangenen Jahrhundert kleinere, brackische Molluskengemeinschaften aufgesammelt, etwa im Prater bei St. Pölten oder am Venusberg bei Traismauer (siehe J. CZJZEK, 1853, A. BITTNER, 1896). Spuren von Bivalven konnte der Verfasser in den Feinsandlagen im nordschauenden Hang des Nasenberges bei Traismauer feststellen. Die Sande beinhalten aber überdies noch häufig in bis mehrere Meter dicken Lagen und Schmitzen papierdünn geschichtete, glimmerige Tone, die in frischem Zustand mißfarben hellgraugrüne Farben, verwittert dagegen verschieden intensiv mißfarbene Brauntöne tragen. Immer wieder trifft man auf oft horizontgebundene, unregelmäßig geformte, manchmal viele Meter lange Kalksandsteinkonkretionen. Die vorgefundenen Megafaunen weisen auf brackisches Ablagerungsmilieu hin. Autochthone Mikrofaunen konnten keine ausgeschlämmt werden.

Gegen Westen, also in Richtung auf das Kristallinmassiv des Dunkelsteiner Waldes, zeigen die *Oncophora*-Schichten ein merklich transgressives Überlagern des Untergrundes, wie dies unter anderem besonders instruktiv aus der Situation N Untermamau hervorgeht. Trotz der schlechten Aufschlußverhältnisse gerade im Kontaktbereich dieser Sedimente zum darunterliegenden Robulus-Schlier scheint sich hier allgemein ein Hiatus zwischen beiden abzuzeichnen. Das bestätigen indirekt auch die Aufnahmen des Berichterstatters im Gebiet des Haspelwaldes, wo eine konkordante Lagerung der *Oncophora*-Schichten auf Robulus-Schlier vorliegt, wobei sich aber zwischen beide noch eine deutlich abgrenzbare Ton-Feinsand-Folge, welche vielleicht zeitlich dem oberösterreichischen Rotalien-Schlier entsprechen könnte, einschiebt.

Die stratigraphische Position der niederösterreichischen *Oncophora*-Schichten fügte sich bisher schlecht den in Oberösterreich und Mähren gewonnenen Vorstellungen. Eine kurze Darlegung der Erforschungsgeschichte dieses Gliedes der tertiären Sedimentabfolge mag dafür Verständnis aufbringen. Bereits 1853 hatte J. CZJZEK vom Prater bei St. Pölten eine kleine, brackische Molluskenfauna beschrieben. A. RZEHAk beobachtete 1883 flächenmäßig bedeutendere, fossilarme Sande in der Niederung südlich von Brünn. An einigen Stellen konnte er indessen zahlreiche Fossilien aufsammeln. Die individuenreichen, aber artenarmen Populationen legten ein brackisches Ablagerungsmilieu nahe. A. RZEHAk benannte sie nach der am häufigsten auftretenden, von ihm kurz zuvor erst neubeschriebenen Muschel *Oncophora*-Sande. Bei Oslawan etwa konstatierte er eine gewisse Veränderung des Faunenbestandes. Es kamen vollmarine Elemente hinzu, welche ihn ihrem Charakter nach an die Molluskenfaunen der Grunder Schichten gemahnten. Die gegenseitigen Lagerungsverhältnisse der beiden Sedimente schienen diese Ansicht zu stützen, so daß er die *Oncophora*-Sande als Brackwasserfazies der marinen Grunder Schichten betrachtete. 1896 wies A. BITTNER im Gebiet zwischen St. Pölten und Traismauer *Oncophora*-Schichten nach, dabei hierfür bezeichnende Molluskenbestände aus den grobklastischen Lagen im Prater bei St. Pölten und am Venusberg bei Traismauer zitierend. Östlich von St. Pölten, aus dem Bereich des Haspelwaldes beispielsweise, beschrieb H. VETTERS 1924 den allmählichen Übergang des Schliers durch zunehmendes Einschalten mächtigerer Sandschüttungen in die von Psammiten beherrschten *Oncophora*-Schichten. Die geologischen Aufnahmen von R. GRILL in der weiteren Umgebung von Sieghartskirchen bestätigten diese Beobachtungen (1940 unveröffentlicht, 1947 und 1954). Durch Wechsellagerung mit dem Schlier gingen die *Oncophora*-Schichten hervor, so daß man im Gebiet des Haspelwaldes, der Raipoltenbacher Höhe, des Breiten Angers, Heuberges und Auberges auch Über-

gangsschichten Schlier—Oncophora-Schichten ausscheiden könnte. Während der geologischen Erhebungen in den Tertiärbereichen auf den Blättern Spitz und Krems und daran südöstlich anschließender Randgebiete bemerkte R. GRILL 1956 und 1957 die ungestörte Auflagerung basaler Tonfolgen der hangend aufliegenden Oncophora-Schichten auf Untermiozän-Schlier (z. B. Haspelwald und bei Waitzendorf) und stellte diesen auf Grund seiner Mikrofauna dem Haller Schlier gleich. Dieser stratigraphischen Situation wegen hob R. GRILL schon 1956 erstmals das unterhelvetische Alter der Oncophora-Schichten hervor, schloß allerdings daraus, daß die Vorkommen in Oberösterreich deshalb nicht altersgleich sein könnten, weil sich ja dort zwischen Haller Schlier und Oncophora-Schichten noch eine mächtige, faziell bunte und langsam verbrackende Sedimentsäule schöbe. In der oberösterreichisch-bayerischen Molasse wurden auch in der Tat die Oncophora-Schichten dem Oberhelvet zugeteilt. Mit dem höheren Alter der Oncophora-Schichten vollzog R. GRILL aber überdies indirekt deren stratigraphische Trennung von den Grunder Schichten. Durch ausgreifendes Kartieren und Bemustern vieler Schlammproben gelang es 1957 R. WEINHANDL, in den Grunder Schichten zwei zeitlich verschiedene Stockwerke auseinanderzuhalten, nämlich ein jüngerer, dem auch die meisten bekannten Molluskenfundpunkte einschließlich der Typus-Lokalität angehören und das eine reiche, die Lagenidenzone des Untertortons bezeichnende Foraminiferengesellschaft birgt, sowie ein älteres, oberhelvetisches mit ebenfalls mariner, jedoch deutlich ärmerer Mikrofauna. I. CÍCHA, J. PAULIK & J. TEJKAL unterstrichen 1957 die regionale Bedeutung der Oncophora-Schichten im außerkarpatischen Becken. Der erste im Oberburdigal einsetzende Sedimentationszyklus ginge mit diesen brackischen bis ausgesüßten Ablagerungen im höheren Unterhelvet zu Ende, das einst durchgehende Becken zerfiel in isolierte Teilbereiche. Die Oncophora-Schichten spiegelten jedoch auf keinen Fall bloß das Ergebnis lokaler Bedingungen, sondern repräsentieren im Gegenteil ein weit verbreitetes Entwicklungsstadium der Beckengeschichte. Im Hangenden läge transgressiv der oberhelvetische Schlier mit schönen, marinen Mikrofaunen. Dessen stratigraphische Bezeichnung Oberhelvet konnte aber nur eine vorläufige sein, schon 1959 schlugen I. CÍCHA & J. TEJKAL den Begriff Karpatien vor, da dieses „Oberhelvet“ im Stratotypus des Helvets nicht vertreten wäre und dem Anfang eines neuen zweiten Sedimentationsablaufes in der Paratethys mit abweichender Paläogeographie und verschiedenem Mikrofossilinhalt entspräche. 1968 wurden schließlich von A. PAPP & Mitarbeitern die Oncophora-Schichten Ober- und Niederösterreichs, sowie Mährens ganz allgemein in das Ottnangien (= Unterhelvet) gesetzt, gleichsam die regionalen Zusammenhänge, die man zwar ahnte, aber noch nicht beweisen konnte, demonstrierend.

Die Resultate der Aufnahmsarbeiten des Schreibers in der weiteren Umgebung von St. Pölten berechtigen jetzt aber sehr wohl zu dieser regionalen Verbindung des paratethyalen Raumes von Bayern ostwärts bis Mähren. 1967 erkannte er im Miozän-Schlier des Kartierungsgebietes und darüber hinaus dessen höhere Anteile, den Robulus-Schlier mit mächtiger Sandzwischenhaltung (= Prinzersdorfer Sande, 1969). Wenngleich der von R. GRILL 1957 beschriebene, sedimentäre Kontakt von Schlier und Oncophora-Schichten nach Auffassung des Verfassers westlich von St. Pölten nicht besteht (hier liegt im Gegenteil eine Schichtlücke und transgressives Übergreifen der Oncophora-Schichten vor), so konnte jener von H. VETTERS 1924 und von R. GRILL ab 1940 dargelegte „Übergang“ von Schlier in Oncophora-Schichten mit den Begehungen des Schildberges und westlichen Haspelwaldes im Sommer 1971 neuerlich erwiesen und jetzt abgeklärt werden (Arbeitsbericht 1972, im Druck). Tatsächlich schalten sich dem hangenden Schichtstoß des Miozän-Schliers bedeutende Sandbildungen ein, es folgt dünnsschichtige Wechsellagerung pelitischer und psammitischer Horizonte und zuletzt überwiegen Sande, die nur untergeordnet Tonlagen und -linsen führen. Alle diese Sande waren ganz allgemein von H. VETTERS und auch von R. GRILL als Oncophora-Sande betrachtet worden. Die Geländeaufnahmen und die mikropaläontologische Auswertung zahlreicher Schlammproben durch den Autor ergaben für diese Gebiete das Vorkommen

von Robulus-Schlier mit bedeutender Einlagerung von Prinzersdorfer Sanden. Die bunte, konkordant dem Schlierdach aufliegende Folge von Tonen und Sanden könnte den brackischen Schliersedimenten Oberösterreichs, etwa dem Rotalien-Schlier usw., gleichgestellt werden, darauf weiter im Norden die wahren Oncophora-Sande anschließen. Damit konnten nun auch für den niederösterreichischen Raum Sedimentationsbedingungen, wenn auch vielleicht von geringerer Mächtigkeit, belegt werden, die mit den Verhältnissen in Bayern und Oberösterreich im Westen und Mähren im Osten lithologisch wie stratigraphisch vergleichbar sind.

### Badenien

Ablagerungen dieser geologischen Zeitspanne finden sich nur in Form des Hollenburg-Karlstettener Konglomerates (H. VETTERS, 1937) im Norden des Aufnahmebereiches. Hier bedecken diese klastischen Sedimente in großer Ausdehnung und Mächtigkeit die Höhen des Wachtberges und Kirchbühels, des Gerichts- und Schauerberges östlich von Statzendorf, sowie das Gebiet zwischen Kuffern—Inzersdorf—Wagram ob der Traisen. Die Grundfläche des polymikten Konglomerates ruht im Süden (NE von Karlstetten) in etwa 400 m Seehöhe auf und senkt sich allmählich in nordöstlicher Richtung bis auf ungefähr 200 m über Meeresniveau bei Hollenburg an der Donau. An der bunten Zusammensetzung dieses Sedimentes beteiligen sich vorwiegend kalkalpine Elemente (verschiedene dunkle Kalke und Dolomite der Trias, helle und rote Jurakalke und Hornsteine, rote Sandsteine der Werfener Schichten usw.), aber auch härtere Sandsteine aus den Flyschbergen. Die Komponenten sind kies- bis schottergroß, wobei Gerölle mit Durchmesser bis 20 cm aber zu den Seltenheiten gehören, sie sind mäßig gut zugerundet und undeutlich eingeregelt. Vereinzelt trifft man im Konglomerat Kreuzschichtung an (beispielsweise S Kuffern). Die Geröllfracht ist in reichliche, weiße Kalkmatrix gebettet. In Steinbruchwänden brechen die Schotter häufig leicht aus, was dann dem Konglomerat ein eigenartig kavernoöses Aussehen verleiht. In Arealen, die unter dem Pflug stehen, bedecken lose Schotter oder Konglomeratbruchstücke den Ackerboden. Die auffallend weißen Kalkhüllen und das relativ feine Korn lassen diese tertiären Bildungen jedoch immer mühelos von Schotterfluren der pleistozänen Traisen unterscheiden. Das Liegende der Psephite bilden 0.5 bis mehrere Meter dicke, hellgraue bis weißlichgelbe oder graugrüne bis safrangelbe, dünn- bis teilweise feinstsandige Mergel (Basismergel, R. GRILL, 1956) mit nicht seltenen gelben bis grauen Mehlsandzwischenlagen bis Dezimeterstärke, die in schmalen Lagen wiederholt noch bis in den höchsten Partien des Konglomerates aufscheinen.

Die stratigraphische Stellung des Hollenburg-Karlstettener Konglomerates war lange umstritten. Megafossilien fehlten dem Sediment, sieht man von dem Fund einer stark abgerollten *Ostrea* durch F. A. ZÜNDEL 1907 ab. 1905 jedoch erkannte bereits H. HASSINGER, daß das Konglomerat den Oncophora-Schichten muldenartig eingesenkt und damit jünger wäre. Der Beobachtung schlossen sich kartierende Forscher, wie F. A. ZÜNDEL und H. VETTERS, an, im Gegensatz zu großräumig operierenden, wie E. NOWACK und W. PETRASCHECK. Auf H. HASSINGER geht auch die bis heute gültige Deutung des Konglomerates als Deltaschüttung eines Alpenflusses (einer Vortraisen) zurück. Im Profil des Grabens NW Krustetten gelang es endlich R. GRILL 1956 und 1957, die Beziehungen des Konglomerates und der liegenden Mergel zu erhellen und mit aus den Peliten gewonnenen Mikrofaunen die Lagenidenzone des Untertortons nachzuweisen.

Die zahlreichen vom Autor gesammelten Schlammproben waren stets fossilführend, selten bloß von *Ammonia* und *Anomalina* geprägt. Die meisten gaben im Gegenteil eine hochmarine Mikrogemeinschaft frei. Das waren aber nicht nur die Faunen aus den Basismergeln, sondern auch solche, die Mergellagen und -linsen des Konglomerat-hauptschichtstoßes bis in die hangendsten Anteile hinauf entnommen worden waren (z. B. Mergellage im flachen Sattel zwischen dem Gerichts- und dem Schauerberg E

Statzendorf). Gleichfalls identische Vergesellschaftungen lieferten die Proben aus Mergeln am gegenwärtigen Südrand des Verbreitungsgebietes des Hollenburg-Karlstettener Konglomerates. Die Mikrofaunen sind individuenarm, aber relativ artenreich und bestehen aus großwüchsigen Lenticulinen, wie *Lenticulina calcar* (LINNÉ), *L. cultrata* (MONTFORT), *L. inornata* (ORBIGNY), Dentalinen und Marginulinen, weiters finden sich manchmal viele kleine Globigerinen und einzelne meist glattschalige Ostrakoden. Nicht selten können umgelagerte Kreideforaminiferen (diverse Sandschaler und Globotruncanen) aus Flysch und Gosau ausgelesen werden. Charakteristische Assoziationen entstammen Proben von W Großrust, Heinigstetten, S Winzing, W Wachtberg, NW Inzersdorf, Gerichtsberg und N Wiesing.

Das Fehlen typischer Flußdeltaschüttungsmerkmale im Gefüge des Konglomerates (worauf übrigens schon H. HASSINGER verwiesen hatte) in Verbindung mit den fast immer hochmarinen Mikrobefunden in allen Mergellagen des gesamten Verbreitungsbereiches legen jedoch eine geringfügige Änderung der Entstehungsursache nahe. Mit dem Konglomerat ist uns nicht direkt der Mündungskegel einer Vortraisen in das Meer des tieferen Badenien überliefert. Das ohne Zweifel von einem Alpenfluß herbeigeschaffte Geröllmaterial wurde unter submarinen Verhältnissen noch durch Meeresströmungen etwas weiter verfrachtet, wobei fast alle fluviatilen Sedimentationskennzeichen verloren gingen.

Im Kremser Trichter waren marine Mergel des Unter-Badenien weit und mächtig entwickelt, wie das heute noch die Erosionsreste zu erkennen geben. Man erbohrte sie unter dem gegenwärtigen Schotterbett der Donau und findet ihre Relikte bis in über 350 m Seehöhe in den Hängen der Umgebung. Nach neuester Bearbeitung der daraus geschlammten Mikrofaunen durch Herrn Dr. M. E. SCHMID (der Verfasser möchte an dieser Stelle für die freundliche Erlaubnis, die noch unveröffentlichten Ergebnisse hier bereits einbauen zu dürfen, herzlich danken) sind es Ablagerungen der Oberen Lagenidenzone des tieferen Badenien. Nun zielt der Schotterkörper des Hollenburg-Karlstettener Konglomerates ziemlich genau in das Zentrum des Ausdehnungsgebietes der zuvor erwähnten Mergel bei Krems, so daß seine zonenmäßige Gleichaltrigkeit recht wahrscheinlich ist.

### Tektonik

Seit den Studien von E. NOWACK (1921) ist bekannt, daß für die Gliederung des Südrandes der Böhmisches Masse nicht unwesentlich Brüche mitverantwortlich sind. Im Westen kennzeichnet diese tektonischen Bewegungsbahnen ein NW—SE-Streichen, im Osten herrscht die NE—SW-Richtung vor, und überall von untergeordneter Bedeutung sind noch W—E-verlaufende Störungen. Alle diese Bruchbahnen sind alt und bereits im jüngeren Paläozoikum angelegt worden. Im Gegensatz zu allgemein verbreiteten Ansichten lassen sich nur teilweise Reaktivierungen der Brüche während bzw. nach Sedimentation der im vorhergehenden Kapitel besprochenen Tertiärablagerungen am Massivrand belegen. In Oberösterreich, im Gallneukirchener Becken zum Beispiel, konnte R. GRILL 1937 das Aufleben tektonischer Bewegungsvorgänge an derartig vorgezeichneten Bruchbahnen wahrscheinlich machen. Die bisherige Aufnahmestätigkeit des Verfassers im Osten, von der Donau bei Traismauer bis St. Leonhard am Forst im Melktal, erbrachte dagegen keine Beweise für das Wiedererwachen NE—SW-orientierter, variszischer Brüche einschließlich der heute auch morphologisch eindrucksvoll zur Geltung kommenden Diendorfer Störung. Gerade aber für die geologische Situation der Tertiärschichten an der Westflanke des Hiesbergzuges wird junge Tektonik zur Deutung herangezogen (O. SCHERMANN, 1966). Dabei werden aber verschiedene wichtige Gesichtspunkte unberücksichtigt gelassen. Am Anfang dieser Publikation wurde schon auf die für die Oberflächengestaltung des gegenwärtigen Massivrandes verantwortliche, vor dem Egerien lange Zeit wirksam gewesene Erosionsphase hingewiesen, die natürlich sicherlich solche tektonische Schwächezonen besonders akzentuiert



herausmodellerte. Schrieb doch schon 1903 A. PENCK in großartiger Erkenntnis der Tatsachen, daß „als reich durchfurchte Landschaft die Boische Masse angesichts der Alpen unter das Alpenvorland untertaucht“. Im weiteren Verlauf der Arbeit versuchte der Autor dieser Zeilen, die Wichtigkeit aufeinanderfolgender Regressions- und Transgressionsperioden bzw. von Zeiten der Ausräumung und Reliefbildung und wieder anschließender Überflutung und mehr oder minder vollständiger Auffüllung des unebenen Geländes am Molassenordrand zu unterstreichen. Diese beiden Erscheinungen reichen seiner Meinung nach aus, beobachtbare Unterschiede der Sedimentmächtigkeiten und bloß scheinbares Gegeneinanderverstelltsein zu erklären.

Die meisten der älteren im hier vorgestellten Aufnahmegebiet geschilderten, tektonischen Bilder erwiesen sich als überholt. Dazu gehören:

Der E—W-verlaufende Bruch am Nordrand der Wöblinger Bucht (E. NOWACK, 1921), der ein bloßes Erosionsphänomen ist.

Der NNE—SSW-streichende Abbruch von Herzogenburg, den W. PETRASCHECK 1929 im Westgehänge des Traisentalles konstruieren mußte, weil er das sanfte Einfallen der seichten Kohlenvorkommen bei Statzendorf über die Bohrung Ederding in gerader Linie ostwärts verlängerte, ohne das unter der Tertiärbedeckung wohl entwickelte Relief des kristallinen Untergrundes zu berücksichtigen. Mit seiner Hilfe konnte er dann annähernd 100 m Höhenunterschied ausgleichen. Das Nichtbestehen dieses Bruches geben überdies die Resultate der geophysikalischen Untersuchungen der ÖMV-AG. (A. KRÖLL, 1964) zu verstehen, die erst auf der Höhe von Böheimkirchen einen etwa 1500 m tief abbrechenden, zirka N—S-angelegten Verwurf anzeigen.

Und schließlich die meisten der E—W- und N—S-ziehenden Brüche geringer Sprunghöhen im Statzendorfer Kohlenrevier, von denen uns H. VETTERS 1926 und 1927 und K. LECHNER u. a. 1955 berichten. Es sind das die recht steilwandigen Kristallinschwellen, die die einzelnen Kohlenmulden voneinander trennen (Abb. 1).

Erste sichere Spuren tektonischer Ereignisse, die sich in den Tertiärablagerungen des kartierten Raumes nachweisen lassen, können dem während des Egerien tätigen Savischen Orogenzyklus zugeordnet werden. In den Winzinger Sandgruben gibt es zirka N—S-streichende, mit 60 Grad gegen Osten einfallende Störungen mit ganz geringen Versetzungsbeträgen zu beobachten (Abb. 4 a), die Älteren Schlier etwas gegen Jüngere Melker Sande verstellen. Die Brüche werden aber von ungestörten Hangendpartien des Älteren Schliers bereits wieder zugedeckt.

Nachrichten von Bewegungsbildern einer viel wichtigeren, in ihrer Art und ihrem Ausmaß jedoch lange Zeit nicht erkannten, tektonischen Störungslinie begegnet man schon in den frühesten Arbeiten über das tertiäre Hügelland bei St. Pölten. Die ersten geologischen Erhebungen durch J. CZJZEK (1853) vermittelten uns die Kenntnis von gestörtem Schlier im westlichen Steilufer der Traisen unmittelbar bei St. Pölten. O. ABEL 1903 und etwas später F. A. ZÜNDEL (1907) meldeten darüber hinaus heftig gefalteten und zerknitterten bzw. eng aneinandergedreht gefalteten und überkippten Schlier aus der Ziegelei und dem Bahneinschnitt westlich St. Pölten. 1957 kartierte R. GRILL SE von Prinzersdorf, auf der Straße nach Uttendorf, innerhalb des Miozän-Schliers einen Aufbruch von Älterem Schlier, den er dann noch im Aushub von Brunnengrabungen N Gerersdorf beim Bildstock mit Kote 284 weiter im Osten aufspürte und in Beziehung zu den Antiklinalbildungen in den Oncophora-Schichten brachte, die während der Verbreiterungsarbeiten im Bahneinschnitt W St. Pölten aufgeschlossen gewesen waren. Besonders auf die Antiklinalstrukturen bezugnehmend, sah R. GRILL darin deutliche Belege für eine vermutlich steile Aufsiebung. Tangentiale Bewegungen hätten also auch hier noch Molasseanteile betroffen, womit neben der Klärung ihrer Natur überdies noch auf die regionalgeologische Bedeutung der tektonischen Linie aufmerksam gemacht worden war. Diese St. Pöltener Störung (R. GRILL, 1957)

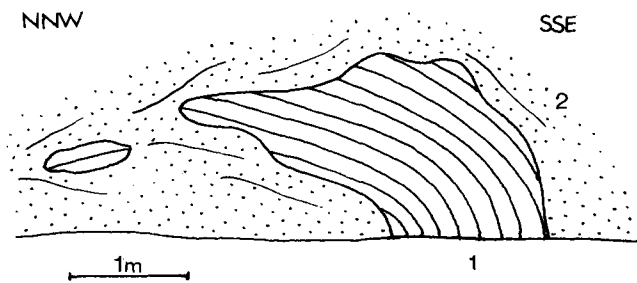
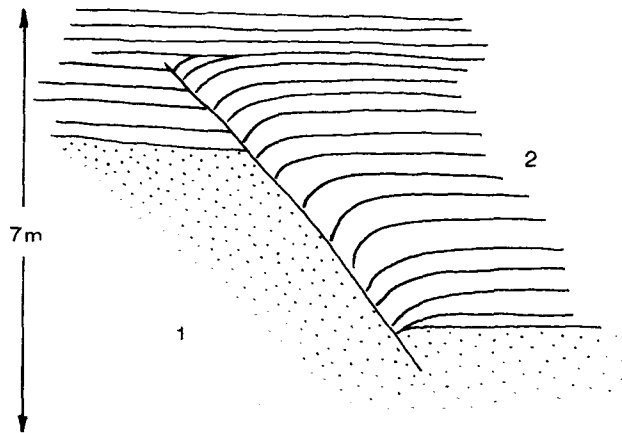


Abb. 4a: Sandgrube N Winzing. Stand Oktober 1966. 1 — Jüngerer Melker Sand, 2 — Älterer Schlier.  
 Abb. 4b: Vorübergehender Hanganriß SE Prinzersdorf. Stand April 1968. 1 — Älterer Schlier,  
 2 — Prinzersdorfer Sande.

hätte über die offensichtliche Bewegungszone im Norden des Haspelwaldes (R. GRILL, 1958) ostwärts ihre Fortsetzung in der von H. VETTERS 1924 entdeckten Aufschiebung von Anzing—Waltendorf.

Die Aufnahmearbeiten des Verfassers bestätigten in einer Reihe instruktiver Beispiele die tektonische Konzeption von R. GRILL. Der Kontakt des aufschiebungsartig an der St. Pöltener Störung innerhalb des Robulus-Schliers aufbrechenden Älteren Schliers war in einem künstlichen Aufschluß an der Straße zum Prinzersdorfer Friedhof sehr schön einzusehen (Abb. 4 b). Die schwarzen Tonschiefer des Älteren Schliers dringen zungenförmig in die in ihrem Gefüge stark gestörten Prinzersdorfer Sande ein. Diesem Bild fügen sich auch gut die Schichteinfallsmessungen. Unmittelbar N der Aufschiebungslinie sind Mergellagen des Robulus-Schliers 60 Grad nordfallend aufgeschleppt, im Süden der Bewegungsbahn fallen die Tonschiefer des Älteren Schliers mit ungefähr 60 Grad gegen Süden ein und tauchen unter den darüberliegenden, hier mergelig entwickelten Robulus-Schlier, der ebenfalls zunächst noch mit etwa 30 Grad gegen Südosten einfällt, aber beim Fortschreiten in südlicher Richtung sich sehr bald wieder beruhigt und bereits bei Sallau sanftes Südfallen (zirka 3 Grad) aufweist. Beim Ausheben der Fundamente einer Brücke, die den besagten Eisenbahneinschnitt westlich von St. Pölten beim Friedhof überquert, wurden hier direkt unter den Jüngeren Deckenschottern und umgeben von *Oncophora*-Schichten violette und mausgraue, dünnplattige

Tonschiefer des Älteren Schliers in nahezu antiklinaler Scheitellage freigelegt (Einfällen 030/05). Etwas weiter im Süden konnten zusätzlich noch zwei kleine Aufbrüche von Älterem Schlier im Robulus-Schlier auf der Karte festgehalten werden (N Nadelbach und beim Teufelhof).

Die St. Pöltener Störung stellt die Nordgrenze des von tangentialen Bewegungen noch berührten Bereiches der Subalpinen Mollasse vor. Nördlich davon schließt bald flaches Einfällen gegen die Beckenmitte zu an. Zeitlich ist dieses Ereignis, da sämtliche Sedimente des Ottngangien in die Dislokationen miteinbezogen worden sind, einer der Steirischen Phasen der alpidischen Gebirgsbildung zuzurechnen. An überzeugenden Beispielen konnte der aufschiebungsartige Charakter der St. Pöltener Störung nachgewiesenermaßen vorgeführt werden. Die Kartierungen des Verfassers während des Sommers 1971 im Gebiet des Schildberges und westlichen Haspelwaldes belegten in Übereinstimmung mit den Ergebnissen von R. GRILL (1958) ihr Weiterstreichen nach Osten im Norden der beiden Hügelzüge. Die Wirksamkeit der tektonischen Bewegungsbahn nach Westen über Prinzersdorf hinaus nimmt jedoch rasch ab. Die Lage der Vorkommen des Älteren und Jüngeren Schliers westlich des Sierningbaches geben zu einer tektonischen Deutung ihrer gegenseitigen Beziehungen keinen Anlaß. Dort beginnt sich vielmehr das Wechselspiel von küstennahen Trans- und Regressionen abzuzeichnen.

### Die quartäre Terrassenabfolge

Das flächenhafte Kartieren der mannigfach abgestuften, pleistozänen Schotterfluren der Donau in der weiteren Umgebung von Melk hatte dem Verfasser die Bedeutung der relativen Höhenlagen der Terrassenbasen zum Strom an eindrucksvollen Beispielen vor Augen geführt (1964). Deren Beachtung verhalf zu einer brauchbaren Lokalgliederung der verschiedenen morphologischen Elemente und merzte in der Folge einige in der Literatur tief verwurzelte und erkenntnishemmende Irrtümer aus (u. a. das fälschliche Gleichsetzen der Schotter im Nordgehänge des Hochstraßberges mit denen des Melker Stadtgebietes oder die präquartäre Anlage der „Felsterrasse“ im Nibelungengau). Darüber hinaus vermeinte der Autor in den an dieser Terrassentreppe erzielten Ergebnissen einen jener Marksteine sehen zu dürfen, daran das schwierige Unterfangen eines Versuches begründeten Halt fände, die glazigen verknüpfbaren Geröllfelder westlich der Ybbs mit den nur mittelbar damit zu verbindenden, Schotter führenden Ebenheiten weiter im Osten zu vergleichen. Die bisher von mehreren Seiten vorgestellten Gedankenmodelle diesbezüglich hatten sich nämlich der dafür benutzten Methoden wegen in vielem und wesentlichem als ungenügend oder unzutreffend erwiesen. Gerade aber am von jungen, lokalen, tektonischen Absenkungsvorgängen größeren Ausmaßes verschontgebliebenen Oberlauf der Donau stromabwärts bis Wien könnte die Anwendbarkeit und Gültigkeit der vom Verfasser aufgezeigten Korrelierungsmöglichkeiten geprüft werden, indem die gemeldeten, relativen Höhenabstände der einzelnen Terrassensockel zum gegenwärtigen Flußbett über größere Entfernungen verfolgbar und nach Engstellen (wie dem Strudengau und der Wachau) wiederauffindbar bzw. wiedererkennbar wären.

Der mit dieser Arbeit dargestellte Raum des Südostrand des Dunkelsteiner Waldes bot geeignete Möglichkeiten, die terrassenmorphologische Situation am anderen Ende der Wachau, den oben erwähnten Gesichtspunkten in objektiver Weise folgend, zu untersuchen, nachdem die Gliederung der quartären Fluren in gleichzeitiger Aufnahme bis an den Eingang der Engstelle durchgeführt worden war (1971). Weiters ergab sich hier Gelegenheit und Notwendigkeit, die an den Donauterrassen erstellten Befunde mit den flächenmäßig zwar bescheiden, in ihrer Abfolge aber reichhaltig überlieferten, alten Schotterdecken der Traisen abzustimmen. Auch auf die in jüngster Zeit wieder

aktuell gewordene und in Fluß geratene Frage der Entstehung der heutigen Talböden im weiteren Sinne und deren zeitliche Datierung lieferte unser Gebiet von feldgeologischer Seite interessante und Widersinnigkeiten klärende Fakten.

Im folgenden werden vorerst die fossilen Schotterreihen der Donau, Traisen, Pielach, und Perschling, voneinander gesondert, geschildert. Hierauf wird der Versuch unternommen, sie gegenseitig in Relation zu bringen. Die Niederfluren s. l. aller Gerinne werden dann abschließend gemeinsam behandelt.

### Die Terrassen der Donau

Im Gehänge des Tertiärhügellandes südöstlich der Traisenmündung treten an Ausdehnung und Mächtigkeit geringe Reste einstiger weiter Geröllfluren der Donau auf. Wohl fanden einige der kleinen Erosionsrelikte schon in Kartierungsberichten von H. VETTERS und R. GRILL Erwähnung, ihre eigentliche Bedeutung stellte sich jedoch erst während der Geländearbeiten des Verfassers heraus. Da die kartierbaren Sockeloberkanten der Schotterareale Höhenwerte zeigen, die jenen vom Autor 1964 und 1971 im Nibelungengau bis an den Eingang der Wachau beobachteten, relativen Abständen entsprechen, ist damit die Brauchbarkeit der Anwendung einer derartigen Gliederungsmethode erstmals über größere Entfernung und durch eine Engstelle hindurch erwiesen. Wegen der noch im Anlaufen begriffenen Untersuchungen der verschiedenen Geröllvorkommen im Bereiche von Krems und Mautern am Ausgang der Wachau werden für die einzelnen hier angetroffenen, morphologischen Elemente einstweilen die im Westen der Talenge eingeführten Lokalnamen verwendet. Darüber hinaus gewährleisteten die Donauschotterrudimente ein fundiertes Einbinden der mannigfach getreppten Terrassenfolge der Traisen in das Akkumulationsschema des Stromes.

Die bisher ältesten, vielleicht noch oberpliozänen Schotter repräsentieren die Erosionsreste der Terrasse N Mauer, noch vor dem Wachauingang im Westteil des Kartenblattes gelegen. Gelb bis rotbraun ferretisierte, fein- bis mittelkörnige, selten gröber kalibrige Quarzgerölle und vereinzelte Kristallinkomponenten bedecken in loser Streu die Felder auf der Höhe zwischen Mauer bei Melk und Gerolding. Die Basis der Flur dürfte dem präquartären Untergrund in etwa 390 m Seehöhe aufliegen, was einer relativen Höhe von ungefähr 180 m über dem Strombett gleichkommt. 1964 hatte der Berichterstatter dieses Schottervorkommen jenem vom Pöverdinger Wald gleichgestellt. Mit der Höhenkorrektur der Kuppe des Pöverdinger Waldes auf dem neu erschienenen, topographischen Kartenblatt Obergrafendorf 1:50.000 von vorher über 420 m auf jetzt etwas mehr als 360 m ist der Vergleich aber hinfällig geworden. In Zukunft muß die Flur des Pöverdinger Waldes mit dem ungefähr 130 m über der Donau sich entwickelnden Niveau von Knocking (W. FUCHS, 1971) parallelisiert werden.

Am Nasenberg südöstlich von Traismauer liegen ab etwa 290 m Seehöhe (105 m über dem Fluß) in den Äckern mäßig dicht gelagerte Quarz- und Kristallinschotter, aber auch Komponenten aus den Flysch- und Kalkbergen sind vertreten. Das winzige Geröllvorkommen, dessen Sockeloberkante aber während des Kartierens zweifelsfrei erfaßt werden konnte, ist der Terrasse von Rosenfeld (J. FINN, 1961) westlich der Wachau anzuschließen.

Im gleichen, nach Norden abfallenden Hang des Nasenberges beißen noch zwei weitere flächenmäßig sehr kleine Terrassenschotterreste aus. Ihre deutlich in 90 m relativer Höhe über dem Strom den Oncophora-Schichten aufruhende Basis läßt den Vergleich mit dem Schneiderberg-Niveau (W. FUCHS, 1963) zu. Vorwiegend feinkörnige, seltener grobe Komponenten aus Quarz, weniger häufig aus Kristallin und vereinzelt auch aus Kalkalpengesteinen bedecken in dichter Streu die Felder. Insgesamt sind die der Abtragung entronnenen Liegendanteile des ehemaligen Geröllkörpers nur mehr zwei bis drei Meter mächtig.

Morphologisch überhaupt nicht mehr wirksam werdende Reste der Schotterflur S Traismauer (W. FUCHS, 1970) finden sich auf dem Venusberg südlich von Traismauer und auf dem Fuxberg nordwestlich von Ahrenberg. Sie liegen zirka 65 m über dem Donauwasser (250 m Seehöhe) dem Tertiär auf. Es dominieren fein- bis mittelkörnige Quarzschotter und -grobkies, andere Geröllarten fehlen. Seltene Komponenten mit einem Durchmesser bis über 10 cm und die mehr oder minder ausgeprägte Ferretisierung aller Schotter lassen jedoch die Möglichkeit etwa hier angetroffener Quarzkieslagen der Oncophora-Schichten ausschließen. Dieses lokale Terrassenelement östlich der Wachauer Talenge war westlich davon bisher nicht vermerkt worden. Seine tatsächliche Existenzberechtigung und Selbständigkeit wird indessen durch eine entsprechende Gerölldecke der Traisen unterstrichen.

Unmittelbar südlich bzw. südöstlich von Traismauer sind schmale Leisten der Terrasse von Lehen (W. FUCHS, 1964) erhalten geblieben. Die die Berglehnen hinaufziehenden Hohlwege erschließen bis 5 m dicke Schotterkörper, deren Geröllkomponenten meist fein-, seltener grobkörniger Quarz und auch Kristallin und Kalkalpensedimente stellen, die partienweise konglomeriert sein können. Die Oberkanten der Tertiärsocle erheben sich etwa 25 m über den Strom.

Im Hohlweg von Ahrenberg hinauf zum Seelackenberg scheinen im Löß zwei undeutliche, 20 bis 100 cm dicke, fossile, hellrötlichbraune Verlehmungszonen in terrassenmorphologisch nicht fixierbarer Position auf. Sie fallen in spitzem Winkel schräg zum Weg talwärts ein. Hangaufwärts zeigt die liegende der beiden Leimen einen zirka 1 m mächtigen, aus sehr großen Lößkindeln bestehenden Ca-Horizont. Ihrer Farbintensität nach kommen die Braunlehmlagen der letztinterglazialen Göttweiger Bodenbildung nahe.

### Die Terrassen der Traisen

Die tertiären Hügel, die den Unterlauf der Traisen und den Oberlauf der Fladnitz begleiten, tragen eine vielfach gestufte Reihe Schotter führender Fluren, deren höhere, ältere Anteile bereits weitgehend morphologisch aufgelöst sind. Alle Geröllhorizonte gleichen sich jedoch in der Zusammensetzung ihrer Schotterkörper. Es sind frische Traisenschotter, hauptsächlich kalkalpines Material, aber auch nicht selten widerstandsfähigere Gesteine aus der Flyschzone. Die Niveaus über den Äquivalenten des Älteren Deckenschotters zeigen örtlich im gesamten Profil einer jeden einzelnen Terrasse das mehr oder minder dichte Auftreten grober, mäßig abgeschliffener Blöcke alpiner Herkunft. Kristallinnahes Vorkommen führen überdies manchmal kaum kantengerundete Lokalkomponenten (Granulit), etwas häufiger beobachtet man noch feinkörnige, gut abgerollte Quarzschotter, deren Bezug sich leicht aus aufgearbeiteten Kieslagen der Oncophora-Schichten erklärt.

Beim Versuch, die pleistozäne Geschichte des unteren Traisental abzuwickeln und damit die Ursachen der allmählichen Formung des uns heute vertrauten Landschaftsbildes zwischen St. Pölten und Traismauer zu erhellen, muß zuvor auf spezifische Eigentümlichkeiten des gesamten Flußlaufes eingegangen werden. Diese Besonderheiten unterscheiden nämlich sehr deutlich die Traisen von ihren westlichen und östlichen Gerinnenachbarn (vor allem der Pielach bzw. der Perschling und Tulln). Die Traisen durchheilt fast ungebrochen auf kürzestem Weg in Süd—Nord-Richtung die alpinen Ketten und das anschließende, tertiäre Vorland. Dabei liegt das Einzugsgebiet ihrer Quellen relativ hoch und war während der Kaltzeiten vergletschert (Hofalpe, Großer Göller und Gippel; N. KREBS, 1903; A. PENCK & E. BRÜCKNER, 1909; A. TOBNER, 1927; G. GÖTZINGER, 1938). Die dadurch bedingte, beträchtlich vermehrte Geröllfracht hatte im engen Talquerschnitt innerhalb der Kalk- und Flyschberge wiederholte, mächtige Auf- und Verschüttung, am Austritt in die Molasse hingegen die Bildung von Schwemmkegeln zur Folge, von denen jene in den Deckenschotter-Niveaus noch recht augenfällig erhalten sind. Zuletzt überliefert der Unterlauf des Flusses noch eine

beachtliche Reihe aufeinanderfolgender Terrasseneinheiten in zwar kleinen, aber genau abgrenzbaren Vorkommen wie sonst kein anderes der Donau tributäres Gerinne östlich der Salzach.

Die Entstehung des Traisentalles ist aber auf das engste mit dem des Fladnitzbaches und in viel loserer, nur episodenhafter Form auch mit dem der Perschling verbunden. In der Niederung der gegenwärtigen Fladnitz hatte A. PENCK 1903 das Bruchstück eines vormals größeren Tales gesehen, dessen einstiger Oberlauf jedoch an die Traisen durch Anzapfen verlorengegangen wäre. Beweisend hierfür war für ihn das sich scheinbare Eröffnen des Fladnitztalbodens gegen die Traisen hin bei St. Pölten. Dieser Deutung schlossen sich 1905 H. HASSINGER und später noch manch anderer Forscher an. Lediglich A. TOBNER vermeinte 1927 über die Altschotter des Viehofener Kogels hinweg einen Umlauf der Traisen durch das epigenetische Durchbruchstal von Kleinwien zur Donau hin zu erkennen. Die Geländeaufnahmen des Verfassers bestätigten diese Auffassung. Die Verteilung und Höhenanordnung der Vorkommen der alten Traisenschotterareale beschwören eine recht lebhaftere Geschichte des Unterlaufes der Traisen zirka von St. Pölten flußabwärts (Abb. 5).

Das höchste, erhalten gebliebene Traisenniveau findet sich N Untermamau (W. FUCHS, 1968). Fein- bis grobkörnige, manchmal konglomerierte, mäßig bis gut gerundete, häufig plattförmige Gerölle aus verschieden gefärbtem Quarz, aber auch nicht zu selten aus Kalk- und Flyschgesteinen und aus kristallinem Material, wobei letzteres aus schlecht abgerolltem Granulit der näheren Umgebung besteht, bauen den nur wenige Meter mächtigen und eng begrenzten Rest einer früher weit verbreiteten Schotterdecke auf. Ihre Grundfläche ruht in etwa 130 m relativer Höhe (370 m Seehöhe) über dem heutigen Traisenspiegel im entsprechenden Talquerschnitt. So winzig und unbedeutend dieses Relikt auf den ersten Blick erscheinen mag, so wichtig sind doch die daran zu knüpfenden, paläogeographischen Aussagemöglichkeiten. Diese kargen Spuren belegen ja erstmals für die Traisen und, in Gesamtschau die anderen in die Donau mündenden Flüsse vom Inn ostwärts bis nach Wien überblickend, in einmaliger Weise frühes, pleistozänes Geschehen an einem Nebengerinne. Der Enge der Alpen entronnen, mäandrierte die Traisen in den lockeren, tertiären Sedimenten der Molasse in breiter Front, dabei auch das Gebiet der gegenwärtigen Fladnitz bestreichend, und gabelte sich südlich des Schauerberges E Statzendorf in einen westlichen, schmalen, über Meidling und Kleinwien der Donau entgegenfließenden Arm und in einen zweiten östlichen, breiten, in etwa sich mit dem heutigen Verlauf der Traisen deckenden, untersten Flußabschnitt.

Darunter folgt die Kölbling-Flur (W. FUCHS, 1968) mit einer Grundfläche ungefähr 105 m über der Traisen (330 m über dem Meeresspiegel). Die aus den Flysch- und Kalkbergen stammenden Komponenten sind fein- bis grobkörnig (NW Anzenhof konnten basal Gerölle mit Durchmesser bis 1 m festgehalten werden). In den tieferen Teilen der Schotterkörper läßt sich eine gewisse Anreicherung feinkörniger Quarzgerölle und daneben noch das seltene Auftreten winziger Kristallinbröckchen vermerken, die von aufgearbeiteten Oncophora-Schichten und Jüngeren Melker Sanden herrühren. Die in ihrer überlieferten Mächtigkeit stark schwankenden Schottervorkommen bilden die Kuppen des Hohen und Großen Kölbling W Herzogenburg und die des Kirchbühels in der Wöblinger Bucht. Die Verbreitung dieser Terrassenreste korrespondiert sehr schön mit der breiten Talöffnung über der Fladnitzschlucht S Meidling im Thale und stellt den beim Niveau N Untermamau dargelegten, uralten Traisenverlauf augenfälliger unter Beweis.

Einen selbständigen Schotterwurf stellt die Terrasse des Viehofener Kogels (W. FUCHS, 1968) vor, ihre Schotterunterkante befindet sich zirka 75 m über dem Fluß, was im Talquerschnitt auf der Höhe des Viehofener Kogels einer ungefähren Seehöhe von 320 m gleichkommt. Die fein- bis mittelkörnigen, alpinen Gerölle sind in morphologisch aufgelöster Form und in meist nur geringer Dicke vom Viehofener Kogel nord-

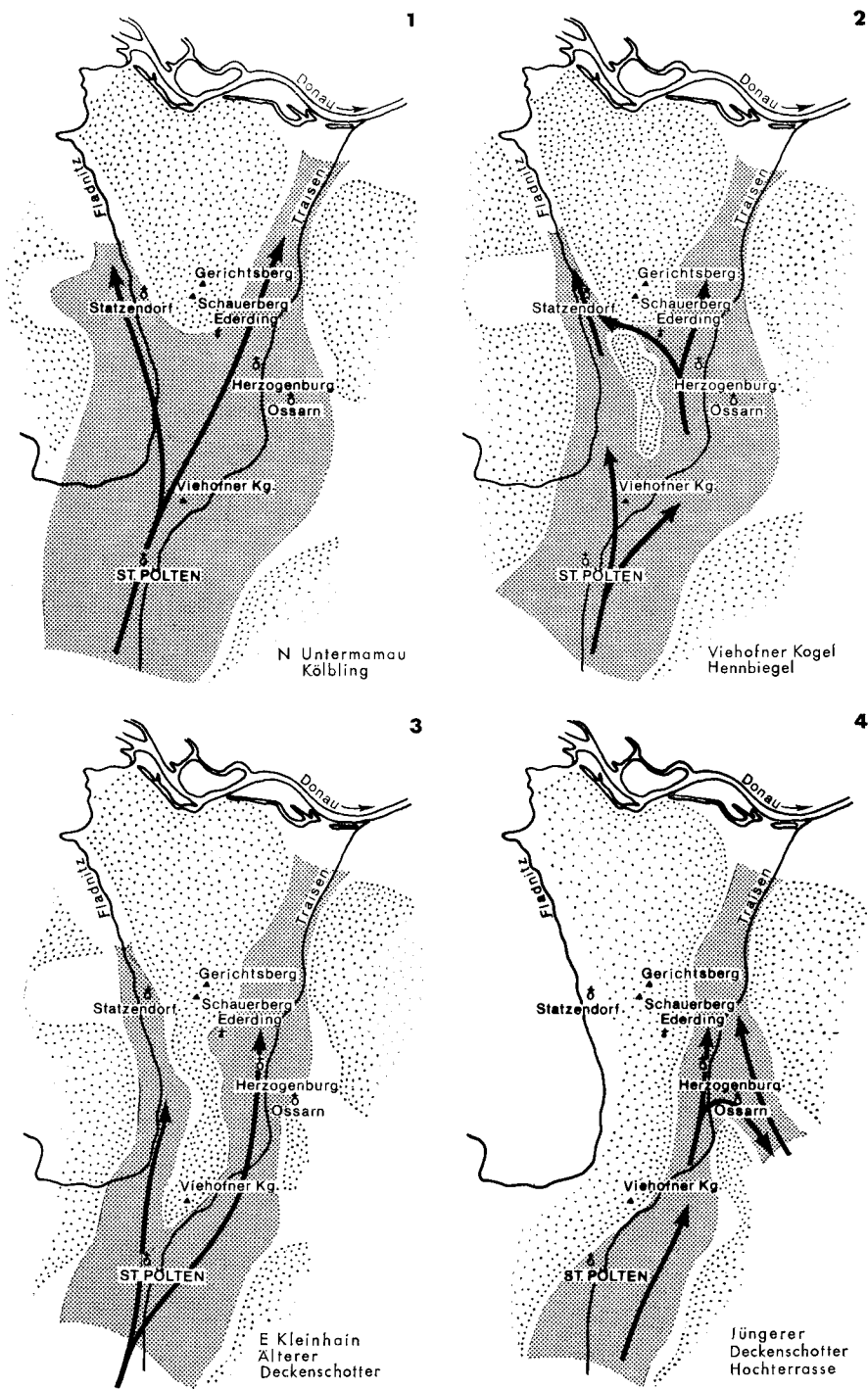


Abb. 5: Paläogeographie des unteren Traisentales während des Pleistozäns.

wärts bis E Zagging und auf der Kuppe des Graßberges NE Wasserburg verbreitet. Die Ablagerungen der damaligen Traisen bedeckten also weiterhin neben dem Gebiet der heutigen Traisen auch noch jenes der gegenwärtigen Fladnitz. Die Aufspaltung des Traisenvorläufers fand aber schon südlicher statt, etwa auf der Höhe von Unterradlberg, das zu jener Zeit sehr niedere Hügelland von da bis zum Nordfuß des Großen Kölbling ragte bereits inselartig heraus. Bei Fugging entzog die Urtraisen ihrem westlichen Arm beträchtliche Wassermengen, die über die Depression von Weidling über Ederding ostwärts abflossen.

Dieses mit Hilfe der Flurenreste des Niveaus Viehofener Kogel abgeleitete, alte Flußsystem des Traisenunterlaufes wird durch die Verbreitung der bescheidenen, aber aufschlußreichen Parzellen der Schottereinheit vom Hennbiegel (W. FUCHS, 1968) in seinem tatsächlich einstigen Bestand bestärkt. 70 m über dem Traisenbett gelegen (315 m über NN), führt auch diese Terrasse frisches Alpengerölle, das basal Komponentendurchmesser bis über 40 cm erreichen kann. Die Querverbindung der beiden Flußarme der Traisen bei Weidling—Ederding wird durch ein in entsprechender Höhe entwickeltes Schottervorkommen E Weidling belegt, das aber vor einigen Jahren bei der Anlage eines Weingartens von großen Räumgeräten gänzlich abgetragen worden ist.

Durch ihr Eingebettetsein im westschauenden Gehänge des aus Oncophora-Schichten bestehenden Hügelluges zwischen Fladnitz und Traisen erweisen die Terrassenrelikte E Kleinhain (W. FUCHS, 1968; 65 m relative Höhe bzw. 305 m Seehöhe) in sehr schöner Weise die Vortraisen weiterhin als Benützerin unter anderem dieser heute von der Fladnitz durchflossenen Niederung. Derselben Geröllflur gehören die in vergleichbaren Höhenlagen antreffbaren Schotter im Westhang des Graßberges bei Wasserburg an. Die Traisen verzweigte sich damals also schon südlich des Viehofener Kogels, Querverbindungen bestanden keine mehr. In der bereits verschütteten Schottergrube östlich des Dorfes Kleinhain konnte der Aufbau des Terrassenkörpers studiert werden. Der 7 m mächtige, mittel- bis grobkörnige, teilweise konglomerierte Schotter aus Kalkalpen und Flyschzone zeigte sehr häufig und nicht nur an der Basis bloß kantengerundete Komponenten bis 1 m Durchmesser. Selten waren Quarzkiesel als Umlagerungsprodukte aus liegenden Oncophora-Schichten zu sehen.

Erosionsreste von Äquivalenten des Älteren Deckenschotters (A. PENCK & E. BRÜCKNER, 1901) stehen verschiedentlich um Nadelbach SW St. Pölten im Gelände an und sind durch den zirka 25 m betragenden Höhenabstand zum Traisenspiegel deutlich von den Flächenresten des Jüngeren Deckenschotters trennbar. Weitere Vorkommen konnten S Weidern, bei der Kapelle von Unterradlberg, W Herzogenburg und W Wielandsthal in die Karte eingetragen werden. Bemerkenswert hiezu ist der von Süden nach Norden zunehmende Betrag des relativen Höhenunterschiedes der Schottergrundflächen, der, wie schon eingangs erwähnt, bei Nadelbach etwa 25 m ausmacht und westlich Wielandsthal sich auf über 40 m steigert. Hier kommt klar die hohe, schwemmkegelartige, gүнzzeitliche Verschüttung des Tales am Alpenausgang zum Ausdruck. Der Aufbau des Schotterkörpers gleicht, was Art und Abkunft des Materials anbelangt, den bisher beschriebenen, die Größe der Komponenten bleibt aber zurück, es liegen nur mehr fein- bis mittelkörnige Gerölle vor, gröbere Formate sind selten. Paläogeographisch läßt sich eine fortgesetzte Benützung des gegenwärtigen Fladnitztales durch die Traisen mit dem heute wasserscheidenden Vorkommen S Weidern wahrscheinlich machen.

Schottervorkommen, die dem Jüngeren Deckenschotter (A. PENCK & E. BRÜCKNER, 1901) gleichgesetzt werden können, finden sich westlich von St. Pölten recht häufig, wenn auch morphologisch kaum mehr wirksam; zusätzlich konnte noch ein solches N Franzhausen ausgeschieden werden. Auch hier ist die wachsende, auf die schwemmkegelartige Natur der mindelzeitlichen Aufschüttung des unteren Traisenbodens zurückzuführende Höhenzunahme der Tertiärsockeloberkanten feststellbar.



Westlich St. Pölten sind es ungefähr 15 bis 17 *m*, bei Franzhausen schon 25 *m*. Dieses Niveau hat ebenfalls ein frisches, uns bereits vertrautes Geröllspektrum fein- bis mittelkörniger Schotter aus den Kalkalpen und der Flyschzone. Die noch bestehende Westwand der großen Ziegelgrube an der Bundesstraße 1 unmittelbar westlich von St. Pölten öffnet ein interessantes Deckschichtenprofil über dem Jüngeren Deckenschotter (Abb. 6):

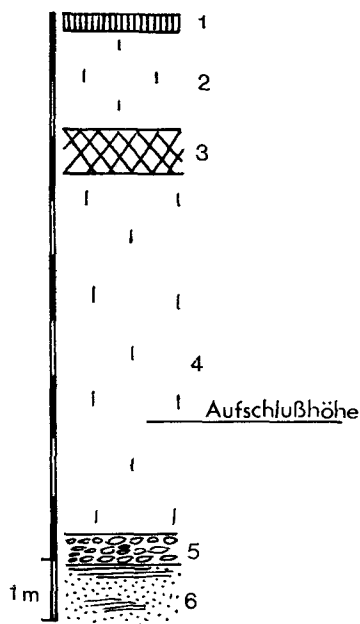


Abb. 6: Ziegelei W St. Pölten. Stand Mai 1969.

Unter dem rezenten Humus (1) folgen 1 bis 1,5 *m* Lehm (2), dann 50 bis 70 *cm* dunkelbrauner, etwas rötlicher, fossiler Boden (3) (die Göttweiger Verlehmungszone) und weitere 6 *m* Lehm und Löß (4). Die Basis bilden im Norden des Aufschlusses — allerdings jetzt nicht einzusehen — geringmächtige, höhenmäßig dem Jüngeren Deckenschotter zuordenbare Schotter (5) und schließlich Sande und Tone der *Oncophora*-Schichten (6). Im südlichen Teil der Ziegelei ist aber zeitweilig der *Robulus*-Schlier ohne dazwischenbefindliche Schotter zu beobachten.

Die der Mindel-Kaltzeit vorangegangene, interglaziale Wärmeperiode hatte das Traisenbett in einer Weise vertieft, daß die Verbindung zum Bereich des heutigen Fladnitztales abriß. Die Traisen floß, den konserviert gebliebenen Spuren folgend, im nun bekannten Talverlauf. Die weite, von der Urtraisen geschaffene Niederung westlich davon beherbergte ab jetzt ein unbedeutendes und damals erst entstandenes Lokalgerinne, den Fladnitzbach.

Die Hochterrasse (A. PENCK & E. BRÜCKNER, 1901) ist in unserem Kartenausschnitt flächenmäßig bedeutender ausgebildet und morphologisch wirksam. Sie findet sich linksufrig zum Teil nur in kleinen, vielfach kolluvial verschütteten Relikten W bzw. NW Herzogenburg, zwischen Wielandsthal und Getzersdorf, E Reichersdorf und zwischen Franzhausen und Wagram ob der Traisen. Der frische, fein- bis mittelkörnige Alpenschotter führende, teilweise konglomerierte Geröllkörper ist erosiv verschieden stark reduziert und trägt keine Deckschichten. Dagegen beschrieb R. GRILL 1957 rechtsufrig, von den kärglichen Leisten bei Wasserburg abgesehen, auf der Traisen-Hochterrasse zwischen Ossarn und St. Andrä eine drei Dezimeter dicke, fossile Boden-

bildung mit liegendem Ca-Horizont und hangendem Löß (die Göttweiger Leimenzone). Der Sockel der Schotterflur streicht nirgends aus. Während der Riß-Kaltzeit durchfloß also die Traisen bereits das uns heute bekannte Tal, doch kam es doch noch zu kurzfristigen, wieder rückgängig gemachten Verlegungen des unteren Flußbettes. A. GRUND berichtete 1901 vom Vorkommen höher gelegener, kalkalpiner Schotter im unteren Perschlingtal, das selbst nur in der Flyschzone wurzelt. 1907 zog F. A. ZÜNDEL daraus die Konsequenzen und deutete diese Areale als Traisen-Hochterrasse, was die ausgreifenden Kartierungen von R. GRILL schließlich bestätigten. Ungefähr N Ossarn muß die Traisen, wahrscheinlich zeitweilig durch den Absatz ihres eigenen Schuttes am Fortsetzen des Weges nach Norden behindert, auch die Richtung nach Osten durch die Perschling-Niederung eingeschlagen haben.

Zeitlich nicht enger faßbare, ältere Lokalschotter formen die flache Kuppe W bzw. SW Hausheim in der Wöblinger Bucht. Sie bestehen aus grobem, eckigem Granulit der Umgebung und aus feinkörnigen, gut gerollten Quarzkieseln, die aufgearbeiteten Oncophora-Schichten entstammen. Die Gerölle belegen damit die Existenz örtlicher, die Osthänge des Dunkelsteiner Waldmassivs herabziehender Vorläufer der Bäche von Grünz und Oberwöbling.

In der ehemaligen Ziegelei bei Wielandsthal, NW Herzogenburg, entblößt die teilweise bereits einstürzende, nördliche Abbauwand über zirka 4 m Löß eine etwa 1·7 m mächtige, in den oberen 0·5 m besonders deutlich rotbraun gefärbte, wegen ihrer Gesamtdicke wahrscheinlich zusammenschwemmte, fossile Bodenbildung, darüber nochmals etwa 3 m Löß lagern. Dieses schon von J. BAYER und G. GÖTZINGER geschilderte Vorkommen einer terrassenmorphologisch nicht näher zuordenbaren Verlehmungszone stellt ihrer Farbintensität halber, der allgemeinen Auffassung zustimmend, den präwürmzeitlichen Verwitterungshorizont von Göttweig vor.

Auch im Lößlehm erfüllten, den Schauerberg ostwärts herabziehenden Hohlweg streicht die besagte, hier zirka 0·5 m dicke Rotlehmschichte aus.

### Die Terrassen der Pielach

40 m über dem Flußbett (etwa in 280 m Seehöhe) liegen auf der Höhe des östlichen Steilufers zwischen Uttendorf und Loipersdorf geringmächtige, morphologisch aufgelöste Reste des Älteren Deckenschotter. Es sind fein- bis mittelkörnige, aus Kalkalpen und Flyschzone verfrachtete, frische Gerölle. Der augenfällige, relative Höhenunterschied der Basis des Älteren Deckenschotter der Pielach (40 m) zu jener der Traisen (25 m) auf dem Breitengrad von St. Pölten findet seine Erklärung — wie schon weiter oben ausgeführt — in der mächtigen Talverschüttung innerhalb des Gebirges und in den schwemmkegelförmigen Materialanhäufungen der Traisen am Alpenaustritt.

Im Bereiche Haindorf—Pottschollach prägt die Hochterrasse mit unterschiedlich gut überliefertem und wechselnd hohem Abfall und mit von Deckschichten entblößter Oberfläche die Pielach-Niederung, soweit sie noch auf unserem Kartenausschnitt getroffen wird. Der Geröllkörper selbst, aus fein- bis mittelkörnigen, frischen Alpenschottern aufgebaut, erscheint vielfach merklich erosiv reduziert, so daß die Flur wellig ist und im erfaßten Gebiet nicht gerade charakteristisch ausgebildet genannt werden darf. Die Terrassenbasis ist nirgends erschlossen. Im Westen wird das Niveau von der Sierning begrenzt. S Pottschollach, am westlichen Ufer dieses in der Flyschzone entspringenden Gerinnes, konnte noch ein weiteres Vorkommen von Pielach-Hochterrassenschottern entdeckt werden, was die Entstehung der breiten, heute nahezu funktionslosen Furche Rohr—Loosdorf beleuchtet. Zumindest während des Riß' mußte die Pielach bei der Akkumulation ihrer Geröllfracht dem Sierningbach den gegenwärtigen Zulauf zum Mutterfluß bei Eibelsau versperrt haben. Die Sierning entwässerte

damals von Knetzersdorf über Rohr und mündete erst bei Loosdorf in die Pielach. Damit fand ein schon von F. A. ZÜNDEL 1907 geäußelter Gedanke seine schöne Bestätigung.

### Die Terrassen der Perschling

Die Kartenbeilage zeigt nur zwei kleine Parzellen von Jüngerem Deckenschotter E bzw. SE Ossarn. Die von diesem Dorf nach Süden und Südosten führenden Hohlwege erschließen z. B. sehr gut die hochgelegenen, mehrere Meter mächtigen, aus reinen, fein- bis mittelkörnigen Flyschplattelschottern bestehenden Terrassenkörper. Vermutlich mündete während der Mindel-Kaltzeit die Perschling hier in die Traisen (F. A. ZÜNDEL, 1907; R. GRILL, 1958), da sich, die heutige Perschling-Niederung weiter flußabwärts, keine niveaugleichen Schotterreste mehr finden.

### Die möglichen zeitlichen Beziehungen der quartären Terrassenschotter von Donau und Traisen

Schotterfluren, die die klassische Geröllabfolge Älterer Deckenschotter — Niederterrasse bis zu recht beträchtlichem Ausmaß überragen, waren entlang des Donaustromes seit langem bekannt. Daß auch sie wiederholten, präglünzeitlichen Akkumulationsphasen von Kälteperioden vergleichbarer Klimaschwankungen ihre Entstehung verdankten, dieser Gedanke hatte sich erst zu Beginn der fünfziger Jahre so richtig durchgesetzt. Damit wurde augenscheinlich, daß die hohen Donauschotterreste spurenhafte Hinweise auf landschaftsformende Vorgänge im frühen Pleistozän überlieferten. An Nebenflüssen, die ja die Verbindung des glazialen mit dem periglazialen Raum herstellten, waren auf österreichischem Gebiet nördlich der Alpen derartige Altschottervorkommen nur an der Salzach (z. B. Eichwald-Geinberg, Federnberg und Geiersberg) im Westen und an der Traisen im Osten bis heute bekannt geworden. Diese beiden Gerinne belegen in einmaliger Form den Zusammenhang der hochgelegenen, Gerölle führenden Eben-

Tabelle 2

Zeit	Terrassen-Gliederung	Relativer Höhenabstand der Terrassen-Basen vom Donauespiegel
Holozän	Jüngere Anteile der heutigen Talböden (D, T, Pi)	
Jungpleistozän	Niederterrasse — Ältere Anteile der heutigen Talböden (D, T)	
Mittelpleistozän	Hochterrasse (T, Pi)	
Altpleistozän	Äquivalente des Jüngeren Deckenschotter (T, Pe) und Schotter der Terrasse von Lehen (D)	25 m
	Äquivalente des Älteren Deckenschotter (T, Pi)	45 m
Ältestpleistozän	Schotter der Terrasse S Traismauer (D) und E Kleinhain (T)	65 m
	Schotter der Terrasse vom Hennbiegel (T)	70 m
	Schotter der Terrasse vom Wachberg (D) und Viehofener Kogel (T)	75 m
	Schotter der Terrasse vom Schneiderberg (D)	90 m
	Schotter der Terrasse von Rosenfeld (D) und vom Kölbling (T)	105 m
	Schotter der Terrasse von Knocking (D) und N Untermamau (T)	130 m
	? Ober-Pliozän	Schotter der Terrasse N Mauer (D)

heiten an der Donau mit den vergletscherten Alpenregionen, wo alle vergleichbaren Ablagerungen den vielen späteren Erosionen zum Opfer gefallen sind. Beide für die Abklärung der Terrassenmorphologie des östlichen Alpenvorlandes so wichtigen Schottergebiete lagen und liegen zum Teil noch unbearbeitet da. Die Relikte an der Salzach sind zu isoliert und zu weit weg von den Donauschotterarealen, um bisher für diese Zwecke erfolgreich genutzt werden zu können. An der Traisen gab es bis vor kurzem keine detaillierten, geomorphologischen Aufnahmen. Erst die genaue Kartierung des Verfassers machte die Altschotter dieses Flusses in unmittelbarer Donaunähe der Pleistozänforschung dienstbar.

Die vom Autor an den Schotterfluren der Donau angewandte Methode der Beachtung des relativen Höhenabstandes der Terrassensockeloberkanten bewährte sich auch hier vorzüglich. Unter Berücksichtigung der schon eingangs im Kapitel über die Traisenterrassen angeführten Besonderheiten des Gerinnes ergab sich eine erfreuliche und zwanglose Übereinstimmung der Höhenwerte der Abstände mit jenen am Hauptstrom früher erzielten Daten. Damit konnten fast alle Traisenniveaus in solche der Donau eingebunden werden, was die berechnete Ausscheidung letzterer unterstreicht (siehe Tabelle 2). Aber auch zu prinzipiellen Fragen, wie etwa der Blockführung von Terrassenkörpern oder der „altersmäßig bedingten“ Unfrische des Geröllspektrums, lieferte die vorgelegte Bearbeitung wesentliche Beiträge (vergleiche hierzu W. FUCHS, 1968).

### Die heutigen Talböden

Die weiten Niederungen der gegenwärtigen Flüsse haben flächenmäßig großen Anteil am Kartenblatt. Sie mögen dem flüchtigen Betrachter langweilig eben und fachlich wenig ergiebig erscheinen. Dieser Eindruck erweist sich jedoch bei näherem Zusehen als falsch. Denn dem aufmerksamen Wanderer bietet sich alsbald nämlich der breite Talboden der Hauptgerinne über mehr oder minder deutlich entwickelte oder überlieferte Geländestufen ungefähr flußparallel mehrfach gestaffelt dar. Klimabedingte Ereignisse während des Ablaufes der jüngsten Talgeschichte (von der letzten Eiszeit bis in die Gegenwart) hinterließen so bis heute schwer deutbare Spuren. Es sind diese Gebiete somit keineswegs geologische Bereiche nachgeordneter Bedeutung oder gar bereits abgeklärter Sachlage. Gerade in den letzten Jahren ist die Frage nach dem Alter und der Art der Entstehung der Niederfluren durch neue, entscheidende Beobachtungen und Fossilfunde wieder aktuell geworden. Die jüngst publizierten (H. KOHL, 1968; L. PIFFL, 1971) und referierten (J. FINK, 1970) Resultate aus dem Donaoraum (Linzer Becken, Tullner Feld und Wiener Becken) mit ihren überraschenden und wertvollen Einzelheiten und Daten schenken uns nun erstmals wirklich die Möglichkeit einer räumlich wie zeitlich die Tatsachen treffenden und befriedigenden Erklärung so mancher seit langem bekannter, aber bis jetzt unzulänglich oder unrichtig ausgelegter Erscheinungsbilder. Die auf dem frisch erworbenen Studienmaterial fußenden und angebotenen Deutungsversuche letztglazialen bis holozänen Geschehens können von feldgeologischer Seite allerdings nur mit Vorbehalt angenommen werden und benötigen nicht unwesentliche Korrekturen. Diesem Vorhaben kommen die Gegebenheiten des Arbeitsgebietes des Schreibers entgegen, ja verhelfen ihm sogar zu aktivem Eingreifen in die Diskussion.

Die mehrfache Gliederung des vom Kartenausschnitt betroffenen Bereiches der Donauniederung findet in der am Fuß des tertiären Hügellandes von Traismauer über Gemeinlebarn sich ostwärts erstreckenden Schotterleiste ihre höchste und älteste Staffel. Der frische, bunte, in vielen zum Teil sehr weitläufigen Gruben abgebaute Geröllkörper hebt oberflächlich nackt aus, lediglich in der Nähe der Hügelabhänge im Süden führt er kolluviale Deckschichten. Schon H. VETTERS vermerkte in seinen geologischen Aufzeichnungen das Auftreten einzelner Kryoturbationen in den Hangendpartien einer Schottergrube nahe dem Bahnhof Sitzenberg-Reidling. R. GRILL meldete isolierte Froststauchungen aus dem in der Geländestufe liegenden Abbau S Frauendorf, der mittlerweile aber verschüttet worden ist.

Im Verlaufe seiner Kartierung stellte auch der Verfasser in einer Schottergrube östlich von Gemeinlebarn das seltene Vorkommen kryoturbater Durchknetungsbilder im Gerölle fest (Abb. 7). Vier bis zu 1,7 m tiefe Lehmtaschen waren dort dem bis zu einer Tiefe von 2 m durch Froststauchung durchbewegten Schotterkörper auf engem Raum eingewürgt. Links und rechts davon waren die Schotter ungestört.

Diese hohe Leiste repräsentiert nach Auffassung des Autors einen echten Erosionsrest der würmzeitlich akkumulierten Niederterrasse im Sinne von A. PENCK & E. BRÜCKNER, 1901, und wird deshalb als Älterer Anteil der heutigen Talböden im periglazialen Raum von den jüngeren Abschnitten geschieden. Während der AMPFERSchen Schlußvereisung in der Jüngeren Dryas-Zeit des ausklingenden Spätglazials, da das gesamte Gebiet Österreichs noch einmal unter periglazialen Klimaeinfluß geraten war, entstanden die örtlich begrenzt und untief auftretenden Kryotur-bationen.

Über eine deutlich in der Landschaft verfolgbare, 4 bis 5 m hohe Geländestufe fällt das Niederterrassenrelikt im Tullner Feld zu den Jüngeren Anteilen der heutigen Talböden ab. Mit diesem weiten, noch unbelasteten Begriff umreißt der Verfasser alle morphologischen Elemente unterhalb der echten Niederterrasse, die (spät- bis) postglazialen, im letzteiszeitlich aufgeschütteten Schotterkörper erfolgten, klimaverursachten Eintiefungs- und flächenhaften Umlagerungsprozessen ihre Entstehung verdanken. Die durch niedrige Geländestufen in Richtung zum rezenten Donauebett hin voneinander abgesetzten Teilfelder der Niederflur stellen nach Ansicht des Autors weder über das Spätglazial hinaus fortgesetzt abgelagerte noch nach späteren wiederholten, tiefgreifenden Erosionsphasen selbständig akkumulierte Schotterwürfe dar. Auf ihre komplexe, aber vieles jetzt scheinbar Offengebliebenes sinnvoll schließende Entstehungsweise, wie sie sich allmählich während der Aufenthalte im Gelände gedanklich ergeben und in allerletzter Zeit durch einen im Zeitpunkt glücklich gewählten Besuch eines Großaufschlusses an der Donau in überzeugender Art bestätigt hat, wird noch im folgenden eingegangen werden.

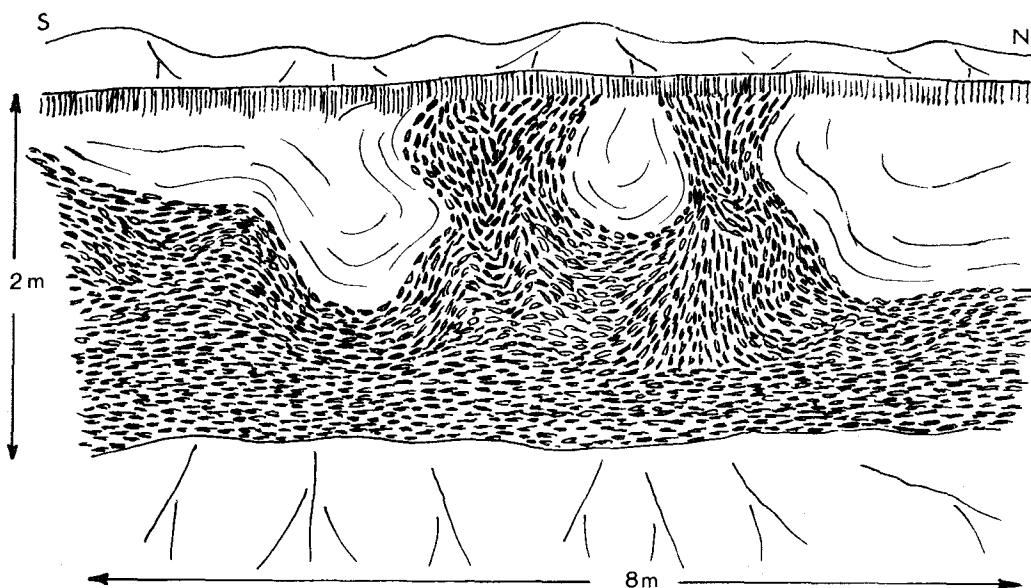


Abb. 7: Schottergrube E Gemeinlebarn. Stand September 1968.

4 bis 5 m tiefer als die Niederterrasse liegend, schließt im Norden das erste Teilfeld der Jüngeren Anteile der heutigen Talböden an, im Kartenausschnitt die Ortschaften Stollhofen, Frauendorf und Hilpersdorf tragend. Diese Flur wird im Bereiche des Tullner Feldes das Feld genannt (siehe L. PIFFL, 1971). Die aus geographischen Erwägungen von A. BECKER 1921 gewählte Bezeichnung ist — geologisch richtig verwendet — durchaus brauchbar. Das nördlich angrenzende, später gebildete Donaufeld mit den Dörfern St. Georgen und Preuwitz auf der welligen, noch deutlich die Spuren längst verlandeter Mäanderbildungen zeigenden Oberfläche scheidet der 2 bis 4 m hohe, sogenannte Niederwagram. Schließlich säumt noch eine etwa 2 bis 3 m hohe Geländestufe das Auland, jenes vor der Regulierung und Strombegradigung zur Gänze von der Donau durchpulste Gebiet.

Der Talboden der Traisen zeigt zunächst bei St. Pölten keine wesentliche Gliederung. Erst von Unterradlberg nordwärts löst sich, anfangs in zwei kleinen Treppen, ab Herzogenburg jedoch in einer ständig auffälliger werdenden Geländestufe eine mächtige Schotterleiste von der Talau. Zwischen Traismauer und Wagram ob der Traisen beträgt die Böschungshöhe etwa 7 m, der Abfall ist sehr markant ausgebildet. Zahlreiche Schottergruben gewähren Einblick in den Aufbau der Terrasse. Es sind fein- bis mittelkörnige, dicht gelagerte und stark kreuzgeschichtete Gerölle aus Kalkalpen und Flyschzone, häufig von mehr oder minder dicken Sandlinsen unterbrochen. Die Schotter haben meist keine Deckschichten, die dünne Krume liegt direkt auf. In den eng aufeinander folgenden Abbauen im ostschauenden Abfall zum Traisenbett, etwa von der Bachmann-Mühle N Herzogenburg bis zur Freilehnmühle SW Traismauer, finden sich in den Schottern sehr selten schmale, schneckenreiche, mergelige „Aulehm“-Linsen. Dieses angewittert sehr lößähnlich wirkende Sediment kommt auch über größere Strecken als in ihrer Mächtigkeit (maximal 0.5 m) stark schwankende, oftmals ausdünnende Deckschichte über dem geschlossenen Geröllkörper vor oder ist in isolierten, bis 1.7 m tief dem Schotterwurf erosiv eingesenkten Taschen zu beobachten. Das graugrüne, mergelige, schluffige Sediment führt viele Lößschnecken und -kinder, es wird selbst noch durch einen bis 20 cm dicken Schotterschleier überlagert. Oberflächennahe Störungen des Geröllgefüges treten relativ häufig auf, konnten aber niemals eindeutig als krypturbat verursacht identifiziert werden und dürften wahrscheinlich anthropogenen Ursprunges sein.

Diese Traisen-Flur korrespondiert sehr gut mit der Niederterrassenleiste der Donau östlich von Traismauer und wird deshalb ebenfalls als Älterer Talbodenanteil ausgeschieden. Der sehr hohe Abfall zu den Jüngeren Anteilen der Donautalböden beruht auf der Tatsache, daß die Traisen-Niederterrasse im Norden direkt zum Donaufeld hin abbricht.

Der restliche, enge Talquerschnitt erlaubte nicht die Erhaltung jüngerer Talbodenleisten, an die Niederterrasse schließt im Osten gleich die Traisen-Aue an. Dabei macht das von Traismauer gegen St. Pölten hin verflachende „Rückwärtseinschneiden“ der Traisen in ihrem wärmzeitlich geschütteten Schotter deutlich, daß das treppenförmige Tieferlegen der postglazialen Flußbetten von der Donau ausging und keinen unmittelbaren Bezug zu irgendwelchen glazigenen Vorgängen im Gebirge hatte.

Die Talweite der Pielach zwischen Markersdorf und Haunoldstein nehmen jüngste Anteile der Jüngeren Talböden ein, da sich der oberflächlich ausstreichende Schotterkörper kaum vom schmalen Auland abhebt.

Die anderen ihrer geringen Wasserführung wegen unbedeutenderen Gerinne, wie Fladnitz, Kremnitz u. a., entwässern in relativ breiten, ungliederbaren, ehemals versumpften Talfurchen.

Für das Verständnis der Entwicklungsgeschichte der mehrfach gestaffelten heutigen Talböden im österreichischen Donaauraum ist die Kenntnis ihrer allmählichen Erforschung nützlich und notwendig. Die Geologen der ersten schon klassisch

- GRILL, R.: Die stratigraphische Stellung des Hollenburg—Karlstettener Konglomerates (Niederösterreich). — Verh. Geol. B. A. Wien, H. 2, S. 113, Wien 1957.
- GRILL, R.: Über den geologischen Aufbau des Außeralpinen Wiener Beckens. — Verh. Geol. B. A. Wien, H. 1, S. 44, Wien 1958.
- GRILL, R.: Untergrenze und Gliederung des Miozäns im Wiener Becken. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 52, S. 125, Wien 1960.
- GRILL, R.: Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Korneuburg und Stockerau. — Geol. B. A. Wien, Wien 1962.
- GRILL, R.: Erläuterungen zur Geologischen Karte des nördlichen Weinviertels und zu Blatt Gänserndorf. — Geol. B. A. Wien, Wien 1968.
- GRILL, R.: Aufnahmsberichte 1955 bis 1962. — Verh. Geol. B. A. Wien, Wien 1956—1963.
- GRILL, R. & KÜPPER, H.: Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Wien. — Geol. B. A. Wien, Wien 1954.
- GRILL, R. & WALDMANN, L.: Zur Kenntnis des Untergrundes der Molasse in Österreich. — Jb. Geol. B. A. Wien, 94, H. 1, S. 1, Wien 1950.
- GRILL, R. & WALDMANN, L.: Alpenexkursion I. Alpenvorland und Südrand der Böhmisches Masse. — Verh. Geol. B. A. Wien, Sonderheft A, S. 26, Wien 1951.
- GRUND, A.: Veränderungen der Topographie im Wiener Becken. — Geogr. Abh., 8, H. 1, S. 1, Wien 1901.
- HAGN, H.: Die Gliederung der bayerischen Miozän-Molasse mit Hilfe von Kleinforaminiferen. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 52, S. 133, Wien 1960.
- HASSINGER, H.: Geomorphologische Studien aus dem inneralpinen Wiener Becken und seinem Randgebirge. — Geogr. Abh., 8, H. 3, S. 361, Wien 1905.
- HAUER, F.: Über die Eocänegebilde im Erzherzogthume Österreich und in Salzburg. — Jb. Geol. R. A. Wien, 9, S. 103, Wien 1858.
- HAYR, K.: Die Molasse des Alpenvorlandes zwischen Pielachtal und Kirchstetten. — Verh. Geol. B. A. Wien, H. 4—6, S. 49, Jg. 1946, Wien 1947.
- HINTERLECHNER, K.: Über Schollenbewegungen am südöstlichen Rande der Böhmisches Masse. — Verh. Geol. R. A. Wien, H. 2, S. 64, Wien 1914.
- HÖDL, R.: Das untere Pielachtal, ein Beispiel eines epigenetischen Durchbruchtales. — Festschr. Gymn. VIII. Bez., S. 71, Wien 1901.
- HÖDL, R.: Die Landschaftsformen an der Grenze zwischen der Böhmisches Masse und dem Alpenvorlande in Niederösterreich. — Jb. f. Landesk. v. Niederösterr., S. 1, Wien 1905.
- HUSEN, D.: Zum Quartär des unteren Ennstales — von Großraming bis zur Donau. — Verh. Geol. B. A. Wien, H. 3, S. 511, Wien 1971.
- JANOSCHEK, R.: Überblick über den Aufbau der Neogengebiete Österreichs. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 52, S. 149, Wien 1960.
- JANOSCHEK, R.: Das Tertiär in Österreich. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 56, H. 2, S. 319, Wien 1964.
- KAPOUNEK, J., KRÖLL, A. et al.: Die Verbreitung von Oligozän, Unter- und Mittelmiozän in Niederösterreich. — Erdöl-Erdgas-Zeitschr., 81, H. 4, S. 109, Wien 1965.
- KAPOUNEK, J., PAPP, A. & TURNOVSKY, K.: Grundzüge und Gliederung von Oligozän und älterem Miozän in Niederösterreich nördlich der Donau. — Verh. Geol. B. A. Wien, H. 2, S. 217, Wien 1960.
- KLAUS, W.: Bericht 1955 aus dem Laboratorium für Palynologie. — Verh. Geol. B. A. Wien, H. 1, S. 121, Wien 1956.
- KLÜPFEL, W.: Die Entstehung der Donau. — Zeitschr. Dtschen Geol. Ges., 80, S. 282, Berlin 1929.
- KOHL, H.: Die Exkursion zwischen Lambach und Enns. — Verh. Geol. B. A. Wien, Sonderheft D, S. 40, Wien 1955.
- KOHL, H.: Beiträge über Aufbau und Alter der Donautalsohle bei Linz. — Naturkd. Jb. Stadt Linz, S. 7, Linz 1968.
- KOHL, H.: Quartär und Hydrogeologie des Linzer Raumes. — Geologie u. Paläontologie des Linzer Raumes, Kathalog des Stadtmus. Linz, 6, S. 71, Linz 1969.
- KREBS, N.: Die nördlichen Alpen zwischen Enns, Traisen und Mürz. — Geogr. Abh., 8, H. 2, S. 1, Wien 1903.
- KRÖLL, A.: Die Ergebnisse der Aufschlußarbeiten der ÖMV-AG. in der Molassezone Niederösterreichs in den Jahren 1957—1963. Teil IV: Ergebnisse der geophysikalischen Untersuchungen. — Erdöl-Zeitschr., 80, H. 6, S. 2, Wien 1964.
- KÜPPER, H.: Eiszeitspuren im Gebiet von Wien. — Sitzungsber. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., 159, S. 199, Wien 1950.

- KÜPPER, H.: Neue Daten zur jüngsten Geschichte des Wiener Beckens. — Mitt. Geogr. Ges. Wien, 94, S. 10, Wien 1952.
- KÜPPER, H.: Wien. — Verh. Geol. B. A. Wien, Bundesländerserie, Wien 1968.
- KÜPPER, I.: Vorkommen von *Miogyssina (Miogyssinoides) complanata* SCHLUMBERGER im Chatt der Tiefbohrung Kirchham 1 (Molassezone, Oberösterreich). — Erdöl-Erdgas-Zeitschr., 82, H. 7, S. 295, Wien 1966.
- LECHNER, K.: Lagerstättenkundliche Aufnahmen 1954. — Verh. Geol. B. A. Wien, H. 1, S. 45, Wien 1955.
- NOWACK, E.: Studien am Südrand der Böhmisches Masse. — Verh. Geol. B. A. Wien, H. 2, S. 37, Wien 1921.
- PAPP, A.: Bemerkungen über Vorkommen und Variabilität der Bivalvengattung *Oncophora*. — Verh. Geol. B. A. Wien, H. 2, S. 120, Wien 1955.
- PAPP, A.: Probleme der Grenzziehung zwischen der helvetischen und tortonischen Stufe im Wiener Becken. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 49, S. 235, Wien 1958.
- PAPP, A.: Das Vorkommen von *Miogyssina* in Mitteleuropa und dessen Bedeutung für die Tertiärstratigraphie. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 51, S. 219, Wien 1960.
- PAPP, A.: Die biostratigraphische Gliederung des Neogens im Wiener Becken. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 56, H. 1, S. 225, Wien 1963.
- PAPP, A. & Mitarbeiter: Zur Nomenklatur des Neogens in Österreich. — Verh. Geol. B. A. Wien, H. 1—2, S. 9, Wien 1968.
- PAPP, A., RÖGL, F. & STEININGER, F.: Führer zur Paratethys-Exkursion 1970 in die Neogen-Gebiete Österreichs. — Wien 1970.
- PAPP, A. & SCHMID, M.: Zur Entwicklung der Uvigerinen im Badenien des Wiener Beckens. — Verh. Geol. B. A. Wien, H. 1, S. 47, Wien 1971.
- PAPP, A., STEININGER, F. & RÖGL, F.: Bericht über die Ergebnisse der 3. Sitzung der Arbeitsgruppe Paratethys des Committee Mediterranean Neogene Stratigraphy 1970 in Wien. — Verh. Geol. B. A. Wien, H. 1, S. 59, Wien 1971.
- PAPP, A. & TURNOVSKY, K.: Die Entwicklung der Uvigerinen im Vindobon (Helvet und Torton) des Wiener Beckens. — Jb. Geol. B. A. Wien, 96, H. 1, S. 117, Wien 1953.
- PAPP, A. & TURNOVSKY, K.: Die Ergebnisse der Aufschlußarbeiten der ÖMV-AG. in der Molassezone Niederösterreichs in den Jahren 1957—1963. Teil II: Paläontologisch-biostratigraphische Ergebnisse. — Erdöl-Zeitschr., 80, H. 3, S. 3, Wien 1964.
- PENCK, A.: Das Durchbruchstal der Wachau und die Lößlandschaft von Krems. — Führer 9. Int. Geol. Kongr. in Wien, S. 1, Wien 1903.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E.: Die Alpen im Eiszeitalter, 1, Leipzig 1909.
- PETRASCHECK, W.: Die miozäne Schichtfolge am Fuße der Ostalpen. — Verh. Geol. R. A. Wien, H. 17—18, S. 310, Wien 1915.
- PETRASCHECK, W.: Tektonische Untersuchungen am Alpen- und Karpatenrande. — Jb. Geol. B. A. Wien, 70, H. 3—4, S. 255, Wien 1921.
- PETRASCHECK, W.: Kohlengeologie der österreichischen Teilstaaten. — 2, S. 276, Kattowitz 1929.
- PETTERS, V.: Geologische und mikropaläontologische Untersuchungen der Eurogasco im Schlier Oberösterreichs. — Petroleum, 32, H. 5, S. 10, Wien 1936.
- PIFFL, L.: Zur Gliederung des Tullner Feldes. — Ann. Naturhistor. Mus. Wien, 75, S. 293, Wien 1971.
- POSEPNY, F.: Oligocene Schichten bei Pielach nächst Melk. — Jb. Geol. R. A. Wien, 15, H. 3, S. 165, Wien 1865.
- REICH, H.: Seismische Probleme im Alpenvorland. — Verh. Geol. B. A. Wien, H. 1—3, S. 55, Jg. 1945, Wien 1947.
- RÖGL, F.: Die Foraminiferenfauna aus den Phosphoritsanden von Plesching bei Linz (Oberösterreich), Otnangien (Untermiozän). — Naturkd. Jb. Stadt Linz, S. 213, Linz 1969.
- RÖGL, F. & STEININGER, F.: *Miogyssina (Miogyssinoides) formosensis* YABE & HANZAWA, 1928 (Foraminiferida) aus den Linzer Sanden (Egerien-Oberoligozän) von Plesching bei Linz, Oberösterreich. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 62, S. 46, Wien 1970.
- RZEHAK, A.: Beiträge zur Kenntnis der Tertiärformation im außeralpinen Wiener Becken. — Verh. naturf. Ver. Brünn, 21, Abh., S. 31, Brünn 1883.
- SCHAFFER, F. X.: Das prämiozäne Donautal in Österreich. — Zbl. f. Min. etc., Abt. B, S. 265, Stuttgart 1927.
- SCHAFFER, F. X. & GRILL, R.: Die Molassezone — ex: F. X. SCHAFFER: Geologie von Österreich, S. 694, Wien 1951.
- SCHERMANN, O.: Über Horizontalseitenverschiebungen am Ostrand der Böhmisches Masse. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 16, S. 89, Wien 1966.



gewordenen Erkundungsphase betrachteten die Flächen als alluvial gebildet, weil beachtliche Teile davon noch von den Mäandern und Auengürteln der geschichtlich faßbaren Donau und ihrer Zuflüsse eingenommen werden. Bei dem Stand der Dinge verblieb es durch viele Jahrzehnte. Die Sachlage änderte sich jedoch ab 1950 durch neue Beobachtungen umwälzend. Damals beschrieb H. KÜPPER, erstmals daraus Folgerungen ziehend, aus dem Donauegebiet eine basale Blocklage von der Prater-Terrasse bei Süßenbrunn. Das ziemlich grobe Blockwerk wäre zumeist bloß kantengerundet, einige wenige Komponenten ließen sogar prachtvolle Gletscherkritzungen erkennen. Die von C. EXNER durchgeführten, petrographischen Untersuchungen erwiesen etwa 78% des Gesteinsmaterials als aus der Böhmisches Masse, den Rest aus Flyschzone und Kalkalpen stammend. Da sich in der Schottergrube auch noch Molaren von Mammut und in einem Abbau bei Gerasdorf Geweihrelikte eines Riesenhirschen fanden, schien die letzteiszeitliche Aufschüttung des Schotterkörpers auch paläontologisch belegt, die Blöcke wurden als frühglazial durch Eisdrift herangefrachtet erklärt. Weil vergleichbare Blockpackungen auch in älteren, sicher pleistozänen Terrassen des Wiener Stadtbereiches (Stadt- und Arsenal-Terrasse) von H. KÜPPER 1950 beobachtet wurden, war damit eine zusätzliche Bestätigung kaltzeitlicher Akkumulation gefunden. Seither galt die Prater-Terrasse als würmzeitlicher Schotterwurf, die holozänen Ablagerungen erschöpften sich in den dünnen Silt- und Aulehmdeckschichten des rezenten Aulandes. Während R. GRILL sich gedanklich nur zögernd (1954 bis 1968), kartenmäßig hingegen nie diesem Vorstellungsbild anschloß (die gesamte Prater-Terrasse behielt bis zuletzt die weiße Farbe des Holozäns), baute J. FINK in der Folge dieses Konzept noch weiter aus. Die weiten Flächen der nun stratigraphisch mit der alpinen Niederterrasse gleichgesetzten Prater-Terrasse und ihr vergleichbarer Niveaus donauaufwärts wären frühglaziale Vorstoßschotter. Da die Oberkante des Untergrundes (der „Terrassensockel“) für das gesamte Profil der jungen Talbodenanteile sich der vielen Bohrdaten wegen überall als gleich hoch herausgestellt hatte, entsprächen die einzelnen nur oberflächlich eingetieften Teilfelder der Niederterrasse bloßen durch freiwerdende Schmelzwässer im Spätglazial bedingten Erosionsformen.

Zur Revision dieser allgemein akzeptierten Anschauung zwingen indessen neue, schwerwiegende Forschungsergebnisse. Seit langem war das seltene Vorkommen alter Baumstämme in den jungen Donauschottern bekannt. 1968 machte sie H. KOHL erstmals für den österreichischen Raum mit Hilfe der Radiokarbon ( $C^{14}$ )-Datierung Gliederungszwecken der Donauniederung im Linzer Becken nutzbar. Für die altersmäßige Beurteilung der jungen Talsohlenleisten wäre zunächst deren Verhältnis zu den Donauhochwässern von Wichtigkeit. Die Niederterrassenfelder (Oberes und Unteres) wären selbst von katastrophalen Überschwemmungen (z. B. 1899 und 1954) verschont geblieben, alle tieferen Elemente (wie Oberes und Unteres Hochflutfeld und Auland) würden zumindest bei gelegentlichen Höchstständen bzw. regelmäßig noch überflutet. Allen Teilfeldern gemeinsam wären, durch zahlreiche Bohrdaten belegt, ein etwa gleich tiefliegender, präquartärer Sockel und darauf eine basale Blocklage, deren Entstehung jedoch von H. KÜPPERS Deutung verschieden ausgelegt wird. Das grobe Geröll wird, den eigenen petrographischen Analysen und der genetischen Erklärung H. GRAULS folgend, aus dem näheren Bereich des Donautales selbst abgeleitet. Während der feucht-kühlen Klimaperiode des Frühglazials hätten Fließerdebildungen und Blockmeere in den benachbarten, flußaufwärts gelegenen Engstellen des Stromes gewaltige Gesteinslasten über die steilen und damals noch stark übertieften Ufer ins Donaubett gebracht. Jahreszeitlich bedingte Hochfluten nur wären in der Lage gewesen, das Material weiter hinaus in die Ebene fortzubewegen, daher die meist als gut zu bezeichnende Abrollung der Kanten des Blockwerks. Gletscherkritzungen fehlten, Ferntransport durch Eisdrift läge nicht vor. Im Hangenden der Blocklage spiegle sich von nun ab im Profil der einzelnen Talsohlenleisten ihre verschiedene Geschichte. In der Schichtsäule des Oberen Niederterrassenfeldes folge auf die frühglaziale Blocklage der hochglazial geschüttete

Schotterkörper, der mit den vergleichbaren, fluvioglazialen Niveaus an Traun und Enns verknüpft werden könne. Das bestätige neben dem Fund von Mammutstoßzahnfragmenten die letzteiszeitliche Anlage des morphologischen Elementes. Während des Kälterückfalles in der Jüngeren Dryas-Zeit wäre ein schwacher, im Alleröd entstandener Boden den Schottern oberflächlich durch Froststauchungen eingewürgt worden. Einer eigenen Aufschotterungsphase nach unbestimmt tiefgreifender Erosion während des Alleröds entspräche das Untere Niederterrassenfeld in der Jüngeren Dryas mit vollständiger, frühglazialer und rudimentärer und hochglazialer Terrassenbasis. Sie erweise sich durch unabhängige Sedimentationsrhythmen im Aufschluß und durch ihre mehrere Meter niedrigere Ebenheit im Gelände als vom Oberen Niederterrassenfeld selbständig, Mammutreste bezeugten aber auch ihre eiszeitliche Bildung. Im Bereiche des Oberen Hochflutfeldes hätten sich in der Schottergrube Fisching-Asten in 12 m Tiefe unter ansehnlicher Grundwasserbedeckung über der erhaltengebliebenen, basalen, frühglazialen Blocklage mehrere horizontgebundene Baumstämme mit z. T. Wurzelstöcken gefunden, die auf keinen weiten Transport schließen ließen. Unter den Holzarten dominiere die Eiche, seltener kämen Ulme, Pappel, Esche und Ahorn vor. Ihre C<sup>14</sup>-Datierung hätte ein durchschnittliches Alter von 4250 Jahren v. h. ergeben. Die 12 m mächtigen Schotter und deren Deckschichten über den Fossilfunden müßten folglich jünger sein als diese. Es schiene sich demnach am Ende des Spätglazials gewaltige Tiefenerosion angehoben zu haben, die beinahe den ganzen Komplex des würmzeitlichen Gerölles durchschnitten hätte. Danach hätte eine neuerliche Sedimentationsphase eingesetzt, zunächst unter augenscheinlich katastrophalen Bedingungen im Atlantikum, weil auf Grund der Holzarten schon über dem allgemeinen Hochwasserbett gelegene Leisten der Harten Aue durch Seitenerosion zerstört worden wären. Die Aufschotterung hätte im Subboreal mit etwa 12 m Mächtigkeit ihren Höhepunkt erreicht, das Abklingen wäre jedoch zeitlich nicht zu fassen. Als Ursache der gewaltigen, postglazialen Abtragung wären der Klimawechsel und das dadurch bedingte Aufhören kaltzeitlicher Sedimentation anzuführen. Die Hintergründe der beträchtlichen Aufschotterungsleistung im folgenden wären schwer aufzudecken, denn größere, subboreale Gletschervorstöße wären in unseren Breiten unbekannt. Im Linzer Tankhafen, im Bereiche des Aulandes, wäre man in etwa 11 bis 12 m Tiefe knapp oberhalb der Blockschichte und weit unter dem heutigen Grundwasserspiegel auf weitere Holzreste gestoßen. Die Eichenstämme hätten nach der Radiokarbonbestimmung ein Alter von ungefähr 4400 Jahren v. h. Damit müßte angenommen werden, daß die postglaziale Baumstammlage und die früh-eiszeitliche Blockpackung ohne Rücksicht auf die Oberflächengeländestufen im Untergrund unbeschadet vom Oberen Hochflutfeld bis in das Auland hinausstreichen. Die über den Hölzern befindlichen Schotter wären die Folge noch jüngerer Akkumulationszeiten nach Perioden der Ausräumung, da man etwa in 8·5 m Tiefe den Beckenknochen eines Schwere Waldpferdes und andernorts bereits historisch-anthropogene Reste entdeckt hätte. Mit diesen Befunden erweise sich die Gültigkeit des beispielsweise von K. BRUNNACKER und R. GERMAN & P. FILZER aus den gletschernahen Einzugsgebieten der oberen Donau gemeldeten, spät- bis postglazialen Wechsels von Erosion und Akkumulation nun auch für das gletscherferne Donautal.

Die Daten aus dem Linzer Raum erhielten 1971 durch die Ergebnisse von L. PIFFL im Tullner Feld Bestätigung und wertvolle Ergänzungen. Über dem unter allen Talbodenleisten gleich hoch befindlichen Sockel verbreite sich auch hier die bekannte, basale Blockschichte, für deren Genese zusätzliche Beobachtungen im Sinne der bei H. KOHL referierten Ansicht beigeleitet werden könnten. Das „Feld“ — das L. PIFFL offensichtlich streng im geographischen Sinne auffaßt — wäre südlich der Donau bis über das Spätglazial hinaus aufgeschottert worden, weil sich da noch oberflächlich untief eingewürgte Kryoturbationen fänden. Die entsprechenden Schotterfluren im Norden des Stromes wären jünger akkumuliert und zeigten deshalb keine Froststauchungen. In der Schottergrube Neustift im Felde wäre man in 6 m Tiefe weit unter dem

## Literatur

- ABEL, O.: Studien in den Tertiärbildungen des Tullner Beckens. — Jb. Geol. R. A. Wien, 53, S. 91, Wien 1904.
- ABEL, O.: Bericht über die Fortsetzung der kartographischen Aufnahme der Tertiär- und Quartärbildungen am Außensaume der Alpen zwischen Ybbs und Traun. — Verh. Geol. R. A. Wien, H. 16, S. 353, Wien 1905.
- ABEL, O., BITTNER, A. et al.: Geologische Karte, Blatt St. Pölten, 1:75.000. — Geol. R. A. Wien, Wien 1907.
- ABERER, F.: Die Molassezone im westlichen Oberösterreich und in Salzburg. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 50, S. 23, Wien 1958.
- ABERER, F.: Das Miozän der westlichen Molassezone Österreichs mit besonderer Berücksichtigung der Untergrenze und seiner Gliederung. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 52, S. 7, Wien 1960.
- ABERER, F.: Bau der Molassezone östlich der Salzach. — Zeitschr. deutsch. geol. Ges., 113, H. 2—3, S. 266, Wien 1962.
- Arbeitsgemeinschaft Wiener Geographen: Der Dunkelsteiner Wald. — Geogr. Jahresber. aus Österreich, 11, S. 66, Wien 1915.
- BITTNER, A.: Über das Auftreten von *Oncophora*-Schichten bei St. Pölten und Traismauer in Niederösterreich. — Verh. Geol. R. A. Wien, H. 12, S. 323, Wien 1896.
- BRANDTNER, F.: Jungpleistozäner Löß und fossile Böden in Niederösterreich. — Eiszeitalter und Gegenwart, 4—5, S. 49, Öhringen 1954.
- BRANDTNER, F.: Die geochronologische Stellung der paläolithischen Kulturschichte von Getzersdorf, NÖ. — Mitt. Prähist. Komm. Österr. Akad. Wiss., 7, S. 124, Wien 1955.
- BRAUMÜLLER, E.: Die paläogeographische Entwicklung des Molassebeckens in Oberösterreich und Salzburg. — Erdöl-Zeitschr., 77, H. 11, S. 509, Wien—Hamburg 1961.
- BRIX, F. & GÖTZINGER, K.: Die Ergebnisse der Aufschlußarbeiten der ÖMV-AG. in der Molassezone Niederösterreichs in den Jahren 1957—1963. Teil I: Zur Geologie der Beckenfüllung und des Untergrundes. — Erdöl-Zeitschr., 80, H. 2, S. 3, Wien 1964.
- BUDAY, T., CÍCHA, I. & SENES, J.: Miozän der Westkarpaten. — Geologický ústav Dionýza Štúra, Preßburg 1965.
- BUYANNANONTH, V.: Upper Oligocene spores and pollen grains of Klein-Rust in Austria. — Verh. Geol. B. A. Wien, H. 3, S. A 68, Wien 1967.
- CÍCHA, I.: Kurze Übersicht der Entwicklung der Mikrofauna des unteren und mittleren Miozäns der alpin-karpatischen Becken im Verhältnis zum Oberhelvet — „Karpatrien“. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 52, S. 67, Wien 1960.
- CÍCHA, I., HAGN, H. & MARTINI, E.: Das Oligozän und Miozän der Alpen und der Karpaten. Ein Vergleich mit Hilfe planktonischer Organismen. — Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., 11, S. 279, München 1971.
- CÍCHA, I., PAULIK, J. & TEJKAL, J.: Bemerkungen zur Stratigraphie des Miozäns des südwestlichen Teiles des außerkarpatischen Beckens in Mähren. — Sborník ÚÚG, ser. Paleont., 23, S. 307, Prag 1957.
- CÍCHA, I. & TEJKAL, J.: Zum Problem des sogenannten Oberhelvets in den karpatischen Becken. — Vestník ÚÚG, 34, S. 141, Prag 1959.
- CÍCHA, I., TEJKAL, J. & SENES, J.: Zur Frage des Helvets s. str. und zum sogenannten Oberhelvet im paratethyschen Gebiet. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 52, S. 75, Wien 1960.
- CZYZEK, J.: Geologische Zusammensetzung der Berge bei Mölk, Mautern und St. Pölten in Niederösterreich. — Jb. Geol. R. A. Wien, 4, H. 2, S. 264, Wien 1853.
- ELLISON, F.: Über das Tertiär um Loosdorf und Mauer östlich Melk, Niederösterreich. — Verh. Geol. B. A. Wien, H. 6, S. 139, Wien 1936.
- ELLISON, F.: Das Tertiär von Melk und Loosdorf. — Mitt. Alpenl. Geol. Ver., 33, S. 35, Wien 1942.
- FINK, J.: Zur Korrelation der Terrassen und Lösses in Österreich. — Eiszeitalter und Gegenwart, 7, S. 49, Öhringen 1956.
- FINK, J.: Der östliche Teil des nördlichen Alpenvorlandes. — Mitt. Österr. Bodenkdl. Ges., H. 6, S. 26, Wien 1961.
- FINK, J.: Leitlinien einer österreichischen Quartärstratigraphie. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 53, S. 249, Wien 1961.
- FINK, J.: Die Gliederung des Jungpleistozäns in Österreich. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 54, S. 1, Wien 1962
- FINK, J.: Die Gliederung der Würmeiszeit in Österreich. — Rep. 6 th Int. Congr. on Quaternary (Warschau 1961), 4, S. 451, Łódz 1964.
- FINK, J.: The Pleistocene in eastern Austria. — Geol. Soc. of America, Spec. Pap. 84, S. 179, Boulder 1965.

- FINK, J.: Die Paläogeographie der Donau. — Limnologie der Donau, 2. Lieferung, S. 1, Stuttgart 1966.
- FINK, J. & FUCHS, W.: Quartär und Tertiär der Umgebung von Krems und Melk (Exkursionsführer). — Mitt. Geol. Ges. Wien, 58, S. 307, Wien 1966.
- FINK, J. & GRILL, R.: Tertiär-Quartär- und bodenkundliche Exkursion in das Gebiet zwischen St. Pölten und Loosdorf. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 51, S. 443, Wien 1959.
- FINK, J., GRILL, R. & KÜPPER, H.: Exkursion am 10. Mai 1956 (Deutsch-Wagram—Marchegg—Schloßhofer Platte—Carnuntum). — Mitt. Geol. Ges. Wien, 49, S. 426, Wien 1957.
- FLIRI, F., BORTENSCHLAGER, S. et al.: Der Bänderton von Baumkirchen (Inntal, Tirol). Eine neue Schlüsselstelle zur Kenntnis der Würm-Vereisung der Alpen. — Zeitschr. Gletscherkde Glazialgeol., 6, H. 1—2, S. 5, Innsbruck 1970.
- FLÜGEL, H.: Die jungquartäre Entwicklung des Grazer Feldes (Stmk.). — Mitt. Österr. Geogr. Ges., 102, S. 52, Wien 1960.
- FORBERGER, K. & PETRASCHECK, W.: Magnetische Bodenforschungen im außeralpinen Wiener Becken und am Alpenrand bei Wien. — Petroleum, 32, H. 5, S. 1, Wien 1936.
- FUCHS, T.: Conchylien aus dem Braunkohlenschurf mit *Cerithium margaritaceum* BROCC. bei Pielach nächst Melk. — Verh. Geol. B. A. Wien, S. 216, Wien 1868.
- FUCHS, W.: Tertiär und Quartär der Umgebung von Melk. — Verh. Geol. B. A. Wien, H. 2, S. 283, Wien 1964.
- FUCHS, W.: Die Sedimente am Südrande und auf dem kristallinen Grundgebirge des westlichen Mühlviertels und des Sauwaldes. — ex: FUCHS, G. & THIELE, O.: Erläuterungen zur Übersichtskarte des Kristallins im westlichen Mühlviertel und im Sauwald, Oberösterreich. — Geol. B. A. Wien, S. 43, Wien 1968.
- FUCHS, W.: Ein Beitrag zum stratigraphischen Aussagewerte fossiler Bodenbildungen und von Vollschottern quartärer Terrassen aus der Sicht des Feldgeologen. — Verh. Geol. B. A. Wien, H. 1—2, S. 171, Wien 1968.
- FUCHS, W.: Aufnahmeberichte auf den Blättern Schärding (29) und Neumarkt im Hausruckkreis (30) in den Jahren von 1962 bis 1965. — Verh. Geol. B. A. Wien, H. 3, Wien 1963—1966.
- FUCHS, W.: Aufnahmeberichte auf den Blättern Obergrafendorf (55), St. Pölten (56), Spitz (37) und Krems (38) in den Jahren von 1966 bis 1970. — Verh. Geol. B. A. Wien, H. 3, Wien 1967—1971.
- FUCHS, W.: Bericht 1971 über Aufnahmen auf Blatt St. Pölten (56). — Verh. Geol. B. A. Wien, im Druck.
- GERMAN, R. & FILZER, P.: Beiträge zur Kenntnis spät- und postglazialer Akkumulation im nördlichen Alpenvorland. — Eiszeitalter und Gegenwart, 15, S. 108, Öhringen 1964.
- GÖTZINGER, G.: Das Quartär im österreichischen Alpenvorland. — Verh. III. Int. Quartär-Konferenz in Wien 1936, S. 51, Wien 1938.
- GÖTZINGER, G., GRILL, R. et al.: Geologische Karte der Umgebung von Wien, 1 : 75.000. — Geol. B. A. Wien, Wien 1952.
- GÖTZINGER, G. & HASSINGER, H.: Exkursion am 3. September 1936, Wien—Herzogenburg—Göttweig—Spitz—Krems—Wien. — Verh. III. Int. Quartär-Konferenz in Wien 1936, S. 325, Wien 1938.
- GÖTZINGER, G. & HASSINGER, H.: Exkursion der INQUA durch das österreichische Alpenvorland und durch die Ostalpen vom 9. bis 23. September 1936: Die Strecke Wien—Salzburg. — Verh. III. Int. Quartär-Konferenz in Wien 1936, S. 340, Wien 1938.
- GRILL, R.: Oligocän und Miocän im Gallneukirchner Becken östlich Linz a. d. Donau und den anschließenden Gebieten des böhmischen Massivrands. — Anzeiger Akad. Wiss., 26, S. 1, Wien 1933.
- GRILL, R.: Das Oligocänbecken von Gallneukirchen bei Linz a. d. D. und seine Nachbargebiete. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 28, S. 37, Wien 1937.
- GRILL, R.: Bericht über die im Jahre 1936 durchgeführten geologischen Aufnahmen in der weiteren Umgebung von Sieghartkirchen in Niederösterreich. — Unveröffentl. Bericht, Wien 1940.
- GRILL, R.: Stratigraphische Untersuchungen mit Hilfe von Mikrofauna im Wiener Becken und in den benachbarten Molasseanteilen. — Erdöl und Kohle, 37, S. 595, Berlin 1941.
- GRILL, R.: Über mikropaläontologische Gliederungsmöglichkeiten im Miozän des Wiener Beckens. — Mitt. Reichsanst. Bodenf., H. 6, S. 33, Wien 1943.
- GRILL, R.: Über erdölgeologische Arbeiten in der Molassezone von Österreich. — Verh. Geol. B. A. Wien, H. 1—3, S. 4, Jg. 1945, Wien 1947.
- GRILL, R.: Die äußeren Molasseanteile — ex: Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Wien, Geol. B. A. Wien, S. 117, Wien 1954.
- GRILL, R.: Geologische Karte der Umgebung von Korneuburg und Stockerau, 1 : 50.000. — Geol. B. A. Wien, Wien 1957.

Grundwasserspiegel und oberhalb der Blocklage auf mehrere Baumstämme gestoßen, deren Holzuntersuchungen sie vornehmlich zur Föhre, seltener zur Birke gehörig identifizierten. Die  $C^{14}$ -Bestimmungen hätten ein Durchschnittsalter von 9400 Jahren v. h. aufgezeigt. Die Schotterablagerung dürfte demnach bis ins Boreal angedauert haben. Im Verbreitungsgebiet des nächst jüngeren Talbodens, des Donaufeldes, hätten die Holzreste (Eiche, etwas Ulme) aus der Grube Trübenau über der Blockpackung laut Radiokarbondatierung ein Alter von zirka 3150 Jahren v. h. Damit wäre die Aufschüttung des etwa 6 m mächtigen, darüberliegenden Schotters in das Subboreal einzuordnen. Die vorher erfolgte Erosion und Tieferlegung hätte die Blockschicht verschont. Zwei mittelalterliche, stark abgeschürfte Mühlsteine sowie zirka 400 Jahre alte Baumfragmente in ungefähr 3 m Tiefe im Schotterabbau bei Frauendorf N der Donau ergäben selbst für den Geröllkörper des Aulandes über der Blocklage noch eine extrem junge Akkumulation, wieder im Gefolge einer vorangegangenen Ausräumungsphase.

Die datierten Holzfunde in den verschiedenen Erosionsleisten der Jüngeren Anteile der heutigen Talböden der Donau haben den Verfasser zu grundlegender Änderung der Anschauung geführt und zu neuem Durchdenken der sich daraus ergebenden Sachlage für den periglazialen Donaoraum angeregt, wobei intensive Geländebegehungen das Vorhaben förderten:

Die Wärmezeit des Riß-Würm-Interglazials hatte die Erosionsbasis beträchtlich vertieft. Im bereits eng gewordenen Donautal am Nordrand der Molassezone Österreichs waren dabei vielfach die letzten bisher der Abtragung entronnenen Reste früh- bis hochrißzeitlicher Akkumulations- und spät- bis postrißzeitlicher Geröllumlagerungsfelder verlorengegangen. Die anschließende, feucht-kühle Klimaperiode der frühen Würm-Kaltzeit gebot weiterer Tiefen- und Seitenerosion Einhalt, es bildeten sich die ersten größeren Schotterschleier in den Talweitungen. In den Engstellen dagegen förderten Fließerdebildungen und Blockmeere z. T. gewaltiges Blockmaterial über die steilen, damals erheblich vertieften Ufer ins Donaubett, von wo sie unter dem Druck von Hochfluten in die Ebene gelangten. (Belege für eine tatsächlich sich so abspielende erste Phase der Aufschotterung konnte der Verfasser in den Erlauf-Deckenschottern, frei von jeder Grundwasserbeeinträchtigung, beobachten [W. FUCHS, 1971]. Die Terrassenbasis bilden eckige Kristallinblöcke und hohe, solifluidal verflossene, ferretisierte Donaurestschotter der nächsten Umgebung mit nur wenigen eigentlichen Erlaufkomponenten dazwischen. Auf dieser 0.2 bis 0.5 m dicken „Blocklage“ entwickelt sich erst der aus Flysch- und besonders aus Kalkalpengesteinen aufgebaute Geröllkörper der alten Erlaufflur.) Trotzdem kann für die Donau-Blockschichten ein bescheidener, auf Eischollen verdrifteter Anteil nicht weggeleugnet werden, wie anders sollte sonst das z. T. fossilführende Blockwerk aus den Alpen mit vereinzelt schönen Gletscherkritzungen gedeutet werden. Aber selbst für die aus der Böhmisches Masse stammenden Blöcke, die ja den Hauptanteil der Blocklagen stellen, wäre eine Eisfracht in Rechnung zu stellen, da der zwar in den schluchtartigen Talverengungen wirksame Hochwasserdruck für ihre weite, räumliche Verbreitung in den Ebenen allein nicht verantwortlich gemacht werden kann. Die ehemals während des Frühglazials angenommene Ablagerung mächtiger, sogenannter Vorstoßschotter fand nicht statt. Zeit und Ausdehnung des hochglazialen Gletschervorstoßes im alpinen Bereich erhellen die Untersuchungen von F. FLIRI, S. BORTENSCHLAGER et al. (1970) in überraschender, aber überzeugender Weise. Holzreste in den Bändertonen von Baumkirchen bezeugen auf Grund von  $C^{14}$ -Bestimmungen das Tiroler Inntal bis 20.000 v. h. als eisfrei und sogar von bescheidenem Pflanzen- und Tierleben erfüllt. Erst danach setzt mit vorher ungeahnter Schnelligkeit der Vormarsch der Gletscher ins Haupttal und von dort hinaus in das Vorland ein. Ebenso rasch zieht sich das Eis jedoch von den Jungmoränenwällen in der Ebene in die Seitentäler des Gebirges zurück, da ein Radiokarbondatum von 11.300 Jahren v. h. bereits die Rückkehr des Waldes in das Inntal belegt. Diese Ergebnisse beleuchten doch in recht eindringlicher Art die klimagenetische Einmaligkeit

des Vordringens der Würmgletscher. Im Verlauf des kurzen, kaum 10.000 Jahre umfassenden, trocken-kalten Eisregimes in den Alpen wälzten die Gletscher ungeheure Schuttmassen zu Tal. Die sommerlichen Schmelzwässer transportierten die große Geröllfracht die Flüsse hinab, die deshalb stark verwilderten und, soweit es die schon recht eng gewordenen Talquerschnitte erlaubten, die weiten, mächtigen Schotterdecken der Niederterrasse über den frühglazialen Sedimenten absetzten. Der jähe Klimawechsel im Spätglazial zwang das Eis zu raschem Rückzug in die Nebentäler des Gebirges, die Aufschotterung hörte im periglazialen Gebiet auf, die freigewordenen Wassermengen begannen den würmzeitlichen Geröllkörper umzulagern (wobei die Hangendpartien eher verfrachtet wurden, die liegenden Teile dagegen nur zögernd und langsam) und gleichzeitig sich darin einzutiefen. Schon bald blieben randliche Leisten von diesen Vorgängen verschont und konnten nur noch durch Seitenerosion abgetragen werden. Dabei gerieten häufig Bäume (der Wald hatte sich ja mittlerweile wieder eingefunden) in das Bett der Donau und ihrer Nebenflüsse, einzelne gelangten allmählich immer tiefer im Schotter hinab, da sie sich mit Wasser vollgesogen hatten und schwer geworden waren und sich mit Ästen und Wurzelstöcken hemmend dem Abtransport in den Weg gestellt hatten. Das Gerölle neben und unter ihnen wich, dem Wasserdruck folgend, aus, wurde weitergeschoben, so daß die Baumstämme langsam versanken. Auch die basale Blocklage blieb von den Bewegungen der Schotterkomponenten nicht unberührt, die Oberfläche der meist kantigen Blöcke wurde abgerieben und geglättet, sie selbst gelegentlich weitergestoßen. Die Reste der Randleisten der würmzeitlich geschütteten Schotterdecke stellen in der Gegenwart die Älteren Anteile der heutigen Talböden im eisernen Bereich vor, die den Niederterrassen gletschernah entsprechen. Der Kälterückfall in der Jüngeren Dryas-Zeit am Ende des Spätglazials brachte der Umgebung der Alpen periglaziale Klimaverhältnisse zurück, Umlagerung und Eintiefung wurden unterbrochen, da große Wassermengen wieder als Eis gebunden waren, auf den peripheren Niederterrassenstufen entstanden lokal untiefe Kryoturbarationen. Während diese Klimaschwankung bzw. die darauffolgende, neuerliche Erwärmung, jetzt beispielhaft für die anschließenden, postglazialen Kälte- und Wärmeoszillationen, für extrem gletschnahe, „unausgeglichene“ Gebiete des Einzugsbereiches der oberen Donau wiederholt Aufschotterung und darauf Ausräumung bedeuteten (C. TROLL, 1926 u. a.), trifft das nach Meinung des Verfassers für den gletscherfernen, „ausgeglichene“ Bereich des Donaoraumes nicht zu, hier fand kein Wechsel von Akkumulation und Erosion statt. Vielmehr unterbrachen bloß die Kälteperioden die während der Wärmezeiten in Gang befindliche, weiträumige Umlagerung des kaltzeitlich abgelagerten Schotterstoßes und die gleichzeitig voranschreitende Tieferlegung des Strombettes, dem sich die tributären Gerinne von der Mündung flußaufwärts anschlossen. Die durch niedrige Geländestufen in Richtung zum rezenten Donaulauf hin voneinander abgesetzten Teilfelder der Niederflur sind Zeugen dieses mehrphasigen, spät- bis postglazialen Geschehens. Nur in günstigen Fällen blieb diese Treppung annähernd vollständig erhalten, vielfach wurden einzelne Leisten gänzlich oder weitgehend später durch seitliche Erosion zerstört, so daß u. a. auch deren Fossilinhalt in jüngere Umlagerungsdecken gelangen konnte.

Es ist also sehr wichtig festzuhalten, daß nach dem Hochglazial kein unmittelbarer Zusammenhang im Sedimentationsgeschehen zwischen den vergletscherten Alpenregionen und dem eisernen Donautal bestand. Die klimagenetische Einmaligkeit des Würmgletschervorstoßes während des Jungpleistozäns haben die Ergebnisse von F. FLURI, S. BORTENSCHLAGER et al. wohl eindrucksvoll genug vor Augen geführt. Der gletscherferne Bereich des Donaoraumes war während des Spät- und Postglazials dem Einfluß steten Wechsels von Akkumulation und Erosion längst entrückt. Die Vergletscherung im Gebirge hatte nicht mehr die Kraft, die Terrassenbildung an der Donau, ja nicht einmal an den Unterläufen der aus den Alpen kommenden Flüsse zu bestimmen. Es ist daher die Donau, die hier die Anlage der Niederflurteilfelder prägt, darauf sich die

einmündenden Nebengerinne einstellen. Das beobachtete D. HUSEN 1971 im unteren Ennstal und der Verfasser gleichermaßen im unteren Traisental. Im Donaugebiet leitete das Auf und Ab der Klimaschwankungen episodenhafte, weitflächige Umlagerungs- und gleichzeitige Eintiefungsprozesse im ehemals wärmzeitlich abgelagerten Schotterkörper ein, was sich in den Stromebenen in der gestaffelten Verbreitung der Jüngeren Anteile der heutigen Talböden abbildete.

Der Autor ist der Meinung, daß dieses Vorstellungsbild der Entstehung der jungen Fluren im eisernen Raum des Donautales dem tatsächlichen Ablauf sehr nahe kommt, auch über Wien ostwärts in den Gebieten noch heute aktiver, tektonischer Absenkung Anwendung finden kann und, zumindest vorläufig, keine klimagenetischen Fragen offen läßt.

Das Obere Niederterrassenfeld im Linzer Becken kann nach H. KOHL (1968) in vergleichbare, fluvioglaziale Schotterfelder an Traun und Enns eingebunden werden. Es ist damit der alpinen Niederterrasse gleichzustellen. Bemerkenswert am Geröllkörper, der auch Stoßzahnfragmente von Mammut freigegeben hat, sind die basale, frühglazial abgelagerte, vornehmlich aus grobem Material zusammengesetzte Blocklage, das Deutlichwerden einmündender Flüsse am Schotterspektrum und die örtlich begrenzt auftretenden, von der Oberfläche nur unweit eingreifenden Kryoturbationen, die in der Jüngeren Dryas-Zeit manchmal schwache, wahrscheinlich während des Alleröds gebildete Böden verwürgten. Trotz der großen Entfernung ist nach Auffassung des Schreibers der Vergleich mit der hohen Randleiste im südlichen Tullner Feld, was Genese und Alter anbelangt, gerechtfertigt. Auf Grund ihrer geologischen Merkmale gehören beide den Älteren Anteilen der heutigen Talböden an, sie repräsentieren wahre Relikte der wärmzeitlich akkumulierten Niederterrasse, deren Ablagerung mit dem Ende des Hochglazials im periglazialen Bereich aufhörte. Eine Vereinigung dieser Flur mit der nächst tieferen, jüngeren Fläche zum scheinbar streng geographisch ausgelegten „Feld“ (das baumlose Ackerland) des Tullner Feldes darf nicht erfolgen (L. PIFFL, 1971). Die auffällige Geländestufe, die nichts mit dem erst später angelegten Niederwagram zu tun hat, kann nicht einfach zeitlich trennend vernachlässigt werden, mutet man doch viel kleineren Teilfeldtreppen anderenorts weit größere Bedeutung zu.

Das Untere Niederterrassenfeld des Linzer Beckens (H. KOHL, 1968) ist zweifelsfrei oberflächlich eine selbständige Teilfläche der Donauniederflur. Es gehört aber nach Meinung des Verfassers weder stratigraphisch zur Niederterrasse noch stellt es eine nach vorher erfolgter, unbekannt tiefgreifender Erosion frisch akkumulierte Gerölldecke dar. Daß selbst katastrophale Überschwemmungen in historischer Zeit dieses Teilfeld nicht mehr erreichten, gibt nur Auskunft über sein relatives Alter. Im Spätglazial und in der Folge (wie schon weiter oben ausgeführt) waren die klimagenetischen Voraussetzungen für eine aus dem vergletscherten Raum beeinflusste, neuerliche Aufschotterung nicht mehr gegeben. Hier gestalteten während späterer Wärmeschwankungen flächenhafte Umlagerungen des hochglazial abgelagerten Geröllkörpers einschließlich seiner frühglazialen Basisbildungen und gleichzeitiges Sicheintiefen mit wirksamer Seitenerosion das Donauebett. Die von H. KOHL gemeldete Beobachtung, daß sich im Schotterspektrum des Unteren Niederterrassenfeldes (sowie aller folgenden, jüngeren Teilfelder) die Nebenflüsse nicht mehr bemerkbar machten, bestätigt das Walten bloß umlagernder und durchmischerender Bewegungen im Schotterwurf. Die Mammut-Molaren kamen auf diese Weise durch Überwältigen echter Niederterrasse ins Gerölle. Wie die Ergebnisse aus dem Tullner Feld zeigen, könnte das „Untere Niederterrassenfeld“ Oberösterreichs auch schon postglazial sein. Im Tullner Feld erwiesen die  $C^{14}$ -datierten Baumstammfunde im Feld nördlich der Donau ein ungefähres Durchschnittsalter von 9400 Jahren v. h. (L. PIFFL, 1971). Mit dem Holzbestand von Föhre und Birke würde das im Frühboreal anhebende Umgestaltungsprozesse im gesamten Schotterprofil aufzeigen.

Die 4250 Jahre alten Bäume im Oberen Hochflutfeld des Linzer Beckens und die etwa 3150 Jahre alten Holzreste im Donaufeld des Tullner Feldes belegen dieses nun schon mehrmals geschilderte Umlagerungs-, Mischungs- und Eintiefungsgeschehen für das Subboreal, wobei sich bei dieser Art von Deutung der Verfasser keine Sorgen wegen nicht nachgewiesener Gletschervorstöße zu machen braucht.

Die Flußgeschichte des Aulandes im Donautal in historischer Zeit führt A. GRUND (1901) in recht eindringlicher Form dem Leser vor Augen. Aber auch alte Karten, die den Strom noch vor seiner 1869 bis 1875 erfolgten Regulierung und Begradigung zeigen, geben anschauliche Bilder. Bei großen Überschwemmungen kam es immer wieder im ganzen noch durchpulsten Talquerschnitt zu Laufänderungen und Aufspaltungen des Gerinnes, zu Verlandungen und Wasserdurchbrüchen und zum Unterwaschen und Einsturz älterer Talleisten oder des präquartären Ufersaumes. Die auf 4400 Jahre v. h. datierten Baumstämme im Gerölle des Linzer Aulandes (H. KOHL, 1968) bedeuten deshalb keinen vom Oberen Hochflutfeld erosiv ungestört zur Au durchziehenden „Baumhorizont“ ähnlich der Blocklage. Der daraufliegende Schotter stellt auch keine neuerliche, junge Akkumulation dar, weil Reste eines Schweren Waldferdes und historisch-anthropogene Funde darin gemacht worden sind. Desgleichen gilt das für die 400jährigen Holzrelikte und römischen und mittelalterlichen Kulturreste in den Schottern der Au des Tullner Feldes und des Wiener Beckens. Das heißt bloß, daß der Strom bis in die Gegenwart im Querschnitt des Aulandes seinen Geröllkörper bis zur Basis noch weiterhin umlagert und fortwälzt, höhere Randleisten annagt (daher das ältere Fossilmaterial) und sich sogar schon in recht unregelmäßiger Form in den präquartären Untergrund einzugraben beginnt, wie das gerade die intensive Bohrtätigkeit im engsten Wiener Bereich in jüngster Zeit erkennen läßt.

Dieses vom Verfasser erarbeitete Vorstellungsbild jungpleistozäner bis holozäner Talgeschichte des gletscherfernen Donauraumes erhielt knapp vor Abschluß des Manuskriptes eine wertvolle und überzeugende Bestätigung. In der großen Baugrube für das Kernreaktorkraftwerk Zwentendorf westlich von Tulln lagen das gesamte Schotterprofil des Aulandes und die darunter befindlichen Oncophora-Schichten, freigehalten von jeder Grundwasserbedeckung, offen da. Der zirka 6 bis 7 m mächtige Schotter mit ungefähr 2 m dicker Aulehm- und Siltzwischenlage führt an seiner Basis eine ziemlich dichte Blockschichte, deren vornehmlich Kristallinkomponenten gut abgerollt sind. Wenige Minuten vor Ankunft des Autors war eben ein etwa 4 m langer und maximal 20 cm dicker Baumstamm geborgen worden. Der Verfasser konnte sich eindeutig der Fundstelle vergewissern, der Holzrest ruhte auf den tertiären Sanden unter der mit feinkörnigem Gerölle durchmischten Blocklage. Damit ist aber sowohl Alter als auch Baumart nur mehr von zweitrangiger, höchstens ergänzender Bedeutung (beides wird übrigens durchgeführt). \*) Fest steht jetzt, daß die Blockpackung keinen seit dem Frühglazial von jeder Umlagerung unberührten Basisteil der Geröllkörper aller Teilfelder der Niederfluren vorstellt, worauf ja auch die von H. KOHL und L. PIFFL beschriebene, wenn auch anders ausgelegte Zurundung des Blockwerks hingewiesen hat.

Mit diesem glücklichen Fund scheint der auf den letzten Seiten vom Schreiber unternommene Versuch einer geschichtlichen Abwicklung der Entstehung der heutigen Talböden des eisernen Donautales und seiner Tributärgerinne insgesamt den tatsächlichen Ereignissen gerecht zu werden oder zumindest doch sehr nahe zu kommen.

---

\*) Das Holzforschungsinstitut Wien bestimmte Weißweide (*Salix alba* LINNE), das Isotopenlabor des Grundlageninstitutes der Bundesversuchs- und Forschungsanstalt Arsenal Wien konstatierte ein Alter des Baumrestes von 1750  $\pm$  20 Jahren v. h. Die Daten konnten durch hilfreiche Vermittlung der Herren Dr. T. E. GÄTTINGER (Geol. Bundesanstalt Wien) und Dr. E. WANDERER (Gemeinschaftskernkraftwerk Tullnerfeld) erzielt werden, wofür der Verfasser herzlich dankt.



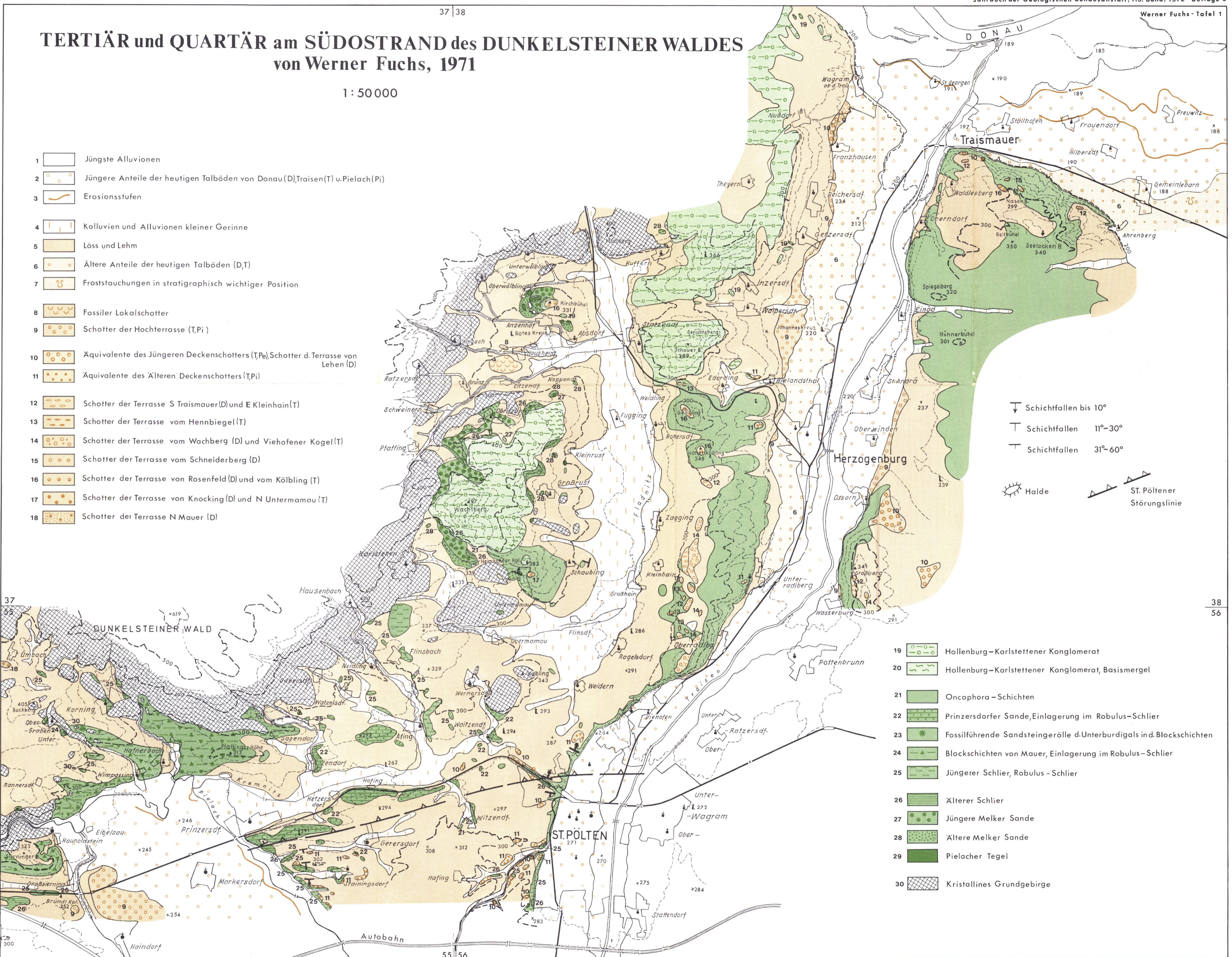
- SCHUBERT, R. J.: Die Ergebnisse der mikroskopischen Untersuchung der bei der ärarischen Tiefbohrung zu Wels durchteuften Schichten. — Jb. Geol. R. A. Wien, 53, H. 3, S. 385, Wien 1904.
- STICKENBERG, O.: Die ersten Reste von Landsäugetieren aus den Linzer Sanden. — Verh. Geol. B. A. Wien, H. 4—5, S. 60, Wien 1934.
- SIEBER, R.: Eozäne und oligozäne Makrofaunen Österreichs. — Sitzungsber. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., Abt. I, 162, H. 5, S. 359, Wien 1953.
- STEININGER, F.: Die Molluskenfauna aus dem Burdigal (Unter-Miozän) von Fels am Wagram in Niederösterreich. — Denkschr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., 110, 5. Abh., Wien 1963.
- STEININGER, F.: Das Tertiär des Linzer Raumes. — Geologie u. Paläontologie des Linzer Raumes, Kathalog Stadtmus. Linz, 6, S. 35, Linz 1969.
- STEININGER, F. & SENES, J.: M 1 Eggenburgien — Die Eggenburger Schichten. — Verlag Slowakische Akad., Preßburg 1971.
- Suess, E.: Über den Lauf der Donau. — Österr. Revue, 4, S. 262, Wien 1863.
- Suess, E.: Untersuchungen über den Charakter der österreichischen Tertiärablagerungen. I. Über die Gliederung der tertiären Bildungen zwischen dem Mannhart, der Donau und dem äußeren Saume des Hochgebirges. — Sitzungsber. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., 54, H. 1, S. 87, Wien 1866.
- Suess, F. E.: Beobachtungen über den Schlier in Oberösterreich und Bayern. — Ann. Naturhistor. Hofmus., 6, S. 407, Wien 1891.
- THENIUS, E.: Wirbeltierfunde aus der paläogenen Molasse Österreichs und ihre stratigraphische Bedeutung. — Verh. Geol. B. A. Wien, H. 1, S. 82, Wien 1960.
- THENIUS, E.: Niederösterreich. — Verh. Geol. B. A. Wien, Bundesländerserie, Wien 1962.
- TOBNER, A.: Talgeschichte der Traisen. — Die Arbeitsgemeinschaft, 4, H. 1, S. 3, St. Pölten 1927.
- TOBNER, A.: Der Boden von St. Pölten. — Die Arbeitsgemeinschaft, 4, H. 3, S. 130, St. Pölten 1927.
- TROLL, C.: Die jungglazialen Schotterfluren im Umkreis der Alpen. — Forschungen f. deutsch. Landes- u. Volkskde, 24, H. 4, S. 161, Stuttgart 1926.
- TURNOVSKY, K.: Neogen/Paläogengrenze in Niederösterreich südlich der Donau. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 52, S. 211, Wien 1960.
- VASICEK, M.: Moravian Neogene *Orbulineta* and their stratigraphical significance. — Vestník SGÚ, 21, S. 145, Prag 1946.
- VASICEK, M.: The contemporary state of the microbiostratigraphic research of the Miocene sedimentary deposits in the West-Carpathian Neogene Basin in Moravia. — Sborník ÚÚG, 18, Paleont., S. 79, Prag 1951.
- VEIT, E.: Molasse und alpin-karpatischer Überschiebungsrund in Niederösterreich und Südmähren. — N. Jb. Geol. Paläont., Abh. 97, S. 149, Stuttgart 1953.
- VETTERS, H.: Die geologischen Verhältnisse der weiteren Umgebung Wiens und Erläuterungen zur geologisch-tektonischen Übersichtskarte des Wiener Beckens und seiner Randgebirge im Maßstabe 1:100.000. — Verlag Österr. Lehrmittel-Anstalt, Wien 1910.
- VETTERS, H.: Erläuterungen zur geologischen Karte von Österreich und seiner Nachbargebiete. — Geol. B. A. Wien, Wien 1937.
- VETTERS, H.: Kartierungsberichte 1923—1928. — Verh. Geol. B. A. Wien, Wien 1924—1929.
- WEINHANDL, R.: Stratigraphische Ergebnisse im mittleren Miozän des Außer-alpinen Wiener Beckens. — Verh. Geol. B. A. Wien, H. 2, S. 120, Wien 1957.
- WEITHOFER, K. A.: Die Fortsetzung der bayerischen Oligocän-Molasse in Ober- und Niederösterreich. — Zentralbl. Min. etc., Abt. B, H. 4, S. 161, Stuttgart 1937.
- WOLF, H.: Geologische Studien beim Bau der Elisabeth-Westbahn zwischen Wien und Linz. — Verh. Geol. R. A. Wien, S. 94, Wien 1858.
- WOLF, H.: Geologische Studien beim Bau der Elisabeth-Westbahn zwischen Wien und Linz. — Verh. Geol. R. A. Wien, S. 36, Wien 1859.
- ZÜNDEL, F. A.: Talgeschichtliche Studien im unteren Traisengebiet (Niederösterreich). — Geogr. Jahresber. aus Österreich, 5, S. 1, Wien 1907.

# TERTIÄR und QUARTÄR am SÜDOSTRAND des DUNKELSTEINER WALDES von Werner Fuchs, 1971

1 : 50 000

- 1 Jüngste Alluvionen
- 2 Jüngere Anteile der heutigen Talböden von Donau (D), Traisen (T) u. Pielach (Pi)
- 3 Erosionsstufen
- 4 Kolluvien und Alluvionen kleiner Gerinne
- 5 Löss und Lehm
- 6 Ältere Anteile der heutigen Talböden (D, T)
- 7 Froststauchungen in stratigraphisch wichtiger Position
- 8 Fossiler Lokalschotter
- 9 Schotter der Hochterrasse (T, Pi)
- 10 Äquivalente des Jüngeren Deckenschotter (T, Pe), Schotter d. Terrasse von Lehen (D)
- 11 Äquivalente des Älteren Deckenschotter (T, Pi)
- 12 Schotter der Terrasse S Traismauer (D) und E Kleinhain (T)
- 13 Schotter der Terrasse vom Hennbiegel (T)
- 14 Schotter der Terrasse vom Wachberg (D) und Viehofener Kogel (T)
- 15 Schotter der Terrasse vom Schneiderberg (D)
- 16 Schotter der Terrasse von Rosenfeld (D) und vom Kölbling (T)
- 17 Schotter der Terrasse von Knocking (D) und N Untermamau (T)
- 18 Schotter der Terrasse N Mauer (D)

- Schichtfallen bis 10°
- Schichtfallen 11°-30°
- Schichtfallen 31°-60°
- Halde
- ST. Pöltener Störungsline



- 19 Hollenburg-Karlstettener Konglomerat
- 20 Hollenburg-Karlstettener Konglomerat, Basismergel
- 21 Oncophora-Schichten
- 22 Prinzersdorfer Sande, Einlagerung im Robulus-Schlier
- 23 Fossilführende Sandsteingerölle d. Unterburdigals in d. Blockschichten
- 24 Blockschichten von Mauer, Einlagerung im Robulus-Schlier
- 25 Jüngerer Schlier, Robulus-Schlier
- 26 Älterer Schlier
- 27 Jüngere Melker Sande
- 28 Ältere Melker Sande
- 29 Pielacher Tegel
- 30 Kristallines Grundgebirge