VERHANDLUNGEN
DER
GEOLOGISCHEN BUNDESANSTALT

Bundesländerserie Heft Niederösterreich

GEOLOGIE DER ÖSTERREICHISCHEN BUNDESLÄNDER IN KURZGEFASSTEN EINZELDARSTELLUNGEN

NIEDERÖSTERREICH

Mit 16 Tabellen und 48 Abbildungen

VON

ERICH THENIUS

2. ERWEITERTE AUFLAGE

WIEN 1974

EIGENTÜMER, HERAUSGEBER UND VERLEGER:
GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT, A-1031 WIEN, RASUMOFSKYGASSE 23
SCHRIFTLEITUNG: G. WOLETZ UND W. FUCHS
DRUCK: BRÜDER HOLLINEK, WIENER NEUDORF

Der Autor ist für Inhalt und Form des Textes verantwortlich.
Alle Rechte für In- und Ausland vorbehalten.

Inhalt

Vorwort zur 2. Auflage 4

Aus dem Vorwort zur 1. Auflage 5

I. Niederösterreich im geologischen Gesamtbild Europas 7

II. Der geologische Bau Niederösterreichs und seine Gliederung . 9

1. Das Kristallin der Böhmischen Masse 15
2. Der Sedimentanteil des Kristallinsockels der Böhmischen Masse . 30
3. Die Molassezone 36
4. Die Waschbergzone 52
5. Das Inneralpine Tertiär (Wiener Becken, Korneuburger Becken usw.) 63
6. Die Flyschzone und die „Klippen"zonen (Hauptklippenzone [einschl. Buntmergelserie] = Schottenhof-Zone und die St. Veiter-Zone) . 85
7. Die Nördlichen Kalkalpen 109
8. Die Grauwackenzone . 149
9. Die Zentralzone der Alpen 158

III. Das Quartär und seine Bildungen (Flußterrassen, Lösse, Bodenbildungen usw.) . . . 173

IV. Das Werden der Landschaft . 190

V. Rohstoffe 204

VI. Hydrogeologie 210

VII. Geologische Aussichtspunkte 217

VIII. Geologisches Schrifttum und Geologische Karten . 219

Register 273

Vorwort zur 2. Auflage

Da die 1. Auflage seit einiger Zeit vergriffen ist und seit ihrem Erscheinen wesentliche Fortschritte sowie neue Erkenntnisse auf dem Gebiet der Geologie erzielt werden konnten, sei es durch gezielte Tiefbohrungen, sei es durch Kartierungen unter Einsatz neuer bzw. verfeinerter Untersuchungsmethoden (z. B. Nannoplankton, Schwermineral- und geochemische Analysen, ferner absolute sowie paläomagnetische Altersdatierungen), ist eine neue, ergänzte und erweiterte Auflage der Geologie von Niederösterreich notwendig geworden, die der Verfasser auf Grund der neuerlichen freundlichen Einladung durch die Geologische Bundesanstalt abermals gerne übernommen hat.

Im Zuge dieser neuen Erkenntnisse und der besseren Übersichtlichkeit halber ist auch die Großgliederung etwas geändert bzw. der Umfang entsprechend erweitert worden. Der Verfasser hofft dadurch auch der zum Teil nicht unberechtigten Kritik einzelner Rezensenten der 1. Auflage Rechnung zu tragen und ist auch diesmal für Hinweise und sachliche Kritik dankbar.

Die Änderungen und Ergänzungen betreffen sowohl den Text als auch die Abbildungen (Profile usw.), konnten diese doch in der 1. Auflage praktisch nicht weiter berücksichtigt werden.

Im Literaturverzeichnis wurden über Wunsch der Schriftleitung auch wichtige Publikationen vor 1951 (Erscheinungsjahr der 2. Auflage der „Geologie von Österreich") aufgenommen. Aus Raumgründen mußte jedoch auf Vollständigkeit verzichtet werden.

Wie die innerhalb weniger Jahre vergriffenen 1. Auflagen der Hefte Salzburg und Niederösterreich schließen lassen, hat sich die verschiedentlich kritisierte Gliederung nach Bundesländern anscheinend doch bewährt.

Da auch der Text weitgehend neu geschrieben wurde, liegt eine nicht nur erweiterte, sondern gänzlich umgearbeitete Geologie von Niederösterreich vor. Die notwendig gewordene Erweiterung wurde durch das Entgegenkommen von Redaktion und Schriftleitung der Geologischen Bundesanstalt in Wien ermöglicht, wofür auch an dieser Stelle Herrn Direktor Dr. A. Ruttner und Frau Chefgeologin Dr. G. Woletz mein herzlichster Dank ausgesprochen sei.

Daß auch diesmal wieder verschiedene Probleme offen gelassen werden mußten, erscheint verständlich. Immerhin wurde in verstärktem Maß versucht, die Ursachen für derartige, noch offene und diskutierte Fragen, bei denen es sich meist um Deutungen handelt, aufzuzeigen.

Auch diesmal ist diese Geologie — schon aus Raumgründen — kein geologischer Führer. Ein solcher ist übrigens für den Wienerwald von anderer Seite vorgesehen. Einzelheiten über bestimmte Aufschlüsse und Lokalitäten sowie deren etwaige Fossilführung sind daher aus der speziellen Literatur zu entnehmen.

Für die Unterstützung durch verschiedene Hinweise, durch Überlassung von Sonderdrucken bzw. Abbildungsvorlagen sowie durch Einsichtnahme in nicht veröffentlichte Berichte bin ich zahlreichen Kollegen zu Dank verpflichtet, von denen hier stellvertretend für alle übrigen namentlich die folgenden genannt seien: Dr. Ing. F. Brix, ÖMV Wien; Prof. Dr. Chr. Exner, Universität Wien; Prof. Dr. J. Fink, Universität Wien; Dr. G. Fuchs, GBA Wien; Dr. K. Götzinger, ÖMV Wien; Prof. Dr. J. Kapounek, ehem. ÖMV Wien; Dr. A. Kröll, ÖMV Wien; Prof. Dr. A. Papp, Universität Wien; Doz. Dr. F. Steininger, Universität Wien; Hon. Prof. Dr. H. Stowasser, ehem. ÖMV Wien und Prof. Dr. A. Tollmann, Universität Wien. Ganz besonders sei auch diesmal den Herren Hofrat Dr. R. Grill, Chefgeol. Dr. B. Plöchinger, Chefgeol. Dr. S. Prey und Wiss. Rat Dr. O. Thiele, sämtliche Geol.-Bundesanstalt Wien, für die kritische Durchsicht des Manuskriptes bzw. einzelner Kapitel gedankt, Herrn Dr. B. Plöchinger außerdem noch für die Überlassung von eigens angefertigten Originalskizzen. Für Überlassung von Druckstöcken bin ich den Schriftleitungen der „Annalen des Naturhistorischen Museums Wien" und der „Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien" zu Dank verpflichtet. Für die Mithilfe bei der Beschaffung der Literatur sei auch hier den Herren R. Schwinghammer und F. Stojaspal mein Dank ausgesprochen. Zuletzt, aber nicht weniger sei auch Frau M. Tschugguel für die Reinschrift des Manuskriptes und der Zeichenabteilung der Geol. Bundesanstalt Wien für die Umzeichnung von Abbildungsvorlagen sowie den Herren Prof. Dr. R. Sieber und Dr. M. E. Schmid, GBA Wien, für die Mithilfe bei der nachträglich notwendig gewordenen Nennung der Autorennamen der Fossilien gedankt.

Das Erscheinen dieser Geologie von Niederösterreich wurde durch Subventionen vom Amt der Niederösterreichischen Landesregierung (Abt. III/3) und aus dem „Fonds 600 Jahre Wiener Universität" von der Kammer der Gewerblichen Wirtschaft für Wien ermöglicht, wofür auch an dieser Stelle bestens gedankt sei.

Möge auch die 2. Auflage bei den Lesern eine geneigte Aufnahme finden und neue Freunde und Interessenten für die Geologie gewinnen helfen.

Wien, im Sommer 1972 — Erich Thenius

Aus dem Vorwort zur 1. Auflage

Die vorliegende Geologie von Niederösterreich stellt eine Kurzfassung im Rahmen der Serie „Geologie der österreichischen Bundesländer" dar. Es ist hier versucht worden, die Ergebnisse der Geologie, Paläontologie und Petrographie, die in zahlreichen in Fachzeitschriften verstreuten Einzelarbeiten publiziert und dadurch meist nur dem Fachmann bekannt und zugänglich sind, einem breiteren Leserkreis in verständlicher Form zu vermitteln.

Es ist in diesem Rahmen der geologische Aufbau Niederösterreichs auf Grund des neuesten Forschungsstandes in seinen Grundzügen dargestellt und zugleich auf noch offene Fragen und Probleme hingewiesen worden, steckt doch die geologische Erforschung einzelner Gebiete (z. B. Zentralzone der Alpen durch die absolute Altersbestimmung von Gesteinen bzw. Ansichten über die Petrogenese) noch in den Anfängen. Aber selbst in Gebieten, die als gut untersucht galten (tertiärzeitliche Becken) ist unsere Kenntnis noch durchaus unvollständig.

Haben die seit Beginn der Erdölerschließung im Wiener Becken niedergebrachten Bohrungen wesentliche Erkenntnisse über den geologischen Bau unseres Bundeslandes erbracht, so zeigen gerade die in jüngster Zeit im Molassebereich abgeteuften Tiefbohrungen, wie sehr unsere Kenntnis vom geologischen Aufbau Niederösterreichs noch der Ergänzung und Änderung bedarf. Dabei ist allerdings die Trennung zwischen objektiven Beobachtungsergebnissen und subjektiven Interpretationen sehr wichtig. Unter diesen Umständen mag es verständlich erscheinen, wenn einzelne Fragen und Probleme auch gegenwärtig noch nicht endgültig geklärt sind. Andererseits erscheint jedoch in Anbetracht des steigenden Interesses weiter Kreise für geologische Fragen, und die zunehmende Erkenntnis, daß der Geologie in der Praxis eine entscheidende Rolle zukommt, eine derartige Zusammenstellung erwünscht. Der Unterzeichnete folgt damit zugleich einer Aufforderung von Herrn Prof. Dr. H. Küpper, Direktor der Geologischen Bundesanstalt in Wien, diese Kurzfassung für das Bundesland Niederösterreich zu verfassen. Der Unterzeichnete ist dieser Aufforderung um so eher nachgekommen, als eine moderne, allgemein verständliche Übersicht über den geologischen Aufbau Niederösterreichs und seine Gliederung nicht existiert und dieser außerdem in dem für den Unterrichtsgebrauch an Mittelschulen zugelassenen Lehrbuch viel zu kurz und zum Teil gänzlich veraltet dargestellt ist. Es wird damit zugleich einem langjährigen Wunsch der Mittelschullehrerschaft nach einer derartigen Darstellung entsprochen.

Die im speziellen Teil verwendeten stratigraphischen Begriffe sind nur kurz erläutert, da sich eine ausführliche Besprechung und Definition im „Lexique stratigraphique international" (Paris 1962) findet.

Für einzelne Hinweise bzw. Mitteilung noch unveröffentlichter Untersuchungsergebnisse bin ich den Herren Doz. Dr. G. Frasl, Hochschule für Bodenkultur in Wien, Dr. P. Beck-Mannagetta, Geologische Bundesanstalt Wien, Prof. Dr. H. Küpper, Geologische Bundesanstalt Wien, Prof. Dr. A. Papp, Universität Wien, Dr. A. Ruttner, Geologische Bundesanstalt Wien und cand. phil. F. Steininger, Wien, zu Dank verpflichtet. Für kritische Durchsicht des Manuskriptes bzw. einzelner Kapitel davon, danke ich den Herren Dr. S. Prey und Dr. H. Holzer, beide Geologische Bundesanstalt Wien, auch an dieser Stelle bestens.

Wien, im Jänner 1961 Erich Thenius

Anschrift des Autors: o. Univ.-Prof. Dr. Erich Thenius, Paläontologisches Institut der Universität Wien, Universitätsstraße 7/II, A-1010 Wien.

I. Niederösterreich im geologischen Gesamtbild Europas

Angesichts der zentralen Lage Niederösterreichs in Europa und zum besseren Verständnis der geologischen Zusammenhänge sei hier kurz auf die geologische Großgliederung Europas hingewiesen.

Europa bildet in geotektonischer Sicht keine Einheit, sondern läßt nach H. STILLE eine Gliederung in drei bzw. vier Großeinheiten zu, die nicht nur landschaftlich als Tiefebenen, Rumpfgebirge und Gebirgsketten in Erscheinung treten, sondern zugleich auch eine Vorstellung von den gewaltigen Veränderungen während der Erdgeschichte vermitteln. Als geologisch ältester stabiler Teil gilt der Fennosarmatische Schild („Ur-Europa"), der große Teile Skandinaviens, Nordschottland, das Baltikum und die russische Tafel, also den Großteil des europäischen Anteils der USSR, umfaßt. Es ist der alte, weitgehend starre Kern, an den durch spätere Gebirgsbildungen weitere Festlandsteile „angeschweißt" wurden, die ursprünglich als aus Sedimentationströgen entstandene Gebirge entwickelt, seither jedoch zumeist wieder weitgehend eingeebnet wurden. Zu diesen zählen die kaledonischen Gebirge des Alt-Paläozoikums („Paläo-Europa"), dem Westskandinavien (Norwegen), Schottland und Irland angehören, sowie die variszisch-hercynischen Gebirge („Meso-Europa"), die im wesentlichen im Jung-Paläozoikum gestaltet wurden. Zu letzteren gehören das armorikanische Gebirge in Nordfrankreich, Wales, Cornwall und Südirland, die Iberische Meseta und das französische Zentralplateau, Korsika und Sardinien sowie das variszische Gebirge in Mitteleuropa, von denen nur die Ardennen, Rheinisches Schiefergebirge, der Odenwald, Schwarzwald und Vogesen, Harz, Thüringer Wald und die Böhmische Masse als wichtigste Massive genannt seien. Allerdings — und dies bestätigen die jüngsten Untersuchungen — sind Teile dieses variszischen Gebirges später umgeformt und in jüngere Kettengebirge eingebaut worden, so daß letztere nicht als einfacher Anbau an das „Meso-Europa" angesehen werden können.

Diesen jüngsten Teil Europas bilden die alpidischen Gebirge („Neo-Europa"), die im Meso- und Känozoikum geformt wurden und die auch gegenwärtig teilweise noch Hochgebirgscharakter zeigen. Zu ihnen zählt der Alpen-Karpatenbogen ebenso wie die Dinariden, der Apennin, die Pyrenäen und die Betischen Ketten in Spanien.

Damit ist angedeutet, daß Niederösterreich Anteil an zwei großtektonischen Einheiten Europas hat, und zwar durch das Kristallin der Böhmischen Masse im Waldviertler Anteil am außeralpinen, variszischen Europa, durch das übrige Niederösterreich vom Wechsel und Semmering bis zur Molassezone jedoch an den Alpen samt ihrem Vorland. Niederösterreich kommt weiters durch seine Lage nahe bzw. im Grenzbereich zwischen Alpen und Karpaten eine Sonderstellung zu. So bahnt sich der Übergang zu den Karpaten nicht nur durch die Streichrichtung der einzelnen Einheiten an und durch das Auftreten karpatischer Elemente (z. B. Pienidische „Klippen"zonen), sondern auch in der gesteinsmäßigen Zusammensetzung und in der Tektonik (z. B. Flyschzone).

Aus letzterem geht zugleich hervor, daß eine Parallelisierung der verschiedenen geologischen Einheiten der Ostalpen im Bereich von Niederösterreich mit jenen der Westkarpaten leichter durchführbar ist als etwa mit denen der Westalpen.

Eine scharfe Abgrenzung von Alpen und Karpaten ist durch fließende Übergänge überhaupt nur schwer möglich, ohne daß damit jedoch jeweilige Besonderheiten der Ostalpen und Karpaten ausgeschlossen sind.

Diese Feststellung ist — wie noch gezeigt werden soll — deshalb wichtig, weil verschiedene geologische Einheiten der Ostalpen nach solchen in den Westalpen benannt werden.

Ein Vergleich von Westalpen, Ostalpen und Karpaten zeigt, daß außer Gemeinsamkeiten im Gebirgsbau, wie kristalline Kerne, metamorphe Bereiche und sedimentäre Zonen (vor allem mit Mesozoikum und Tertiär sowie mit der Molasse im Vorland), jeder Abschnitt des Alpen-Karpatenbogens seine kennzeichnenden Eigenheiten hat, die wiederum die Gleichsetzung der jeweiligen geologischen Einheiten erschweren. Während für die Westalpen die breite Entwicklung von Helvetikum und Pennin charakteristisch ist, sind für die Ostalpen das Ostalpin, und zwar speziell das Ober-Ostalpin (Nördliche Kalkalpen und Grauwackenzone samt Kristallin) und für die Karpaten das Dominieren der Flyschzone kennzeichnend.

Dazu kommen als weitere Besonderheiten der Ostalpen die Waschbergzone, die Buntmergelserie und die Klippenzonen im Raum von Niederösterreich, deren ursprüngliche Position und Gleichsetzung mit Einheiten der Westalpen bzw. der Karpaten — zusammen etwa mit der Parallelisierung der Flyschzone und einzelner Einheiten des Ostalpins — zu den am meisten diskutierten Problemen zählen. Schon daraus geht hervor, daß zum Verständnis des geologischen Baues der Ostalpen ein Vergleich mit den Westalpen und den Karpaten notwendig ist.

Damit sind nicht nur der allgemeine Rahmen und einige damit verbundene Probleme aufgezeigt, sondern auch der heterogene Charakter der Gesteine und deren vielfältige Geschichte angedeutet. So reicht die Skala der vorkommenden Gesteine von magmatischen über Eruptivgesteine bis zu vielfach fossilführenden Sedimenten und deren mannigfaltigen, meist mit Gebirgsbildungen in Zusammenhang stehenden Umwandlungsprodukten (Metamorphite).

II. Der geologische Bau Niederösterreichs und seine Gliederung

Entsprechend dem oben gesagten ist auch der geologische Bau von Niederösterreich außerordentlich mannigfaltig. Dies prägt sich bereits in der Landschaft aus, die von den Hochalpen (Schneeberg) bis zur Hochfläche des Waldviertels, von der hügeligen Sandsteinzone bis zur weiten Ebene des Wiener Beckens reicht und auch den Nichtfachmann den verschiedenartigen Untergrund ahnen läßt. Dieser stark wechselnde Landschaftscharakter ist durch das verschiedenartige Gesteinsmaterial und die wechselvolle Geschichte seiner Entstehung bedingt. Er läßt vom Norden nach Süden eine Großgliederung zu, an die wir uns im folgenden auch halten wollen. Sie ist rein deskriptiv und sagt damit nichts über die einstige Position der geologischen Einheiten aus.

Das niederösterreichische Waldviertel wird im wesentlichen aus den kristallinen Gesteinen der Böhmischen Masse aufgebaut, die sich außerhalb von Niederösterreich weiter nach Westen (Oberösterreich) und Norden (ČSSR) fortsetzt und dort stellenweise von nichtmarinen Beckenablagerungen des jüngsten Mesozoikum und der Tertiärzeit bedeckt werden. Das südlich und östlich anschließende flache Hügelland entspricht der Molassezone, deren tertiärzeitliche Ablagerungen vorwiegend unverfestigt sind und flach lagern. Nur in der südlich anschließenden Randzone der subalpinen Molasse kommt es durch den Aufschub des Alpenkörpers zur Faltung und Verschuppung der Sedimente. Unter den Molassesedimenten treten mächtige mesozoische Ablagerungen über dem Kristallin der Böhmischen Masse auf, die vom alpinen Mesozoikum völlig verschieden sind. Der nördlich der Donau gelegene Molasseanteil wird im Osten durch die bereits landschaftlich auffallende Waschbergzone begrenzt, die ungefähr in SSW-NNE-Richtung verläuft und den Wasch- und Michelberg, die Leiser Berge und die Klippenberge von Staatz und Falkenstein umfaßt. Sie setzt sich nach Mähren hinein fort. Südlich der Molasse liegen die Alpen, die aus mehreren Zonen aufgebaut sind. Die nördlichste Einheit bildet die Flyschzone mit ihren meist bewaldeten, sanft gerundeten Hügelformen, die sich obertags als Umgrenzung des Korneuburger Beckens mit dem Rohrwald und dem Bisamberg nördlich der Donau fortsetzt und südlich der Donau mit den sogenannten Klippenzonen (Hauptklippenzone einschließlich Buntmergelserie = Schottenhofzone und St.-Veiter-Zone) in engstem tektonischen Kontakt steht. Die nächste Einheit bilden die Nördlichen Kalkalpen, die aus verschiedenen tektonischen Elementen (sogenannte Decken) bestehen und den Großteil der Südhälfte unseres Bundeslandes einnehmen. Im Süden schließt sich die Grauwackenzone an, die sich auf niederösterreichischem Boden von Prein über Gloggnitz bis gegen Ternitz erstreckt. Anteile der ebenfalls Deckenbau zeigenden Zentralzone der Alpen sind im südöstlichen und östlichen Teil von Niederösterreich im Gebiet des Semmering und Wechsels, der Buckligen Welt, des Rosalien- und Leithagebirges sowie der Hainburger Berge vorhanden. Innerhalb des Alpen-Karpatenbogens erstreckt sich als abgesunkenes und von jungtertiären Sedimenten erfülltes Becken die weite Ebene bzw. das Hügelland des Wiener Beckens, das wirtschaftlich durch die erdöl- und erdgasführenden Ablagerungen besonders bedeutsam ist.

Daraus geht hervor, daß in Niederösterreich praktisch sämtliche geologische Einheiten mit Ausnahme der Südalpen vertreten sind. Über den oberflächenmäßigen Anteil der einzelnen Einheiten gibt die folgende Tabelle 1 Aufschluß.

Demnach ist der Anteil der Böhmischen Masse, der Molassezone und der Tertiärbecken wesentlich größer, jener der Zentralzone jedoch bedeutend geringer als der gesamtösterreichische Durchschnitt.

Soweit die geologische Großgliederung von Niederösterreich. Die Begrenzung der einzelnen Zonen geht aus der geologischen Kartenskizze sowie aus dem Text der einzelnen Kapitel hervor (Abb. 1).

In Niederösterreich kommen jedoch noch die im Zuge der Aufschließung von Erdöl- und Erdgaslagerstätten durchgeführten Tiefbohrungen als Tiefenaufschlüsse hinzu, die zu neuen Erkenntnissen des geologischen Aufbaues geführt haben, wie sie kaum in einem anderen österreichischen Bundesland gewonnen werden konnten. Schließlich sind auch noch neue Ergebnisse in- und ausländischer Geologen in den außerhalb der Landesgrenzen anschließenden Gebieten zu berücksichtigen.

	Österreich [1])	N-Österreich [2]) und Wien
Böhmische Masse .	11	28,4
Molasse- und Waschbergzone	10	20,2
Inneralpine Tertiärbecken .	13	20,4
Flysch- und „Klippen"-Zonen	5	8,9
Kalkalpen und Grauwackenzone	23	17,1
Zentralzone	34	5,0
Südalpen (einschließlich Drauzug)	. 4	0,0
	100	100

[1]) Nach H. Küpper, 1965.
[2]) Nach F. Brix (in litt. vom 27. Jänner 1972).

Tabelle 1. Flächenmäßiger Anteil der geologischen Einheiten in Prozenten

Die geologische Großgliederung widerspiegelt somit den überaus wechselnden Aufbau unseres Bundeslandes, der zugleich das Ergebnis eines über Jahrmillionen dauernden Geschehens ist, an dessen Rekonstruktion Geologen und Paläontologen gleichermaßen beteiligt sind. Im Laufe dieser Geschichte kam es wiederholt zu Gebirgsbildungen mit Falten-, Schuppen- und Deckenbildung und damit zur Überschiebung ganzer Schichtpakete, zu Brüchen und Verwerfungen und damit zu Senkungen und Hebungen, sowie zu Meeresüberflutungen und zur Trockenlegung einst meeresbedeckter Gebiete. Diese Gebirgsbildung führten aber nicht nur zur Änderung der ursprünglichen Schichtfolge, sondern waren auch mit einem, je nach Grad der Beanspruchung und der Tiefenstufe verschieden hohen Grad der Metamorphose, also der Gesteinsumwandlung, verbunden. Derartige Metamorphosen konnten durch Überschiebungen, durch Absenkung ganzer Schichtkomplexe in größere Tiefe oder durch das meist in Zusammenhang mit Gebirgsbildungen stehende Aufdringen magmatischer Massen erfolgen.

Durch Fossilfunde ist nicht nur die zeitliche Aufeinanderfolge von Sedimentgesteinen festlegbar und deren Parallelisierung über weite Strecken hinweg, sondern auch die zeitliche Einordnung gebirgsbildender Ereignisse möglich. In jüngster Zeit geben außerdem absolute Daten auf Grund des Zerfalls radioaktiver Mineralien Hinweise auf das Gesteins- bzw. Mineralalter und damit auch auf den Zeitpunkt tektonischer Ereignisse. Für unseren Bereich ist neben präkambrischen und paläozoischen Gebirgsbildungen vor allem die nach den Alpen benannte alpidische Gebirgsbildung wesentlich, die mit ihren ersten wichtigen Phasen im jüngeren Erdmittelalter begonnen hatte und sich zur Tertiärzeit fortsetzte und dabei verschiedentlich auch ältere bereits konsolidierte Einheiten betraf.

Im Jahre 1903 ist durch den französischen Geologen P. TERMIER die sogenannte Deckenlehre auf die Ostalpen angewendet worden. Diese Deckenlehre besagt, daß es im Gebiet der Alpen zur großräumigen Überschiebung ganzer „Decken", also tektonisch transportierter, nunmehr wurzelloser Gesteinskomplexe gekommen ist. Einst stark umstritten, haben zahlreiche Tiefbohrungen und neuere Forschungsergebnisse durch den Nachweis von tektonischen Fenstern, von Schürflingen und von Deckschollen ebenso wie durch geophysikalische Daten die Deckenlehre in den Grundzügen bestätigt, so daß sie heute allgemein anerkannt wird. Differenzen bestehen vor allem hinsichtlich der Ursachen und der Weite des Deckentransportes. Wenn sich auch die ursprüngliche Vorstellung von einer riesigen Deckenfalte, wonach der liegende, verkehrte Schenkel das sogenannte Unterostalpin darstellen sollte, als unzutreffend erwiesen hat, da die Mehrzahl der Decken aus aufrecht transportierten Gesteinspaketen besteht, so ist doch TERMIER's genialer Wurf in den Kernpunkten (z. B. Tauernfenster, Deckennatur der Schieferhülle) bestätigt worden. Zu den prominentesten frühen Vertretern der Deckenlehre in Österreich zählen L. KÖLBL, H. MOHR, F. E. SUESS und V. UHLIG.

Die meist im Zuge der Erdölexploration niedergebrachten Tiefbohrungen lassen nicht nur konkrete Angaben über die Überschiebungsweiten zu, sondern haben auch tiefere tektonische Einheiten erschlossen, die durch die Kartierungsarbeiten allein nicht nachweisbar waren. Befunde, die für die Rekonstruktion der einstigen Erdoberfläche und für die Verteilung von Wasser und Land in den verschiedenen Erdperioden, also für die Paläogeographie, ebenso von entscheidender Bedeutung sind, wie etwa für die Frage nach der Herkunft des Erdöls.

Die Erkenntnis vom außerordentlich komplizierten tektonischen Bau der Alpen und Karpaten hat zur Abgrenzung verschiedener tektonischer Einheiten geführt, deren einstige Ablagerung in verschiedenen Sedimentationsräumen erfolgte und die dementsprechend eine meist etwas voneinander abweichende Fazies (= wörtlich „Gesicht", d. h. in unserem Fall Fossilinhalt und Sedimentationscharakter betreffend) zeigen. Daraus geht die Wichtigkeit der Unterscheidung von rein faziell und von tektonisch bedingten Verschiedenheiten von Absatzgesteinen hervor. Als in dieser Hinsicht besonders wertvolle Untersuchungsmethoden haben sich die Mikropaläontologie, die sich mit den meist mikroskopisch kleinen Mikrofossilien (einschließlich der Kleinst- oder Nannofossilien) befaßt, die Palynologie (Pollen- oder Sporenanalyse) und die Sedimentpetrographie sowohl mit der Schwermineralanalyse (spezifisches Gewicht der Schwermineralien liegt über 2,9; z. B. Granat, Rutil, Zirkon, Chromit) als auch in jüngster Zeit mit der Sedimentologie

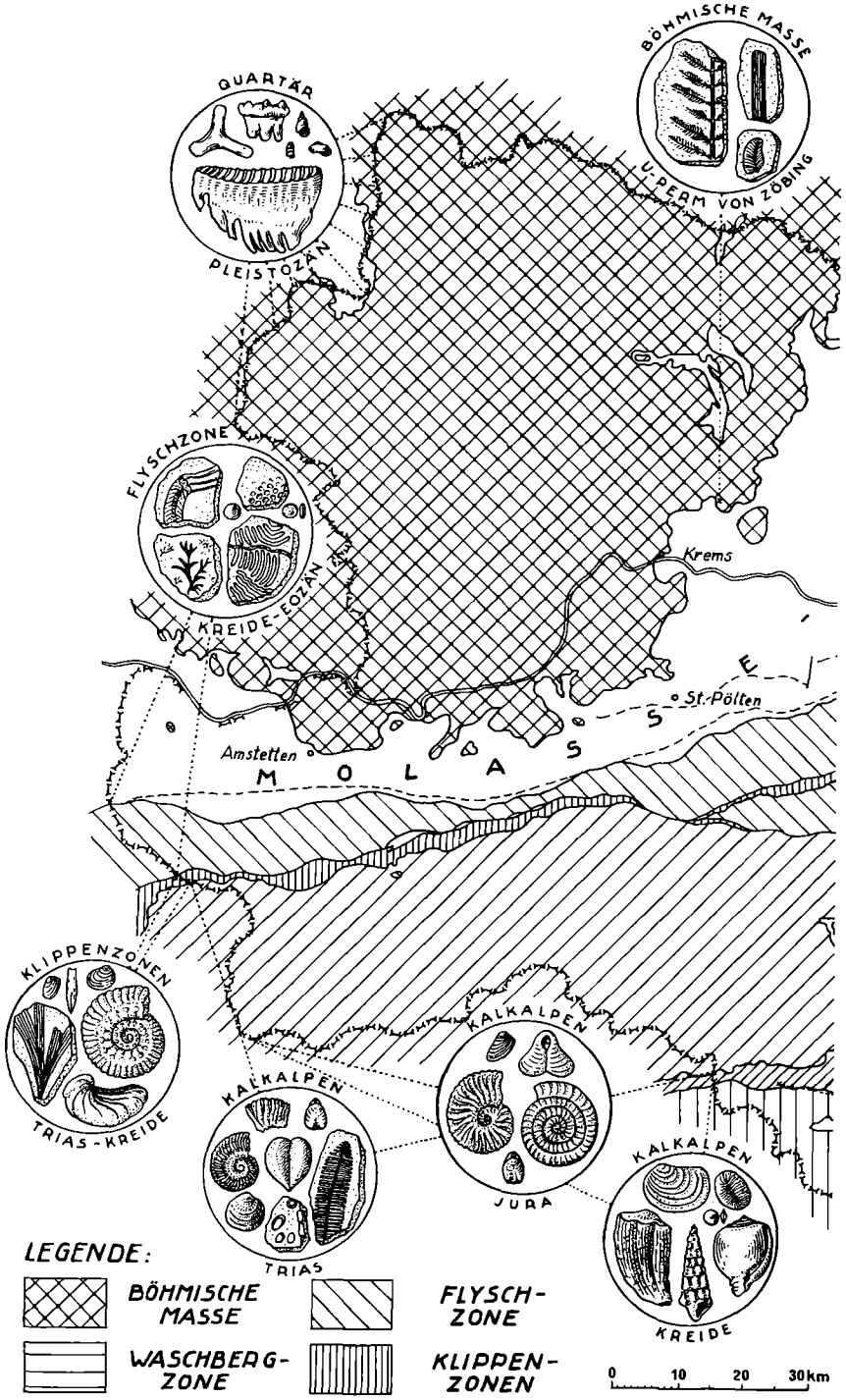
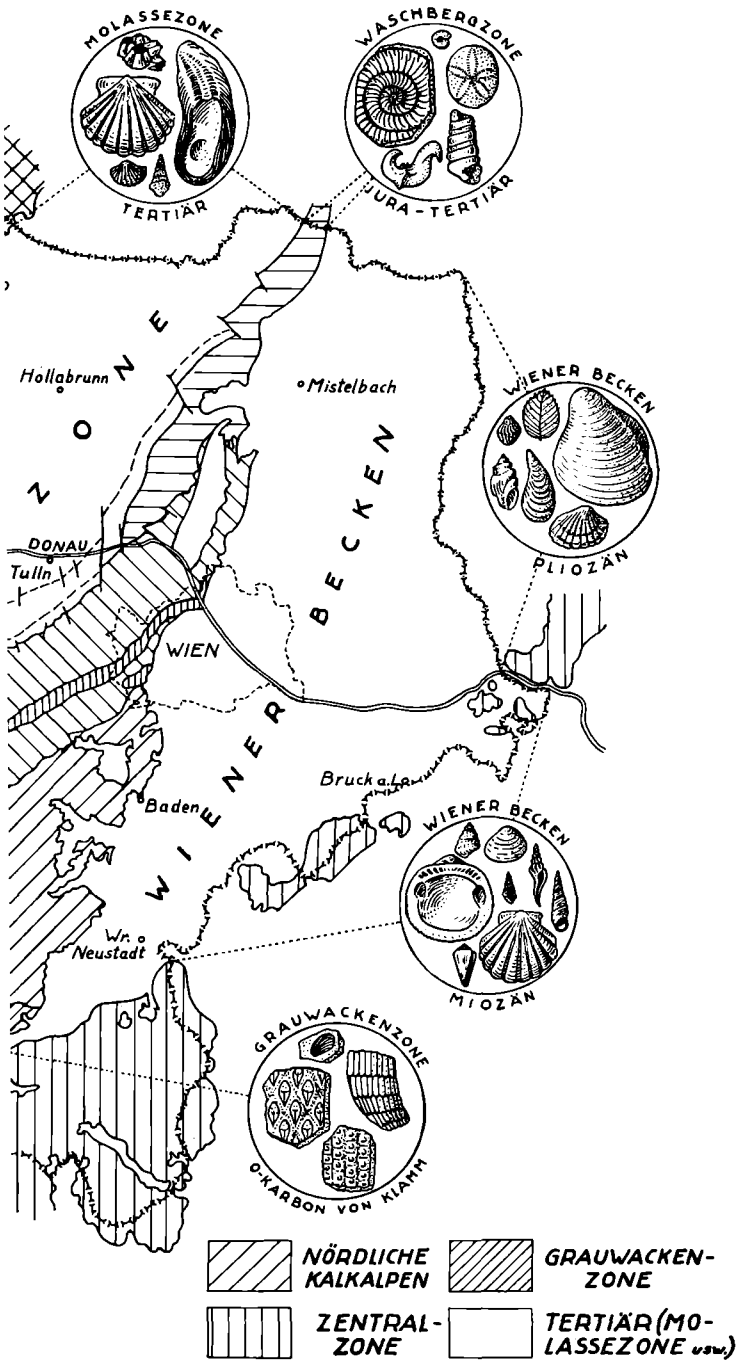


Abb. 1. Die geologischen Großeinheiten Niederösterreichs



und ihre Fossilführung. Nach E. THENIUS, 1962.

sowie nicht zuletzt sogar die Geochemie (mit Spurenelementen) erwiesen. Sie ermöglichen eine entsprechende Beurteilung der Mikrofazies, etwa ob Küstenablagerungen, Riff- oder Lagunensedimente bzw. Tiefseebildungen vorliegen, und sind damit nicht nur für den Paläontologen und Paläogeographen, sondern auch für den Geologen und damit für den Tektoniker unentbehrlich. Die Schwierigkeiten in der Beurteilung der tektonisch bzw. faziell bedingten Vielfalt der alpinen Sedimente und ihre Gleichsetzung mit solchen in den Westalpen oder Karpaten haben zu Meinungsverschiedenheiten unter den einzelnen Bearbeitern geführt, die zum Teil auch heute noch nicht überwunden sind.

Im kristallinen Bereich (Böhmische Masse, Zentralzone) sind es hingegen vornehmlich petrologische Analysen, die u. a. an Hand von Dünnschliffen eine Beurteilung der Herkunft und Entstehung metamorpher Gesteine ermöglichen, zu denen neuerdings absolute Altersbestimmungen kommen, die eine altersmäßige Einstufung von tektonischen Ereignissen und damit zumindest der jüngsten Metamorphose ermöglichen. Beide Methoden haben für die Geschichte der Böhmischen Masse und für kristalline Anteile der Zentralzone wertvolle Erkenntnisse erbracht.

Zu diesen selbst von den Fachleuten nicht einhellig beantworteten Fragen kommt für den Fernerstehenden, der sich an Hand der Fachliteratur orientieren will, noch eine weitere Schwierigkeit hinzu, nämlich die Terminologie, d. h. die Bezeichnung der verschiedenen geologischen Großeinheiten, deren Namen meist aus der historisch bedingten Entwicklung verständlich werden und die überdies — als Deutungen — von den einzelnen Bearbeitern keineswegs im gleichen Sinn verwendet werden. Die geographische Lage Niederösterreichs läßt es verständlich erscheinen, daß sich manche Namen auf die Westalpen (z. B. Helvetikum, Penninikum), andere hingegen auf die Karpaten (z. B. Pieniden) beziehen. Damit ist zugleich eine der möglichen Fehlerquellen hinsichtlich der Gleichsetzung tektonischer Einheiten aufgezeigt. Diesen Großeinheiten entsprechen einstige Ablagerungsbereiche oder Geosynklinalen, deren ursprüngliche Anordnung vom Norden nach Süden das Helvetikum, (Nord- und Süd-)Pennin, das Ostalpin und das Südalpin umfaßte, deren Lagebeziehungen jedoch seither durch tektonische Bewegungen wesentlich verändert wurden. Dazu kam im Zuge der alpinen Gebirgsbildung nördlich der Alpen die Molassezone hinzu. Das Helvetikum und das dieses tektonisch überlagernde Ultrahelvetikum sind nach der Schweiz (Helvetia) benannt. Sie bilden die äußere oder Externzone des Alpenkörpers. Das in der Schweiz zum Teil auf die Externzone überschobene Penninikum verdankt seinen Namen den penninischen oder Walliser Alpen der Schweiz und wird als Internzone bezeichnet. Südlich davon war das Ostalpin (Zentraliden) beheimatet, das heute weit über das Pennin (z. B. Tauernfenster) überschoben ist und das, wie der Name vermuten läßt, in den Ostalpen besonders gut entwickelt ist. Gegenüber dem weit überschobenen und damit als allochthon zu bezeichnenden Ostalpin werden die Südalpen (z. B. Südtiroler Dolomiten, Karnische Alpen, Karawanken) als autochthon, also ortsständig angesehen.

Entsprechend den tektonisch bedingten Veränderungen und auf Grund von faziellen Differenzen erfolgt die Parallelisierung der erwähnten Großeinheiten keineswegs einhellig, besonders wenn man berücksichtigt, daß einerseits von den Westalpen, anererseits von den Karpaten als Vergleichsbasis ausgegangen wird.

Aber auch die Beurteilung, wie weit fazielle Differenzen über große Entfernungen hinweg verschiedene Ablagerungsräume notwendig machen, sind hier von Bedeutung. Besonders diskutiert werden im Bereich von Niederösterreich die Stellung der Flyschzone mit den „Klippen"zonen ([Ultra-]Helvetikum oder Pennin), die Gliederung des Ostalpins (einerseits in Unter- und Oberostalpin, andererseits in ein Unter-, Mittel- und Oberostalpin) und die Frage nach der Zugehörigkeit der Wechselserie und Rechnitzer Serie (Pennin). Aber auch über die Zuordnung der Waschbergzone, die hier als eigene Einheit ausgeschieden ist, sowie über die tektonische Gliederung der Grauwackenzone besteht keine völlige Einhelligkeit.

Damit sind nur die wichtigsten Probleme aufgezeigt, die sich im Prinzip aus der durch die alpidischen Gebirgsbildungsphasen entstandenen gegenwärtigen Situation ergeben haben. Auf diese und weitere Probleme wird noch in den einzelnen Kapiteln zurückgekommen.

Tektonische Bewegungen haben zu verschiedenen Zeiten nicht nur zur Überschiebung der Nördlichen Kalkalpen über das Unterostalpin und das Penninikum hinweg und zur Aufschiebung auf den Flysch, der Flyschdecken auf das Helvetikum und beider auf die Molasse geführt, sondern auch zum teilweisen Einbruch des Alpen-Karpatenbogens und damit zur Entstehung des Inneralpinen Wiener Beckens und des Korneuburger Beckens.

Im folgenden werden die geologischen Einheiten nach ihrer gegenwärtigen Position besprochen. Daraus wird zugleich verständlich, warum den „Klippen"-zonen kein eigenes Kapitel gewidmet wurde. Es sei dabei von der Nordgrenze und damit vom außeralpinen Bereich, der durch das Grundgebirge der Böhmischen Masse repräsentiert wird, ausgegangen.

1. Das Kristallin der Böhmischen Masse

Definition: Die Böhmische Masse nimmt den nordwestlichen Teil von Niederösterreich ein und baut mit ihren kristallinen Gesteinen den Untergrund des Waldviertels auf. Dieses umfaßt nur einen Teil der Böhmischen Masse, die sich in nördlicher und westlicher Richtung weit in die Tschechoslowakei bzw. über Oberösterreich bis nach Bayern erstreckt. Unter Kristallin sind hier alle Gesteine verstanden, die mindestens die Grünschieferfazies der Epizone erreicht haben [1]).

Abgrenzung: Die Böhmische Masse erstreckt sich oberflächlich von der nördlichen bzw. westlichen Landesgrenze gegen Süden in Ausläufern (z. B. Amstettener Bergland, Dunkelsteiner Wald) bis über die Donau südwärts und im Osten bis an eine in annähernd SSW-NNE-Richtung verlaufende Linie, die sich von Krems über Langenlois, Maissau, Retz und Znaim weiter nach Nordosten verfolgen läßt. Im Süden und Osten fallen die Gesteine der Böhmischen Masse gegen die Molassezone zwar mehr oder weniger schroff ab, setzen sich jedoch in der Tiefe bis weit unter den Alpenkörper fort, wie etwa die Tiefbohrungen von

[1]) Nach dem Metamorphosegrad der Gesteine werden die Anchi- (Grauwackenfazies), Epi- (Grünschieferfazies), Meso- (Amphibolitfazies) und die Katazone (Granulit- bzw. Eklogitfazies) unterschieden (vgl. W. Fritsch).

Mauerbach in der Flyschzone und von Urmannsau in den Voralpen gezeigt haben. Reste tertiärer Sedimente der Molassezone sind auch gegenwärtig in Form von Buchten (z. B. Eggenburger und Horner „Bucht") auf dem kristallinen Untergrund erhalten geblieben. Stellenweise tritt das Kristallin inselartig im Molassebereich zutage (z. B. im Bereich der Strengberge SE St. Valentin).

Tiefbohrungen im Bereich der Molasse-, Waschberg- und Flyschzone sowie der Voralpen ermöglichen konkrete Angaben über die Tiefenposition und über die Zusammensetzung der Gesteine des Grundgebirges (s. Tabelle 2). Sie geben dadurch Hinweise auf die Ausdehnung der beiden Großeinheiten der Böhmischen Masse (s. u.).

Bohrung	Geologische Zone	Kristallin in Metern unter Oberfläche	Gesteine
Mailberg	nördliche Molassezone	538 m	Gneise, Phyllonite und Glimmerschiefer
Absdorf 1	nördliche Molassezone	223 m	
Wildendürnbach T 1	nördliche Molassezone	1750 m	Maissauer Granit
Raipoltenbach 1	südliche Molassezone	514 m	Granodiorit [1])
Moosbierbaum K 2	südliche Molassezone	226 m	
Chorherrn	südliche Molassezone	1771 m	Glimmerschiefer, Karbonatschiefer und Biotit-Plagioklasgneis
Staatz 3	Waschbergzone	3355 m	Maissauer Granit
Texing 1	Flyschzone	1730 m	Sillimanit-Cordierit-Gneise
Perschenegg 1	Flyschzone	1725 m	Granat-Biotit-Paragneis
Mauerbach 1a	Flyschzone	3457 m	Chloritschiefer Serpentin und Amphibolite
Urmannsau	Kalkalpen	3015 m	Biotitgneise

[1]) Nach G. Freilinger und H. Wieseneder chemisch und mineralogisch dem Granodiorit von Freistadt (Moldanubikum) nahezu völlig gleich, nach G. Frasl und P. Faupl hingegen moravisches Tiefengestein.

Tabelle 2. Kristallines Grundgebirge in Tiefbohrungen im Bereich der Molasse-, Waschberg- und Flyschzone sowie der Nördlichen Kalkalpen

Sie haben außerdem nicht nur die seit langem bekannte SE-NE verlaufende Mailberger Abbruchzone im nördlichen Molassebereich bestätigt, sondern noch weitere parallele Störungen südlich davon (z. B. Steinabrunner und Wollmannsberger Störung) nachgewiesen, an denen jeweils die östliche Scholle stark abgesenkt ist. Dadurch erreichen die Sedimente der Molassezone samt dem autochthonen

Mesozoikum im Liegenden (s. S. 30) eine Mächtigkeit von mehreren tausend Metern. Die Tiefbohrungen im Bereich der Molassezone und in der Flyschzone lassen außerdem ein starkes Relief des kristallinen Untergrundes (z. B. Moosbierbaumer Kristallinsporn, Traisenmulde = Senke von Kapelln) erkennen, das durch junge Brüche zerstückelt wurde (z. B. Moosbierbaumer Brüche).

Morphologie: Die Böhmische Masse zeigt gegenwärtig nur Mittelgebirgscharakter, dessen höchste Erhebungen auf österreichischem Boden nicht über 1400 m betragen. Es ist der Rest eines alten, vornehmlich variszischen Hochgebirges (benannt nach einem alten Volksstamm im Fichtelgebirge, das auch durch diesen jungpaläozoischen Gebirgsbildungszyklus aufgefaltet wurde), das bereits am Ende des Paläozoikums zu einem flachen Rumpfgebirge umgeformt war und von dem weitere Reste als Horste im Französischen Zentralplateau, Schwarzwald und Vogesen, im Harz, Fichtelgebirge und im Thüringer Wald erhalten geblieben sind. Die Böhmische Masse entspricht, wie schon angedeutet, dem außeralpinen Grundgebirge Österreichs.

Im Waldviertel bildet die Bömische Masse eine Rumpffläche mit seichten, oft moorigen Mulden und mit durchschnittlichen Gipfelhöhen zwischen 600 und 900 m. Nur vereinzelt erreichen die Gipfel über 1000 m Höhe (z. B. Großer Peilstein). Oberflächlich ist das Gestein oft vergrust oder zersetzt und stellenweise tiefgründig zu Kaolin bzw. Ton umgewandelt. Der Kaolin ist ein typisches Verwitterungsprodukt, das am Ort aus feldspatreichen Gesteinen (z. B. Bittescher Gneis, Gföhler Gneis, Granulite) unter wohl subtropischen Klimabedingungen und bei (?) Moorbedeckung entstanden ist, wie sie zur älteren Tertiärzeit existierten. Nicht minder kennzeichnend ist die Verwitterungsform des Granits, die zu den vor allem auf der Hochfläche des westlichen Waldviertels allenthalben vorkommenden, riesigen gerundeten Blöcken (z. B. Blockheide von Gmünd-Eibenstein) geführt hat, für die sich die Bezeichnung Wollsackverwitterung eingebürgert hat. Fälschlich werden solche Granitblöcke als Findlinge bezeichnet. Es sind Restlinge, d. h. Verwitterungsblöcke. Manche dieser Blöcke, besonders sogenannte „Wackelsteine", stehen unter Naturschutz. Gneiskörper bilden oft Härtlingsrücken. Die Entwässerung erfolgt hauptsächlich durch die Krems, den Kamp und die Thaya samt ihren Nebenflüssen, die alle zum Einzugsgebiet der Donau gehören. Nur der nordwestlichste Teil entwässert nicht zur Donau, sondern zur Elbe. Die Flüsse fließen vielfach in richtigen Mäandern.

Gesteine: Das einförmige Oberflächenbild der Böhmischen Masse entspricht keineswegs dem komplizierten inneren Aufbau, über dessen Entstehung auch gegenwärtig noch diskutiert wird. Grundsätzlich ist dabei die Vorstellung über die Entstehung von Granitoiden, also granitischen Gesteinen (Granite, Granodiorite u. dgl.), wie dies aus der keineswegs einheitlichen Bezeichnung des Rastenberger Granodiorites als Rastenberger „Granit", „Granodiorit", „Mischgestein", „porphyrartiger Granit", „grobporphyrischer Amphibolgranitit" oder „porphyritischer Syenit" hervorgeht, und von kristallinen Schiefern (z. B. Granulite) ebenso wesentlich, wie etwa die Frage nach dem Gliederungsprinzip der Gesteinsfolgen: Gliederung nach Gebirgsbildungen, nach stratigraphischen Gesichtspunkten, nach absoluten Altersdaten oder nach dem Metamorphosegrad. Wie Ch. Exner gezeigt

hat, ist der Granitstock des Rastenberger Granodiorites durch die Granitisation eines noch teilweise in Schollen enthaltenen Diorites entstanden.

Da Fossilfunde fehlen, müssen andere Kriterien herangezogen werden, wobei etwa die absolute Altersdatierung an Hand des Zerfalls radioaktiver Elemente in Gesteinen bzw. Mineralien mit der Kalium/Argon- und der Rubidium/Strontium-Methode auch bei Ausschaltung von Fehlerquellen (z. B. einzelne Minerale temperaturanfälliger als andere, aus denen Argon erst bei höheren Temperaturen entweicht) nur bedingt anwendbar ist. Durch nachträgliche Temperaturerhöhung über die sogenannte kritische Temperatur, wie sie bei Metamorphosen durch Versenkung in tiefere Erdkrustenteile, durch Gebirgsbildungen oder bei Intrusionen magmatischer Gesteine eintritt, wird mitunter nicht das ursprüngliche Erstarrungs- oder Bildungsalter des Gesteins erfaßt, sondern nur das jüngste Ereignis. Mit anderen Worten geben die Kalium/Argon- und auch die Rubidium/Strontium-Methode oft nur das Mineral- oder „Abkühlungs"alter, nicht aber das (Gesamt-) Gesteins- oder Bildungsalter an. So haben die absoluten Altersdatierungen verschiedener Granite nach der Kalium/Argon- und der Rubidium/Strontium-Methode nach O. Thiele im Mühlviertel ergeben, daß damit meist nur das letzte Abkühlungsalter erfaßt wurde. Hingegen gibt die an Hand von Zirkonen angewendete Uranium/Blei-Methode eher das wahre Gesteinsalter wieder.

Auch der Grad der Metamorphose läßt sich nur bedingt heranziehen, da dieser nachträglich durch rückschreitende Metamorphose (sogenannte Diaphthorese) wieder verringert sein kann. Die Zuordnung der Gesteine zu bestimmten Gebirgsbildungszyklen ist gleichfalls nicht einfach und erfolgt nicht einheitlich.

Die Gesteine der Böhmischen Masse sind einerseits Erstarrungsgesteine, und zwar hauptsächlich Tiefengesteine, die einst innerhalb der Erdkruste als Plutone oder Batholithen bzw. als Ganggesteine erstarrten und erst durch die seitherige Abtragung des Gebirges an die Oberfläche gelangten (z. B. aus sauren Magmen: Granit; aus basischen Magmen: Diorit und Gabbro), andererseits kristalline Schiefer (Metamorphite), die meist mannigfach verfaltet sind und deren stark wechselnde Zusammensetzung aus der Vielfalt des Ausgangsmaterials verständlich wird. Es sind sowohl Abkömmlinge von Absatzgesteinen (sogenannte Paragesteine), als auch umgewandelte Erstarrungsgesteine (Orthogesteine). Sie erhielten durch Druck und Temperatureinflüsse bei gleichzeitigem Stoffaustausch ein anderes Gefüge und einen anderen Mineralbestand. Tone wurden zu Phylliten, Glimmerschiefern und Paragneisen, verunreinigte Sandsteine,saure Eruptivgesteine bzw. Arkosen und Grauwacken mit Tonlagen zu Granuliten, Kalke zu Marmoren, Sandsteine zu Quarziten und einstige kohlenstoffreiche Absatzgesteine zu Graphiten und Graphitschiefern. Auch Mischgesteine (Migmatite) zwischen Tiefengesteinen und kristallinen Schiefern treten auf.

Die wichtigsten Gesteine der Böhmischen Masse auf niederösterreichischem Boden sind: Weinsberger (= Kristallgranit), Mauthausener und Eisgarner (= Gmünder) Granit, Rastenberger Granodiorit, Spitzer, Dobra und Gföhler Gneis, Hornblendegesteine, Granulite, Paragneise und Glimmerschiefer, Marmore, Kalksilikatgesteine, Serpentine, Diorite und Amphibolite des moldanubischen Anteils (s. u.), Maissauer (= Eggenburger bzw. Thaya-) Granit und Bittescher

Gneis nebst Schiefergesteinen (Phyllite, Marmore und Weitersfelder Stengelgneis) des moravischen Anteils (s. u.) der Böhmischen Masse (Abb. 2).

Diese Gesteine können besonders in den an zum Teil großen Steinbrüchen reichen Durchbruchsstrecken der Donau (Strudengau, Wachau) beobachtet werden. Aber auch sonst bilden Steinbrüche oft große künstliche Aufschlüsse (z. B. Maissauer Granit im Gänsgraben bei Limberg, Weinsberger bzw. Eisgarner Granit in alten Steinbrüchen an der Straße von Heidenreichstein, Mauthausener Granit-Bruch bei Niederschrems, Rastenberger „Granit"-Bruch bei der Haltestelle Echsenbach, Dioritbrüche nördlich Gebharts, Amphibolite in großen Aufschlüssen gegenüber Bahnhof Dobersberg/Thaya, Krumauer Marmor an der Straße Horn-Göpfritz N Abzweigung Dietmannsdorf).

Gliederung: Diese kristallinen Gesteine der Böhmischen Masse wurden in den verangenen Jahrzehnten von zahlreichen Petrographen und Geologen, von denen nur die bekanntesten, wie F. Becke, A. Himmelbauer, A. Köhler, L. Kölbl, A. Marchet, F. E. Suess und L. Waldmann genannt seien, gründlich untersucht. In neuerer Zeit haben sich besonders Ch. Exner, G. Frasl, G. Fuchs, G. Kurat, W. Richter, H. Scharbert und O. Thiele, zum Teil in Zusammenhang mit der seit 1965 durch die Geologische Bundesanstalt durchgeführten regionalen Kartierung, mit den Gesteinen des Waldviertels befaßt. Sie wurden durch F. E. Suess in eine östliche Einheit aus schwächer (epi- bis mesozonal) metamorphen Gesteinen, das nach dem Hauptverbreitungsgebiet in Mähren benannte Moravikum, und einen westlichen, stärker (meso- bis katazonal) metamorphen Anteil, das vom Moldau-Donaugebiet abgeleitete Moldanubikum, gegliedert, doch sind in jüngster Zeit verschiedentlich Argumente (Gemeinsamkeiten in stofflicher Hinsicht, Übereinstimmung im Metamorphosegrad im „Grenzbereich") gegen diese strikte Trennung besonders von ČSSR-Geologen und G. Frasl vorgebracht und daher auch verschiedentlich die Begriffe Moldanubikum und Moravikum vermieden worden. Die von F. E. Suess als Überschiebungslinie gedeutete und daher von ihm als moldanubische Überschiebung benannte Grenze wird deshalb von den ČSSR-Geologen neutral als moravische Linie bezeichnet. Sie verläuft annähernd s-förmig von Norden nach Süden. Von Vranov (= Frain) in Südmähren nahe der österreichischen Grenze im Norden läßt sie sich über Geras bis nach Messern in NE-SW-Richtung verfolgen, dort biegt sie in nahezu westöstlicher Richtung gegen Horn und Stockern ab, um dann fast nordsüdwärts bis gegen Schönberg am Kamp im Süden zu verlaufen. Im Gelände wirkt sich diese Grenze als tektonische Überschiebungslinie nur wenig aus, da hier Glimmerschiefer und Bittescher Gneis aufeinandertreffen, während die im Gelände hervortretenden, da viel widerstandsfähigeren Granite weiter westlich bzw. östlich davon anstehen. Die wesentlichsten Unterschiede zwischen Moldanubikum und Moravikum sind — abgesehen vom abweichenden Metamorphosegrad der Gesteine — durch deren Zusammensetzung und Geschichte gegeben. Sie lassen zugleich erkennen, daß das Kristallin der Böhmischen Masse vom alpinen Kristallin verschieden ist. So fehlen letzterem die für das Moldanubikum charakteristischen Gesteine wie Gföhler Gneis und Granulite. Allerdings ist auch hier zu berücksichtigen, daß

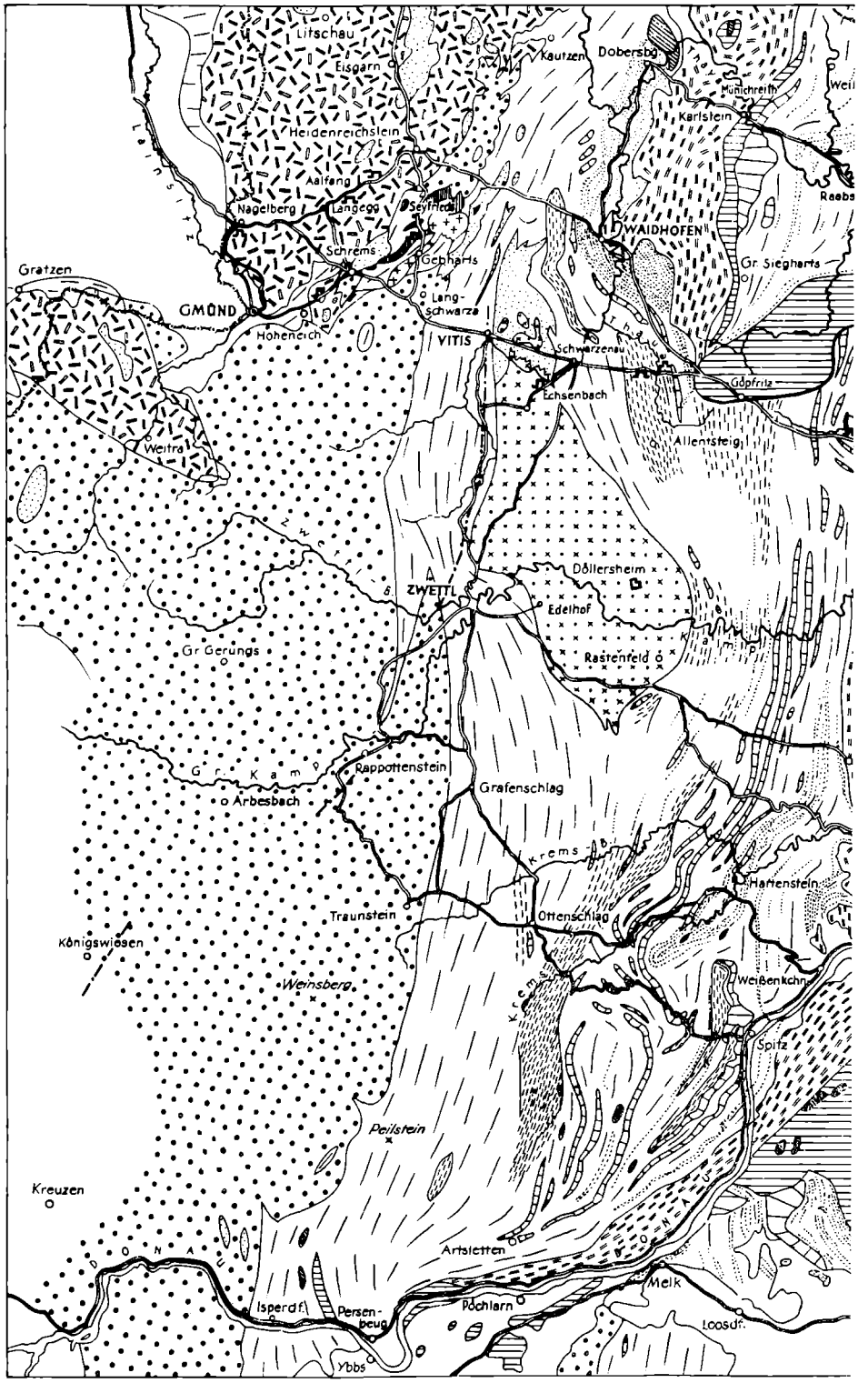
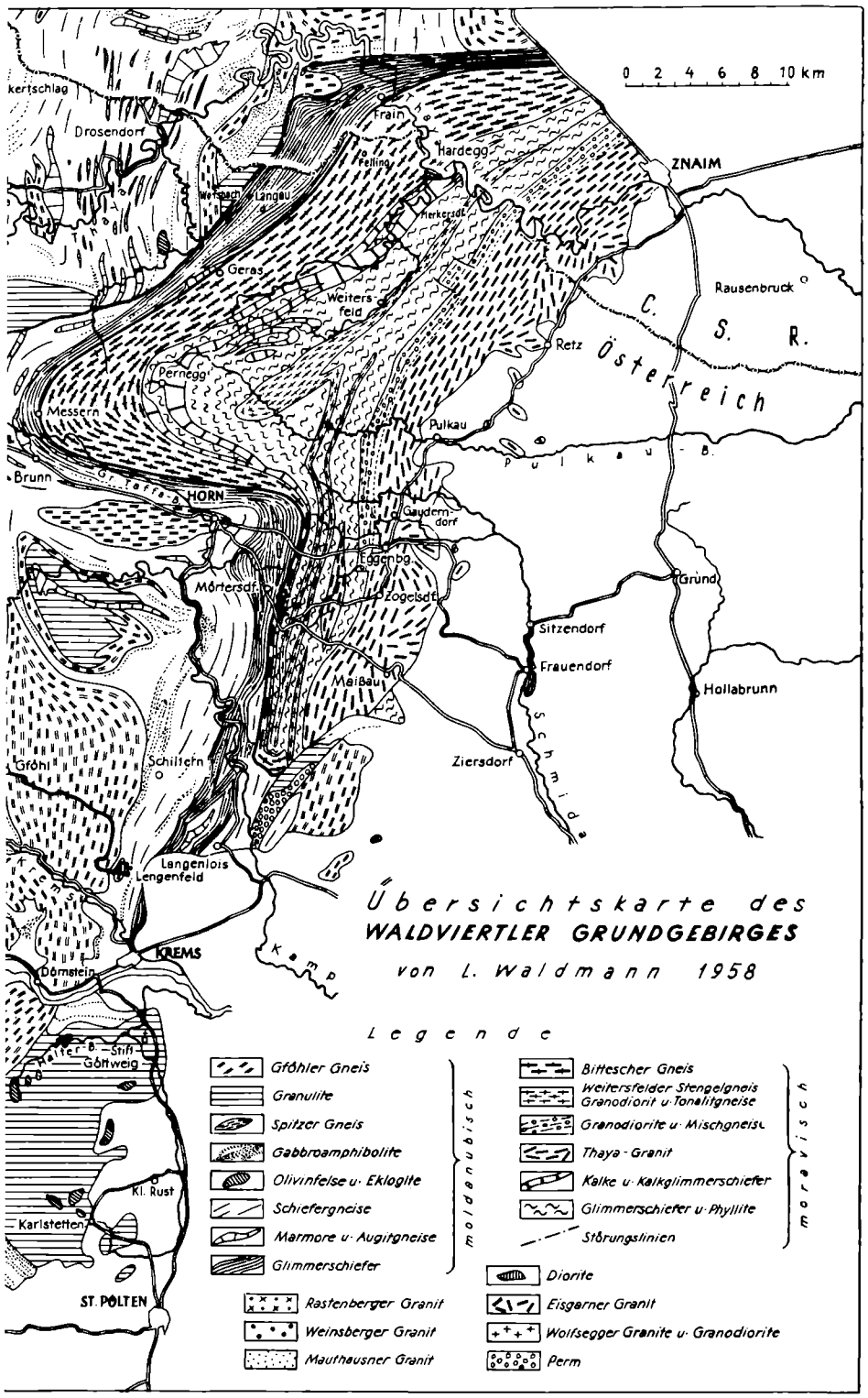


Abb. 2. Das Kristallin der Böhmischen Masse.



Geologische Übersichtskarte nach L. WALDMANN, 1958.

ältere Kristallinanteile im Bereich der Zentralalpen im Zuge der alpidischen Gebirgsbildung eine nachträgliche Umbildung erfahren haben bzw. nach H. GROHMANN auf Grund geochemischer Analysen innerhalb der Granitoide keine Gliederung in „Provinzen" möglich ist.

Das Moldanubikum wird auf niederösterreichischem Boden aus einem im wesentlichen aus Graniten (Weinsberger Granit im südlichen, Eisgarner Granit im nördlichen Teil) bestehenden westlichen Abschnitt gebildet, der das größte zusammenhängende Granitmassiv Mitteleuropas darstellt, während der östliche Teil wesentlich komplizierter gebaut ist und vorwiegend aus kristallinen Schiefern zusammengesetzt ist, die aus Erstarrungs- und Sedimentgesteinen hervorgegangen sind. Abgesehen von dem vom Loschberg (im Süden) über Rastenfeld-Döllersheim und Echsenbach bis weit über Vitis im Norden reichenden Granitstock aus Rastenberger Granodiorit und Mauthausener Granit (im Norden) und den auch im Gelände als Härtlinge hervortretenden, im allgemeinen N-S streichenden, vom Kremstal über Dobra bis nach Waidhofen/Thaya bzw. von der Wachau über Dürnstein und Gföhl bis gegen Horn zu verfolgenden Gneiszügen (einerseits Spitzer- bzw. Dobra-Gneis, der nach G. FUCHS und G. FRASL dem Bittescher Gneis des Moravikums entsprechen soll, andererseits Gföhler Gneis), sind vorwiegend Glimmerschiefer und Cordieritgneise, „Schiefergneise", Marmorzüge, Graphitschiefer, Amphibolite, Serpentin, Olivinfels und Eklogite am Aufbau des Moldanubikums beteiligt. Dazu kommen die gleichfalls im Gelände hervortretenden Granulitmassive von Pöchlarn-Wieselburg, des Dunkelsteinerwaldes, von St. Leonhard und von Blumau-Göpfritz. Im Grenzbereich zum Moravikum tritt die stark durchbewegte Glimmerschieferzone auf, deren Entstehung (stratigraphische Einheit oder tektonisch bedingt) und Zuordnung diskutiert wird. F. E. SUESS, L. WALDMANN, G. FUCHS u. a. deuteten sie als Teil des Moldanubikums, der durch die Überschiebung des Moldanubikums über das Moravikum seine Prägung erfahren hat, während A. DUDEK sie dem Moravikum zurechnet und zusammen mit den sogenannten „äußeren Phylliten" (die im Waldviertel fehlen) als Umwandlungsprodukte einer proterozoischen Gesteinsserie ansieht.

Aber auch weitere, oft grundsätzliche Fragen und Probleme, wie etwa das Alter der kristallinen Schiefer und ihre Metamorphose, die Altersabfolge bzw. magmatische Differentiation der Granite, wie sie erst kürzlich H. KLOB für den Freistädter Granodiorit gezeigt hat, die Beziehungen zwischen den Spitzer- und Dobra-Gneisen oder die Entstehung der Granulite sind erst zum Teil gelöst und werden vielfach nicht einhellig beantwortet. Ähnliches gilt auch für Art und Auswirkung der Tektonik und den Zeitpunkt tektonischer Bewegungen.

Sämtliche kristallinen Schiefer zeigen Spuren tektonischer Umformung, die jedoch in weiten Gebieten infolge der Umkristallisation durch das Aufdringen von Tiefengesteinen verwischt wurden. Im Zusammenhang damit entstanden auch Mischgesteine. Als Tiefengesteine (Plutonite) treten Gabbros, Diorite und Granite auf, wie etwa der Rastenberger Granodiorit, der Weinsberger, der Mauthausener und der Eisgarner Granit, von denen letztere einer Abfolge von älteren zu jüngeren entsprechen. So wird der Weinsberger (Biotit-)Granit als ältester diskordant von jüngeren Zweiglimmergraniten (Mauthausener bzw. Eisgarner Granit) durchschlagen. Dies wird durch absolute Altersdatierungen, soweit

sie das durch E. JÄGER, M. GRÜNENFELDER, N. GRÖGLER und E. SCHROLL mit der Uran/Blei-Methode ermittelte Gesamtalter betreffen, für den Weinsberger (mit 405 ± 15, 407 ± 20 und 382 ± 40 Millionen Jahre als Devon) und den Mauthausener Granit (mit 246 ± 25, 253 ± 30 und 312 ± 60 Millionen Jahren als Karbon) sowie nach H. WIESENEDER für den Eisgarner Granit als Ober-Karbon (Westfal; vergleiche auch W. HARRE, H. KREUZER, H. LENZ und P. MÜLLER) bestätigt. Demgegenüber zeigen die nach der Kalium/Argon- und der Rubidium/Strontium-Methode gewonnenen Daten weniger Unterschiede. Dies hängt, wie O. THIELE betont, damit zusammen, daß mit den letztgenannten nur das Abkühlungsalter, und damit das jüngste Ereignis erfaßt werden kann, also die thermische Beeinflussung älterer Gesteine durch jüngere Intrusiva, das beim Aufdringen zur Aufheizung auch älterer Gesteine führte. Mit diesen absoluten Werten ist zugleich bestätigt, daß die Tiefengesteine des Moldanubikums erst mit der variszischen Gebirgsbildung, und zwar synorogen, also gleichzeitig bzw. spät- oder postorogen aufgedrungen sind. Sie stehen also nicht mit bereits früher erfolgten, altpaläozoischen (kaledonischen) oder gar präkambrischen Orogenesen, in Zusammenhang.

Die kristallinen Schiefer lassen trotz mancher lokaler Abweichung ein regionales SW-NE-Streichen erkennen und überdies auch eine Abfolge von Westen nach Osten, die aus der sogenannten monotonen Serie, bunten Serie, Gföhler Gneis, Gneis-Amphibolitkomplex und Granulit besteht. Diese Anordnung entspricht nach G. FUCHS den ursprünglichen Zonen. Abweichungen von dieser Abfolge, wie etwa im Thayagebiet, werden von ihm als Anzeichen eines tektonisch bedingten Deckenbaues angesehen (s. u.). Kristalline Schiefer magmatischer Herkunft, also Orthogesteine, sind: Spitzer- bzw. Bittescher Gneis, (Gabbro-)Amphibolite, Olivinfelse, Eklogite und Serpentine, solche sedimentärer Herkunft: Schiefergneise (z. T. Granat, Cordierit und Sillimanit führend), Granat-Amphibolite, Augitgneise, Kalkmarmore und Dolomite, Spitzer-(Augit-)Marmore, Quarzite und Graphitschiefer. Für letztere ist nach geochemischen Analysen durch J. JANDA und E. SCHROLL die organogene Entstehung gesichert. Es sind vermutlich präkambrische Sapropelite gewesen.

Absolute Altersbestimmungen liegen nicht vor, doch ergeben sich aus der oberwähnten Abfolge und dem Verhältnis zu den datierten Tiefengesteinen gewisse Hinweise in dieser Hinsicht. Allerdings können die ursprünglichen Lagebeziehungen tektonisch gestört sein. So wird die Bildung der Granulite, die nach H. SCHARBERT nicht aus sauren Eruptivgesteinen, wie gewöhnlich angenommen wird, sondern aus Sedimenten (Grauwacken und Arkosen mit Tonzwischenlagen) hervorgegangen sein sollen und die über Gföhler Gneis liegen, von diesem als ältestes nachgewiesenes Geschehen aufgefaßt. Die mineralfazielle Angleichung an die Nebengesteine ist erst später entstanden. Bemerkenswert ist in diesem Zusammenhang das mit den Granuliten verknüpfte Vorkommen von Eklogiten, deren Bildungsbedingungen noch über jener der Granulitfazies liegen (siehe F. KAPPEL).

Der als M o r a v i k u m bezeichnete Gesteinskomplex weicht vom Moldanubikum nicht nur durch Zusammensetzung und Herkunft der Gesteine, sondern auch durch den geringeren Metamorphosegrad der kristallinen Schiefer ab, auch

wenn vereinzelt eine petrographische Übereinstimmung mit moldanubischen Gesteinen (z. B. Spitzer Gneis = Bittescher Gneis nach G. FUCHS und G. FRASL) angegeben wird. Das Moravikum zeigt einen Aufbau, der mit dem einer Zwiebel verglichen wurde, indem ein Kern von mehreren Hüllen umgeben ist, die von innen nach außen eine zunehmende stärkere Durchbewegung erkennen lassen. Den Kern bildet ein Intrusivkörper, die Thaya-Masse (Thaya-Kuppel = Thaya-Fenster), die aus Graniten (Maissauer = Retzer = Eggenburger Granit), Granodioriten, Mischgneisen, Tonaliten und verschiedenen Ganggesteinen, die in ein altes Dach eingedrungen sind, besteht. Der aus Tiefengesteinen zusammengesetzte Kern bildet den ältesten Teil des Moravikums, dessen Alter in Analogie zur Brünner Masse, die von devonischen Sedimenten transgressiv bedeckt wird, als vor-devonisch angenommen wird, was insofern durch absolute Altersdatierung des Brünner Granites bestätigt wird, als dieser nach A. DUDEK und V. ŠMEJKAL mit einem Biotit- und Hornblende-K/Ar-Alter von rund 560 Millionen Jahren assyntisch (einer algonkisch bis tief kambrischen Orogenese zugehörig) wäre.

Nach ihrer stofflichen Zusammensetzung gehören die Granite des Thaya-Batholithen einem anderen Magmenherd an als jene des Moldanubikums und erweisen sich übrigens auch nach der Konzentration bestimmter Spurenelemente in der Altersfolge gegenüber den älteren Graniten des Moldanubikums (Weinsberger Granit) als älter (vergleiche H. GROHMANN und E. SCHROLL). Entsprechend seiner Entstehung kann dieser Thaya-Batholith als mehr oder weniger autochthoner Kern des Moravikums angesehen werden. Der Granit selbst ist stark gequetscht und tektonisch beansprucht (Kornzertrümmerung und Chloritbeläge in Klüften).

Von der Thaya-Masse tritt jedoch nur die westliche Hälfte zutage, die östliche Flanke ist von jungtertiären Sedimenten der Molassezone bedeckt bzw. an Brüchen abgesunken, wo seine Fortsetzung im Osten durch Tiefbohrungen nachgewiesen ist (siehe Tab. 2 auf S. 16).

Über dem Thaya-Kern folgt die Pleissinger Einheit (= Pleissinger Bewegungsmasse WALDMANN's), die durch G. FRASL als „Pleissinger Decke" bezeichnet wird. Sie besteht im Kern hauptsächlich aus stark verschieferten Orthogneisen, dem Weitersfelder Stengelgneis (= Pleissingergneis), und einer Hülle aus Glimmerschiefern, Phylliten und Glimmermarmoren (= „moravischer Kalk"). Diese metamorphen Kalke werden seit F. E. SUESS auf Grund ihrer ähnlichen tektonischen Position mit fossilführenden devonischen Kalken des Svratka (= Schwarzawa-)Fensters in Mähren verglichen. Die Faltung und Verschuppung wird mit der demnach als variszisch anzunehmenden Überschiebung über die Thaya-Masse in Zusammenhang gebracht. Der Pleissingergneis gilt als vorwiegend vulkanogener Herkunft und wird auch von den ČSSR-Geologen als Metavulkanit eingestuft.

Über der Pleissinger Einheit folgt die Bittescher Gneis-Einheit (Bittescher Decke bei A. TOLLMANN), die im wesentlichen aus dem namengebenden Gneis, einem Orthogneis mit teilweiser Augenstruktur (Kalifeldspatporphyroklasten) besteht, der nach G. FRASL gleichfalls vulkanischen Ursprungs ist und das Umwandlungsprodukt einer einstigen Porphyrplatte darstellt, die das Ergebnis eines großen Flächenergusses bildete. Nach den Untersuchungen von V. HÖCK sind allerdings sowohl zwischen den Paragesteinen der Pleissinger Einheit (Fug-

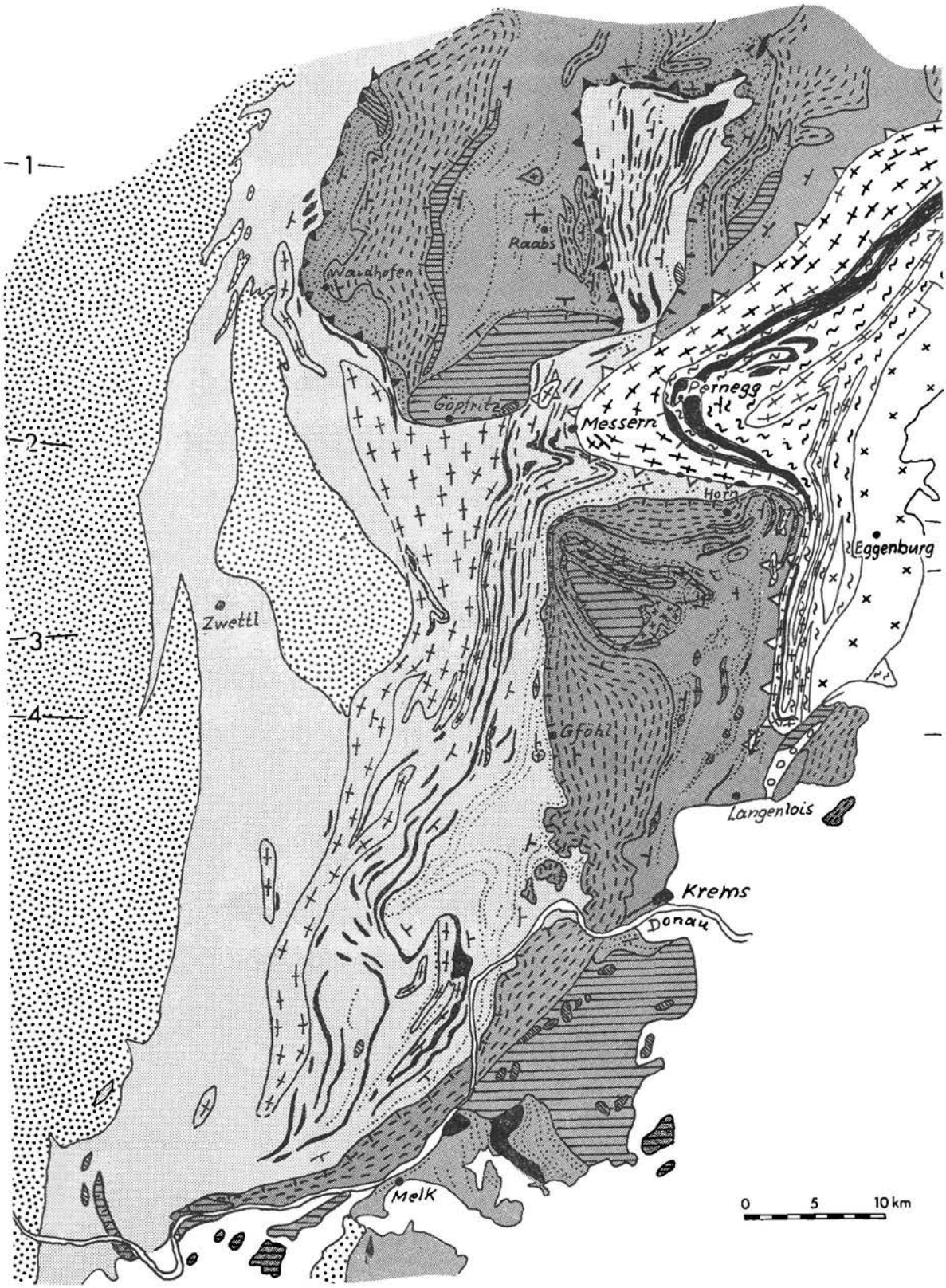
nitzer Kalksilikatschiefer und „moravischer Marmor") und dem Bittescher Gneis Übergänge vorhanden, als auch gegenüber dem Glimmerschiefer. Auch das (Quarz-)Gefüge der Glimmerschiefer stimmt nach D. NEMEC nicht mit jenem des Moldanubikums überein, sondern entspricht dem Moravikum. Alle diese Feststellungen sind für die tektonischen Schlußfolgerungen wesentlich.

Für das Moravikum ist jedenfalls nach G. FRASL der von Osten gegen Westen, also vom Kern nach außen, zunehmende Metamorphosegrad kennzeichnend, der stellenweise von der für die moldanubischen kristallinen Schiefer charakteristischen Intensität nicht mehr unterschieden werden kann.

Nach diesem Überblick über die Gesteine wollen wir uns der Tektonik zuwenden. Allerdings muß — und dies gilt auch für die entsprechenden Abschnitte in den folgenden Kapiteln — betont werden, daß es sich hier im wesentlichen um Deutungen handelt, was auch die oft stark voneinaner abweichenden Meinungen verständlich erscheinen läßt (Abb. 3 und 4).

Tektonik und Metamorphose: Die Gesteine des Moravikums fallen regional nach Westen unter jene des Moldanubikums ein. Der analoge Aufbau der Thaya-Kuppel und das sogenannte Svratka-(Schwarzawa-)Fenster, in dem die Brünner Masse (als Äquivalent der Thaya-Masse) westlich von Brünn unter moldanubischen Gesteinen auftaucht sowie die einst als Deckscholle des Moldanubikums gedeuteten Glimmerschiefer von Frauendorf an der Schmieda N Ziersdorf waren ausschlaggebend für das SUESS'sche Konzept, wonach das Moravikum während der variszischen Orogenese vom Westen her vom Moldanubikum überschoben wurde. Die mit der variszischen Deckenüberschiebung im Moravikum in Zusammenhang stehende Metamorphose stellte F. E. SUESS als „Wandertektonik" der höheren, von der Intrusion der Granite beeinflußten „Intrusionstektonik" im Moldanubikum gegenüber. Wie bereits oben erwähnt, stehen neuere Untersuchungsergebnisse nicht ganz mit diesen Vorstellungen in Einklang. So bildete das Moldanubikum nach M. MAŠKA und V. ZOUBEK im Variszikum bereits einen alten, völlig konsolidierten Block, ferner sei eine scharfe Abgrenzung von Moldanubikum und Moravikum nicht möglich (siehe G. FRASL) bzw. sind auch die angeblichen moldanubischen Deckschollen nach A. DUDEK aus moravischen Gesteinen aufgebaut. Trotz dieser und anderer Widersprüche sei versucht, einen Überblick über die derzeitigen Vorstellungen zur Tektonik und Metamorphose des Kristallins der Böhmischen Masse zu geben.

Das Moldanubikum ist dem Moravikum während der variszischen Orogenese vom Westen her aufgeschoben worden, wobei nicht nur die Glimmerschieferzone als tektonischer Basalhorizont entstanden (zuletzt von G. FUCHS vertreten) und das Moldanubikum diskordant abgeschnitten, sondern auch dessen Basalteil verfaltet sein soll. Demgegenüber ist der neuerdings von G. FUCHS angenommene interne Deckenbau des Moldanubikums die Folge eines älteren, westvergenten Schubes. Im Thayagebiet treten nämlich die Gesteine der hochmetamorphen Gföhler Einheit (Gföhler Gneis, Granulit, Migmatite und Orthogneise) als Schubmasse im Hangenden der Drosendorfer Einheit (Dobra-Gneiskomplex und nichtmigmatitische Bunte Serie) auf. Die Gföhler Einheit ist zweifellos in sich tektonisch differenziert, wie etwa die hohe Position der Granulite, die nach ihrem Metamorphosegrad (Katazone) wohl in einem etwas tieferen Stock-


1
2
3
4
Raabs
Waidhofen
Göpfritz
Pernegg
Messern
Horn
Eggenburg
Zwettl
Gföhl
Langenlois
Krems
Donau
Melk
0
5
10 km

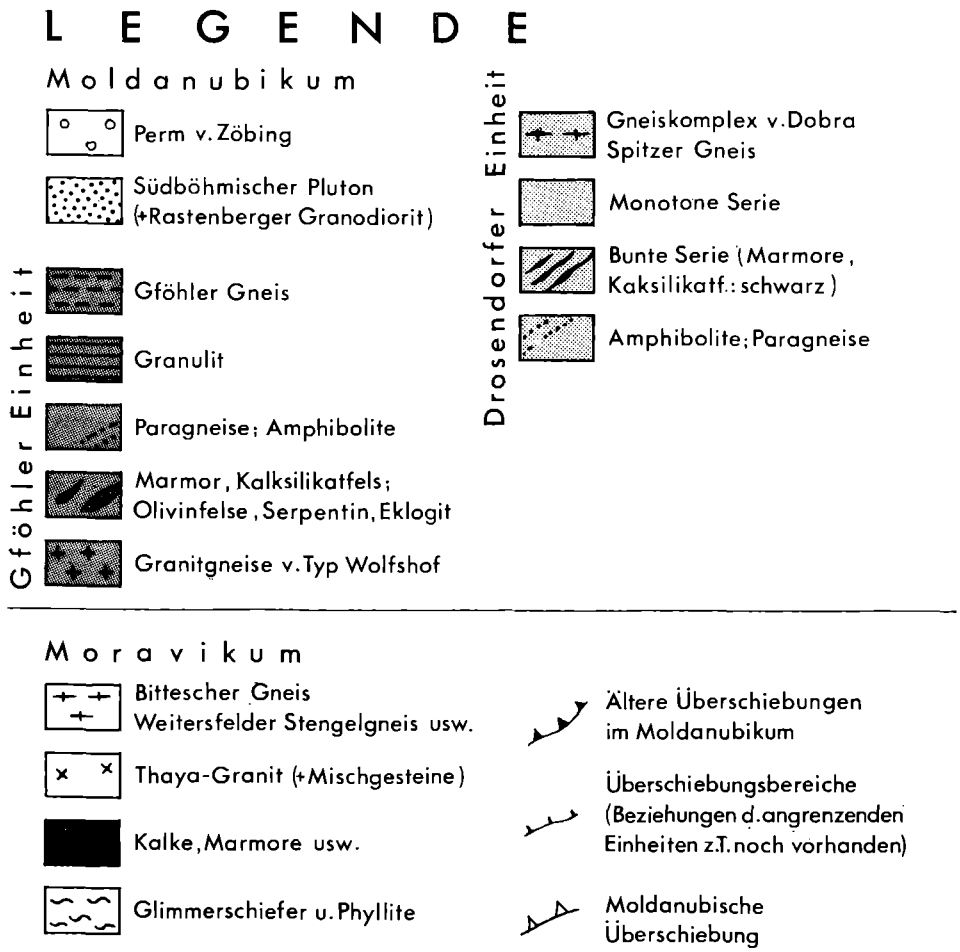


Abb. 3. Der tektonische Bau der östlichen Böhmischen Masse mit Moldanubikum und Moravikum nach G. Fuchs, 1971.

werk gebildet wurden, über dem Gföhler Gneis erkennen läßt. Dieser vestvergente Deckenbau ist nach G. FUCHS zweifellos prävariszisch, da er von der ostvergenten moldanubischen Überschiebung diskordant abgeschnitten wird. Weitere Deckschollen bilden die Granulite von St. Leonhard und Göpfritz.

Die kristallinen Schiefer selbst haben somit eine mehrfache Metamorphose erfahren und wurden teilweise durch das Aufdringen granitischer Plutone an der Innenseite (Nordwesten) während der variszischen Orogenese beeinflußt. Über das Alter der kristallinen Schiefer, und zwar sowohl der Ausgangsgesteine als auch ihrer Metamorphose wird diskutiert, doch gilt nach der diskordanten Überlagerung durch nichtmetamorphe Serien in Böhmen das präkambrische Alter als sicher. Die Faltung und Metamorphose erfolgte hier im jüngsten Präkambrium (? assyntische Orogenese). Ob dies auch für das Kristallin des Waldviertels gilt, kann nur vermutet werden. Jedenfalls ist eine kaledonische, also erst im Altpaläozoikum erfolgte Metamorphose nicht ganz auszuschließen, wofür etwa Anzeichen im bayerischen Raum vorhanden sind. Dieser ältesten Metamorphose-Phase sind nach H. SCHARBERT auch die Granulite zuzuordnen. Zur Diskussion steht die Frage, ist die Hauptmetamorphose im Moldanubikum variszisch (F. E. SUESS, F. KOSSMAT u. a.) oder älter (L. KOBER, H. STILLE, W. MEDWENITSCH) bzw. muß noch geklärt werden, welche Metamorphoseakte der variszischen und welche einer oder mehrerer vorvariszischen Orogenesen zuzuschreiben sind.

Die variszische Orogenese führte — wie schon erwähnt — zur Überschiebung des Moldanubikums auf das Moravikum, die nach G. FUCHS mit mindestens 18 km belegt ist, zum Schuppenbau und durch Schleppfaltung auch zu Überschuppungen. Diese Überschiebung führte auch zu einer rückschreitenden (retrograden) Metamorphose (Diaphthorese) und damit zur Entstehung der Glimmerschieferzone aus höher metamorphen moldanubischen Paragneisen. In einer Spätphase ist nach G. FUCHS überdies die Bewegungsfläche der moldanubischen Überschiebung selbst noch gefaltet worden, so daß im Kern der überkippten Falten moravische Gesteine als kleine tektonische Fenster (z. B. Maria Dreieichen, Mörtersdorf) erscheinen. Vermutlich handelt es sich hier um Schürflinge. Jedenfalls kam es nach dem Westfal im Bereich der Böhmischen Masse zu keiner Faltung mehr.

Das Moravikum ist gleichfalls mehrphasig entstanden. Auch hier werden assyntische, kaledonische und variszische Bewegungen angenommen (siehe J. SVOBODA). Ältere kristalline Gesteine wurden auch hier von Granodioriten und Graniten durchdrungen. Die variszische Gebirgsbildung führte zu neuerlichen Umwandlungen mit örtlich verschiedenen Metamorphosegraden (Grünschiefer- bis Amphibolitfazies), wobei das Moravikum in einzelne Teileinheiten zerlegt wurde, die gegen Osten zu übereinandergeschoben wurden. Die tiefste Einheit (Thayamasse) zeigt die schwächste, die höchste Einheit (Bittescher Gneis-Decke) die stärkste Durchbewegung.

Mit der variszischen Gebirgsbildung und Faltentektonik im Jungpaläozoikum hat die Böhmische Masse jedenfalls zum letzten Mal richtigen Gebirgscharakter erfahren. Die folgende Abtragung führte jedoch bereits im ausgehenden Paläozoikum zu einem Rumpfgebirge. Seither verhielt sich die Böhmische Masse als starrer Block, in dem es nur mehr zu meist mit Mylonitbildung verbundener Bruchtektonik und zu Blattverschiebungen kam. Allerdings ist besonders in den Mylonitzonen

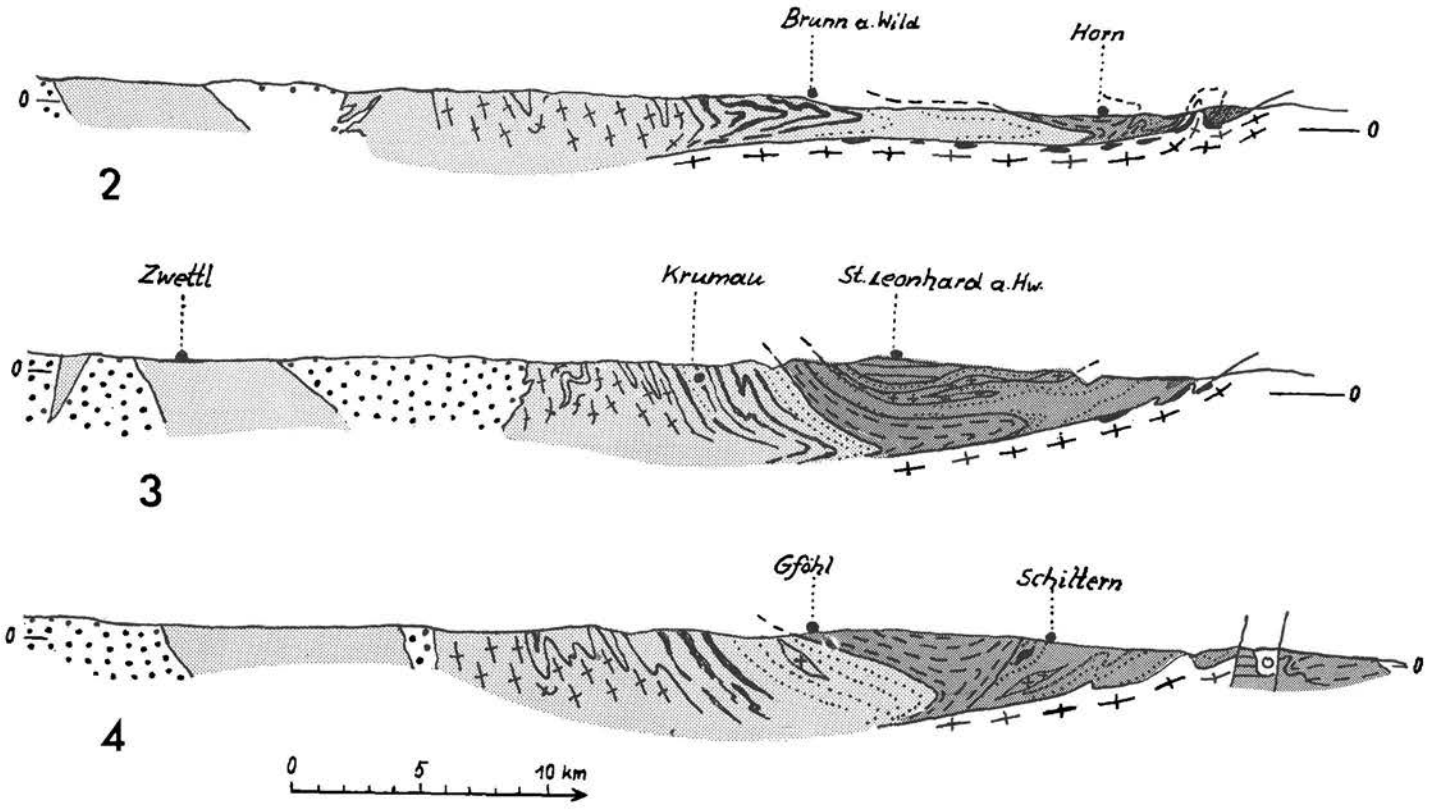


Abb. 4. West-Ost-Profile durch das Kristallin der Böhmischen Masse mit der Gföhler und der Drosendorfer Einheit des Moldanubikums und das überschobene Moravikum. Nach G. Fuchs, 1971 (Legende Seite 27).

eine Wiederbelebung alter Bewegungsbahnen nicht auszuschließen. Der durch die Abtragung flächenhaft angehäufte Verwitterungsschutt ist auf niederösterreichischem Boden durch nachträgliche Erosion wieder entfernt worden. Nur auf der, wohl in der Fortsetzung der Boskowitzer Furche W Brünn gelegenen Scholle von Diendorf a. W. hat sich bei Zöbing NE Langenlois ein Vorkommen dieser jungpaläozoischen Sedimente erhalten, auf die im nächsten Kapitel zurückgekommen sei. Dieses Vorkommen liegt an der Diendorfer Störung, die als wichtigste Blattverschiebung nicht nur im Moravikum (siehe Boskowitzer Furche sowie Jungpaläozoikum in der Tiefbohrung Mailberg 1) wirksam war, sondern auch im Moldanubikum, wie H. SCHARBERT an Hand der um ca. 25 km auseinander gerissenen Granulitmassive von Pöchlarn—Wieselburg und des Dunkelsteinerwaldes nachgewiesen hat (= Neumühler Bruch). Die Diendorfer Störung läßt sich nämlich, wie H. SCHARBERT und O. SCHERMANN gezeigt haben, auf heimischen Boden als gewaltige Seitenverschiebung von Wieselburg über Melk, Krems und Zöbing verfolgen und hat nach O. SCHERMANN — sofern man die Brünner Intrusivmasse als nach Norden verschobenen Ostteil des Thayabatholithen auffaßt — zu einer Verschiebung des Ostflügels um ungefähr 70 km gegen Nordosten geführt. Demnach erstreckt sich dieses Störungssystem, zu dem auch die Aggsbacher Störung gehört, in einer Länge von ca. 120 km vom Melker Raum bis zum Mislitzer Horst am Südende der Boskowitzer Furche. Für die Hauptbewegung dieser Horizontalverschiebung wird von O. SCHERMANN die Asturische Phase im Ober-Karbon in Betracht gezogen, doch ist eher ein jüngeres (alpidisches) Alter anzunehmen. Morphologisch wird diese Störung, die in den kristallinen Gesteinen zu Myloniten geführt hat, durch den Verlauf von Wasserläufen, wie Melktal, Wachaueingang, Aggsbach und Halterbach gekennzeichnet. Grundsätzlich lassen sich zwei Streichrichtungen in den Störungssystemen unterscheiden, einerseits die herzynischen NW-SE-streichenden (Donau- und Pfahlstörung im Westen), andererseits die NE-SW-verlaufenden Störungen (z. B. Rodelstörung in Oberösterreich), die mit Blattverschiebungen verbunden sein können. Auf niederösterreichischem Boden sind im Bereich des Moldanubikums noch andere, parallel verlaufende Störungen (z. B. Störung von Vitis, von St. Georgen am Weinsberg im Süden über Rappottenstein und von Zwettl bis über Vitis im Norden) nachgewiesen, doch prägen sie sich im Gelände nicht so markant aus. Als Linie von Falkenberg bezeichnet L. WALDMANN eine N-S-verlaufende Störung, die das Perm von Zöbing im Osten und wohl auch den Ostrand des Dunkelsteiner Granulitmassivs begrenzt. Auf die weiter ostwärts gelegene und von Molassesedimenten bedeckte Mailberger Abbruchzone, deren südliche Fortsetzung nach R. GRILL die Moosbierbaumer Störung bildet, wurde bereits oben hingewiesen. Weitere jüngere Störungen, die parallel zur Rodelstörung in Oberösterreich, also SSW-NNE verlaufen, beschreibt G. FUCHS von St. Oswald und Harrachsthal—Karlstift.

2. Der Sedimentanteil des Kristallinsockels der Böhmischen Masse

D e f i n i t i o n : Auf dem Kristallin der Böhmischen Masse treten Sedimente auf, die durch Ausbildung und Fossilführung von den gleichaltrigen Ablagerungen

im Bereich der Alpen abweichen und daher als außeralpin zu bezeichnen sind. Sie entsprechen demnach auch nicht den Sedimenten der Molassezone, denen das nächste Kapitel gewidmet ist.

Verbreitung: Während paläozoische Ablagerungen, im Gegensatz zu Böhmen, wo nichtmetamorphes, fossilführendes Altpaläozoikum (Barrandium) über weiten Teilen des Kristallins transgrediert, in Niederösterreich nur in Resten nachgewiesen werden konnten, ist — wie durch Tiefbohrungen nachgewiesen werden konnte — marines Mesozoikum im Untergrund der Molasse weit verbreitet und zum Teil in großer Mächtigkeit entwickelt. Jüngstes Mesozoikum (Oberkreide) und Binnentertiär greift wiederum nur im äußersten Nordwesten auf heimischen Boden über.

Stratigraphie: Seit mehr als hundert Jahren ist das Vorkommen jungpaläozoischer Ablagerungen von Zöbing NE Langenlois bekannt. Ursprünglich von C. v. Ettingshausen auf Grund von Pflanzenresten als Unterkreide angesprochen, erkannte D. Stur ihre Ähnlichkeit mit den Floren des mährischen und böhmischen Rotliegenden und stufte die Ablagerungen daher in das Unter-Perm ein. Es handelt sich um eine Folge von Sandsteinen, Kalklinsen, Arkosen, Breccien bzw. Konglomeraten mit basalen Lagen von dunklen, feinsandigen und glimmerigen Tonschiefern, die gelegentlich (Glanz-)Kohlenschmitzen und Fossilien in Form meist schlecht erhaltener Reste von Pflanzen, Muscheln und Insekten enthalten. Diese Sedimente sind nach O. Schermann Reste einer einst ausgedehnten Sedimentdecke auf dem Kristallin der Böhmischen Masse, die durch die im Zusammenhang mit der Diendorfer Störung stehenden grabenförmigen Absenkung erhalten geblieben und als Verwitterungsschutt der Böhmischen Masse anzusprechen sind. Weitere Reste dieser jungpaläozoischen Sedimentdecke finden sich auch bei Pulkau und Unternalb. Die Zusammensetzung der Gerölle entspricht wie O. Schermann gezeigt hat — nicht den heute unmittelbar benachbarten kristallinen Gesteinen. Nach der Zusammensetzung und Ausbildung der Gesteine, vor allem der Feldspate, sind es nach K. Vohryzka verfestigte Schuttströme, wie sie durch wolkenbruchartige Niederschläge in ariden Gebieten entstehen, denen eine Vergrusung der Gesteine vorausgegangen war. Vereinzelt sind an der Oberseite der einzelnen Schichtbänke Strömungsmarken festzustellen. Das Vorkommen von Muscheln *(Carbonicola, Anthracosia* und *Anthraconaia)* weist nach E. Flügel auf limnische Ablagerungen hin, doch sollen nach W. Vasicek (mündl. Mitt.) in den Kalklinsen marine Algen und Schnecken vorkommen. Unter den Pflanzen, von denen zuletzt W. Berger eine Übersicht gegeben hat, sind Koniferen *(„Walchia", Gomphostrobus),* Cordaiten *(Cordaites),* Farnsamer *(Neuropteris, Rhabdocarpus)* und Riesenschachtelhalme *(Calamites)* zu erwähnen. Sie sprechen in ihrer Gesamtheit für Unter-Perm, ohne daß jedoch jüngstes Karbon auszuschließen ist. Dies gilt auch für die in jüngster Zeit von F. Bachmayer und W. Vasicek beschriebenen Insekten *(Sysciophlebia).* Das auf der Scholle von Diendorf erhalten gebliebene Vorkommen von Rotliegendem bei Zöbing wird allgemein als Fortsetzung der Störungszone der Boskowitzer Furche in Mähren angesehen (Abb. 5).

Ähnliche Vorkommen von nichtmetamorphem Jungpaläozoikum konnten nach R. GRILL und L. WALDMANN durch eine Tiefbohrung auch im Untergrund der Molassezone (Mailberg 1) nachgewiesen werden. Sie sind ursprünglich als Kulm (Unterkarbon) angesprochen worden. Es sind Breccien, tonige Sandsteine mit Kohlenschmitzen, Glaukonitsandsteine und Tone mit Pflanzenresten. Auf Grund

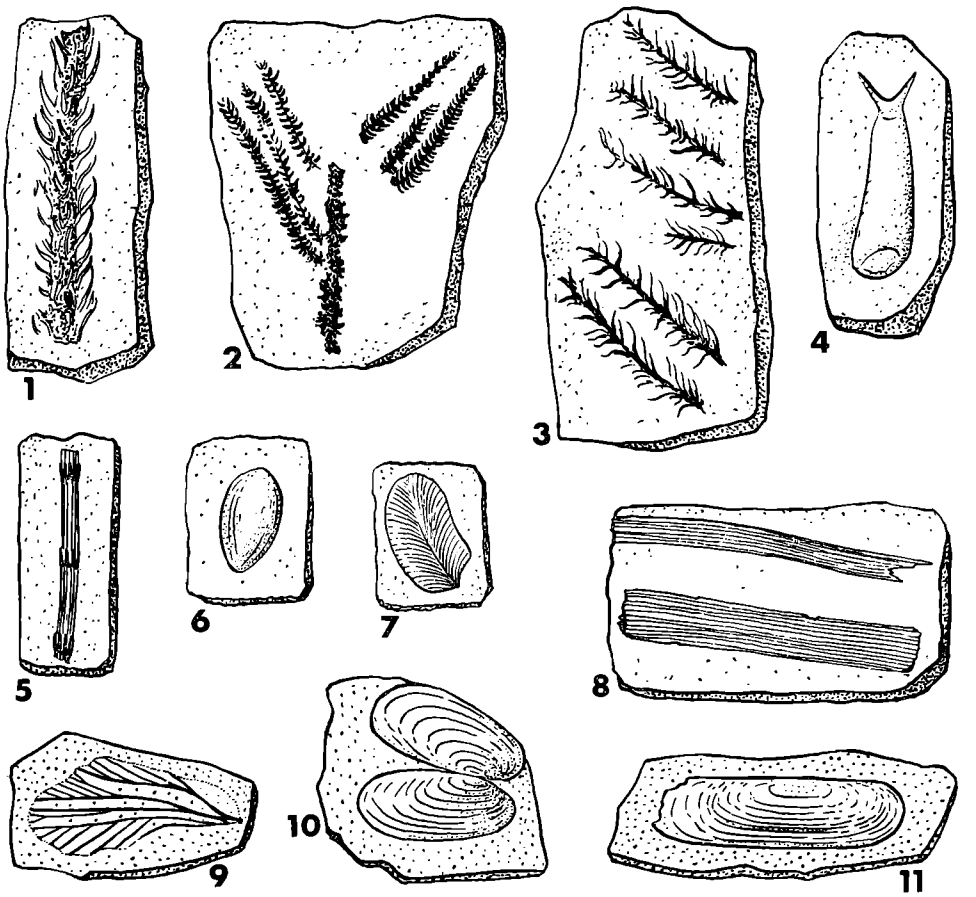


Abb. 5. Fossilien aus dem Unter-Perm (Rotliegend) von Zöbing bei Langenlois. 1—3 *Walchia (Lebachia) piniformis* SCHLOTHEIM, 4 *Gomphostrobus* sp. (Schuppe), 5 *Calamites sp.*, 6 *Rhabdocarpus* sp. (Same), 7 *Neuropteris* sp., 8 *Cordaites* sp., 9 *Sysciophlebia*, 10 *Carbonicola carbonaria* (GOLDFUSS), 11 *Anthracosia* cf. *bohemica* FRITSCH. Sämtliche Figuren außer 4, 6, 9 und 10 verkleinert.

von Pflanzenresten in der Bohrung Altenmarkt im Thale 1 mit *Calamites, Sphenophyllum, Sigillaria, Pecopteris, Neuropteris, Cordaites* und *Walchia* ist nach W. BERGER in A. PAPP und K. TURNOVSKY jedoch gleichfalls ein unterpermisches Alter anzunehmen. Auch die Ton-Sandstein-„Grauwackenfolge" der Bohrung Roggendorf 1 dürfte diesem Streifen jungpaläozoischer Sedimente angehören, die verschiedentlich als in der Fortsetzung der Diendorfer Störung bzw.

Boskowitzer Furche gelegen aufgefaßt werden. Jedenfalls tritt Jungpaläozoikum nur in Resten lokal auf der Böhmischen Masse auf.

Demgegenüber sind mächtige autochthone mesozoische Ablagerungen auf dem Kristallinsockel der Böhmischen Masse, wie sie in Niederösterreich erstmalig im Jahre 1959 durch die Tiefbohrung Staatz 1 erschlossen werden konnten, im Liegenden von Molasseablagerungen weit verbreitet. In der Folgezeit haben weitere Bohrungen (z. B. Wildendürnbach K 4, Wulzeshofen K 2, Ameis 1, Mailberg K 1, Hagenberg 1, Altenmarkt im Thale 1, Porrau 2, Mauerbach 1 a) gezeigt, daß es sich im Bereich des nördlichen Niederösterreich um Ablagerungen eines NNE-SSW-verlaufenden Troges mit Jura- und Kreide-Sedimenten handelt, die eine maximale Mächtigkeit von 2700 m erreichen können. Bei der Beurteilung der einstigen Ausdehnung ist jedoch zu berücksichtigen, daß autochthones Mesozoikum unter ungestörter Molasse auch im Westen (Oberösterreich) nachgewiesen ist. Für diese Schichtserie, die lokal (s. o.) auf Jungpaläozoikum transgrediert, hat H. Küpper (in E. Thenius; Profil) die Bezeichnung „Außerböhmisches Mesozoikum" verwendet, während A. Tollmann ursprünglich auf Grund der faziellen Sonderstellung von einer „Laaer Fazies" sprach, eine Bezeichnung, die er jedoch später, um eine Verwechslung mit jungtertiären Ablagerungen auszuschließen, in Staatzer Fazies-(Trog) änderte. Die seitherige Aufschlußtätigkeit und die Auswertung von Fossilfunden haben die Sonderstellung dieser mesozoischen Schichtserie bestätigt, die am besten als autochthones Mesozoikum bezeichnet wird. Diese Schichtserie wird hier zwar in einem eigenen Kapitel besprochen, doch ist damit ein ursprünglicher Zusammenhang mit Sedimenten der Waschbergzone nicht ausgeschlossen (s. u.).

Die Sedimente streichen gegen Westen zu aus, und zwar greifen die älteren Ablagerungen (Lias) weiter nach Westen als jüngere (Abb. 6). Allerdings kommt den Randbrüchen im kristallinen Sockel große Bedeutung für die Mächtigkeit zu, wie zweifellos auch das ursprüngliche Relief des Kristallins eine Rolle spielt. Nach Osten zu ist eine noch weitere Erstreckung unter den Flysch- bzw. kalkalpinen Decken anzunehmen, welche den Untergrund des inneralpinen Wiener Beckens bilden. Als bisher östlichste erreichte die Bohrung Poysdorf 2 das autochthone Mesozoikum. In jüngster Zeit haben J. Kapounek, A. Kröll, A. Papp & K. Turnovsky eine zusammenfassende Übersicht über den mesozoischen Sedimentanteil des Festlandsockels der Böhmischen Masse gegeben, an die wir uns auch halten wollen. Aus ihr geht zugleich hervor, daß nicht nur von Westen nach Osten, sondern auch von Norden nach Süden jeweils jüngere Schichtglieder auftreten.

Die Sedimente des Mesozoikums umfassen Kalke, Riff- und Hornsteinkalke, Dolomite, Kalkmergel, Mergel-, Ton- und Sandsteine mit kohligen Zwischenlagen von wechselnder Mächtigkeit, in die gelegentlich mehrere Lagen von Eruptivgesteinen (autometamorphe Diabase) eingelagert sind. Nach Fossilfunden sind Jura, Unterkreide (Hauterive) und Oberkreide (ab Ober-Turon) vertreten. Trias-Ablagerungen konnten bisher nicht nachgewiesen werden (Tab. 3).

Unterer Jura *(Lias)* ist vorwiegend durch Sand- und Tonsteine mit Kohlenschmitzen sowie Tonschiefer mit Pflanzenresten vertreten. Ammoniten *(Schlotheimia)*, Bivalven *(„Posidonomya alpina")* und Foraminiferen *(Lenticulina helios*

[TERQUEM], *L. varians* [BORNEMANN]) bestätigen die altersmäßige Einstufung. Fazielle Anklänge zu den Grestener Schichten der Klippenzone sind vorhanden.

Ablagerungen des mittleren Jura *(Dogger)* sind als Sandsteine, Schiefertone, Dolomite und Dolomitsandstein mit fossilführenden Tonlagen und Tonsteine mit Foraminiferen (*Lenticulina quenstedti* [GÜMBEL], *Robulus cultratus* [MONTFORT]), Bivalven (*„Alectryonia"*, *Camptonectes lens* [SOWERBY], *Entolium demissum* [PHILIPPI]) und Belemniten (*„Belemnites" breviformis* [VOLTZ]) entwickelt. Die

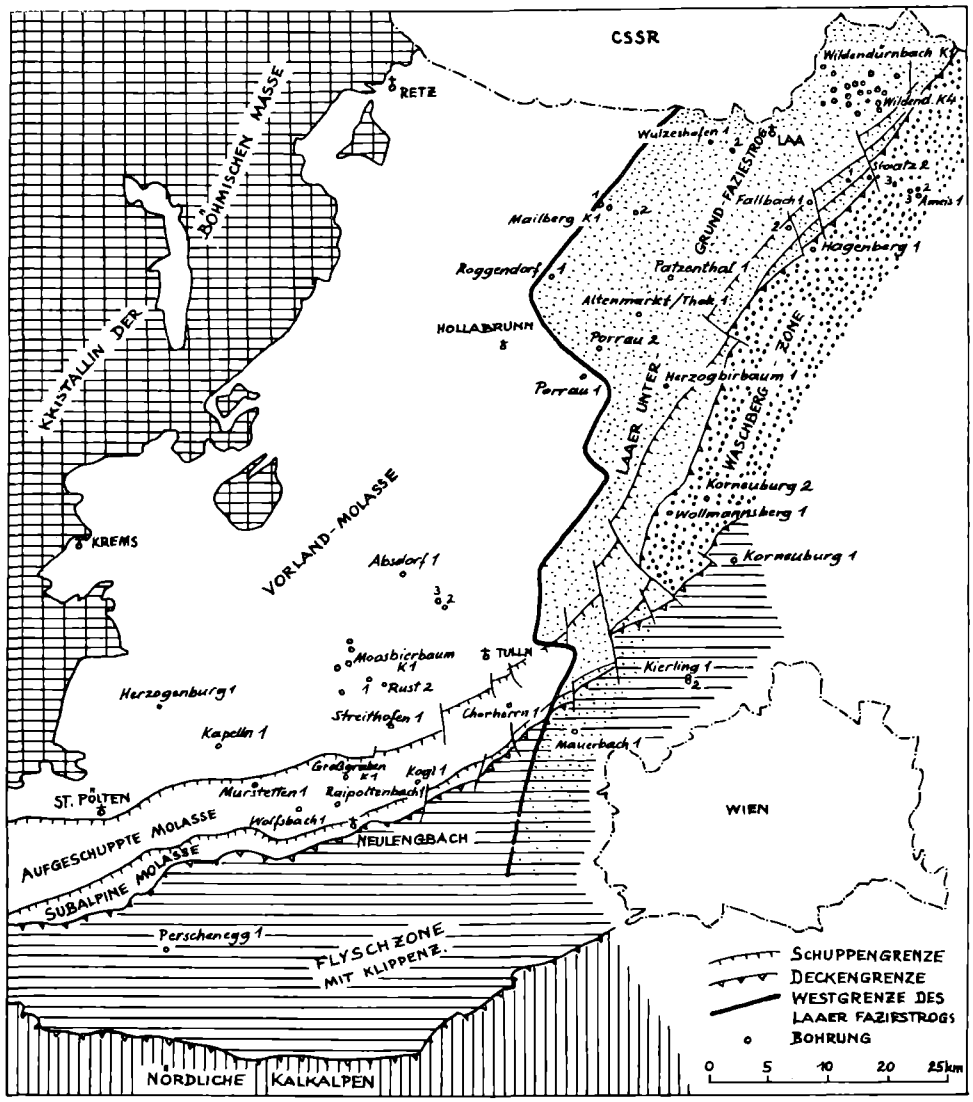


Abb. 6. Verbreitung des autochthonen Mesozoikum im Untergrund der Molassezone (fein punktiert) und die wichtigsten Tiefbohrungen im Bereich der östlichen Molassezone, der Waschberg- und der Flyschzone Niederösterreichs. Aus A. TOLLMANN, 1971.

Fauna entspricht ganz jener des Schwäbischen Jura. Lithologisch sehr ähnlichen Dogger mit Ammoniten hat W. GRÜN aus der Hauptklippenzone bei der Elmerhütte an der Autobahntrasse beschrieben.

Der Oberjura *(Malm)* ist meist durch Kalke des Seichtwassers (oolithische Kalke, Riffkalke) vertreten. Weiters finden sich Dolomite, Kalk- und Tonmergel sowie Hornsteinkalke. Faziell ist eine Abgrenzung der hellen Flachwasserkalke zum Dogger leicht möglich, doch fehlen richtige Leitfossilien. Faziell ist Übereinstimmung mit den Riffkalken des Oberjura der Waschbergzone gegeben, mit denen sie zweifellos in Verbindung gebracht werden können (s. u.).

Kreideablagerungen sind vor allem als Ton- und Kalkmergel entwickelt, die nur teilweise fossilführend sind. Die Einstufung erfolgt hauptsächlich durch Foraminiferen und Ostrakoden *(Frondicularia, Cytherelloidea ovata* [WEBER],

Zeitgliederung \ Bohrungen		Altenmarkt 1	Wildendürnbach T 1	Staatz 1	Hagenberg 1	Staatz 3
KREIDE	Ober- (O-Turon -Maastricht)	-	-	-	Kalkmergel Glaukonitsandstein	Glaukonitsandstein Tonmergel Glaukonitsandstein
KREIDE	Unter- (Hauterive)	-	Kalk Tonmergel Kalk	Kalk Mergel Kalk Mergel Kalk Mergel	Kalk Tonmergel	Dolomit Kalk Tonmergel
JURA	Malm	Riffkalk Kalk Hornsteinkalk	Kalk Dolomitkalk Dolomit	Kalk Dolomit	Kalkmergel	Tonmergel
JURA	Dogger	-	Sandstein	Tonstein-Sandstein	Kalkmergel	Tonmergel
JURA	Lias	Dolomit Tonstein-Sandstein mit Kohlenschmitzen	Sandstein	Sandstein mit kohligen Zwischenlagen	Dolomitsandstein Tonstein Kohlenton	Dolomit Tonstein-Sandstein
TRIAS		-	-	-	-	-
PERMO-KARBON		Glaukonitsandstein Tonstein-Sandstein			-	-
Kristallin			Granit		Granit	Granit

Tabelle 3. Autochthones Paläo- und Mesozoikum im Untergrund der Molasse auf dem Kristallinsockel der Böhmischen Masse.

Globotruncana lapparenti [BROTZEN], *Gl. calcarata* [CUSHMAN], *Gl. arca* [CUSHMAN], *Stensioeina exsculpta gracilis* [BROTZEN]) und Nannofossilien, wodurch Unterkreide (Hauterive) und Oberkreide (O-Turon bis Maastricht) nachgewiesen werden konnte. Bereits im Jahre 1951 hatte R. NOTH ähnliche Foraminiferenfaunen aus der Tiefbohrung Korneuburg 2 des Bereiches Ober-Jura—Unter-Kreide beschrieben. Die Proben der Oberkreide stammen allerdings verschiedentlich aus tektonisch verschuppten Serien. Faunistische Übereinstimmung ist wiederum mit der Waschbergzone gegeben.

Der Nachweis von autochthonem Mesozoikum ist nicht nur für die Frage nach der Herkunft der mesozoischen Ablagerungen der Waschbergzone wesentlich, sondern auch für das Problem der Stellung der Klippenzonen im Bereich der Flyschzone nicht ohne Bedeutung.

Abgesehen von diesen rein marinen Ablagerungen im Untergrund der Molassezone treten jungmesozoische und tertiärzeitliche Sedimente in einzelnen Senken der Böhmischen Masse auf. Es seien hier nur die im äußersten Nordwesten Niederösterreichs vorhandenen Reste der Oberkreide und des Binnentertiärs erwähnt, die im Wittingauer und Budweiser Becken vor allem in Südböhmen verbreitet sind. Diese Ablagerungen, die von L. WALDMANN als Gmündner Schichten (nach Gmünd) bezeichnet wurden und die aus bis über 100 m mächtigen Tonen, Sanden und Geröllen bestehen, liegen vielfach auf kaolinisierten Verwitterungsprodukten der kristallinen Gesteine des Grundgebirges. Durch Fossilfunde (Pflanzen, einschließlich Diatomeen und Silicoflagellaten; Säugetiere) haben F. NEMEC, B. PACLTOVÁ, A. MALECHA und Z. V. ŠPINAR auf dem Gebiet der ČSSR Oberkreide (Senon) und Neogen nachgewiesen. Nach Pollen und Sporen stuft B. PACLTOVÁ eine limnische „Zliv-Gmünder-Serie" in das (?) Coniac-Santon ein.

Tektonik: Zur Tektonik des autochthonen Mesozoikums ist zu sagen, daß postvariszische Brüche im Kristallin-Sockel zur Entstehung und Verstellung einzelner Schollen (die nur wenige hundert Meter abgesenkte Sitzendorfer Scholle im Westen und die zum Teil über 3000 m tiefe abgesunkene Hollabrunner-Laaer-Scholle im Osten) geführt haben, während spätere alpidische Bewegungen, die im Zusammenhang mit der Aufschiebung der Waschbergzone erfolgten, Überschiebungen und den internen Schuppenbau bedingten. In der Bohrung Mauerbach 1 a unterscheidet F. BRIX einen höheren gestörten Bereich mit Malm-Dogger (und ? Unter-Kreide) und einen tieferen, ungestörten Bereich mit Lias und Dogger. Diese Bohrung liegt im Bereich der Tiefscholle, während die nächstgelegenen Tiefbohrungen der westlichen Hochscholle, Chorherrn 1 und Kogl 1, unter der Molasse direkt das Kristallin erreichten. Triasablagerungen konnten jedoch auch in der Bohrung Mauerbach nicht nachgewiesen werden.

3. Die Molassezone

Definition und Verbreitung: Die Molassezone (nach molare, lat. mahlen; d. h. „Zermahlenes", also Abtragungsschutt, Sande und sonstige detritäre Sedimente, die während der Spätphase der alpidischen Orogenese ent-

standen sind) bildet das Vorland des Alpen-Karpatenbogens. Sie läßt sich vom Rhônetal im Westen über die Schweiz, Süddeutschland, Österreich und die Tschechoslowakei bis nach Polen und Rumänien am Außenrand dieses Gebirgszuges verfolgen. Auf niederösterreichischem Boden erstreckt sich die Molassezone zwischen dem Kristallin der Böhmischen Masse im Norden bzw. Nordwesten und den Sedimenten der Flyschzone (einschließlich Helvetikum) im Süden sowie der Waschbergzone im Osten. Die Molassezone ist aus meist lockeren, tertiärzeitlichen Sedimenten aufgebaut, deren Mächtigkeit sehr schwankt und die den Abtragungsschutt der aufsteigenden Alpen-Karpaten bilden. Die Breite dieser geologischen Einheit wechselt, entsprechend der unterschiedlichen tektonischen Einengung und der stellenweise weit nach Südosten vorspringenden Böhmischen Masse, sehr stark. In Oberösterreich, auf der Höhe von Braunau, beträgt sie ungefähr 60 km, im Bereich von Wieselburg verengt sie sich auf 10 km, um im nördlichen Niederösterreich wieder 30 bis 40 km Breite zu erreichen. Der Bereich der Molassezone zwischen der Böhmischen Masse im Westen und der Waschbergzone im Osten wurde seinerzeit — im Gegensatz zum inneralpinen Wiener Becken — außeralpines Wiener Becken bezeichnet, eine nicht ganz zutreffende Bezeichnung, die besser vermieden werden sollte (Abb. 7).

Abgrenzung: Während der Nord- und Nordwestrand auf niederösterreichischem Boden durch das transgressive Übergreifen der tertiärzeitlichen Sedimente auf das Kristallin der Böhmischen Masse gegeben ist und sehr unregelmäßig verläuft, sind Süd- und Ostgrenze ausschließlich tektonisch bedingt. Durch die alpidische Gebirgsbildung wurden die Alpen bzw. Karpaten im Tertiär auf die Molasse überschoben. Der einstige Süd- bzw. Ostrand liegt unter den Alpen bzw. Karpaten begraben. Dies ist durch zahlreiche im Zuge der Erdölerschließung niedergebrachte Tiefbohrungen bestätigt worden, nachdem bereits sogenannte „Molassefenster" (z. B. Rogatsboden, Texing) im Bereich der Flyschzone und die gegen Süden zunehmende Mächtigkeit der Molassesedimente dies vermuten ließ. So haben verschiedene Tiefbohrungen (z. B. Texing, Perschenegg 1, Mauerbach 1 a) unter tektonisch verfrachteten Folgen von Flysch, Buntmergelserie (s. u.) und alttertiärem Schlier flachlagernde Molassesedimente über dem kristallinen Untergrund durchörtert. Die Bohrung Urmannsau 1 im Bereich der Kalkvoralpen hat überdies gezeigt, daß auch die Nördlichen Kalkalpen weit über die autochthone Molasse überschoben sind. Nach A. Kröll & G. Wessely ist eine Überschiebung der Alpen um mindestens 14 km dokumentiert, jene der Kalkalpen auf den Flysch um 7,5 km. Die Summierung der Überschiebungsbahnen zwischen Flyschstirn und der Bohrung ergibt nach A. Kröll & G. Wessely allein für den Flysch eine Größenordnung von 50 km.

Morphologie: Die Molassezone bildet gegenwärtig ein flachwelliges Hügelland, dessen Morphologie wesentlich von der Sedimentbeschaffenheit abhängig ist (z. B. Strengberge, Buchbergrücken, Wachberg E Melk) und dessen tertiärzeitliche Ablagerungen teilweise durch eiszeitliche Schotter und Löß überdeckt werden.

Sedimente: Zusammenfassende Übersichten über die Ausbildung, Verbreitung und Mächtigkeit der Molasseablagerungen in Niederösterreich haben in

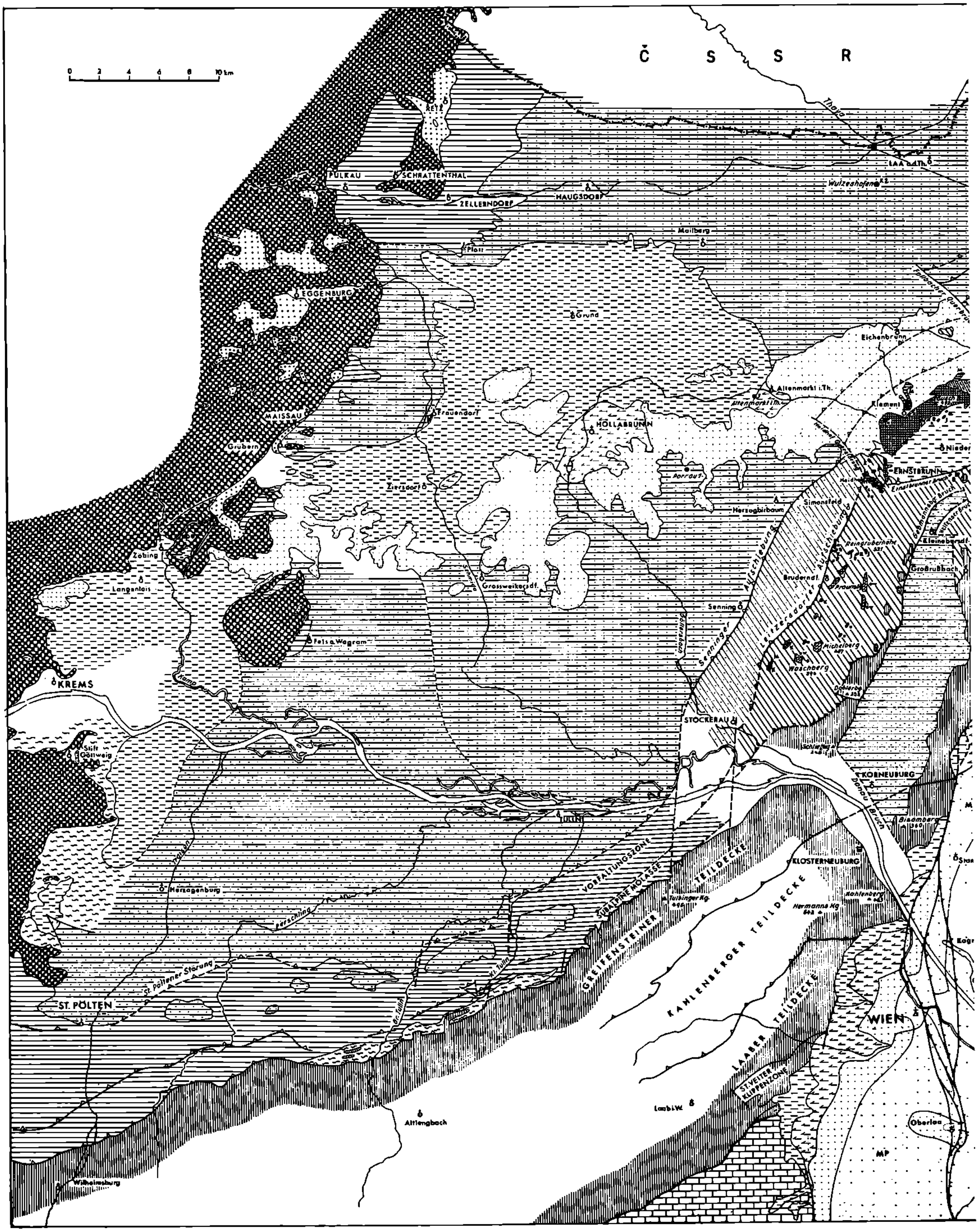
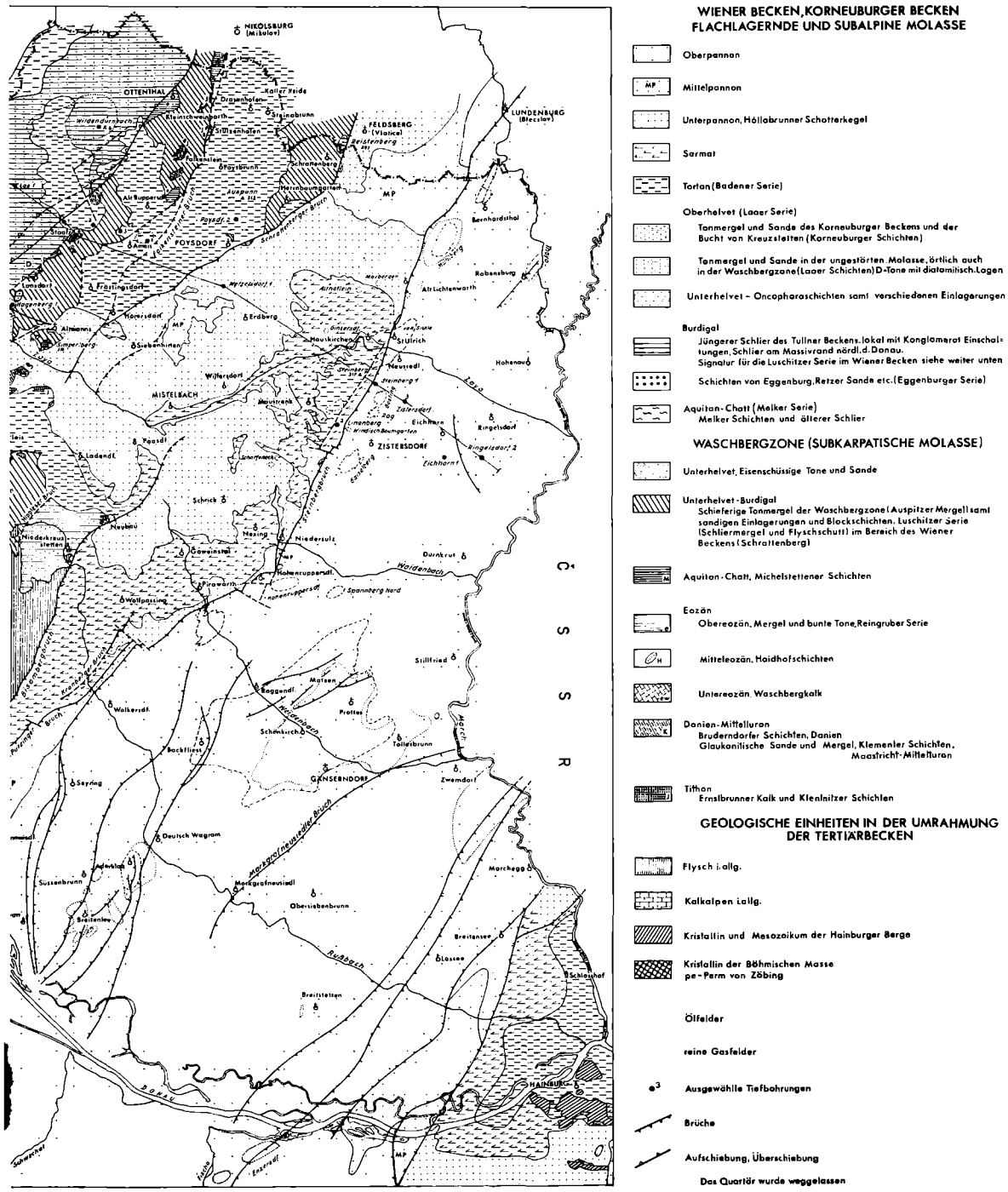


Abb. 7. Abgedeckte geologische Kartenskizze der nördlichen Molassezone, der Waschbergzone



und des nördlichen Wiener Beckens. Nach R. GRILL in R. GRILL & J. KAPOUNEK, 1964.

jüngster Zeit R. JANOSCHEK sowie J. KAPOUNEK, A. KRÖLL, A. PAPP & K. TURNOVSKY gegeben, aus denen Einzelheiten zu entnehmen sind und an die wir uns im folgenden auch halten wollen.

Die Mächtigkeit der tertiärzeitlichen Molassesedimente schwankt außerordentlich. Während es in den auf das Kristallin übergreifenden nördlichen und nordwestlichen Randgebieten nur wenige Meter und im Bereich der Sitzendorfer Scholle (westlich der Mailberger Abbruchzone) einige hundert Meter sind, erreichen die Molassesedimente östlich des Mailberger Bruchsystems bis gegen 2000 m Mächtigkeit. Ähnliches gilt für den Südteil der Molassezone. Hier erreichen die Sedimente in der Umgebung von Amstetten, also an der schmalsten Stelle der Molassezone, entsprechend dem kristallinen Untergrund, maximal nur wenige hundert Meter Mächtigkeit, während sie westlich und östlich davon bedeutend mächtiger sind, um etwa im Tullner Becken eine Gesamtmächtigkeit von etwa 1200 m zu erreichen. Wesentlich sind also tektonisch bedingte Absenkungen und das Relief des kristallinen Untergrundes (z. B. Rinne von St. Pantaleon, Traisentrog, Moosbierbaumer Rücken, Tullner Becken). Im allgemeinen, das zeigt der Molassetrog besonders im Westen, nimmt die Mächtigkeit der Molasseablagerungen gegen Süden zu, so daß oft von einem asymmetrischen Becken gesprochen wird.

Die Überschiebung der Alpen auf die Molasse hat sich auch am Südrand der nicht direkt überschobenen Anteile durch Verfaltung und Verschuppung der Sedimente ausgewirkt. Man unterscheidet daher im Süden den unmittelbar vor der Flyschzone gelegenen Streifen als subalpine oder verschuppte Molasse, an den sich im Norden die Vorfaltungszone oder gefaltete Molasse (= äußere subalpine Molasse) anschließt, die beide der übrigen, ungefalteten oder autochthonen Molasse gegenübergestellt werden (Abb. 8).

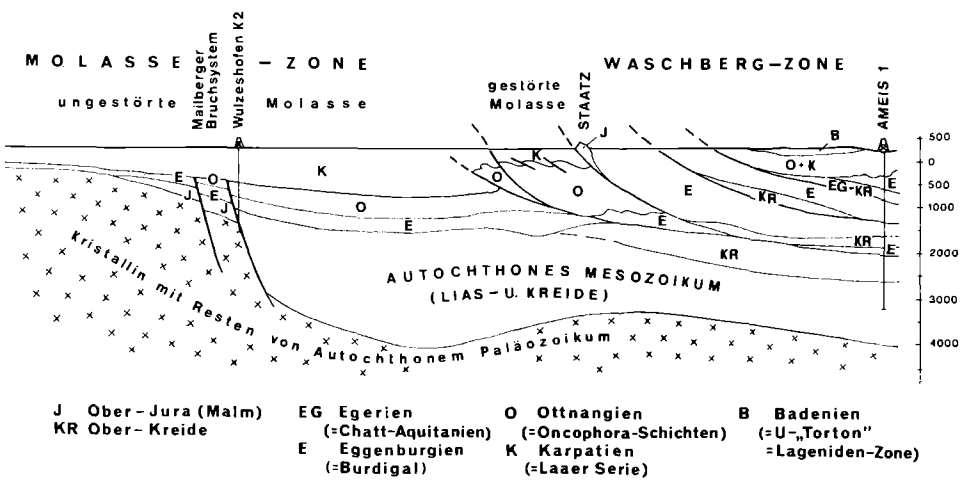


Abb. 8. Schematisches W-E-Profil durch die nördliche Molasse und die Waschbergzone samt dem autochthonen „Mesozoikum" im Untergrund. Vereinfacht umgezeichnet nach F. BRIX & K. GÖTZINGER, 1964. Schuppenbau in der Waschbergzone; Ablagerungen des Karpatien noch tektonisch bewegt, jene des Badenien transgredierend.

Die Molassezone ist auf niederösterreichischem Boden im wesentlichen aus oligozänen und jungtertiären Sedimenten aufgebaut. Es sind vorwiegend Tone und Mergel, ferner Schlier (nach einem in Oberösterreich gebräuchlichen Lokalausdruck für gut geschichtete, feinsandige Tonmergel), Sande, Schotter, Konglomerate, Kalke, Sandsteine und Diatomeenschiefer sowie gelegentlich auch Kohlen. Die Vielfalt der Sedimente, ihr oft rascher Wechsel in Raum und Zeit, das Auftreten von Kreuzschichtung sowie die Fossilien und auch die fossilen Lebensspuren deuten auf Flachwasserablagerungen hin, die in rein marinen, in brackischen oder limnischen Faziesbereichen sedimentiert wurden und wiederum Unterschiede zwischen küstennahen Konglomeraten, Schottern und Sanden sowie küstenfernen Schlier und Tonmergeln erkennen lassen (Tab. 4).

Stratigraphie: Der Anteil älterer Schichten nimmt sowohl von Osten nach Westen als auch von Norden nach Süden zu. Eozäne Ablagerungen waren bis vor kurzem nur westlich der Enns bekannt. Durch die Bohrung Urmannsau 1 konnte „inneralpine" Molasse (wegen des Begriffes inneralpin vergleiche S. 63) als jungeozäne Lithothamnienkalke (Datierung nach A. Papp) nachgewiesen werden, die mit der Buntmergelserie verschuppt sind. Sie sind aus der oberösterreichischen Molassezone längst bekannt. Für das Oligozän gilt ähnliches, indem älteres (Lattorf) in Form von Lithothamnienkalken und mittleres Oligozän (Rupel) in der Tonmergelfazies nur im Süden und zwar einerseits in der subalpinen Molasse knapp östlich der Enns, andererseits durch S. Prey im Bereich der Flyschzone in den Molassefenstern von Rogatsboden (Abb. 9) und Texing in Form von Schuppen, also nicht autochthon, nachgewiesen werden konnte. In der ungefalteten Molasse treten als älteste Anteile meist Ablagerungen der Melker Serie auf, die mit dem Chatt und Aquitan (= Egerien) parallelisiert werden. Nördlich der Donau finden sich — mit Ausnahme des südlichsten Abschnittes, wo Aquitan-Schlier die Basis bildet — Sedimente des Eggenburgien (= Burdigal) als Basisbildungen.

Im Tullner Becken, zwischen Moosbierbaum und Absdorf, tritt im Bereich des Moosbierbaumer Kristallinspornes das Moosbierbaumer Konglomerat (nach Moosbierbaum ESE Tulln) als Basisbildung auf. Das Konglomerat ist in verschiedenen Bohrungen (Moosbierbaum K 1, K 2, K 3, K 6, K 7 und K 8) als Ausfüllung einer Reliefvertiefung des Kristallins der Böhmischen Masse nachgewiesen und dürfte sich weiter gegen Westen zum Dunkelsteiner Wald erstrecken. Es erreicht nach F. Brix & K. Götzinger eine Mächtigkeit von über 300 m und besteht nach G. Freilinger hauptsächlich aus Granuliten und

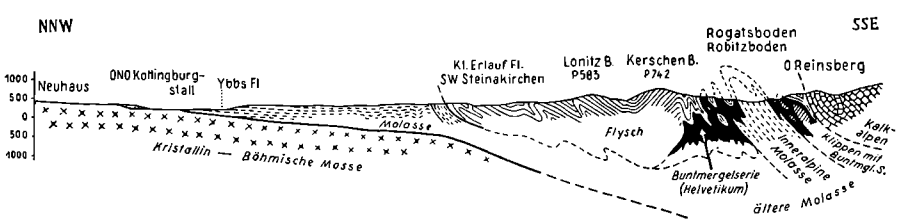


Abb. 9. Profil durch das Molasse„fenster" von Rogatsboden westlich Scheibbs am Südrand der Flyschzone. Nach S. Prey, 1957.

Gneisen des Moldanubikums, die eine tiefgründige Verwitterung mit Bildung von Kaolinit zeigen. Diese Verwitterung erfolgte in situ vor der marinen Transgression der Melker Sande im Egerien und kam nach G. FREILINGER unter Moorbedeckung zustande. Da Fossilfunde fehlen, ist eine genaue altersmäßige Einstufung nicht möglich, doch ist ein oligozänes Alter, als am Südrand der Böhmischen Masse zahlreiche Braunkohlenlager entstanden, am wahrscheinlichsten, wobei wegen der Bildung von Montmorillonit und Illit, die als Zeugen eines ariden Klimas aufgefaßt werden, an einen Wechsel von Regen- und Trockenzeiten gedacht wird, sofern — wie G. FREILINGER meint — nicht überhaupt rein topographische Unterschiede für die Kaolinit- bzw. Montmorillonit- und Illitbildung maßgeblich waren. Als Liefergebiet dieses Kristallinkonglomerates kommt das Granulitmassiv des Dunkelsteiner Waldes im Westen in Betracht.

Die Ablagerungen der Melker Serie (nach Melk an der Donau) sind hauptsächlich als Melker Sande ausgebildet. Sie greifen transgressiv auf das Kristallin der Böhmischen Masse über. Lokal (Bohrung Moosbierbaum K 5) machen sich terrestrische Einflüsse mit dünnen Kohlenflözen bemerkbar, sofern nicht überhaupt basale Liegendtonschichten (Pielacher Tegel) über meist kaolinisiertem Kristallin auftreten, wobei tiefere Teile des Melker Sandes mit dem Pielacher Tegel wechsellagern. Dieser Pielacher Tegel (nach Pielach bei Melk), dessen Auflagerung auf Granulit etwa im Bereich der Wölblinger Bucht und bei Melk aufgeschlossen ist, kam in muldenförmigen Vertiefungen der Böhmischen Masse zur Ablagerung. Die dunklen, rotbraun anwitternden, oft sandigen Tone enthalten nach F. ELLISON und W. FUCHS eine artenarme, aber individuenreiche Fauna aus Muscheln (*Ostrea fimbriata* GRATELOUP, *Corbula, Cardium*), Schnecken *(Cerithium)* und Foraminiferen (*Nonion, Rotalia,* Elphidien), die auf brachyhaline Verhältnisse hinweist. Lokal treten Glanzkohlenflöze auf, die seinerzeit am Süd- und Südostrand der Böhmischen Masse sowie in der subalpinen Molasse abgebaut wurden (Oberwölbling—Statzendorfer Revier, Starzing—Hagenauer Revier usw.), jedoch auch in der Tiefe des Tullner Beckens vorhanden sind. Die Tone selbst werden wegen Feuerfestigkeit industriell gewonnen. Von Klein-Rust SE Statzendorf ist nach W. KLAUS eine Pollenflora (Palmen, Sapotaceen, *Lygodium*) bekannt, der mittelmiozäne Formen fehlen, die aber auch von der Flora des Eggenburgien zu unterscheiden ist. Die Melker Sande sind am Südrand der Böhmischen Masse weit verbreitet. Ihre Äquivalente sind weiter westlich als Kristallsandstein von Wallsee und als Linzer Sande in Oberösterreich anzutreffen. Es sind meist weiße, selten hellgraue, feinkörnige resche Quarzsande, die in Bodennähe häufig hellgelb geflammt sind und die vielfach als Gießereisande abgebaut werden. Lagen und Linsen von Grobsanden und Kiesen sind nicht selten. Die Melker Sande sind das Aufarbeitungsprodukt von Gesteinen der Böhmischen Masse. Nach den spärlich auftretenden Fossilien (Mollusken: *Glycymeris latiradiatus* [SANDBERGER], *Pedalion [„Perna"] sandbergeri* DESHAYES, *Tympanotonus submargaritaceus* BRAUN; Säugetiere: *Elomeryx borbonicus* (GERVAIS), *Squalodon*) entsprechen sie dem Egerien (Chatt — Aquitan). R. GRILL hat eine altersmäßige Gliederung in Ältere (untere) und Jüngere (obere) Melker Sande vorgenommen. Örtlich werden die Jüngeren Melker Sande durch schwarzgraue, glimmerige Tonschiefer (= Älterer Schlier) mit Fischschuppen

(*Clupea* = „*Meletta*") und Tonmergelkonkretionen überlagert bzw. ersetzt, die gleichfalls dem Egerien zugeordnet werden.

Im übrigen ist dieser Ältere Schlier im westlichen Molassegebiet Niederösterreichs über weite Strecken verbreitet. Er greift nach W. FUCHS ähnlich wie in Oberösterreich transgressiv über ein Oberflächenrelief.

PLIOZÄN	Pannon	Hollabrunner Schotterkegel		
MIOZÄN	Sarmat	Rissoenschichten von Hollabrunn, Ziersdorf, Langenlois		
	Badenien	Leithakalk vom Mailberg Grunder Schichten (i.e.S.)	Grunder Schichten (i.w.S.)	Hollenburg-Karlstettener Konglomerat
	Karpatien	Laaer Schichten		
	Ottnangien	Oncophora-Schichten und Eichberg-Konglomerat Robulus-Schlier mit Prinzersdorfer Sanden und Blockschichten Diatomeenschiefer von Limberg Schlier von Platt und Zellerndorf		Mergelfazies "Sandstreifenschlier"
	Eggenburgien	Eggenburger Schichten Zogelsdorfer Stein Gauderndorfer Sande Loibersdorfer Schichten Molter Schichten Felser Sande	Eggenburger Serie	Buchberg-Konglomerat
OLIGOZÄN	Egerien (= Chatt & Aquitan)	Melker Sand Pielacher Tegel	Melker Serie	dunkler (älterer) Schlier ?
	Rupelien	Tonmergel		Moosbierbaumer Konglomerat ?
	Lattorf	Lithothamnienkalke		
EOZÄN	Jung-Eozän			

Tabelle 4. Die Ablagerungen der Molassezone.

Im Hangenden der Melker Sande folgt nach J. KAPOUNEK, A. KRÖLL, A. PAPP & K. TURNOVSKY im Bereich der westlichen Molassezone auf der Wieselburger Schwelle und im südlichen Tullner Becken der sogenannte Sandstreifenschlier, der nach der Mikrofauna dem Eggenburgien entspricht. Dieser „Burdigal"-Schlier ist dem Haller Schlier in Oberösterreich gleichzusetzen. Nördlich der Donau bildet fossilarmer Schlier mit Glaukonitsandsteinen an der Basis das älteste Schichtglied der Molassezone. Es enthält eine Foraminifauna, in der das für die Eggenburger Serie typische *Elphidium flexuosum subtypicum* PAPP relativ häufig auftritt. Dieses Schichtglied gilt daher als altersmäßiges Äquivalent der fossilreichen Ablagerungen der Eggenburger und Horner „Bucht" mit einer typischen Burdigalfauna. Diese Ablagerungen entsprechen der Randfazies und

sind als typische Seichtwasserbildungen entwickelt, während der Schlier die Beckenfazies darstellt. Klassisch gewordene Fundstellen sind Eggenburg, Gauderndorf, Loibersdorf und Zogelsdorf, zu denen Fels am Wagram als besonders fossilreiche Lokalität hinzukommt. Die geringe Mächtigkeit, die oft nur lokale Verbreitung und die fazielle Verschiedenheit erschweren die Parallelisierung und die Beurteilung der zeitlichen Abfolge der einzelnen Schichtglieder. Eine monographische Darstellung der als Eggenburger Serie (nach Eggenburg) bezeichneten Ablagerungen samt paläogeographischer Verbreitung haben in jüngster Zeit F. STEININGER & J. SENEŠ gegeben (Abb. 10).

Die Sedimente der Eggenburger Serie (= Burdigal = M 1 der Paratethys-Nomenklatur) transgredieren auf dem zum Teil kaolinisierten Kristallin der Böhmischen Masse. Verschiedene kleine Vorkommen im Inneren der Böhmischen Masse auf Höhen um 500 m lassen erkennen, daß das Burdigalmeer weit nach Westen auf das Moldanubikum übergegriffen hat und die heutigen buchtförmigen Burdigalvorkommen nur Reste einer einst viel mächtigeren Sedimentdecke sind. Im Horner Becken lassen sich nach F. X. SCHAFFER und F. STEININGER vom Liegenden zum Hangenden die Molter und die Loibersdorfer Schichten, Scutellensande und Lithothamnienkalke, im Eggenburger Raum Liegendtegel und -sande, die Gauderndorfer Sande und die Eggenburger Schichten unterscheiden.

Als Basalbildungen der Eggenburger Serie gelten die als Molter Schichten (nach Mold [= Molt] bei Dreieichen) bezeichneten Liegendtegel im Horner Becken von Mold bei Dreieichen, bei Nondorf und Kotzendorf, die direkt auf dem Kristallin bzw. dessen Verwitterungsprodukt, dem Tachert, oder auf fossilarmen Quarzsand-Tonmergeln liegen. Es sind dunkle Tonmergel und Sande, die brackische und auf Süßwassereinfluß hinweisende Elemente, wie Pirenellen, Cerithien, *Tympanotonus margaritaceus nondorfensis* (SACCO), *Melanopsis, Clithon, Hydrobia, Dorsanum, Ostrea, Chama* und Foraminiferen (*Ammonia beccarii* [LINNÉ]) und gegen oben zu Ligniteinschaltungen enthalten. Als solche Basisbildungen werden auch Sande und Schotter mit Braunkohlen angesehen, die bei Langau NE Geras im Tagbau gewonnen wurden und aus denen Reste miozäner Mastodonten (*Mastodon angustidens* CUVIER) bekannt sind. Sie sind wahrscheinlich etwas jünger, wie das Vorkommen von Mastodonten vermuten läßt.

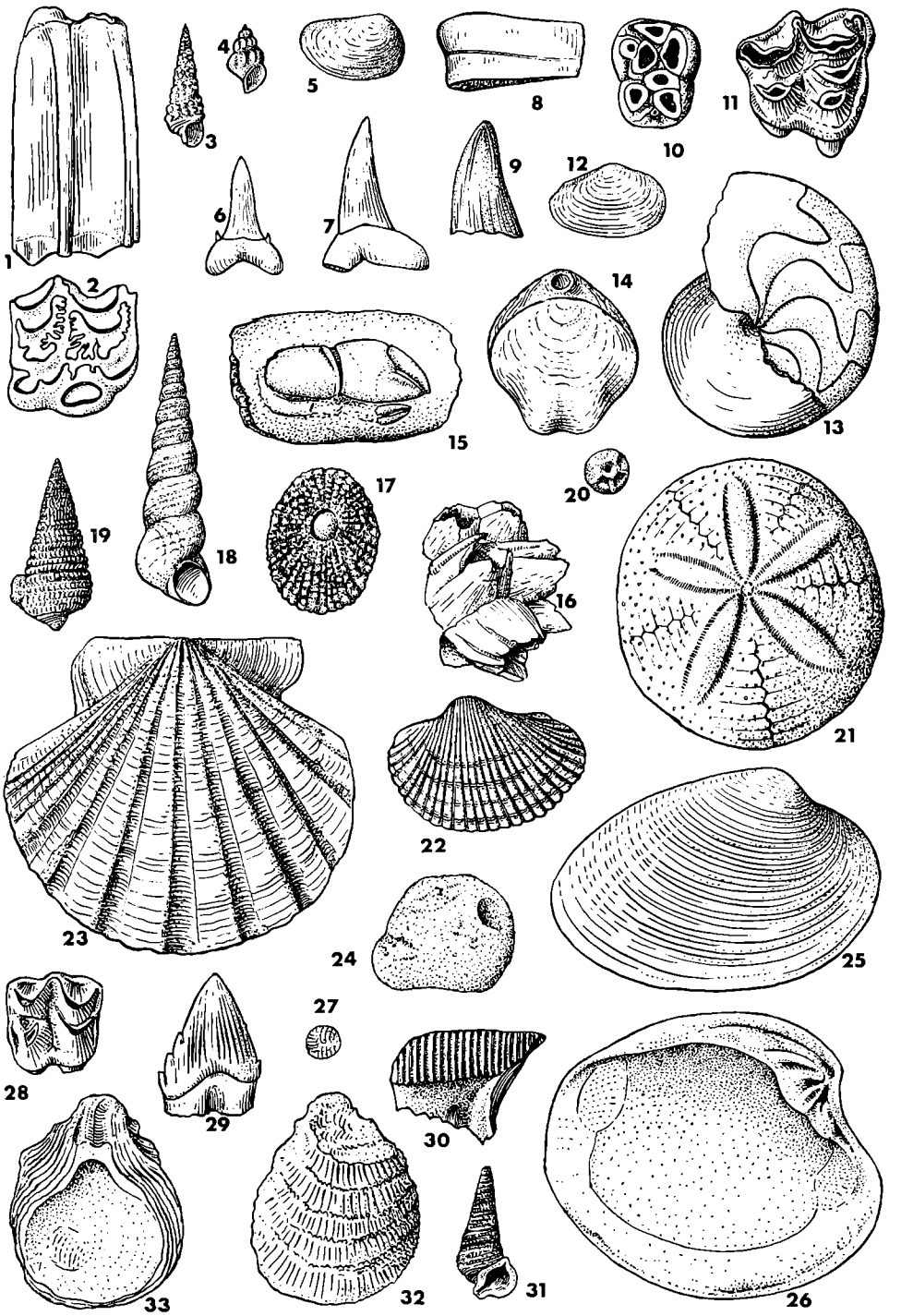
Über dem Liegendtegel bzw. auf basalen Schottern, Sanden und sandigen Tonmergeln (= fossilarme Serie, die nach W. KLAUS eine altmiozäne Pollenflora enthält) oder auch direkt auf dem Kristallin folgen in der „Horner Bucht" die Loibersdorfer Schichten (nach Loibersdorf S Horn), die eine reiche Molluskenfauna enthalten. Es sind feine bis gröbere Quarzsande mit Sandsteinknollen oder -bänken. Die wichtigsten Fossilien sind *Glycymeris fichteli* (DESHAYES), *Mytilus haidingeri* HÖRNES, *Cardiocardita zelebori* (HÖRNES), *Laevicardium kübecki* (HAUER), *Pitar lilacinoides* (SCHAFFER) und *Protoma cathedralis paucicincta* (SACCO). Als Äquivalente der höheren Loibersdorfer Schichten bzw. der Scutellensande von Dreieichen gelten im Eggenburger Raum die Gauderndorfer Sande (nach Gauderndorf N Eggenburg), nach den häufigen Vorkommen kennzeichnender Muscheln auch Tellinen- bzw. Mugelsande genannt. Es sind Ablagerungen des Litoralbereiches, die in einer Tiefe von

maximal 20 m abgelagert wurden und bis zu 15 m Mächtigkeit erreichen. Sie enthalten zahlreiche meist noch in Lebensstellung, also doppelklappig erhaltene, zartschalige, grabende Muscheln, wie *Tellina (Peronaea) planata* LINNÉ, *Pharus legumen* (LINNÉ), *Solen marginatus* PULTENEY und *Sanguinolaria labordei* BASTEROT.

An der Basis der Eggenburger Schichtengruppe treten im Bereich von Eggenburg, Gauderndorf, Roggendorf, Maissau usw. Grobsande und ein Mollusken-Schillhorizont auf, die TH. FUCHS seinerzeit als „Liegendsande" bezeichnete. Besonders typisch sind sie in Burgschleinitz ausgebildet. Der Schillhorizont besteht zum überwiegenden Teil aus Mollusken (Aragonitschaler z. T. in Steinkernerhaltung), von denen *Glycymeris fichteli* (DESHAYES), *Mytilus haidingeri* HÖRNES, *Pinna pectinata, Pedalion rollei* (HÖRNES), *Pecten pseudobeudanti* (DEPÉRET & ROMAN), *Chlamys multistriata* (POLI), Ostreen, Ringicardien und *Ventricola burdigalensis* (MAYER) sowie Balaniden und Korallen genannt seien. In den im Hangenden folgenden Quarzsanden, die nach oben zunehmend verfestigt sind und nun Kalksandsteinbänke bilden, finden sich Knochen von Seekühen *(Metaxytherium),* Balanidenreste, Brachiopoden (*Terebratula hoernesi* SUESS) und die sehr kennzeichnenden Grabgangausfüllungen von Krebsen *(Callianassa).* Sedimente und Fauna sprechen somit für eulitorale (Balaniden, Patellen) bis sublitorale Ablagerungsbedingungen. Die jüngeren Ablagerungen (Kalksandsteinbänke) sind als Äquivalente der Eggenburger Schichten zu betrachten.

Aus den „Liegendsanden" im Raum von Eggenburg (Schindergraben) stammen auch die Wirbeltierreste der Eggenburger Schichtengruppe, nämlich Wale (*Schizodelphis sulcatus* GERVAIS), Seekühe (*Metaxytherium krahuletzi* DEPÉRET), Huftiere (*Brachyodus onoideus* [GERVAIS]), Krokodile (*Tomistoma [Gavialosuchus] eggenburgensis* (TOULA & KAIL) und Schildkröten *(Testudo).* Zähne von Haien (*Odontaspis acutissima* [AGASSIZ], *O. cuspidata* [AGASSIZ], *Isurus desori* AGASSIZ, *Squatina subserrata* [MÜNSTER]), Rochen *(Aëtobatus arcuatus* AGASSIZ) und Knochenfische *(„Chrysophrys" = Sparus)* hingegen sind häufig und treten verbreitet auf. Manche dieser Wirbeltiere, aber auch verschiedene Wirbellose lassen erkennen, daß damals noch eine direkte Meeresverbindung über Südwestasien zum indopazifischen Raum bestanden hat.

Die Eggenburger Schichten selbst, die etwa im Brunnstubengraben in Eggenburg im Hangenden des Gauderndorfer Niveaus als bankige, mehr oder weniger verfestigte lichte (Kalk-)Sandsteine auftreten, unterscheiden sich in der Molluskenfauna nach F. STEININGER hauptsächlich durch das Auftreten verschiedener Kammuscheln (z. B. *Pecten hornensis* DEPÉRET & ROMAN, *P. pseudobeudanti* DEPÉRET & ROMAN, *Chlamys holgeri* GEINITZ, *Ch. praescabriuscula* [FONTANNES]), ferner durch das häufige Vorkommen von Bryozoen *(Schizoporella, Retepora, Holoporella)* und Rotalgen (Lithothamnien) von den Loibersdorfer Schichten. Bryozoen und Lithothamnien sind auch an der Bildung des Eggenburger oder Zogelsdorfer Steines (nach Zogelsdorf S Eggenburg; von Eggenburg, Zogelsdorf, Sonndorf), der faziell mit dem allerdings jüngeren Leithakalk des Wiener Beckens verglichen werden kann und der besonders in der Barockzeit als Skulpturstein eine große Bedeutung besaß, maßgeblich beteiligt. Von den


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33

sonstigen Fossilien der Eggenburger Schichten seien nur noch Foraminiferen, Muschelkrebschen *(Ostracoda)* und Seeigel (*Echinolampas laurillardi* AGASSIZ, *Clypeaster latirostris* AGASSIZ, *Spatangus austriacus* LAUBE) hervorgehoben. Äquivalente der Eggenburger Schichten sind in der Umgebung von Retz als Retzer Sande bekannt. Typisch sind *Chlamys praescabriuscula* (FONTANNES) und *Chl. opercularis* (LINNÉ).

Fazielle Sonderbildungen sind die Scutellensande von Dreieichen bei Horn (mit *Scutella höbarthi* KÜHN) und die Patellensande von Roggendorf. Auch den Felser Sanden (nach Fels am Wagram = Wiedendorfer Sande), die am Südostrand der Böhmischen Masse im Bereich des Felser Rückens bei Fels am Wagram, Wiedendorf, Bösendürnbach und Obernholz lokal als linsenartige Erosionsreste erhalten geblieben sind, kommt nach F. STEININGER durch die große Anzahl von Kleinformen und durch mehrere oligozäne Reliktformen, die den Loibersdorfer Schichten fehlen, eine gewisse Sonderstellung zu, die für eine tiefe Position innerhalb des Eggenburgien spricht.

Der Sandstreifenschlier, der im Gegensatz zu den meist nur wenige Meter mächtigen Randbildungen des Eggenburgien gegen Süden beträchtliche Mächtigkeit erreicht, wird nach Norden zu mergeliger und geht in die Mergelfazies über. Dies weist auf eine Schüttung aus dem Süden hin. Das in der Gegend von Neulengbach (Schloßberg, Buchberg usw.) in der subalpinen Molasse auftretende und Höhenzüge bildende Buchberg-Konglomerat (nach dem Buchberg bei Neulengbach) ist ein lokal begrenzter Schotterkegel am Alpenrand, der auch in Bohrungen angetroffen wurde und im Gegensatz zu älteren Konglomeraten der Molassezone, wie sie etwa als Ollersbacher Konglomerat im Raum westlich von Neulengbach bekannt geworden sind, hauptsächlich aus Flyschgesteinen besteht.

Durch Bohrungen im Bereich der Waschbergzone und des nördlichen inneralpinen Beckens konnte die Verbreitung des Burdigalmeeres über die nördliche

---

Abb. 10. Fossilien aus dem Tertiär der Molassezone. 1—2 *Hipparion primigenium* (H. v. MEYER), Magersdorf, 3 *Pirenella picta* (DEFRANCE), Hollabrunn, 4 *„Rissoa“ (= Mohrensternia) inflata* (ANDRZEJOWSKY), Hollabrunn, 5 *„Oncophora“ (= Rzehakia)* sp., Tullner Becken, 6 *Odontaspis cuspidata* (AGASSIZ), Burgschleinitz, 7 *Isurus desori* (AGASSIZ), Eggenburg, 8 *Testudo antiqua noviciensis* (DEPÉRET) (Panzerplatte), Roggendorf, 9 *Tomistoma (Gavialosuchus) eggenburgensis* (TOULA & KAIL), Eggenburg, 10 *Metaxytherium krahuletzi* DEPÉRET, Eggenburg, 11 *Brachyodus onoideus* (GERVAIS), Eggenburg, 12 *Tellina (Peronaea) planata* LINNÉ, Gauderndorf, 13 *Aturia aturi* (BASTEROT), Burgschleinitz, 14 *Terebratula hoernesi* SUESS, Maissau, 15 *Callianassa* sp., Burgschleinitz, 16 *Balanus concavus* BRONN, Burgschleinitz, 17 *Patella spinosocostata* SCHAFFER, Roggendorf, 18 *Turritella terebralis* LAMARCK, Nondorf, 19 *Tympanotonus margaritaceus* (BROCCHI), Nondorf, 20 *Discometra (= „Antedon“) eggenburgensis* (SCHAFFER), Zogelsdorf, 21 *Echinolampas laurillardi* AGASSIZ, Eggenburg, 22 *Arca (Anadara) fichteli* DESHAYES, Loibersdorf, 23 *Chlamys holgeri* (GEINITZ), Eggenburg, 24 *„Cellepora“* sp., Zogelsdorf, 25 *Pitar lilacinoides* (SCHAFFER), Fels am Wagram, 26 *Arctica (= „Cyprina“) girondica* (BENOIST), Fels am Wagram, 27 *Clupea (= „Meletta“)* sp., St. Pölten, 28 *Elomeryx borbonicus* (GERVAIS), Statzendorf, 29 *Squalodon* sp., Obritzberg, 30 *Isognomon (= Perna) sandbergeri* (DESHAYES), Melk, 31 *Tympanotonus submargaritaceus* BRAUN, Wachberg, 32—33 *Ostrea fimbriata* GRATELOUP, Wachberg. 1—2 = Pannon, 3—4 = Sarmat, 5 = Ottnangien, 6—26 = Eggenburgien, 27—33 = Egerien. Sämtliche Figuren außer 4 und 27 verkleinert.

Molassezone hinaus bis in das Waagtal in der Slowakei nachgewiesen und damit die Auffassung von D. ANDRUSOV bestätigt werden.

Im Hangenden des Sandstreifenschliers bzw. der Mergelfazies treten im Tullner Becken und nördlich der Donau tonig-glimmerige Feinsande mit Sandsteinknauern und -bänken auf, die nach der kennzeichnenden Muschelgattung „*Oncophora*" (= *Rzehakia*, daher in Mähren Rzehakia-Schichten genannt) als „Oncophora-Sande" bezeichnet werden. Es sind Brackwasserablagerungen, die neben *Rzehakia* auch Congerien, Cardien und Melanopsiden, also Muscheln und Schnecken enthalten, wie sie für Gewässer mit niedrigem Salzgehalt typisch sind. Sie werden meist als Ottnangien (= unteres Helvet bzw. Luschitzer Serie der älteren Literatur) eingestuft. Allerdings stößt die Abgrenzung vom Eggenburgien und damit die Grenzziehung zwischen Burdigal und „Helvet" auf Schwierigkeiten. Die Äquivalente der „Oncophora-Sande" finden sich nicht nur in Mähren, sondern auch im Bereich des nördlichen Wiener Beckens wieder. Ob damals auch eine direkte Verbindung mit Oberösterreich und Niederbayern bestanden hat, ist zwar nicht belegbar, da die Oncophora-Schichten bisher zwischen St. Pölten und dem westlichen Oberösterreich nicht nachgewiesen werden konnten, doch spricht die faunistische Übereinstimmung dafür. Eine nachträgliche Erosion in diesem Gebiet ist übrigens nicht ausgeschlossen.

Auch in den Oncophora-Sanden treten Konglomerate (z. B. Eichbergkonglomerat) auf, die vorwiegend aus Flyschgesteinen bestehen und — ähnlich dem Buchbergkonglomerat — Reste von Schwemmkegeln in das „Helvet"-Meer darstellen.

Im Hangenden des Burdigalschliers tritt jedoch auch Schlier (Raum von Melk, nördliche Molassezone) mit örtlichen Sandeinschaltungen (Prinzersdorfer Sande; nach Prinzendorf W St. Pölten) und Blockschichten auf, die aus Kristallin mit untergeordnet aufgearbeiteten Burdigalsandsteinen vom Typ Fels am Wagram bestehen (s. R. GRILL, W. FUCHS). Dieser grau- bis bräunlichgelbe, glimmerreiche Schlier, der öfters in lockere Sande übergeht, enthält eine miozäne Foraminiferenfauna mit *Robulus inornatus* (MONTFORT), *Globigerina bulloides* ORBIGNY usw., weshalb man auch von *Robulus-Schlier* (= Ottnangien-Schlier) spricht. Dieser Schlier dokumentiert eine neuerliche Transgression seit dem älteren Burdigal. Nördlich der Donau ist Schlier unter anderem in der Gegend von Platt und Zellerndorf (Ortschaften SE Schrattenthal) bekannt. Dieser Schlier, der sich über Pulkau und Retz bis nach Mähren hinein verfolgen läßt, ist als feinstsandiger, bisweilen schiefriger (dunkel-)graubrauner Schlierton mit Fischschuppen (*„Meletta"*) entwickelt und enthält reichlich Gips. Bei Grübern liegt dieser Schlier direkt auf Eggenburger Schichten. Stellenweise treten auch Lagen von Menilitopal auf.

Im Gebiet von Maissau—Limberg—Straning finden sich im Hangenden dieses Schliers dünnschiefrige, lagenweise opalisierte, mehrere Meter mächtige Diatomeenschiefer. Dieser Diatomit ist hauptsächlich aus den mikroskopisch kleinen Skeletten von Kieselalgen (Diatomeen und Silicoflagellaten) aufgebaut und enthält außer Fischen *(Scomber, Thunnus)* auch Pflanzenreste (Palmen: *Sabal*). Sie entsprechen dem Ottnangien.

Über den Oncophorasanden treten in der nördlichen Molassezone die einst als Grunder Schichten bezeichneten Flachseesedimente auf, aus denen eine überaus reiche Molluskenfauna bekannt geworden ist. Wie R. WEINHANDL auf Grund der Mikrofaunen und einer Winkeldiskordanz innerhalb dieser „Grunder Schichten" gezeigt hat, sind es zwei altersverschiedene Komplexe, die unteren Grunder Schichten, die später durch J. KAPOUNEK, A. PAPP & K. TURNOVSKY als Laaer Schichten der Laaer Serie des Karpatien (= oberes Helvet der älteren Literatur) bezeichnet wurden und die oberen Grunder Schichten des Badenien (= Torton der älteren Literatur). Die Laaer Schichten (nach Laa an der Thaya) sind sandige, graue bis braune geschichtete Tonmergel mit Feinsandpaketen, Quarzgeröllen und Sandsteinkonkretionen und enthalten außer Pflanzenhäcksel und Blattabdrücken (*Cinnamomophyllum* vorherrschend) eine kleinwüchsige Foraminiferenfauna ohne Lageniden, mit den Leitformen *Uvigerina bononiensis primiformis* PAPP & TURNOVSKY und *U. graciliformis* PAPP & TURNOVSKY, sowie nach F. RÖGL erstmals *Globigerinoides bisphericus* TODD als Planktonforaminifere, die eine Parallelisierung mit der interkontinentalen Planktongliederung zuläßt. Die Laaer Schichten sind bei Ravelsbach, im Tal der Schmida (Sitzendorf, Braunsdorf) bei Platt, Haugsdorf, Mailberg, Stronsdorf und Laa an der Thaya (Ziegelei Brandhuber; Blaue Liegendmergel mit typischer Karpatienfauna des sogenannten Virgulinella-Horizontes, der im ganzen außerkarpatischen Molassebecken einen Leithorizont bildet: darüber Mergel mit aufgearbeiteten Tongeröllen und reichen Faunen mit brackischem Einschlag der Lagenidenzone) allenthalben aufgeschlossen. Bei Verwitterung kommt es vielfach zu Salzausblühungen, die besonders im Raume von Laa an der Thaya bekannt sind.

Die Grunder Schichten (im engeren Sinne; nach Grund bei Guntersdorf), wie sie in typischer Form im Raum von Grund, Guntersdorf, Wullersdorf, Immendorf, Windpassing und Braunsdorf anstehen und sich nach Mähren hinein fortsetzen, enthalten eine für die Lagenidenzone kennzeichnende Foraminiferenfauna und gehören dementsprechend in das älteste „Torton" (= älteres Badenien). Die von der Typlokalität (Grund) bekannte reiche Molluskenfauna ist eine reine Flachmeerfauna mit einzelnen brackischen (Melanopsiden, Cerithien), Süßwasser- (Neritinen) und Landformen *(Cepaea)*. Die bekanntesten Mollusken sind: *Turritella (Haustator) eryna* ORBIGNY, *T. (H.) badensis* SACCO, *T. (Archimediella) erronea* COSSMANN, *Tudicla rusticula* (BASTEROT), *Columbella (Alia) curta* (DUJARDIN), *Clavatula asperulata* (LAMARCK), *Ostrea crassissima* LAMARCK, *Glycymeris cor dollfusi* (COSSMANN & PEYROT), *Pitar (Cordiopsis) isandicoides grundensis* KAUTSKY, *P. (C.) gigas* LAMARCK, *Venus (Circomphalia) plicata grundensis* KAUTSKY, *V. (Mioclausinella) vindobonensis* MAYER, *Arca (Anadara) diluvii* LAMARCK, *Cardium (Acanthocardia) turonicum grundense* IVOLAS & PEYROT, *Cardita partschi* GOLDFUSS. Die Festlandsnähe wird durch Landwirbeltierreste (Schildkröten, Vögel und Säugetiere) bestätigt. Kennzeichnend für diese jüngeren Grunder Schichten ist das transgressive Übergreifen auf das Kristallin der Böhmischen Masse (z. B. bei Grübern und Zemling). Im Osten werden sie meist von den altpliozänen Schottern und Sanden des Hollabrunner Schotterkegels bedeckt.

Die Ablagerungen der Lagenidenzone greifen, wie neuere Untersuchungen durch R. GRILL, A. PAPP & E. WEINFURTER gezeigt haben, weit nach Westen und sind als marine Tonmergel und Sande auch aus der Wachau (z. B. Reisperbachtal bei Krems, Unterloiben, Spitz), wo sie zum Teil diskordant auf Kristallin liegen, bis zu einer Meereshöhe von ungefähr 370 m festgestellt worden. Dieser Tegel ist im Raum von Krems mit dem Hollenburg-Karlstettener-Konglomerat (nach Hollenburg ESE Krems und Karlstetten NW St. Pölten) in Wechsellagerung, dessen Basis NE Karlstetten in ca. 400 m Seehöhe liegt, nach Nordosten jedoch allmählich auf 200 m absinkt. Dieses hauptsächlich aus kalkalpinen Komponenten bestehende Konglomerat entspricht nach H. HASSINGER einem submarinen Schotterkegel eines Traisenvorläufers und belegt zugleich eine ältere „tortonische" Erosionsphase. Dieses Konglomerat bildet als mächtige Platte die Höhen des Wachtberges (497 m) und seiner Vorberge N St. Pölten. Der Tegel enthält eine reiche marine Fauna des älteren Badenien aus Foraminiferen (der oberen Lagenidenzone nach M. E. SCHMID in W. FUCHS), Mollusken, Stachelhäutern, Armfüßern, Korallen, Krebsen und Fischen, während aus dem Konglomerat in der Umgebung von Krems (Bründl- und Martalgraben) Landsäugetierreste angegeben werden, die für jungtertiäres Alter sprechen.

Lokal (z. B. Buchberg und Galgenberg bei Mailberg, Locatelliwald) treten Leithakalke aus Rotalgen (Lithothamnien) und Bryozoen auf, die Mollusken und Balaniden enthalten. Sie bilden das Hangende der Grunder Schichten und mit ihnen schließt die rein marine Sedimentation ab.

Die regressiven Tendenzen zur Zeit der jüngeren Badener Stufe führten zur Trockenlegung und Erosion im Bereich der Molassezone. In der nördlichen Molassezone sind Schotter des Badenien verbreitet, die meist von sarmatischen Schottern überlagert werden. Es sind Ablagerungen von Vorläufern des altpliozänen Stromes. Die im Raum von Ziersdorf—Hollabrunn und Langenlois festgestellten brachyhalinen Sande und Tonmergel sind nach A. PAPP Ablagerungen des Sarmatmeeres (Rissoenschichten), das sich durch eine neuerliche Transgression als schmaler Meeresschlauch vom inneralpinen Wiener Becken durch die Waschberg-Zone im Bereich des heutigen Zayatales über Ziersdorf bis nach Langenlois erstreckte. Diese sarmatischen Schichten liegen diskordant auf älteren Sedimenten. Die Tonmergel und Feinsande enthalten eine für das ältere Sarmat kennzeichnende brachyhaline Foraminiferen- und Molluskenfauna. Schotter im Hangenden (bei Hollabrunn) zeigen die rasch folgende Aussüßung und völlige Verlandung der Molassezone an.

Über sarmatischen Schottern folgen die Sande und Schotter des Hollabrunner Schotterkegels (nach Hollabrunn), der sich im Osten in den Mistelbacher Schotterfächer fortsetzt. Es sind meist wohlgerundete, feinkörnige eisenschüssige Schotter und Sande, unter denen Quarzkomponenten dominieren, und verschiedentlich tonige Lagen und Linsen entwickelt sind. Wie R. GRILL gezeigt hat, sind es Ablagerungen eines aus dem Raum von Krems in NE-Richtung verlaufenden Stromes, eines Donauvorläufers, der in der Gegend der heutigen Zayafurche in den Pannonsee des Wiener Beckens mündete. In den Schottern und Sanden finden sich Reste von Landsäugetieren (*Hipparion primigenium [= gracile]*, KAUP *Mastodon [Bunolophodon] longirostris* KAUP, *Dinotherium*

giganteum KAUP, *Tapirus priscus* KAUP, *Miotragocerus pannoniae* KRETZOI, *Microstonyx antiquus* [KAUP] usw.), die das altpliozäne Alter erkennen lassen. In den mergeligen Tonen und Sanden an der Basis finden sich verschiedentlich Mollusken (Congerien) und Muschelkrebschen (Ostracoden: *Candona auriculata* [REUSS]), die auf ein brackisches Milieu hinweisen, wie es im inneralpinen Wiener Becken im älteren Pannon (Zone B und C) herrschte. Für die hochgelegenen Schotter und Sande von Hohenwarth NE Krems nimmt H. ZAPFE wegen der Übergangsform *Bunolophodon longirostris-arvernensis ein* jungpannonisches Alter an. Mit der Ablagerung dieser Schottermassen findet die tertiärzeitliche Sedimentation im Bereich des Molassetroges ihren Abschluß.

Tektonik: Der tektonische Bau der Molassezone ist durch Kartierungen, seismische Untersuchungen und Tiefbohrungen (einschließlich physikalischer Bohrlochmessungen) in seinen Grundzügen bekannt, doch harren noch manche Probleme ihrer Lösung. Er wird gekennzeichnet durch die Bruchtektonik des Untergrundes und die Überschiebung der Alpen auf die Molasse.

Die Molassezone nördlich der Donau ist durch verschiedene Brüche (s. S. 36) in einzelne Schollen bzw. Senken zerlegt worden. Die annähernd N-S-verlaufende Mailberger Abbruchzone trennt die westliche oder Sitzendorfer Scholle mit nur wenige hundert Meter mächtigen Sedimenten von der Hollabrunn-Laaer-Scholle im Osten. Beide Teile sind, wie Tiefbohrungen gezeigt haben, erst mit einer burdigalischen Transgression dem Molassetrog angegliedert worden.

In der südlichen Molassezone, aber auch im Osten, nahe der Waschbergzone, macht sich der Einfluß der auf die Molasse überschobenen Alpen durch Faltung bzw. Verschuppung der Sedimente bemerkbar. Im Bereich des südlichsten Randstreifens, der gestörten Molasse, ist es zu Überschiebungen innerhalb der Molasse und dadurch zu deren Einfallen nach Süden sowie zur Überfahrung älterer, flach liegender Molassesedimente (= autochthone Molasse) gekommen. Nördlich davon läßt ein fast 10 km breiter Streifen noch leichte Stauchungserscheinungen in Form seichter Falten erkennen (Vorfaltungszone). Als Fortsetzung dieser subalpinen Molasse in Mähren kann die Pausramer Schuppe angesehen werden, die der Steinitzer Einheit (s. S. 63) vorgelagert ist. Die von R. GRILL als St.-Pöltner-Störung bezeichnete tektonische Linie bildet die Aufschiebungslinie der gestörten Molasse auf die autochthone Molasse. Als ihre durch Querstörungen gestörte Fortsetzung im Osten ist die Aufschiebung von Anzing—Waltendorf—Siegendorf NW Sieghartskirchen bzw. die Senninger Aufschiebung anzusehen. Gegen Westen zu läßt sich die St.-Pöltner-Störung bis in das Pielachtal verfolgen. Sie entsprechen der Steirischen Phase. Auch die von der westlichen bis zur nördlichen Landesgrenze verfolgbare Randstörung, welche die subalpine Molasse von der übrigen trennt, zeigt etliche Querstörungen im Bereich des Tullner Beckens und auch nordöstlich davon, also westlich der Waschbergzone. Sie werden mit dem gegenwärtigen Verlauf des Alpen-Karpatenbogens in Zusammenhang gebracht und führten zu einer jeweiligen Verschiebung des nordöstlichen Flügels. Von den alpidischen Bewegungen sind zwar sämtliche Sedimente vor der Laaer Serie

betroffen worden, doch sind die jüngsten Ablagerungen (Oncophorasande) nur schwach beeinflußt worden.

Die Zeitspanne der Überschiebung des Flysches auf die Molasse wird durch Tiefbohrungen eingeengt bzw. bestätigt. Die Bohrung im Molassefenster von Texing hat die Überschiebung auf Sedimente des Eggenburgien und damit die postburdigalisch erfolgte Überschiebung gezeigt. Diese Feststellung ist wichtig, da im Westen (Oberösterreich) Molasseablagerungen des Egerien, im Osten (Mähren bzw. Polen) hingegen solche des Karpatien und Badenien überfahren wurden, die Überschiebung der Molasse daher nicht gleichzeitig, sondern von Westen nach Osten immer später erfolgte.

Vor Besprechung der inneralpinen Tertiärvorkommen noch einige Bemerkungen zu den Molasse„fenstern" in der Flyschzone, da diese besonders aufschlußreich und für die Beurteilung der Tektonik von grundsätzlicher Bedeutung sind (vgl. Abb. 9).

Molassevorkommen im Bereich der Flyschzone sind zwischen Gresten und Rabenstein (z. B. Rogatsboden bei Scheibbs und Texing) bekannt geworden. Die Molassesedimente bestehen nach S. PREY aus vielfach senkrecht stehenden, mitteloligozänen Tonmergelschichten und altoligozänen Lithothamnienmergeln und -kalken, die von Sedimenten der Buntmergelserie umrahmt und ferner von Flysch- und Klippengesteinen (s. u.) tektonisch begrenzt werden. Sie wurden bei der Überschiebung der Flyschzone samt Klippenhülle (Buntmergelserie) und Klippenkernen mit diesem verschuppt. Die Lagerung der Sedimente und der Kontakt mit den Gesteinen der Flyschzone zeigen, daß hier kein transgressives Übergreifen von Molassesedimenten vorliegt, sondern ausschließlich tektonische Kontakte, die durch Gleitbrettstruktur mit Schuppenbau zwanglos erklärt werden können. Schon aus diesem Grund kann bei diesen Vorkommen eigentlich nicht von einfachen tektonischen Fenstern gesprochen werden, denn es handelt sich bei der „Fenstermolasse" nicht um autochthone, durch Buntmergelserie und Flysch einfach überfahrene und später durch Erosion wieder freigelegte Molasse, sondern, wie die Bohrung von Texing gezeigt hat, um mehrere Schuppen. S. PREY spricht von einem von unten aufgeschuppten tektonischen (doppelten) Fenster. Auch die Deutung als einfache synklinale Einfaltung der Molasse wird bereits dadurch widerlegt. Jedenfalls zeigen Alter und Ausbildung der Molassesedimente von Rogatsboden, Texing und auch Urmannsau, daß diese Molassesedimente ursprünglich weiter im Süden abgelagert wurden und der Molassetrog durch die Überschiebung eine entsprechende Einengung erfahren hat.

4. Die Waschbergzone

Definition: Als Waschbergzone, die ihren Namen dem landschaftlich markanten Waschberg NE Stockerau verdankt, wird eine äußerst lückenhafte und tektonisch in zahlreiche Schuppen zerlegte Schichtenfolge vom Ober-Jura bis zum Miozän bezeichnet, die sich von der Donau im Süden als schmaler Streifen östlich der Molassezone bis zur Staatsgrenze im Norden erstreckt. Im Osten wird sie von Sedimenten der Flyschzone bzw. des Inneralpinen

Wiener Beckens begrenzt. In der älteren Literatur wird sie im Gegensatz zur „inneren Klippenzone" innerhalb des Alpen-Karpatenbogens als „äußere Klippenzone" oder auch als Waschberg-Nikolsburger-Zone (J. TERCIER) bzw. neuerdings durch A. TOLLMANN als Waschberg-Ernstbrunner-Klippenzone bezeichnet und als Rand-Helvetikum angesehen. Sie setzt sich über die Grenze weit nach Mähren hinein fort. Nach der stratigraphischen und tektonischen Sonderstellung dieser Einheit hat R. GRILL für sie in Anlehnung an ältere Bezeichnungen den Namen Waschbergzone vorgeschlagen und sie als karpatisches Element angesehen.

Abgrenzung und Morphologie: Die Waschbergzone erstreckt sich in wechselnder Breite nördlich der Donau von Stockerau über den Wasch- und Michelberg, die Leiser Berge, Staatz, Falkenstein und Klein-Schweinbarth bis nach Mähren hinein (Pollauer Berge, Steinitzer Wald). Sie unterscheidet sich morphologisch durch den stärker hügeligen Charakter und durch im Gelände markant hervortretende Härtlinge, die sogenannten „Klippen" (z. B. Staatzer und Falkensteiner Klippe). Die eigentlichen Grenzen zur Molassezone und zum Wiener Becken treten im Gelände kaum in Erscheinung, da die jeweils beherrschenden Schichtglieder ähnliche Landschaftsformen bilden und außerdem jüngere Ablagerungn (z. B. Pannon-Schotter) über weite Teile aller drei Einheiten hinweggreifen. Immerhin haben diese „Klippen" einst zu der Bezeichnung (äußere) Klippenzone geführt. Es sind allerdings keine autochthon einsedimentierten Hügel, sondern ausschließlich tektonisch verfrachtete härtere Sedimentgesteine (Abb. 11).

Die Begrenzung dieser Zone ist fast ausschließlich tektonisch bedingt. Die Westgrenze ist als Überschiebungslinie auf die Molassezone ausgebildet und läßt sich —

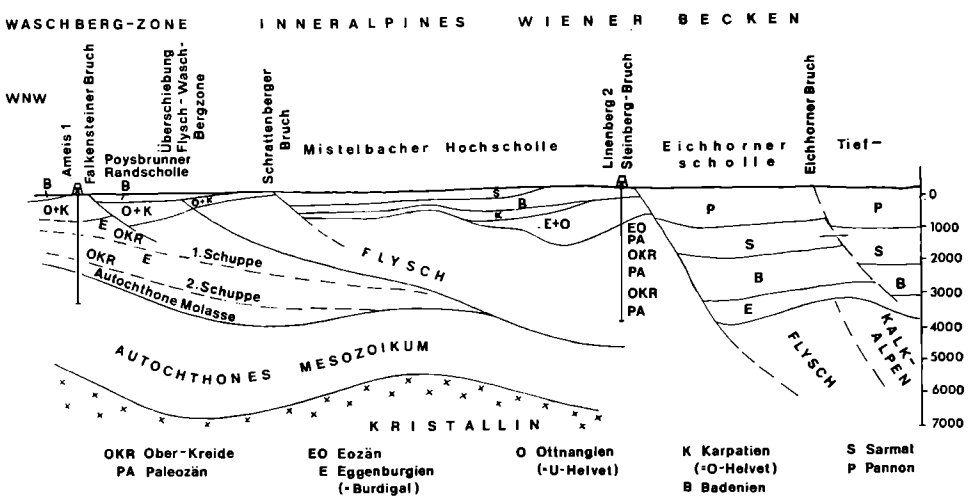


Abb. 11. Schematisches Profil durch die Waschbergzone und das nördliche Wiener Becken mit Hoch- und Tiefscholle. Vereinfacht umgezeichnet nach R. GRILL & J. KAPOUNEK, 1964. Beachte Überschiebung des Flysches auf die Waschbergzone und die synsedimentäre Absenkung längs des Steinbergbruches im Jungtertiär.

im Bereich der Zayafurche allerdings von altpliozänen Schottern verdeckt — in NE-Richtung westlich von Stockerau im Süden über Senning, Eichenbrunn, Staatz und Ottenthal im Norden verfolgen. Im Osten wurde Flyschzone auf die Waschbergzone überschoben bzw. bilden jungtertiäre Sedimente, wie etwa im Bereich der Bucht von Niederleis oder die an Brüchen abgesenkten Beckenfüllungen des Korneuburger und des Wiener Beckens die Grenze. Mehrere Querstörungen an der Westgrenze führen zu einem Übergreifen des jeweiligen Nordflügels (s. S. 62).

Gesteine: Die Waschbergzone ist aus recht verschiedenen Sedimentgesteinen aufgebaut. Es sind im wesentlichen Kalke, Kalkmergel und Mergel, Sande, Sandsteine und Konglomerate, die in wechselnder Folge auftreten und Jura-, Kreide- und Tertiärablagerungen umfassen. Die äußerst lückenhafte Ausbildung der Sedimente, ihre oft nur lokale Verbreitung und der komplizierte tektonische Bau haben zu verschiedenen Deutungen in der Beurteilung einzelner Schichtglieder geführt. Exakte Mächtigkeitsangaben der Schichtglieder sind entsprechend dem tektonischen Bau und durch die fazielle Mannigfaltigkeit kaum zu geben. Immerhin haben Tiefbohrungen (z. B. Ameis 1, Staatz 1 und 3, Poysdorf 2) in den letzten Jahren zur Klärung mancher Fragen beigetragen (Tab. 5).

Stratigraphie: Die Grundlagen zur stratigraphischen Gliederung der Ablagerungen der Waschbergzone wurden im wesentlichen durch die Untersuchungen von M. F. Glaessner & O. Kühn gelegt. In letzter Zeit haben sich besonders R. Grill und F. Bachmayer um die Kartierung und den Fossilinhalt bemüht (Abb. 7 und 12).

Die ältesten Schichtglieder sind die Ernstbrunner Kalke und die mehr mergelig entwickelten Klentnitzer Schichten des oberen Jura (Tithon). Es sind gleichaltrige, aber faziell verschiedene Ablagerungen, welche die Leiser Berge und die Klippen von Staatz, Falkenstein und Stützenhofen aufbauen.

Der Ernstbrunner Kalk (nach Ernstbrunn) ist ein organogener, aus Schwämmen, Hydrozoen, Korallen und Algen gebildeter, rein weißer, dichter, splittrig brechender Riffkalk, der gelegentlich sandig-tonige Einlagerungen enthält, die als Füllmasse einstiger Riffhohlräume angesehen werden. Der wirtschaftlich viel genutzte Ernstbrunner Kalk, der örtlich dolomitisiert ist, ist auch heute noch in verschiedenen Steinbrüchen aufgeschlossen. Aus dem Ernstbrunner Kalk, der die Hauptmasse des Semmelberges, Steinberges und Klementer Berges bei Ernstbrunn, ferner die Staatzer und die Falkensteiner Klippe aufbaut, ist eine Fülle mariner Fossilien bekannt geworden. Zu den häufigsten und kennzeichnendsten Formen gehören Muscheln (*Diceras bubalinum* Peters, *D. arietinum* Lamarck, *Pachyrisma*), Schnecken (*Nerinea hoheneggeri* Peters, *Ptygmatis carpathica* Zeuschner, *Purpuroidea, Pleurotomaria*), Kopffüßer (Nautiliden: *Hercoglossa;* Ammoniten: *Virgatosphinctes transitorius* (Oppel), *Haploceras, Calliphylloceras*) und Krebse (Galatheiden, Prosoponiden und Meeresasseln: *Protosphaeroma, Cyclosphaeroma*). Die Mollusken sind meist als Steinkerne erhalten. Weiters sind Stachelhäuter (Seeigel: *Plegiocidaris coronata* (Goldfuss); Seelilien), Korallen *(Mitrodendron),* Hydrozoen *(Sphaeractinia),* Bryozoen, Brachiopoden *(„Terebratula“),* Fische *(Lepidotus),* Foraminiferen und Grünalgen

(Griphoporellen und Codiaceen: *Cayeuxia*) anzutreffen. Es sind einerseits „Riff"-bildner und Riffhaldenbewohner andererseits Lagunenformen. Als faunistisches und stratigraphisches Äquivalent gilt der Stramberger Kalk in der Steinitzer Einheit in Mähren.

Die nach Klentnice in Mähren benannten Klentnitzer Schichten sind als hellgraue Mergel, Mergelkalke und Oolithe ausgebildet. Sie vertreten die Ernstbrunner Kalke bzw. überlagern sie örtlich und bilden die einstige Schlammfazies. Sie sind weiter verbreitet als die Ernstbrunner Kalke und bauen einen großen Teil der Leiser Berge (Buschbergzug, Semmelberg z. T.), der Niederfellabrunner Klippen und der Stützenhofener Klippe auf und enthalten verkieselte Schwämme, Brachiopoden *(Septaliphoria, Lacunosella)*, Stachelhäuter (*Plegiocidaris coronata* [GOLDFUSS], *Hemicidaris, Millericrinus, Apiocrinus*), Ammoniten (*Pseudovirgatites scruposus* OPPEL und Aptychen), Belemniten, Muscheln *(Ostrea, Arctostrea)*, Krebse *(Protaxius)*, Kalkalgen und auch Foraminiferen.

Kreideablagerungen sind obertags nur in Form von Glaukonitsanden und -mergeln (einschließlich der Klementer-Schichten) und als Senon-Mergel entwickelt, da die Bruderndorfer Schichten dem Tertiär zugerechnet werden. Aus der Bohrung Korneuburg 2 hat R. NOTH Tonmergel und Tonsandsteine beschrieben, die nach der Foraminiferenfauna der Unterkeide (Neokom: Hauterive) angehören, wie sie für den autochthonen Untergrund der Molasse bereits auf S. 36 erwähnt wurden.

Die lithologisch recht eintönigen Sedimente der Oberkreide konnten mit Hilfe der Mikropaläontologie altersmäßig gegliedert werden. Nach R. GRILL sind ein tieferer (Klementer Schichten) und höherer Schichtstoß (Obersenon) zu unterscheiden. Als Klementer Schichten (nach Klement N Ernstbrunn) werden glaukonitische Sandsteine mit Mergellagen nach der typischen Lokalität am Südrand der namengebenden Ortschaft bezeichnet. Sie erstrecken sich jedoch längs des Nordrandes des Buschbergzuges weiter nach Nordosten und sind auch im Raum von Ernstbrunn und nördlich auch bei Staatz und Falkenstein sowie bei Nikolsburg (Mikulov) in Mähren lokal anzutreffen. Sie führen häufig Bruchstücke von Muscheln (Inoceramen: *Inoceramus latus* FIEGE, *I. monstrum* HEINZ), ferner kommen Seeigel (*Echinoconus subrotundatus* MANTELL), Ammoniten *(Scaphites, Pachydiscus)*, Foraminiferen (*Globotruncana lapparenti*-Gruppe, *Ataxophragmium variabile globulare* MARSSOV usw.) und Nannoplankton vor, die nach R. GRILL für eine Alterseinstufung in das Turon — Coniac sprechen. Für die jüngsten Anteile ist nach R. OBERHAUSER wegen des Vorkommens von *Neoflabellina deltoidea ovalis* (WEDEKIND) in der Bohrung Wollmannsberg ein santones Alter anzunehmen.

Das Obersenon war lange Zeit nur durch Streufunde von *Belemnitella mucronata* SCHLOTHEIM bei Niederfellabrunn und Nikolsburg, die zur Bezeichnung „Mucronatenschichten" geführt haben, nachgewiesen. Erst die Aufnahmen von R. GRILL erbrachten ausgedehntere, anstehende Vorkommen von Obersenon-Ablagerungen, besonders in der Nordostumhüllung der Juragesteine der Leiser Berge, ferner in der Umgebung von Staatz und Falkenstein. Es sind graue oder durch den Glaukonitgehalt grünliche Mergel, mit Einlagerungen von Sanden und Sandsteinen und spärlichen Makrofossilien *(Belemnitella, Parapachy-*

discus). Die in den Mergeln vorhandene Mikrofauna enthält einerseits Leitformen des Campan (*Globotruncana fornicata* [PLUMMER], *Gl.* ex gr. *lapparenti* BROTZEN, *Gl. elevata andoki* KLASZ, *Gl. elevata stuartiformis* DALBIEZ bei Falkenstein), andererseits nach R. OBERHAUSER typische Leitformen des jüngeren Maastricht (*Bolivinoides draco draco* [MARSSON], *Globotruncana* ex gr. *stuarti* [LAPPARENT], *Gl.* ex gr. *arca* [CUSHMAN] bei Michelstetten), so daß demnach sowohl Campan als auch Maastricht nachgewiesen ist, wie es auch für die Bohrung Ameis 1 gilt.

Als jüngste Kreideablagerungen bzw. älteste Tertiärbildungen gelten die Bruderndorfer Schichten (nach Bruderndorf SW Ernstbrunn), die vor allem nördlich von Bruderndorf und westlich von Ernstbrunn (SE Haidhof) örtlich auf Feldern vorkommen und deren Megafossilien durch M. F. GLAESSNER

MIOZÄN	Ottnangien	Eisenschüssige Tone und Sande
	Eggen-burgien	Schiefrige Tonmergel (= "Auspitzer Mergel") Ameiser Sand Ritzendorfer Schichten Altmannser Grobsande
OLIGO-ZÄN	Egerien	Michelstettener Schichten
EOZÄN	Jung-	Globigerinen-Schichten (= "Niemtschitzer Schichten") Reingruber Serie Hollingstein- und Niederhollabrunner Kalk (= Kalk mit Mytilus levesquei)
	Mittel-	Haidhofschichten
	Alt-	Waschbergkalk
PAL-EOZÄN	Ilerdien	
	Dan	Bruderndorfer Schichten
KREIDE	Maastricht Campan	Mucronaten-Schichten
	Santon Coniac Turon	Klementer Schichten
	Cenoman	-
	Unter-Kreide (Hauterive)	Tonmergel und -sandsteine (Bohrung Korneuburg 2)
JURA	Tithon	Ernstbrunner Kalk Klentnitzer Schichten

Tabelle 5. Die Ablagerungen der Waschbergzone.

& O. KÜHN und in jüngster Zeit durch F. BACHMAYER untersucht wurden. Es sind Seichtwasserbildungen, die als Mergelsandsteine, Feinsande, Glaukonitsandsteine und Lithothamnienkalke ausgebildet sind. Von den Makrofossilien seien Seeigel (*Brissopneustes vindobonensis* KÜHN, *Echinocorys sulcatus* [GOLDFUSS]), Nautiliden (*Hercoglossa danica* [SCHLOTHEIM]), Muscheln *(Lima, Spondylus)*, Schnecken und Kalkalgen (Lithothamnien) erwähnt, meist typische Formen des Danien, das einst als jüngste Stufe der Kreide angesehen wurde. Die reiche Foraminiferenfauna (mit *Globigerina triloculinoides* PLUMMER, *Gl. pseudobulloides* PLUMMER, *Gl. daubjergensis* BRÖNNIMANN und anderen Planktonformen) von der Lokalität Haidhof entspricht nach M. E. SCHMID dem ältesten Tertiär (Alt-Paleozän), dem bekanntlich das Danien gleichzusetzen ist. Auch die tegeligen Sande, die einst im Liegenden des Steinbruches von der Reingruberhöhe aufgeschlossen waren, enthalten eine reiche Mikrofauna, die A. RZEHAK als alttertiär erkannte. Sie ist nach K. GOHRBANDT dem Ober-Paleozän zuzuordnen.

Eozäne Ablagerungen sind in der Waschbergzone unter verschiedenen Namen beschrieben worden; meist sind es nur lokale Vorkommen. Der W a s c h b e r g k a l k (nach dem Waschberg NE Stockerau) bildet die Gipfel des Wasch-, Michel- und Praunsberges und hebt sich dadurch im Landschaftsbild markant ab. Es sind gebankte Nummulitenkalke mit mergeligen Zwischenlagen und zahlreichen Blöcken und Schollen kristalliner Gesteine. Der Waschbergkalk enthält eine reiche Fauna aus Muscheln, Schnecken, Haifischzähnen (*Carcharodon angustidens* AGASSIZ), Klein- und Großforaminiferen, unter denen die Nummuliten mit *Nummulites partschi* HARPE, einer Leitform des Alt-Eozäns (Cuisien) dominieren. Das alteozäne Alter wird auch durch die Mikrofauna aus den Mergeln bestätigt, unter der M. F. GLAESSNER *Globorotalia aragonensis* NUTTAL nachgewiesen hat.

Die bisweilen riesigen Granitblöcke wurden einst als anstehende Gipfelpartien eines Kristallinrückens gedeutet, der von den eozänen Ablagerungen umhüllt wurde. Wie Tiefbohrungen gezeigt haben, ist der Kristallinsockel, von dem die Granitblöcke stammen, weiter östlich in der Tiefe unter den Gesteinen der Flyschzone zu suchen. Der tektonisch stark gestörte Waschbergkalk lagert nach R. GRILL mit einer Schuppengrenze auf „Auspitzer Mergeln" und wird seinerseits von diesen überlagert.

Im Raum westlich von Ernstbrunn in kleinen Schollen und nördlich der Zaya westlich vom Simperlberg treten Kalke und Kalksandsteine mit Bohnerzkörnern und Nummuliten auf, die M. F. GLAESSNER als H a i d h o f s c h i c h t e n (nach Haidhof W Ernstbrunn) bezeichnete und nach dem häufigen *Nummulites distans* DESHAYES (= *Nummulites* cf. *distans* nach H. SCHAUB) in das Mitteleozän stellte. Unter den Großforaminiferen ist nach H. SCHAUB auch *Assilina spira* (ROISSY) sehr häufig, die eine Einstufung der Haidhofschichten in das ältere Mitteleozän ermöglicht. Auch Schnecken (*Campanile giganteum* [LAMARCK]), Muscheln *(Exogyra eversa* MELLEVILLE, *Glycymeris*), Brachiopoden *(Terebratula)*, Krebse und Röhrenwürmer (*Rotularia spirulaea* [LAMARCK], *Protula extensa* [BRANDER]), Stachelhäuter, Bryozoen und Korallen *(Ceratotrochus)* sind nicht zu selten. Nach R. GRILL sind es im Raum von Haidhof vier NW-SE-streichende Körper, die in zwei durch Michelstettener Schichten getrennten Zügen angeordnet sind und den intensiven Schuppenbau erkennen lassen.

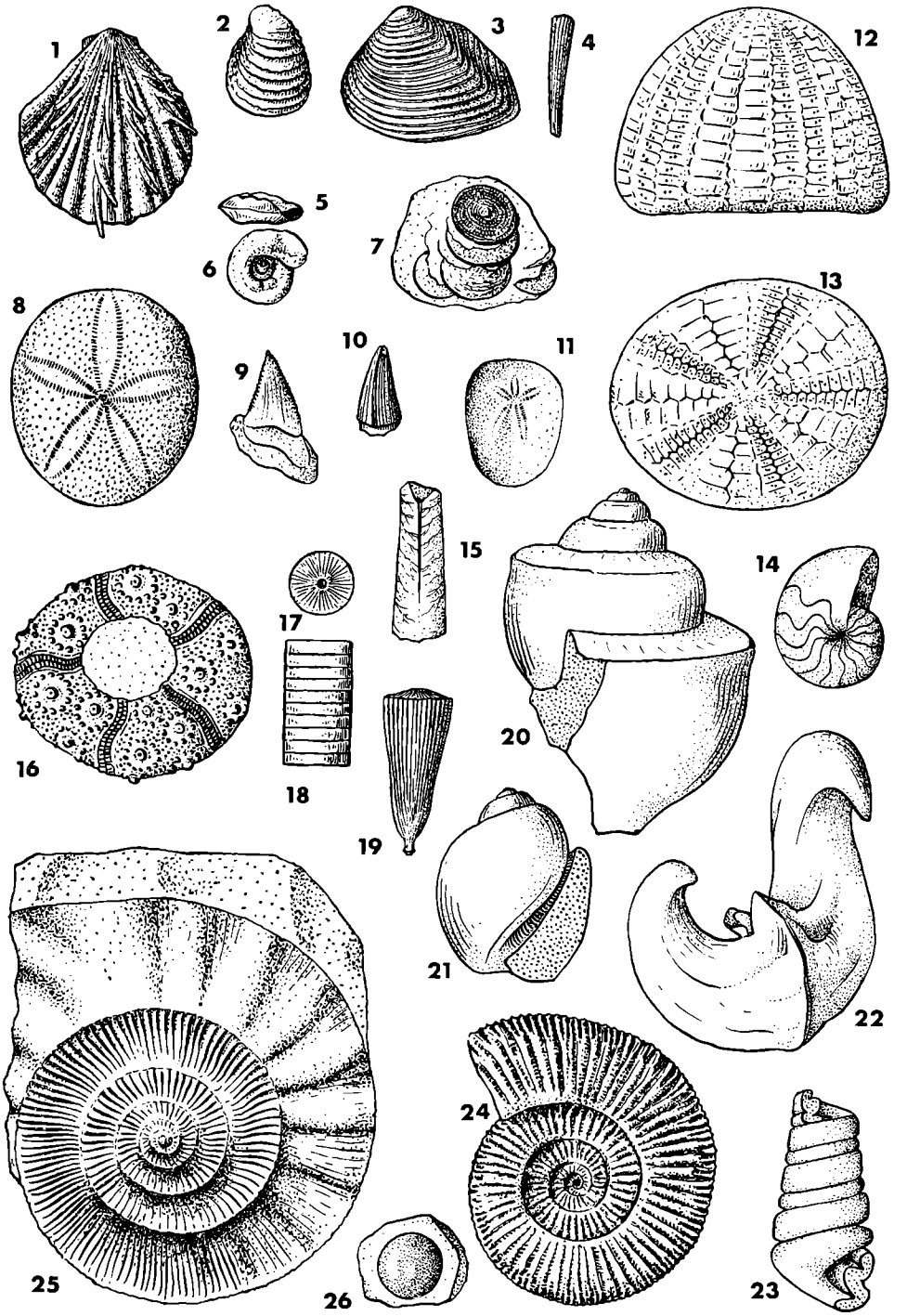
Faziell viel mannigfaltiger sind die Ablagerungen des Jung-Eozäns, von denen die Reingruber Serie von der Reingruber Höhe NE Bruderndorf am längsten und besten bekannt ist. Nach K. GOHRBANDT lassen sich vom Liegenden zum Hangenden folgende Schichtglieder unterscheiden: Glaukonitische Sande = Spondylus buchi-Schichten bei M. F. GLAESSNER, Discocyclinen-Kalk und Hauptsandstein (= Orbitoidenkalk mit Bryozoenschichten bei A. RZEHAK). Darüber folgt „Auspitzer Mergel" (= Melettamergel bei A. RZEHAK). Nach der Fauna, die von K. GOHRBANDT, K. KOLLMANN, A. PAPP und R. SIEBER bearbeitet wurde, sind es Seichtwasserabsätze des Jungeozäns, u. zw. des jüngeren Ledium. Von der reichen Fauna seien nur einige kennzeichnende Formen unter den Korallen (*Flabellum appendiculatum* BRONGNIART), Seeigeln (*Echinolampes subaffinis* OPPENHEIM), Röhrenwürmern (*Rotularia spirulaea* [LAMARCK]), Muscheln (*Spondylus buchi* PHILIPPI, *Chama squamosa* SOLANDER, *Crassatella* cfr. *sinuosa* DESHAYES, *Glycymeris pulvinata* [LAMARCK]) und Foraminiferen (Discocyclinen und Nummuliten: *Nummulites bouillei* HARPE, *N. ramondiformis* HARPE, Planktonforaminiferen: *Turborotalia centralis* CUSHMAN & BERMUDEZ, Globigerina *triloculinoides* PLUMMER, *Globigerinoides index* FINLAY, *Globigerinella micra* [COLE]) genannt.

Weitere (lokal beschränkte) jungeozäne Vorkommen in der Umgebung von Niederhollabrunn werden in der Literatur als Hollingsteinkalk (nach dem Hollingstein SSE Niederhollabrunn) und Kalk mit *Mytilus levesquei* DESHAYES bzw. Pfaffenholzschichten angeführt. Letzterer wird von F. BACHMAYER als Niederhollabrunner Kalk bezeichnet. Es sind stark zerklüftete Kalke mit Geröllen von Quarz und kristallinen Gesteinen. Sie sind lithologisch und nach P. ČTYROKY auch faunistisch mit dem Mautnitzer Kalk (benannt nach Moutnice in Südmähren) der Steinitzer Einheit zu vergleichen. Sie sind nach R. GRILL lediglich verschiedene Schichten innerhalb eines zeitlich kaum differenzierten Schichtstoßes.

Demgegenüber sind tonige und mergelige Ablagerungen des Jungeozäns, die früher meist als Niemtschitzer Schichten (nach Němčice in Mähren) bezeichnet wurden, etwas weiter verbreitet. Nordöstlich von Altruppersdorf und in der Umgebung von Ottenthal treten dunkelgraue, feinglimmerige, gut ge-

---

Abb. 12. Fossilien aus der Waschbergzone. 1 *Spondylus subspinosus* ARCHIAC, Bruderndorf, 2 *Chama squamosa* SOLANDER, Bruderndorf, 3 *Crassatella* cf. *sinuosa* DESHAYES, Bruderndorf, 4 *Dentalium tenuistriatum* ROUAULT, Bruderndorf, 5—6 *„Serpula"* (= *Rotularia) spirulaea* LAMARCK, Bruderndorf, 7 *Nummulites* sp., Waschberg, 8 *Echinolampas subaffinis* OPPENHEIM, Bruderndorf, 9 *Carcharodon* sp., Waschberg, 10 Krokodilzahn, Waschberg, 11 *Brissopneustes vindobonensis* KÜHN, Haidhof, 12—13 *Echinocorys sulcatus* (GOLDFUSS), Haidhof, 14 *Hercoglossa danica* (SCHLOTHEIM), Haidhof, 15 *Belemnitella mucronata* SCHLOTHEIM, Niederfellabrunn, 16 *„Cidaris"* (= *Plegiocidaris) coronatus* (SCHLOTHEIM), Stützenhofen, 17—18 *Millericrinus mespiliformis* SCHLOTHEIM, Stützenhofen, 19 Cidariden-Stachel, Stützenhofen, 20 *Purpuroidea subnodosa* ROEMER, Ernstbrunn, 21 *Globularia prophetica* ZITTEL, Ernstbrunn, 22 *Diceras bubalinum* PETERS, Dörfles, 23 *Nerinea hoheneggeri* PETERS, Dörfles, 24 *Berriasella eudichotoma* (ZITTEL), Ernstbrunn, 25 *Virgatosphinctes transitorius* (OPPEL), Ernstbrunn, 26 *Lepidotus maximus* WAGNER, Falkenstein. 1—10 = Eozän, 11—14 = Dan, 15 = Oberkreide, 16—19 = Ober-Jura (Klentnitzerschichten), 20—26 = Ober-Jura (Ernstbrunner Schichten). Sämtliche Figuren etwas verkleinert.


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26

schichtete, gipsführende Tonmergel mit Foraminiferen und Fischresten auf, die stellenweise auch Menilitlagen, Diatomite und dünne Kohleschmitzen als Einlagerungen enthalten. Als Äquivalente in Südmähren sind die Menilitschiefer und vermutlich auch die Pausramer Schiefer anzusehen. Nach R. GRILL läßt die Mikrofauna (v. a. *Globigerina triloculinoides* PLUMMER und *Gl. dissimilis* CUSHMAN & BERMUDEZ) eine Einstufung dieser Globigerinenschichten in das Jungeozän zu, die nach der stratigraphischen Position der Äquivalente in der Steinitzer Einheit auf höheres Jungeozän eingeengt werden kann.

Auch die Michelstettner Schichten (nach Michelstetten W Asparn an der Zaya) sind am Außenrand der Waschbergzone verbreitet anzutreffen. Es sind nach R. GRILL hellgrau verwitternde, karbonatreiche, sandarme Tonmergel mit einer vollmarinen großwüchsigen Foraminiferenfauna, in der Planktonformen (Globigerinen) vorkommen, die nach A. PAPP zusammen mit *Miogypsina gunteri* COLE, die in der Slowakei zusammen mit einer Fauna vom Typ der Michelstettener Schichten auftritt, für die Einstufung in das jüngere Oligozän (Egerien) sprechen. Sie sind zweifellos älter als die „Auspitzer Mergel". Die Michelstettener Schichten sind am Außenrand der Leiser Berge flächig verbreitet und lassen sich gegen Südwesten bis Leitzersdorf, gegen Nordosten bis zur Staatzer Klippe nachweisen. Sie sind tektonisch beansprucht und in den Faltenbau einbezogen. Häufig sind unter den Foraminiferen auch Robuliniden und Margulininen, während echte Milioliden fehlen, was auf größere Wassertiefe hinweist. Ablagerungen des älteren und mittleren Oligozäns konnten bisher nicht sicher nachgewiesen werden.

Als das weitaus mächtigste und auch am weitesten verbreitete Schichtglied der Waschbergzone werden die seit langem mit den Auspitzer Mergeln (benannt nach Auspitz = Hustopeč) in Südmähren parallelisierten schiefrigen Tone und Tonmergel mit Sand- und Sandsteineinschaltungen angesehen. Die frisch grünlichgrauen, gelbgrau verwitternden Mergel, wie sie etwa in der Ziegelei Ernstbrunn aufgeschlossen sind, wo sie gleichmäßig mit 20° gegen Westen einfallen, enthalten im Gegensatz zu den Michelstettener Schichten eine kleinwüchsige Mikrofauna, unter denen planktonische Formen (*Globigerina globularis* RÖMER, *Gl. ciperoensis angustiumbilicata* BOLLI, *Gl. bulloides* ORBIGNY, *Gl. concinna* REUSS) sowie Radiolarien und Diatomeen nicht fehlen. Sie lassen nach A. PAPP eine Einstufung in das Eggenburgien (älteres Miozän) zu und werden von ihm als landferne Beckenfazies zu den küstennahen Ablagerungen der Eggenburger Serie im Westen (s. S. 44) und zu deren Äquivalenten im Waagtal in der Slowakei angesehen. Nach R. GRILL nehmen diese Tonmergel fast die ganze Breite der Waschbergzone zwischen Stockerau und Ernstbrunn ein und setzen sich auch nördlich der Zaya in einem breiten Streifen bis zur Staatsgrenze und in Mähren fort, doch ändert sich der Charakter der Sedimente im Norden, indem Sandablagerungen zunehmen und die Mikrofossilführung abnimmt. Lokal treten Einschaltungen von Blockschichten auf. Größere Einstreuungen von gröberem Schutt (kristalline und Flyschgesteine) sind besonders im Gebiet des Wasch-, Michel- und Praunsberges verbreitet. Die Blockschichten treten gegen die Leiser Berge zu völlig zurück. Wie R. GRILL auf Grund seiner eingehenden Kartierungen betont, liegt kein Grund vor, auch größere Granitblöcke als „Scherlinge" zu interpretieren.

Grobsandeinlagerungen im Gebiet SE Altmanns werden von R. GRILL als Altmannser Grobsande (nach Altmanns bei Asparn an der Zaya) ausgeschieden. Sie enthalten schlecht gerundete Quarz- und Kalkgerölle sowie Glimmerschieferstücke. Ein weiteres kennzeichnendes, obertags allerdings nicht anstehendes Schichtglied wird als Ameiser Sand (nach Ameis E Staatz) bezeichnet. Es ist ein 200 m mächtiger, gasführender Horizont, der in der Bohrung Ameis 1 angetroffen wurde und als Erdgaslager wirtschaftlich von Bedeutung ist. Weiters ist auf Grund der Untersuchungen von I. CICHA, F. CHMELIK, F. PÍCHA & Z. STRÁNIK anzunehmen, daß in den sogenannten Auspitzer Mergeln Südmährens eine komplexe, heute als Zdánic-Hustopečer Schichtfolge bezeichnete Serie vorliegt, die im wesentlichen in das Aquitan gestellt wird, was bei der Parallelisierung des besprochenen Schichtgliedes und dessen Bezeichnung im Bereich der Waschbergzone zu berücksichtigen ist. Deshalb wurde von F. BRIX & K. GÖTZINGER die Bezeichnung Ernstbrunner Tonmergelserie vorgeschlagen, während R. GRILL sie als Schiefrige Tonmergel bezeichnen möchte. Als weiteres Schichtglied des Eggenburgien unterscheidet H. HEKEL die Ritzendorfer Schichten (nach Ritzendorf N Würnitz) als strandnahe, z. T. sandreiche und geröllführende Ablagerungen mit einer Megafauna vom Eggenburger Typ. Sie bilden nach H. HEKEL das älteste Schichtglied der von ihm als ältere transgressive Serie bezeichneten Schichtfolge, der entsprechende tektonische Bewegungen vorausgegangen sind.

Als jüngstes Schichtglied der Waschbergzone betrachtet R. GRILL einerseits einen Schichtstoß aus eisenschüssigen Tonen und Sanden, die südlich der Leiser Berge dem „Auspitzer Mergel" vorgelagert und von diesem durch eine Aufschiebungslinie getrennt sind und dort den westlichen Außenrand bilden, andererseits diatomitische Tone, Tonmergel und Sande nördlich des Fallbacher Querbruches, die gleichfalls als westlicher Außenstreifen auftreten. Alle diese Schichten werden jeweils von Störungen begrenzt. Die eisenschüssigen Tone und Sande zeigen das gleiche Einfallen wie die „Auspitzer Mergel", enthalten jedoch keine älteren Gesteine. Nach der Lagerung werden die eisenschüssigen Tone und Sande durch R. GRILL als älteres „Helvet" (= Ottnangien), die diatomitischen Tone und Sande nach der Mikrofauna als Liegendpartien der Laaer Serie (Karpatien = jüngeres „Helvet") angesehen. Ihre Zuordnung ist für die Beurteilung der tektonischen Position der Waschbergzone zweifellos von Bedeutung.

Transgressiv treten über verschiedenaltrigen älteren Sedimenten im Bereich der Waschbergzone marine Ablagerungen der Lagenidenzone in Form von Schottern und Sanden sowie Tonmergeln auf. Sie sind zwar von der Bruchtektonik erfaßt, sind jedoch nicht als Schichtglieder der Waschbergzone anzusprechen.

Tektonik: Der tektonische Bau der Waschbergzone ist in seinen Grundzügen geklärt. Wie schon oben angedeutet, ist diese Einheit als ganzes weit auf die miozäne Molassezone überschoben und ihrerseits vom Flysch flach überfahren worden. Davon zeugen noch einzelne Flysch-Deckschollen in der östlichen Waschbergzone zwischen Stockerau und Ernstbrunn (z. B. Karnabrunner Kirchberg). Es sind Erosionsreste einer einst weiter nach Westen greifenden Flyschdecke. Im

Nordosten ist diese Überschiebung durch die jungtertiären Sedimente des Wiener Beckens verdeckt. Teilweise ist auch das Korneuburger Becken in die Waschbergzone eingesenkt. So sinkt dessen nördlichster Teil an Brüchen (Gebmannsberger im Westen und Helfenser Bruch im Osten) ab, während im Norden vor allem der Schrattenberger Bruch die Grenze zum Wiener Becken bildet, in dessen Untergrund die Flyschsedimente auftreten. Wie H. HEKEL gezeigt hat, sind Michelstettener Schichten in den Faltenbau der Flyschzone einbezogen und erscheinen im Bereich des nördlichen Bisambergzuges als tektonische Fenster.

Die Lückenhaftigkeit der Sedimente der Waschbergzone ist durch den intensiven Schuppenbau bedingt, der durch Kartierungen und Tiefbohrungen erwiesen ist. Dieser Schuppenbau ist besonders im Bereich des Waschbergzuges S Ernstbrunn, der im Westen von der Leitzersdorfer Aufschiebung, im Osten jedoch von der Flyschzone bzw. dem Gebmannsberger Bruch begrenzt wird, sehr ausgeprägt. So konnte R. GRILL vier bzw. fünf verschiedene Schuppen feststellen, die jeweils mit flächenmäßig begrenzten und geringmächtigen Schollen älterer Gesteine beginnen und in der Hauptmasse aus „Auspitzer Mergeln" bestehen. Der Schuppenbau setzt sich nördlich der Fallbacher Querstörung fort, indem die Staatzer Juraklippe die Fortsetzung des Klippenzuges Leiser Berge—Simperlberg bildet. Nördlich der Staatzer Querstörung sind zwei Hauptschuppen zu erkennen, die ihrerseits wieder geschuppt sind.

Damit ist bereits aufgezeigt, daß die Waschbergzone von mehreren Querbrüchen durchsetzt wird, die zum Versatz des jeweiligen Nordflügels nach Nordwesten geführt haben. R. GRILL unterscheidet von Süden nach Norden die Haidhof- (= Ernstbrunner), Fallbacher und Staatzer Querstörung. Entsprechende Querstörungen bilden der Donaubruch sowie die Doblerbergstörung im Rohrwald und das Würnitzer Querstörungssystem (H. HEKEL's), das als Fortsetzung der Ernstbrunner Querstörung angesehen werden kann, innerhalb der Flyschzone nördlich der Donau. Falten- und Schuppenbau sowie die Querstörungen dürften auf die Savische bzw. Steirische Phase am Beginn bzw. im Miozän zurückzuführen sein. Die im Süden an der Außenzone tektonisch vorgelagerten und durch die Senninger Aufschiebung von der flachlagernden Molasse getrennten eisenschüssigen Tone und Sande des „Helvet" können mit A. TOLLMANN als eine Art Stirnschuppe angesehen werden. Die schiefrigen Tonmergel („Auspitzer Mergel") des Eggenburgien hingegen sind in den Schuppenbau der Waschbergzone einbezogen, wie die Bohrungen Ameis 1 und Poysdorf 2 gezeigt haben. Wie J. KAPOUNEK und Mitarbeiter betonen, zeigen seismische Messungen, daß in den Schuppenbau schüsselförmige Sedimentationsgebiete eingesenkt sind, die also erst nach dem Eggenburgien wirksam waren. Allerdings haben auch diese Schichtglieder noch stärkere tektonische Bewegungen mitgemacht. Erst die Sedimente der unteren Lagenidenzone sind von tangentialen Bewegungen nicht beeinflußt. Seit dem Badenien kam es lediglich zu Brüchen und damit auch zu Absenkungen.

Für die Beurteilung der tektonischen Verfrachtung ist nicht nur der Nachweis des autochthonen Mesozoikums im Untergrund der Molasse und das Auftreten kristalliner Gesteine im eozänen Waschbergkalk wesentlich, sondern auch Fazies und Fauna der Michelstettener Schichten, die auf einen vom Molassetrog ver-

schiedenen Ablagerungsraum hinweisen. Der einstige Sedimentationsraum muß weiter im Südosten gesucht werden.

Die Bezeichnung Klippen ist nur im morphologischen Sinn zutreffend. Es handelt sich weder um Deckschollenreste noch um sedimentär ummantelte autochthone Härtlinge, sondern ausschließlich um tektonisch bedingte, wurzellose Inselberge, deren Klippencharakter durch nachträgliche Erosion von weicheren Hüllgesteinen gesteigert wurde.

Entsprechend der tektonischen Position, der meist außeralpinen Faunen- und Faziesausbildung (z. B. Diceratenkalk sowie boreale Elemente im Ober-Jura, Schichten mit Neoflabellinen, *Bolivinoides* und *Belemnitella mucronata* SCHLOTHEIM in der Ober-Kreide) sowie nach dem Fehlen typischer, für den mediterranen Tethysbereich kennzeichnender Elemente (z. B. Calpionellen), aber auch charakteristischer Schichtkomplexe, wie Radiolarite, erfolgt die Parallelisierung mit anderen geologischen Einheiten nicht einheitlich. Ursprünglich mit der subbeskidischen Zone in den Karpaten parallelelisiert, später als Äquivalent des Helvetikums (s. S. 86) bzw. als sogenanntes Subsilesikum oder Randhelvetikum und somit als alpine Randzone angesehen, bildet die Waschbergzone die Fortsetzung der Steinitzer-Einheit (= Zdánicer Einheit) des Karpatenvorlandes, die durch I. CICHA, F. CHMELIK, F. PÍCHA & Z. STRÁNIK neu untersucht wurde. Als südwestliche Fortsetzung ist nach R. GRILL die subalpine Molasse und die Vorfaltungszone zu betrachten. GRILL spricht von einer subkarpatischen Molasse. Die Molasseanteile der Waschbergzone beginnen jedoch erst mit den schiefrigen Tonmergeln des Eggenburgien, alle älteren Schichtglieder sind aufgeschuppter ehemaliger Molasse u n t e r g r u n d. Somit ist die Abtrennung als eigene Einheit (Waschbergzone GRILL) gerechtfertigt. Dies erklärt nicht nur den außeralpinen Charakter der Faunen und ihre Übereinstimmung mit jenen Böhmens und Norddeutschlands, sondern auch die räumliche Verbreitung dieser Einheit, indem sie südlich der Donau obertags fehlt.

5. Das Inneralpine Tertiär (Wiener Becken, Korneuburger Becken usw.)

D e f i n i t i o n : Aus dem Bereich der Alpen sind verschiedene Tertiärvorkommen nachgewiesen, von denen das inneralpine Wiener Becken das bekannteste und auch räumlich ausgedehnteste ist. Diese Tertiärablagerungen sind von jenen der Molassezone, die zum Alpen v o r l a n d zu zählen ist, zu unterscheiden. Allerdings ist es im Zuge der Überschiebung der Alpen randlich zu einer Verschuppung von alpinen Gesteinen der Buntmergelserie und der Flyschzone mit Molassesedimenten gekommen (s. S. 52; Molassefenster von Rogatsboden), ohne daß in diesen Fällen von einem i n n e r a l p i n e n Tertiär gesprochen werden kann, wie auch ein wiederholtes transgressives Übergreifen jungtertiärer Ablagerungen aus dem Bereich des Wiener Beckens auf die benachbarte Waschbergzone und die Molassezone zu beobachten ist. Dies zeigt die bereits bei Besprechung der Waschbergzone hervorgehobene gelegentlich schwierige räumliche Abgrenzung inneralpiner Schichtfolgen.

Abgesehen vom Wiener Becken und dem Korneuburger Becken sind es durchwegs nur lokal beschränkte Vorkommen von Eozän oder Jungtertiär.

Das Inneralpine Wiener Becken ist ein typisches Einbruchsbecken, das im Grenzbereich der Alpen und Karpaten liegt und deshalb richtiger als inneralpin-karpatisches Wiener Becken zu bezeichnen wäre. Beide Zusätze erübrigen sich jedoch, da heute die nördliche Molassezone nicht mehr als außeralpines Wiener Becken bezeichnet wird. Das Wiener Becken liegt in jenem Grenzbereich, an dem die W-E-streichenden Alpen gegen Nordosten umschwenken und in die Karpaten übergehen. Es erstreckt sich bei annähernd spindelförmigem Umriß mit einer Länge von ungefähr 200 km und bis zu 60 km Breite in SSW-NNE-Richtung von Gloggnitz bis weit auf teschechoslowakisches Staatsgebiet hinein. Es wird im Westen von Norden nach Süden durch die Waschbergzone, den Flysch, die Kalkalpen und die Grauwackenzone, im Süden und Osten durch die Zentralzone der Alpen mit ihrer Fortsetzung in den Kleinen Karpaten und im Norden durch den Karpatenflysch begrenzt. Die tektonischen Einheiten der Alpen streichen in spitzem Winkel unter der Beckenfüllung hindurch und setzen sich in den Karpaten fort.

Abgrenzung: Im Westen und Osten wird das Wiener Becken durch ein System von mehr oder weniger parallel verlaufenden Staffelbrüchen begrenzt, die nicht nur zu den bereits im Gelände stark auffallenden Bruchränden geführt haben, sondern auch zum Auftreten von Thermen (z. B. Bad Fischau, Bad Vöslau, Baden, Mödling und Wien-Meidling am Westrand; Brodersdorf, Mannersdorf und Deutsch-Altenburg am Ostrand). Die einstige Vorstellung von einer durchgehenden, mehrfach geknickten Bruchlinie (sogenannte „Thermenlinie") hat sich als unzutreffend erwiesen. Weitere synsedimentäre, d. h. während der Sedimentation wirksame Brüche, teilen das Wiener Becken in mehrere meist randliche Hoch- (z. B. Mistelbacher Hochscholle und Mödlinger Scholle) und zentrale Tiefschollen (z. B. Eichhorner Tiefscholle östlich des Steinbergbruches). Die gegen das Hangende abnehmende Sprunghöhe kann, wie etwa beim Steinbergbruch im jüngeren Badenien (= „Torton"), einen Betrag von 2000 m erreichen. Die wichtigsten Randbrüche im Westen sind vom Norden nach Süden der Schrattenbergbruch, der Bisamberg- und Nußdorfer Bruch (zur Flyschzone), der Eichkogel- und Badnerbruch (zu den Kalkalpen). Im Becken selbst bilden der Steinbergbruch im nördlichen und das Leopoldsdorfer Bruchsystem im südlichen Wiener Becken die wichtigsten Bruchstrukturen. Die Kenntnis der zahlreichen Bruchsysteme, der verschiedenen Schollen und der wechselnden Schichtmächtigkeit ist den Bohrungen auf Erdöl und Erdgas zu verdanken. Die Gesamtzahl der Tiefbohrungen in Niederösterreich liegt nahe bei 3000, die Anzahl der fündigen Bohrungen bei 2000.

Das Wiener Becken ist bekanntlich durch seine Erdöl- und Erdgasführung wirtschaftlich außerordentlich wichtig. Tiefbohrungen waren es auch, welche die komplizierte Geschichte des Wiener Beckens erst aufgehellt haben. Sie zeigen, daß der Entstehung des eigentlichen Wiener Beckens im älteren Badenien (obere Lagenidenzone) eine längere Vorgeschichte im „Burdigal" und „Helvet" vorangegangen ist, die Anlaß zu verschiedenen Auffassungen über den Begriff Wiener

Becken gegeben hat. R. JANOSCHEK, neben R. GRILL der wohl beste Kenner des Wiener Beckens, unterscheidet daher zwei Zyklen, einen „burdigalisch-helvetischen" und einen „tortonisch" bis jungpliozänen Zyklus.

Morphologie: Morphologisch ist das südliche Wiener Becken als flache Ebene mit nur geringfügigen Niveauunterschieden ausgebildet, das deutlich — oft an Kliffen — von den Kalkalpen im Westen und dem Leithagebirge im Osten abgesetzt ist. Im Bereich nördlich der Donau ist es mehr als flachwelliges Hügelland entwickelt, das im südwestlichen Teil deutlich von der Flyschzone (Bisambergzug) abgegrenzt ist, während im nördlichen Teil rein morphologisch die Abgrenzung von der Waschbergzone praktisch nicht möglich ist, da hier einerseits die jungtertiären Ablagerungen morphologisch keine Unterschiede zeigen und andrerseits altpliozäne Schotter über beide Einheiten hinweggreifen, ganz abgesehen von den eiszeitlichen Ablagerungen (Löß usw.).

Sedimente: Die Beckenfüllung besteht ausschließlich aus jungtertiären Sedimenten, die vorwiegend als Tegel und Sande ausgebildet sind, zu denen — meist als Randbildungen — lokal Schotter und Konglomerate, Leithakalke und Kalksandsteine kommen. Die Schichten liegen fast ausschließlich horizontal. Schwache Verstellungen oder Schleppstrukturen an Brüchen sind tektonisch bedingt und von reliefabhängigen Abweichungen, wie sie gleichfalls nachgewiesen sind, zu unterscheiden. Es lassen sich Ablagerungen des Eggenburgien (Burdigal), Ottnangien und Karpatien („Helvet"), Badenien („Torton"), Sarmatien und des Pliozäns unterscheiden (Tab. 6).

Stratigraphie: Die Erkenntnis, daß die einst als burdigalisch, helvetisch und tortonisch bezeichneten Sedimente des Wiener Beckens (und auch der Molassezone) nicht oder nur schwer mit den Ablagerungen von den jeweiligen Typuslokalitäten in Frankreich, in der Schweiz und in Oberitalien zu parallelisieren sind, war der Anlaß für J. KAPOUNEK, A. PAPP & K. TURNOVSKY, für den österreichischen Anteil der Paratethys (wie das damalige, sich zeitweise nach Osten bis zum Kaspi-See erstreckende Nebenmeer im Gegensatz zur eigentlichen Tethys bezeichnet wird) sicher definierbare lokale Bezeichnungen einzuführen, nachdem die ursprünglich verwendeten Begriffe erste und zweite Mediterranstufe durch F. X. SCHAFFER auf Grund der vermeintlich sicheren Parallelisierung durch Burdigal, Helvet und Torton ersetzt worden waren. Die in jüngster Zeit vor allem in der Slowakei und Ungarn gewonnenen absoluten Daten haben die rein biostratigraphisch begründeten Zweifel an der Parallelisierung bestätigt und etwa gezeigt, daß das Torton des Wiener Beckens dem Langhiano und Serravalliano entspricht und die Äquivalente des (typischen) Tortoniano in Oberitalien durch das Pannon im Wiener Becken gebildet werden (vgl. W. A. BERGGREN, J. SENEŠ & F. MARINESCU, D. VASS, G. P. BAGDASARJAN & V. KONECNY).

Aus dem tschechoslowakischen Anteil des Wiener Beckens sind seit langem obertags Ablagerungen des Eggenburgien nachgewiesen. Sie gelten als die ältesten Schichten des Wiener Beckens und konnten durch Bohrungen nördlich des Spannberger Rückens (eine durch erdölgeologische Untersuchungen festgestellte WSW-ENE-streichende, begrabene Schwellenzone aus Flyschgesteinen, die eine richtige

Faziesgrenze bildet) auch im österreichischen Anteil nachgewiesen werden. Es sind transgressiv auf Beckenuntergrund übergreifende marine bunte Tonmergel, die lokal in einigen Tiefbohrungen (Großkrut 5, Mühlberg 13, Reintal 1) angetroffen wurden und außerdem weiter verbreitete, enggeschichtete Schliermergel mit grobklastischen Basis- und Randbildungen (= Schlierbasis- oder Flyschschutt). Diese als Schliermergelkomplex bezeichnete Schichtfolge hat R. Grill in den Cyclammina-Bathysiphon-Schlier im Liegenden, den Cibicides-Elphidium-Schlier und den fossilarmen Schlier mit Fischresten im

PLIOZÄN	Daz		Würflacher Wildbachschotter	Rohrbacher Konglomerat	Rote Lehmserie	
	Pont	H	gelbe Serie	Süßwasserschichten vom Eichkogel		Schotter und Sande
		G	blaue Serie			
		F	Lignite von Zillingdorf-Neufeld			
	Pannon	E, D	Inzersdorfer Tegel			
		C, B	Mistelbacher Schotterkegel			
		A	Tone und (Zwischen-)Sande			
MIOZÄN	Sarmat		Verarmungszone	Sande		
			Nonion granosum-Zone	Mactra-Schichten		
				Ervilien-	Lumachelle von Nexing	"Cerithien-Schichten"
			Elphidium-hauerinum-Zone	Schichten		
			Elphidium-reginum-Zone	Hernalser Tegel und Rissoen-Schichten		
	Badenien		Rotalien-Zone	Sande und Tonmergel		
			Buliminen-Bolivinen-Zone	Pötzleinsdorfer Sande		
			Sandschaler-Zone	Leithakalk		Süßwasserkalk von Ameis
			Lageniden-Zone: obere	Andlersdorfer Konglomerat		
			Lageniden-Zone:	Leithakalk		Badener Tegel und Konglomerat
			Lageniden-Zone: untere	Bannholz-Schotter		
	Karpatien		Aderklaaer Konglomerat	Aderklaaer Schichten		Korneuburger Schichten
			Aderklaaer Schlier			
	Ottnangien		Fischschiefer	Oncophora-Schichten		
			Cibicides-Elphidium-Schlier	Schliermergel-Komplex		
			Cyclammina-Bathysiphon-Schlier			
	Eggenburgien		Schlierbasis-Schutt	Orther Konglomerat marine bunte Tonmergel		

Tabelle 6. Die Ablagerungen des Wiener Beckens.

Hangenden gegliedert. Ursprünglich ins „Helvet" gestellt, werden sie heute als jüngeres Eggenburgien und Ottnangien (= Luschitzer Serie), eingestuft. Die marinen bunten Tonmergel, die etwas tiefer als der Schliermergelkomplex einzustufen sind, werden von J. KAPOUNEK, A. PAPP & K. TURNOVSKY mit den Schichten von Eggenburg und des Waagtales parallelisiert (s. o.) und bilden das südlichste Vorkommen dieser einstigen Meeresverbindung. Auch das in jüngster Zeit durch KAPOUNEK & PAPP in Bohrungen (Orth 1) nachgewiesene Orther Konglomerat (nach Orth an der Donau) ist als jüngstes Schichtglied des Eggenburgien einzustufen. Da aber auch die Schliermergel lithologisch und faunistisch nicht von den schiefrigen Tonmergeln der Waschbergzone unterscheidbar sind (z. B. Vorkommen von *Globigerina bulloides* ORBIGNY, *Gl. globularis* RÖMER und *Gl. ciperoensis* BOLLI als Planktonforaminiferen), scheint es verständlich, daß alle genannten Schichtglieder verschiedentlich nicht zum Wiener Becken gerechnet werden. Dies gilt auch noch für die Ablagerungen des Karpatien (= Laaer Serie = „Ober-Helvet"), die in verschiedener Faziesausbildung vorkommen sowie für die verarmt marinen bis brachyhalinen Tone und Tonmergel südlich des Spannberger Rückens, die östlich des Steinbergbruches in diesem Bereich die Basisschichten (Bockfließer Schichten) bilden. Letztere werden nach der Molluskenfauna mit den Oncophora-Schichten des Alpenvorlandes parallelisiert und demnach ins Ottnangien eingestuft. Die im Hangenden sandigen Süßwasserschichten (Gänserndorfer und Aderklaaer Schichten; nach Aderklaa bei Deutsch Wagram) mit glattschaligen Ostracoden, Congerien, Landschnecken und Süßwasseralgen (Characeen) schließen in diesem Bereich mit dem Aderklaaer Konglomerat ab. Es sind Äquivalente der nordöstlich des Spannberger Rückens als marine Sande und Tonmergel ausgebildeten Laaer Serie (Karpatien). Entsprechend dieser Auffassung, bildet das Aderklaaer Konglomerat nach A. PAPP den Abschluß der Süßwasserserie und ist nicht als Basiskonglomerat der marinen Ablagerungen im Hangenden anzusehen, die im Matzener Bereich gleichfalls mit (marinen) Konglomeraten (Auersthaler Konglomerat) beginnen (s. N. KREUTZER). Südlich der Donau ist das Rothneusiedler Konglomerat als Basisbildung anzutreffen, das F. BRIX mit dem Aderklaaer Konglomerat des Karpatien parallelisiert. Die marinen Sande und Tonmergel der Laaer Serie lassen sich mit jener im Bereich der Molasse- und der Waschbergzone parallelisieren. Sie sind durch das Vorkommen der Foraminiferen *Uvigerina bononiensis primiformis* PAPP & TURNOVSKY und *U. graciliformis* PAPP & TURNOVSKY gekennzeichnet. Im Bereich der Bucht von Kreuzstetten hat R. GRILL leicht brackische Ablagerungen als Korneuburger Schichten beschrieben, da sie das Korneuburger Becken mit großer Mächtigkeit erfüllen (s. S. 80). Sie entsprechen nach R. GRILL dem höheren Bereich der Laaer Serie.

Im älteren Badenien (obere Lagenidenzone) setzten jene Absenkungsbewegungen ein, die zur Bildung des eigentlichen Wiener Beckens führten. Da auch der Raum des südlichen Wiener Beckens davon erfaßt wurde, bilden die Ablagerungen des Badenien vielfach die Basisschichten direkt auf alpin-karpatischem Untergrund. Sie greifen auch randlich auf den Alpenkörper über, wie etwa in der Bucht von Gainfarn, im Gaadener Becken und in der Bucht von Niederleis. Das

Gaadener Becken ist neben dem Triestingtal der am weitesten nach Westen reichende Teil des Wiener Beckens.

Die marinen Sedimente des Badenien, die faziell sehr mannigfaltig ausgebildet sind, konnten durch R. GRILL an Hand von Bohrprofilen nach den Foraminiferenfaunen in mehrere Zonen gegliedert werden, die durch die seitherigen Untersuchungen durch R. SIEBER auch makropaläontologisch bestätigt wurden. Sie sind nach den jeweiligen Leitformen benannt und reichen von den hochmarinen Mikrofaunen an der Basis bis zu den stark verarmten Faunen im Hangenden. Es sind dies die Lageniden-Zone (mit einer überaus artenreichen Kalkschalerfauna; sie entspricht der Lanzendorfer Serie der ČSSR-Geologen, die sie meist als eigene Stufe abtrennen), die Sandschaler- oder Spiroplectammina carinata-, die Bolivina dilatata- (= Bolivinen-Buliminen- mit typischen Exemplaren von *Orbulina universa* ORBIGNY) und die Rotalien-Zone (benannt nach *„Rotalia" [= Ammonia] beccarii* [LINNÉ]). Sie widerspiegeln die schrittweise Verarmung der Faunen, die mit der sinkenden Salinität in Zusammenhang steht. Diese Feingliederung, die noch durch eine Zweiteilung der Lagenidenzone erweitert und durch Leitformen bestätigt werden konnte (untere Lageniden-Zone nach A. PAPP mit *Praeorbulina glomerosa* (BLOW) und *Uvigerina macrocarinata* PAPP & TURNOVSKY, obere Lageniden-Zone mit einer Dominanz von *Uvigerina grilli* M. SCHMID und *Orbulina suturalis* BRÖNNIMANN), ermöglicht eine exakte Parallelisierung der faziell mannigfaltigen Ablagerungen und auch genaue Angaben über das tektonische Geschehen und das paläogeographische Bild. Zu erwähnen ist auch das Vorkommen von vulkanischen Tuffen in der jüngeren Lagenidenzone (z. B. Bohrung Linenberg 1), die nach H. WIESENEDER & E. J. ZIRKL am besten mit dem Rhyolithtuffit von Tauchen (Burgenland) verglichen werden können. Derartige Tuffite bilden am Alpenostrand im mittleren Miozän richtige Leithorizonte, die für die Parallelisierung wichtig sind (s. W. PETRASCHECK).

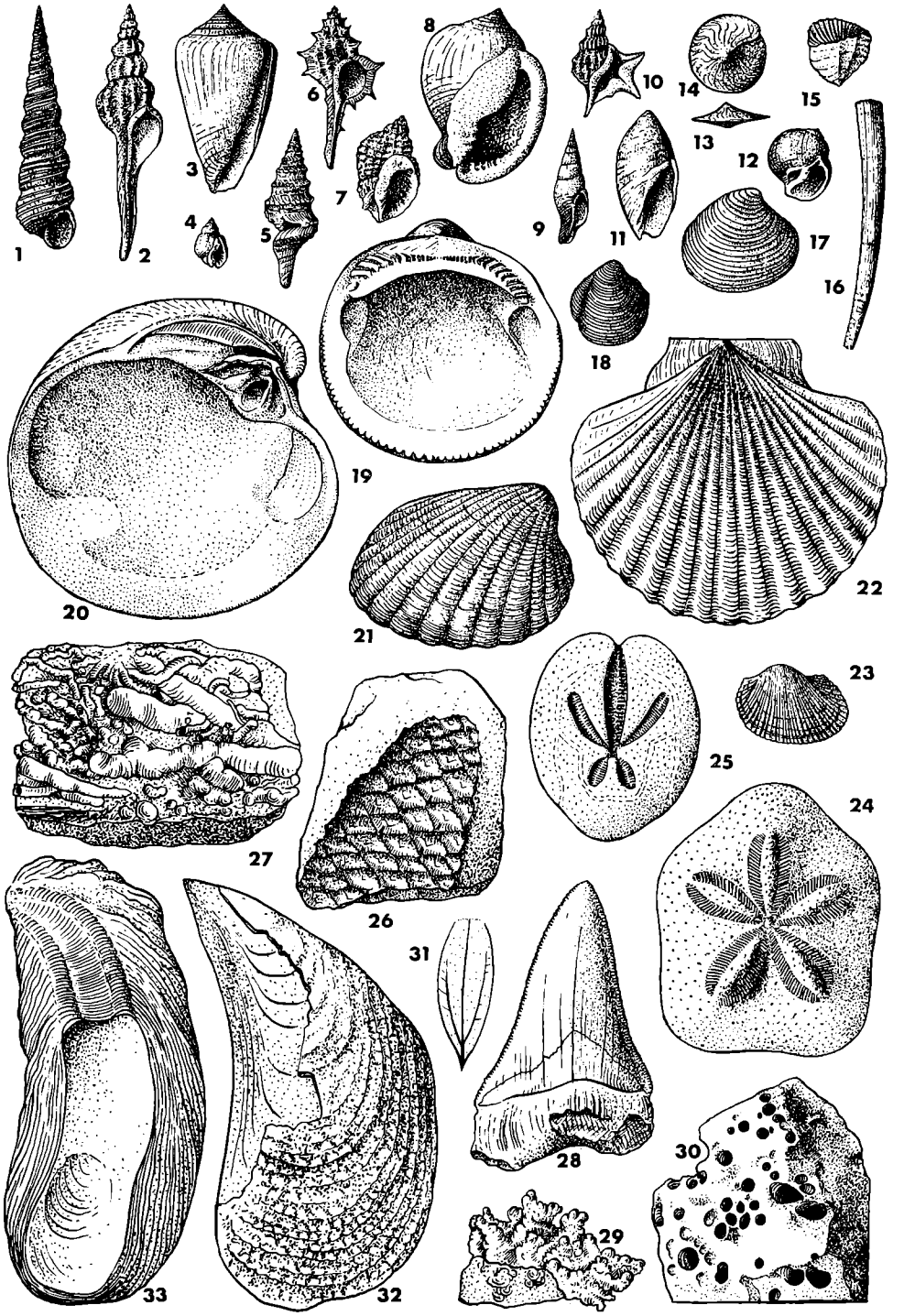
Die fazielle Vielfalt der Ablagerungen des Badenien kommt besonders im Randbereich zum Ausdruck, der überdies durch den Fossilreichtum gekennzeichnet ist. Zu den bekanntesten Schichtgliedern zählen die als Leithakalk bezeichneten Lithothamnien- (= Nulliporen-)Kalke, Schotter und Konglomerate (z. B. Bannholzschotter in der Bucht von Niederleis, Badener Konglomerat vom Rauchstallbrunngraben, Andlersdorfer Konglomerat [nach Andlersdorf N Orth an der Donau] aus der Bohrung Orth 1), Sande (z. B. von Wien-Pötzleinsdorf, Neudorf an der March) und Mergel (z. B. von Enzesfeld, Gainfarn, Wöllersdorf, Steinabrunn, Wien-Grinzing, Amphisteginenmergel vom Grünen Kreuz in Wien-Nußdorf, Bryozoenmergel vom Rauchstallbrunngraben mit Großforaminiferen [Heterosteginen]) als Ablagerungen des unmittelbaren bzw. des seichten Küstenbereiches, ferner der Badener Tegel (z. B. von Bad Vöslau, Sooss, Baden, Frättingsdorf, Ameis, Ernsdorf) als typisches Stillwassersediment, der früher nach dem Vorherrschen von „Pleurotomen" (= Turriden mit *Clavatula, Perrona, Turricula, Turris* und anderen Gattungen) als Pleurotomenmergel bezeichnet wurde. In den hauptsächlich aus Steinalgen (Lithothamnien), Korallen und Bryozoen aufgebauten Leithakalken, die besonders am Rande des Leithagebirges ver-

breitet sind (z. B. Kaisersteinbruch, Mannersdorf, Loretto, Müllendorf, Höflein), aber auch im Bereich des Zistersdorfer Steinberges eine Mächtigkeit bis zu 50 m erreichen und auf der Poysbrunner Scholle verbreitet sind (z. B. Steinabrunn, Tennauwald NW Herrnbaumgarten, Brennhügel und Galgenberg S Nikolsburg), herrschen große dickschalige Muscheln und Stockkorallen vor. Der Leithakalk ist als Bau- und Skulpturstein viel verwendet worden und bildet den klassischen Stein der Gotik. Demgegenüber finden sich im Badener Tegel neben den „Pleurotomen" meist kleinwüchsige Muscheln und Einzelkorallen sowie eine reiche Mikrofauna, unter denen Planktonforaminiferen (*Orbulina suturalis* BRÖNNIMANN, *O. glomerosa* [BLOW], *Globigerina bulloides* ORBIGNY, *G. concinna* REUSS) vorherrschen, ferner Radiolarien, Kieselalgen (Silicoflagellaten und Diatomeen) und Kalkflagellaten (Discoasteriden mit *Coccolithus pelagicus* WALLICH und anderen Arten, die wegen ihrer geringen Größe als Nannofossilien bezeichnet werden), die nicht nur eine feinstratigraphische Einstufung ermöglichen (Frättingsdorfer Ziegelgrube = untere Lagenidenzone; Ziegelei Sooss = obere Lagenidenzone), sondern auch nach dem Fehlen ausgesprochener Flachwasserformen nach A. BACHMANN, A. PAPP & H. STRADNER für eine Wassertiefe von 100 bis 200 m sprechen.

Die Mollusken der Badener Stufe, die in den klassischen Monographien von R. HOERNES & M. AUINGER bearbeitet und durch R. SIEBER in den letzten Jahren revidiert wurden, sind durch Muscheln (z. B. *Arca, Glycymeris, Pedalion, Chlamys, Spondylus, Ostrea, Cardita, Isocardia, Cardium, Pitar, Venus, Panopaea, Lithophaga* und auch *Teredo*), Schnecken (z. B. *Patella, Turritella, Lunatia, Aporrhais, Strombus, Semicassis, Murex, Dorsanum, Fusus, Ancilla, Cancellaria, Turricula, Conus),* Käferschnecken *(Lepidopleurus),* Grabfüßer *(Dentalium)* und Tintenfische *(Sepia)* reich vertreten. Dazu kommen Stock- und Einzelkorallen *(Orbicella, Porites, Diploastraea, Flabellum, Ceratotrochus),* Stachelhäuter (Seeigel: *Schizaster, Clypeaster, Scutella;* See- und Schlangensterne, Holothurien), Krebse *(Balanus, Calappa, Cancer, Titanocarcinus, Sphaeroma, Petrochirus),* Haie *(Procarcharodon, Isurus, Odontaspis)* und Knochenfische *(„Chrysophrys" = Sparus, Gobius, Gadus, Macrurus),* Bohrschwämme *(Cliona),* Röhrenwürmer *(Serpula),* Bryozoen *(Membranipora, Schizoporella)* und Hydrozoen *(Hydractinia)* sowie Kalkalgen *(Lithothamnium).* Reste von Meeresschildkröten, Walen, Robben und Seekühen fehlen in den Randbildungen ebensowenig wie von Landtieren und Landpflanzen (Abb. 13).

Die Flora ist gekennzeichnet durch das Vorkommen von immergrünen, derbblättrigen Laubgewächsen (z. B. *Cinnamomum, Ficus*) und zahlreichen Kiefernarten und spricht für ein subtropisches Klima. Die Meeresfauna läßt die nächsten Beziehungen zum heutigen Mittelmeer erkennen, zu dem eine direkte Verbindung bestanden haben muß, während eine solche zum Indischen Ozean nicht mehr existierte.

Die Mächtigkeit der Sedimente des Badenien schwankt sehr stark und erreicht im Beckeninneren im Bereich der Tiefschollen einen maximalen Wert von 1500 m. Die in den Mergeln eingeschalteten Sand„horizonte" des Badenien sind hier neben den „helvetischen" und dem Dolomit des Beckenuntergrundes (z. B. Schönkirchen) die wichtigsten Erdölspeichergesteine (z. B. Matzener Sand an der Basis des


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33

Badenien im Ölfeld Matzen mit einer durchschnittlichen Mächtigkeit von 30 m in einem Areal von 16 × 30 km).

Lokal sind im Bereich der Poysbrunner Scholle in einer Serie von Tonmergeln, Sanden und Schotter auch Süßwasserkalke eingeschaltet (Süßwasserkalk von Ameis), die Reste von Landschnecken und Säugetieren enthalten, die für jüngeres Badenien sprechen.

Von der einstigen Küste zeugen die auf den Rändern des südlichen Wiener Beckens ausgeprägten Einebnungsflächen als Brandungsterrassen, die vom miozänen Meer angelegt, vom Pannonsee neuerlich überarbeitet wurden (z. B. Bisamberg, Nußbergterrasse, Perchtoldsdorfer Heide und Richardshofterrasse im Westen; Terrassen bzw. Einebnungsflächen am Leithagebirge, am Pfaffenberg bei Deutsch-Altenburg und am Braunsberg bei Hainburg im Osten). Stellenweise ist ein richtiges Kliff oder Brandungshöhlen (z. B. Einöde bei Pfaffstätten) entwickelt, an dem die Bohrlöcher von Bohrmuscheln *(Lithophaga)* zu beobachten sind. Marine Gerölle am Kahlen- und Leopoldsberg sowie die aus Flyschgeröllen bestehenden Gipfelschotter des Bisamberges sind gleichfalls Zeugen von der Höhe des einstigen Meeresspiegels im Badenien. Das Leithagebirge im Südosten und der Spannberger Rücken im Norden waren Inseln im damaligen Meer, dessen südlicher Teil durch eine breite Meeresstraße mit dem Eisenstädter Becken in Verbindung stand.

Die im jüngeren Badenien (Rotalienzone) eingetretene Senkung des Salzgehaltes schreitet zur Sarmatzeit fort. Sie dokumentiert die Abschnürung von der Tethys. Das Sarmatmeer des Wiener Beckens mit seinen Ausläufern bis in die Molassezone in die Gegend von Langenlois (s. S. 50) ist nunmehr die westlichste Bucht der Paratethys. Die Ablagerungen des Sarmatmeeres sind als Schotter und Sande (Konglomerate), Kalksandsteine (Atzgersdorfer Stein) und Tegel (Hernalser Tegel) sowie als detritäre, also aufgearbeitete Leithakalke entwickelt und erreichen im Beckeninneren eine maximale

---

Abb. 13. Fossilien aus dem Jungtertiär des Korneuburger und des Wiener Beckens. 1 *Turritella (Haustator) badensis* SACCO, Vöslau, 2 *Fusus (Fusinus) hössi* PARTSCH, Baden, 3 *Conus (Rhizoconus) ponderosus* BROCCHI, Steinabrunn, 4 *Arcularia* (= *„Buccinum“*) *dujardini* (DESHAYES), Vöslau, 5 *Turris* (= *„Pleurotoma“*) *badensis* (HÖRNES & AUINGER), Vöslau, 6 *Murex (Tubicauda) spinicosta* BRONN, Vöslau, 7 *Cancellaria cancellata* LINNÉ, Enzesfeld, 8 *Semicassis miolaevigata* SACCO (= *„Cassis saburon“*), Vöslau, 9 *Mitrella (Atilia) fallax* (HÖRNES & AUINGER) (= *„Columbella subulata“*), Baden, 10 *Aporrhais alata* EICHWALD, Vöslau, 11 *Ancilla (Baryspira) glandiformis* LAMARCK, Gainfarn, 12 *Lunatia catena helicina* BROCCHI, Vöslau, 13—14 *Amphistegina haueri* ORBIGNY, Wien-Nußdorf (Grünes Kreuz), 15 *Flabellum* sp., Baden, 16 *Dentalium badense* PARTSCH, Baden, 17 *Venus (Ventricola) multilamella* LAMARCK, Vöslau, 18 *Linga* (= *„Lucina“*) *columbella* (LAMARCK), Vöslau, 19 *Glycymeris* (= *„Pectunculus“*) *pilosus deshayesi* MAYER, Vöslau, 20 *Pitar gigas* (LAMARCK), Vöslau, 21 *Cardita (Megacardita) jouanneti* BASTEROT, Enzesfeld, 22 *Pecten (Flabellipecten) besseri* ANDRZEJOWSKY, Wien-Sievering, 23 *Arca (Anadara) diluvii* LAMARCK, Gainfarn, 24 *Clypeaster* sp., Kalksburg, 25 *Schizaster „parkinsoni“* DEFRANCE, Kalksburg, 26 *Pinus* sp. (Zapfenabdruck), Kalksburg, 27 *„Teredo“*-Röhren, Kalksburg, 28 *Procarcharodon megalodon* (AGASSIZ), Baden, 29 *Lithothamnium* sp., Baden-Rauchstallbrunngraben, 30 *Lithophaga*-Bohrlöcher in Trias-Kalk, Schelmenhöhle bei Baden, 31 *Cinnamomophyllum scheuchzeri* (HEER), Teiritzberg, 32 *Mytilus haidingeri* HÖRNES, Teiritzberg, 33 *„Ostrea“ (Crassostrea) crassissima* LAMARCK, Teiritzberg. 1—30 = Badenien (Wiener Becken), 31—33 = Karpatien (Korneuburger Becken).

Mächtigkeit von weit über 1000 m. Durch den brachyhalinen (= brackisch der älteren Literatur) Charakter des Sarmatmeeres (Salzgehalt 30 bis 17‰) enthalten die Sedimente des Sarmats gegenüber den meist hochmarinen Ablagerungen des Badenien eine recht artenarme, jedoch individuenreiche Fauna, die sich vorwiegend aus Schnecken (Cerithien: *Cerithium, Pirenella,* Mohrensternien [= „Rissoen"], *Calliostoma*) und Muscheln *(Cardium, Irus [= „Tapes"], Mactra, Ervilia)* zusammensetzt. Nach dem häufigen, gelegentlich fast sedimentbildenden Vorkommen von Cerithien (z. B. Nexing, Hölles bei Leobersdorf) wurden die sarmatischen Ablagerungen einst als Cerithienschichten bezeichnet. Sie werden heute nach der Megafauna in die Rissoen-, Ervilien- und Mactrenschichten gegliedert, denen im jüngsten Sarmat die Verarmungszone folgt, während nach der Mikrofauna die Elphidium reginum, E. hauerinum- und die Nonion granosum-Zone unterschieden werden.

Die rein marinen (stenohalinen) Lebewesen (Korallen, Stachelhäuter, Tintenfische und Grabfüßer, Brachiopoden, Haie und Rochen) fehlen dem sarmatischen Meer, die Foraminiferen, Bryozoen und Röhrenwürmer sind ähnlich wie die Muscheln und Schnecken nur durch wenige Gattungen vertreten.

Gegenüber dem Badenien und dem Pannon ist das Sarmat als eine Art Regressionsphase zu bezeichnen und die Verbreitung der Sedimente weitgehend an den tektonischen Rahmen des eigentlichen Wiener Beckens gebunden. So sind nach R. Grill sarmatische Ablagerungen auf der Poysbrunner Scholle und jenseits des Westrandes des Wiener Beckens nur sehr spärlich vorhanden. Die Randbildungen enthalten auch Reste von Pflanzen und Wirbeltieren. Bemerkenswert ist, daß sich nach W. Berger die Sarmatflora durch das Vorherrschen kleinblättriger Pflanzen von den „Torton-" und Pannonfloren deutlich unterscheidet. Dies steht mit dem damaligen trockenen Klima, das bereits nach der Säugetierfauna vermutet worden war, in Zusammenhang. Die Zusammensetzung der Flora ähnelt mit zahlreichen Kiefern und Pflanzen vom Macchien-Typ der heutigen Mittelmeerflora.

Mit dem Übergang zum Altpliozän (Pannon) kommt es nach einer Regressionsphase zu einem neuerlichen Ansteigen des Wasserspiegels, der anscheinend den Höchststand des Miozänmeeres noch übertraf. Die Aussüßung schreitet fort, so daß im älteren und mittleren Pannon (= Pannon i. e. S. = Malvensien) brackische (Halb- bzw. Kaspibrack der älteren Literatur; Salzgehalt ca. 15 bis 3‰), im jüngeren Pannon (= Pont) limnisch-fluviatile Faunen kennzeichnend sind. Im jüngsten Pannon verlandet das Wiener Becken und seine Ausräumung beginnt. Die Ablagerungen des pannonischen Sees, die nach der häufigsten Muschelgattung auch Congerienschichten genannt werden, erreichen im Beckeninneren über 1500 m Mächtigkeit. Sie sind als Tegel, Sande und Schotter weit verbreitet und bilden im Wiener Becken meist das Liegende der eiszeitlichen Ablagerungen. Im jüngeren Pannon kommt es vor allem im südlichen Wiener Becken zur Bildung ausgedehnter Lignitlager (z. B. Zillingdorf—Neufeld—Pöttschinger Revier), die einst in großen Tagbauen gewonnnen wurden. In den Braunkohlen kommen auch aufrecht wurzelnde Stämme von Sequoien vor, wie sie in ähnlicher Weise flächenhaft als sogenannte Stubbenhorizonte aus den Braunkohlen des Rheinlandes bekannt sind. Die damalige Flora setzt sich hauptsächlich aus sommergrünen und oft großblättrigen Laubhölzern (*Platanus, Acer, Populus, Quercus, Carpinus,*

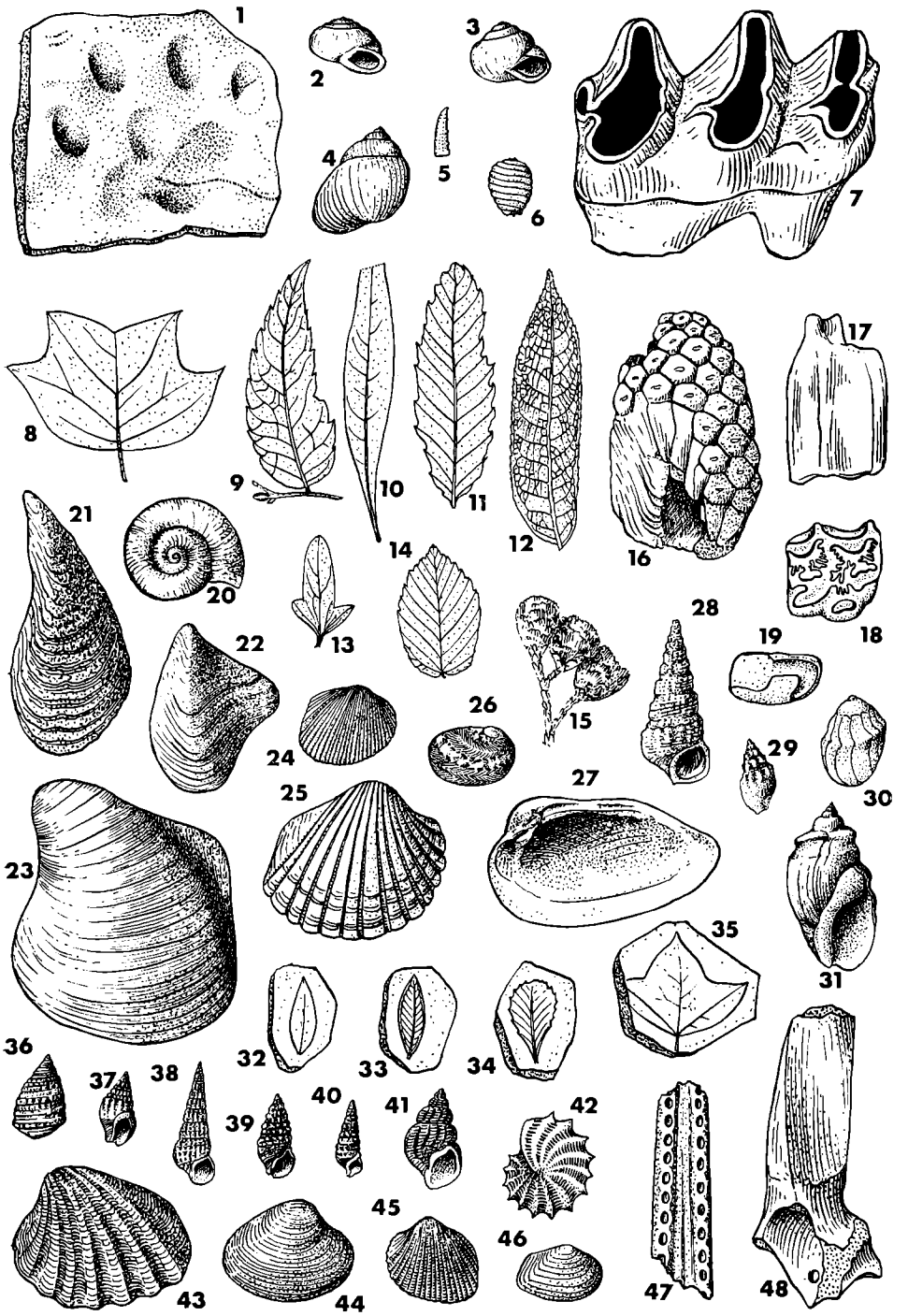
Fagus, Liquidambar, Liriodendron, Pterocarya, Juglans, Zelkova, Ailanthus usw.) zusammen, die auf ein gegenüber dem Sarmat zwar wieder feuchteres, nun aber nur mehr warmgemäßigtes Klima hinweisen. Als Miozänrelikte existierten vereinzelt auch noch Zimtbäume *(Cinnamomum).*

Die einst in zahllosen Ziegeleien im Stadtgebiet von Wien und südlich davon (z. B. Laaerberg, Inzersdorf, Brunn-Vösendorf, Leopoldsdorf, Hennersdorf) in großer Mächtigkeit aufgeschlossenen pannonischen Tegel enthalten eine im wesentlichen aus Brackwassermollusken (Congerien: *Congeria subglobosa* PARTSCH, *C. partschi* CŽJŽEK, *C. spathulata* PARTSCH; Limnocardien: *Limnocardium schedelianum* [PARTSCH], *L. carnuntinum* [HÖRNES]; Melanopsiden: *Melanopsis fossilis* [MARTINI-GMELIN] *[= martiniana], M. impressa* KRAUSS, *M. vindobonensis* FUCHS) zusammengesetzte Fauna, zu denen Muschelkrebschen (Ostracoden), Süßwasser- *(Psilunio, Pisidium, Brotia, Theodoxus, Valvata, Planorbis, Viviparus)* und Landmollusken *(Cepaea)* sowie auch Wirbeltiere kommen. Unter den Wirbeltieren bildet *Hipparion primigenium* (= *gracile* KAUP) neben *Mastodon (Bunolophodon) longirostris* KAUP und *Dinotherium giganteum* KAUP die Leitform. Sie ist für das Alt-Pliozän typisch (Abb. 14).

Reste von Landsäugetieren sind meist die einzigen stratigraphisch verwertbaren Fossilien in den Schottern und Sanden des Mistelbacher Schotterkegels, der weite Teile des nördlichen Weinviertels bedeckt und die Fortsetzung des Hollabrunner Schotterkegels bildet. Wie bereits auf S. 50 erwähnt, sind es Ablagerungen eines Donauvorläufers, der aus der Kremser Gegend im nördlichen Niederösterreich verlief und im Raum von Mistelbach in den pannonischen See mündete, da damals der Donaudurchbruch zwischen Leopolds- und Bisamberg noch nicht existrierte. Die in Mergellagen in den Sanden enthaltenen Ostracoden sprechen für das altpannonische Alter dieser Flußschotter.

Nach den Molluskenfaunen konnte A. PAPP eine Gliederung des Altpliozäns in insgesamt acht Zonen (Zone A bis H) vornehmen, nachdem bereits früher die Zonen mit *Melanopsis impressa* KRAUSS (= Zone B), mit *Congeria "ornithopsis"* (= *hoernesi* BRUSINA) (= Zone C), mit *Congeria subglobosa* PARTSCH (= Zone D und E) unterschieden worden waren. Wie der Vergleich mit den einzelnen Becken der Paratethys gezeigt hat, entspricht das jüngere Pannon (Zone F bis H) dem Pont, weshalb neuerdings das Pannon auf die Zonen A bis E beschränkt wird (= Pannon i. e. S. = Malvensien). Diese Parallelisierung wird durch die Kleinsäugetierfauna bestätigt.

Den Abschluß der Sedimentation bilden einerseits bunte Tonmergel (blaue und gelbe [= bunte] Serie) im Beckeninneren, andrerseits Schotter und Sande sowie Süßwassermergel und -kalke, wie sie etwa den Gipfel des Eichkogels bei Mödling aufbauen, die neben Süßwassermollusken, Landschnecken und Resten von Armleuchteralgen (Characeen) auch eine reiche Wirbeltierfauna des jüngsten Altpliozäns (= Pont) enthalten. Die Schotter und Sande des jüngsten Altpliozäns (Zone G und H) sind im zentralen Teil des Wiener Beckens flächig verbreitet. Fossilien sind allerdings spärlich. Zu den bekanntesten Vorkommen zählen die Sand- und Schottergruben vom „Rendezvous" bei Stammersdorf, bei Wolkersdorf und Prottes. Sie führen eine Säugetierfauna, die für jüngeres Altpliozän spricht.


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48

Im nördlichen Wiener Becken folgt über der gelben Serie ein bis zu 80 m mächtiger Schichtkomplex, der als Rote Lehmserie bezeichnet wird. Sie wird von Sand- und Schotterlagen unterbrochen. Da nach H. WIESENEDER keine lateritischen Komponenten nachweisbar sind, handelt es sich möglicherweise um (ältest-)pleistozäne Bildungen, die auf ein Sommertrockenklima zurückzuführen sind. Nach dem erst in jüngster Zeit durch G. RABEDER und F. STEININGER entdeckten Vorkommen von Kleinsäugern *(Mimomys)* in äquivalenten Ablagerungen in der Molassezone bei Stranzendorf NW Stockerau handelt es sich jedoch vermutlich um jungpliozäne Ablagerungen.

In den Randgebieten des südlichen Wiener Beckens sind altpliozäne Flußschotter vor allem im Gebiet zwischen Triesting und Piesting als Hochfläche entwickelt und weit gegen Westen im Bereich der Kalkalpen verbreitet. Es sind Ablagerungen eines Vorläufers der Piesting, die sich bis ins Wiener Becken verfolgen lassen. Allerdings sind die basalen Schotter nach R. GRILL auf Grund von Bohrungen dem älteren Badenien zuzuordnen, was auch für die marinen Konglomerate W Hölles, bei Lindabrunn und Wöllersdorf gilt.

Einen weiteren Schotterkomplex bildet das Rohrbacher Konglomerat (nach Rohrbach W Neunkirchen) im Südwestzipfel des Wiener Beckens, das sich von Gloggnitz über Ternitz und Neunkirchen bei St. Egyden im Steinfeld erstreckt und von einem Schwarzavorläufer abgelagert wurde. Blattabdrücke und Wirbeltierfährten lassen die Entstehung im jüngsten Altpliozän vermuten, wofür auch die von F. BRIX (in B. PLÖCHINGER) erwähnte Verzahnung im Gebiet Ramp-

---

Abb. 14. Fossilien aus dem Jungtertiär des Wiener Beckens. 1 — Felidenfährte aus dem Rohrbacher Konglomerat, Neunkirchen, 2 *Tropidomphalus toulai* (SCHLOSSER), Eichkogel b. M., 3 *Galactochilus leobersdorfensis* TROLL, Leobersdorf, 4 *Viviparus loxostomus* SANDBERGER, Moosbrunn, 5 *Potamon ibericum* BIBERSTEIN, Eichkogel b. M., 6 *Tectochara meriani* (BRAUN), Eichkogel b. M., 7 *Mastodon (Zygolophoden) turicensis* SCHINZ, M inf., Wolkersdorf, 8 *Liriodendron proaccinii* UNGER, Vösendorf, 9 *Zelkova praelonga* (UNGER), Vösendorf, 10 *Myrica lignitum* (UNGER), Vösendorf, 11 *Castanea atavia* UNGER, Vösendorf, 12 *Pterocarya denticulata* (O. WEB.), Vösendorf, 13—14 *Carpinus grandis* UNGER (Cupula und Blatt), Vösendorf, 15 *Glyptostrobus europaeus* BRONGNIART, 16 *Pinus* sp., Wien-Meidling, 17—18 *Hipparion primigenium* (H. v. MEYER) (M sup.), Vösendorf, 19 *Sciaena angulata* SCHUBERT, Vösendorf, 20 *Planorbarius thiollierei* (MICHAUD), Leobersdorf, 21 *Congeria spathulata* PARTSCH, Vösendorf, 22 *Congeria ornithopsis* BRUSINA, Leobersdorf, 23 *Congeria subglobosa* PARTSCH, Vösendorf, 24 *Limnocardium promultistriatum* JEKELIUS, Leobersdorf, 25 *Limnocardium schedelianum* (PARTSCH), Vösendorf, 26 *Theodoxus leobersdorfensis* (HANDMANN), Leobersdorf, 27 *Psilunio atavus* (PARTSCH, M. HOERNES), Vösendorf, 28 *Brotia (Tinnyea) escheri* (BRONGNIART), Leobersdorf, 29 *Melanopsis bouéi affinis* HANDMANN, Vösendorf, 30 *Melanopsis vindobonensis* FUCHS, Vösendorf, 31 *Melanopsis fossilis* (= *„martiniana“*) (MARTINI - GMELIN), Leobersdorf, 32—33 Leguminosenblätter, Wien-Türkenschanze, 34 *Myrsine microphylla* HEER, Türkenschanze, 35 *Acer decipiens* (BRONGNIART), Türkenschanze, 36 *Calliostoma podolicoformis* (KOLESNIKOV), Wien, 37 *Dorsanum duplicatum* (SOWERBY), Wien-Nußdorf, 38 *Pirenella disjuncta* (SOWERBY), Hautzendorf, 39 *Cerithium (Thericium) rubiginosum* (EICHWALD), Hautzendorf, 40 *Pirenella picta* (DEFRANCE), Hauskirchen, 41 *Mohrensternia (= „Rissoa“) inflata* ANDRZEJOWSKY, Wien-Nußdorf, 42 *Elphidium aculeatum* (ORBIGNY), Wien-Nußdorf, 43 *Limnocardium latisulcum* MÜNSTER, Hölles, 44 *Mactra vitaliana* ORBIGNY, Hautzendorf, 45 *Limnocardium vindobonense* PARTSCH, Hautzendorf, 46 *Ervilia dissita podolica* (EICHWALD), Hölles, 47 *Acrodelphis letochae* (BRANDT), Wien-Nußdorf, 48 *Protragocerus chantrei* DEPÉRET, Nexing. 1—7 = Pont (= „Ober-Pannon“), 8—31 = Pannon, 32—48 = Sarmat. Sämtliche Figuren außer 6, 26, 41 und 42 verkleinert.

lach—Natschbach mit Sanden der Gelben Serie des „Ober-Pannons" sprechen, doch ist ein (teilweise) jungpliozänes Alter nicht auszuschließen. Im Gebiet von Würflach S Willendorf, bei Bad Fischau und W Wurzendorf treten nach F. Brix grobe Blockschotter in einer Mächtigkeit bis zu 30 m auf, die sich mit den hangenden Partien des Rohrbacher Konglomerates verzahnen. Sie werden als Würflacher Wildbachschotter (nach Würflach NNW Neunkirchen) bezeichnet und dürften im jüngsten Pliozän abgelagert worden sein.

Die im Bereich der Donau auftretenden Flußterrassenschotter entstanden während des Pleistozäns. Sie werden im Kapitel III besprochen.

Tektonik: Wie bereits auf S. 64 ff. angedeutet, wird der Zeitpunkt der Entstehung des Wiener Beckens nicht einhellig beurteilt, da es vor der oberen Lagenidenzone nicht zur bruchbedingten Absenkung des Beckens kam. Betrachtet man diese als entscheidend, so ist das Wiener Becken erst im älteren Badenien entstanden und sämtliche Ablagerungen, die älter als die obere Lagenidenzone sind, sind zum Beckenuntergrund zu zählen. Der Spannberger Rücken wird allerdings erst zur Sandschalerzone überflutet.

Der tektonische Bau des Wiener Beckens ist dank zahlreicher Bohrungen und der eingehenden Kartierungen in den Grundzügen geklärt. Es ist ein richtiges Einbruchsbecken, das von Brüchen begrenzt wird und zur Gänze in den Alpen-Karpatenbogen eingesenkt ist. Die randlichen Staffelbrüche werden verschiedentlich von Querbrüchen unterbrochen bzw. versetzt. Auch der Donaubruch zwischen Leopoldsberg und Bisamberg, der zu einer Blattverschiebung innerhalb der Flyschzone von ungefähr 3,5 km und nach F. Brix auch zu einer vertikalen Verstellung von ca. 100 m geführt hat, gehört dazu. Die wichtigsten Längsbrüche wurden bereits auf S. 64 angeführt. Es sind meist syngenetische Brüche, die zu verschieden tief abgesunkenen Schollen (z. B. Poysbrunner [zwischen Falkensteiner und Schrattenberg-Bruch], Mistelbacher [zwischen Schrattenberg- und Steinbergbruch mit der Erdberger und der Schricker Muldenzone] und Tiefscholle im nördlichen, Mödlinger Scholle und Hauptmuldenzone im südlichen Wiener Becken) führten und auch für die Ölführung von Bedeutung sind. Manche dieser Brüche lassen sich über 50 bis 60 km hinweg verfolgen. Das Einfallen und die Sprunghöhe der Brüche wechselt. So fällt der Steinbergbruch oberflächlich mit 50° gegen Osten ein, um sich in dier Tiefe auf 70° zu versteilen. Er erreicht bei Zistersdorf eine Sprunghöhe von maximal 2000 m. Das Alter der Brüche ist sehr verschieden. Während das Bockfließer Bruchsystem vom jüngeren Badenien bis zum Unter-Pannon wirksam war, entstand das Matzener Bruchsystem erst nach dem Mittel-Pannon (siehe N. Kreutzer).

Der Untergrund des Wiener Beckens, der ein starkes Relief erkennen läßt (z. B. Schwechater Senke in 5000 m Tiefe), wird im Südosten durch zentralalpine Gesteine (Semmeringserie), im Süden durch Gesteine der Grauwackenzone und der Kalkalpen und im Norden durch Flyschgesteine gebildet, deren Grenzverlauf durch zahlreiche Tiefbohrungen ziemlich präzis erfaßt werden konnte. Darüber hinaus konnten auch Deckengrenzen sowie der Falten- und Schuppenbau innerhalb der Kalkalpen nachgewiesen und deren Parallelisierung mit tektonischen Einheiten versucht werden. So hat etwa die Bohrung Schönkirchen T 11 mehrere

Schuppen der Oberkreide, die Laaerberg 1 eine mächtige kalkalpine Serie mit verschuppter Ötscher-Decke angetroffen. Für den Flyschuntergrund konnte ein weitaus ausgeprägteres Relief als es die heutige Flyschoberfläche zeigt, belegt werden, indem Höhenunterschiede bis zu 1000 m festgestellt werden konnten.

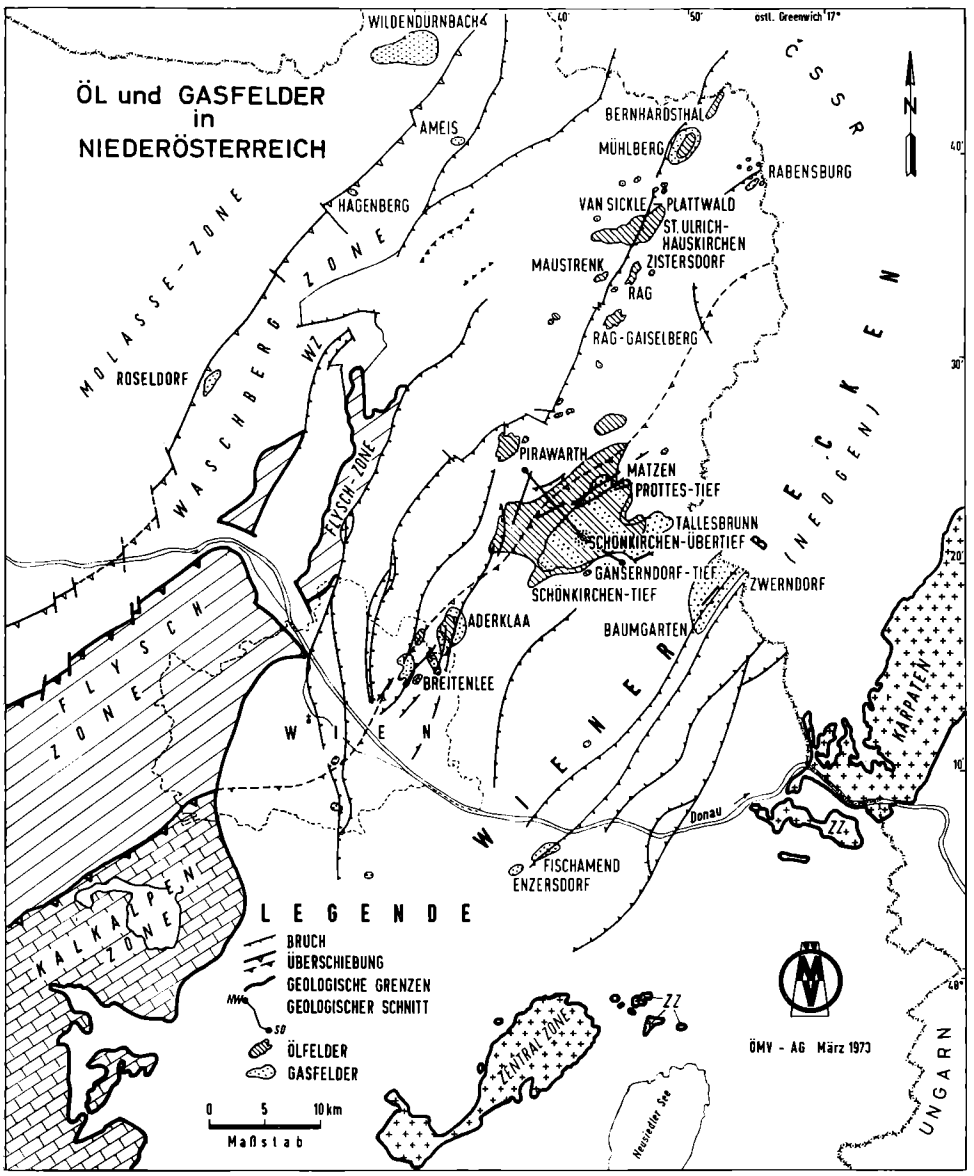


Abb. 15. Erdöl- und Erdgasfelder im Wiener Becken und der niederösterreichischen Molassezone (Wildendürnbach). Nach A. Kröll & H. Wieseneder, 1972, ergänzt auf Stand 1973. Vorlage von der Österreichischen Mineralölverwaltung freundlicherweise zur Verfügung gestellt. ZZ = Zentralzone.

Der Unterschied zwischen mittelmiozänem und gegenwärtigem Flyschrelief erklärt sich durch die seither obertags erfolgte Abtragung (vgl. Abb. 18 und 19).

Das Wiener Becken besitzt durch seine Öl- und Gaslagerstätten besondere wirtschaftliche Bedeutung. Es sei hier nur auf die wichtigsten Typen von Lagerstätten hingewiesen, die für das Wiener Becken charakteristisch sind. Sogenannte „Schleppstrukturen" an Brüchen (Steinbergbruch: Zistersdorf, Gaiselberg), flache Dome (Matzen, Aderklaa) und begrabene Flyschberge (Maustrenk, Hauskirchen)

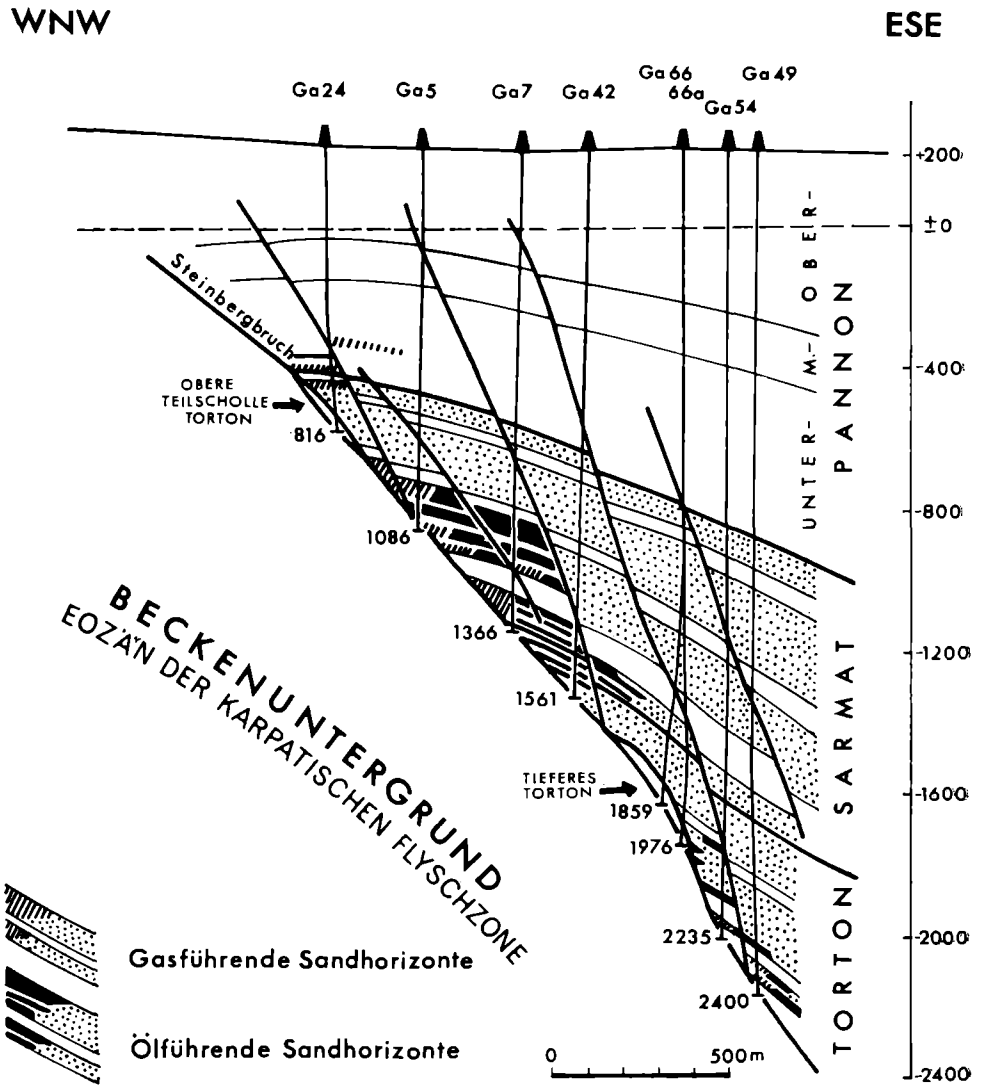


Abb. 16. Profil durch das Feld Gaiselberg bei Zistersdorf am Steinbergbruch. Nach R. JANOSCHEK, E. BRAUMÜLLER & H. STOWASSER aus R. JANOSCHEK, 1955. Torton = Badenien; Tiefe in Metern.

bzw. klüftige Trias-Dolomite der Kalkalpen samt neogener Dolomitschuttüberlagerung (Aderklaa—Breitenlee, Schönkirchen—Tief, Zwerndorf—Baumgarten). Die Erschließung von Öl- und Gaslagerstätten im kalkalpinen Bereich des Beckenuntergrundes, wie sie im Raum von Schönkirchen seit 1962 erfolgt, hat — zusammen mit dem Nachweis von autochthonem Mesozoikum im Untergrund der Molasse- und der Waschbergzone — sowohl zur Klärung der Frage der Herkunft des Erdöls (nämlich ob aus der jungtertiären Beckenfüllung allein oder aus den Sedimenten des Beckenuntergrundes), als auch der sogenannten Erdölmuttergesteine wesentlich beigetragen. G. N. DOLENKA sowie J. KAPOUNEK und Mitarbeiter nehmen an, daß der Hauptanteil des Erdöls und des Erdgases des Wiener Beckens aus Gesteinen des Beckenuntergrundes (autochthones Mesozoikum) stammt, wobei nach letzteren zwei Migrationsphasen zu unterscheiden wären. 1. Migration aus dem autochthonen Mesozoikum entlang alpidischer Störungen in den Beckenuntergrundgesteinen und 2. Migration durch den Einbruch des Wiener Beckens. Demgegenüber stammen nach A. KRÖLL & H. WIESENEDER die Kohlenwasserstoffe des höheren kalkalpinen Untergrundes aus dem Neogen, jene des tieferen kalkalpinen Untergrundes sind hingegen erst im Zuge der Absenkung durch thermische Vorgänge mobilisiert worden. Die Autoren weisen auf die Unterschiede in der Zusammensetzung des Erdgases aus dem tieferen Mesozoikum und dem Neogen hin und auf die Tatsache, daß die Lagerstättenbildung erst nach Beendigung der alpinen Deckenbildung und nach der Bedeckung durch neogene Sedimente erfolgt sein kann. Weiters sind nach A. KRÖLL & H. WIESENEDER im Raum des Wiener Beckens keine Hinweise auf eigene Erdölmuttergesteine vorhanden, wie sie etwa K. KREJCI-GRAF in Form von Faulschlammsedimenten angenommen hat. Die Bildung von Kohlenwasserstoffen erfolgt vornehmlich in Peliten und in karbonatischen Gesteinen, welche die Speichergesteine umgeben. Bei der Erdgasbildung (besonders Methan) spielen nach A. KRÖLL & H. WIESENEDER Süßwasserbildungen eine entscheidende Rolle. Die unterschiedliche Herkunft des Erdöls wird auch durch den Charakter (Paraffin- bzw. Asphaltöle) belegt. Im allgemeinen gehören die Lagerstätten des „Helvets" dem stratigraphischen Typus an, während die jüngeren an tektonische Strukturen gebunden sind.

Während in der Beckenfüllung neben „Helvet"- und Sarmatsanden vor allem die Sand„horizonte" des Badenien (z. B. Matzener Feld mit dem bis zu 30 m mächtigen Matzener Sand in ungefähr 1650 m Tiefe, der mit dem basalen oder 16. „Torton"horizont gleichgesetzt wird und mit den übrigen „tortonischen" Sand„horizonten", von denen der 8. „Torton"horizont der ergiebigste ist) die wichtigsten Erdölträger sind, die von diesem Feld bisher 40 Millionen Tonnen Rohöl (1955: 2,873.143 Tonnen, 1970: 1,333.420 Tonnen) geliefert haben, bildet in der Lagerstätte Schönkirchen-Tief klüftiger Obertrias-Dolomit der Ötscher-Decke den Hauptträger des Erdöls. Diese Öllagerstätte, die in einer Tiefe von 2800 m erschlossen wurde und im Top eine Mächtigkeit von 160 m erreicht, weist nach P. MESSINGER für 1970 eine Jahresproduktion von rund 717.000 Tonnen Rohöl aus (einschließlich Prottes-Tief), was die Bedeutung dieser Lagerstätte unterstreicht. In einer Tiefe ab 4800 m wurde weiters durch die Bohrung Schönkirchen T 32 eine ungefähr 500 m mächtige Lagerstätte von Erdgas erschlossen,

die ebenfalls aus alpinen (Oberkreide- und Obertrias-)Sedimenten produziert (= „Schönkirchen-Übertief"; siehe J. KAPOUNEK & S. HORVATH; A. KRÖLL & H. WIESENEDER; H. SPÖRKER). Die ersten Hinweise auf die Bedeutung der Kalkalpen als Lagerstätte im Untergrund des Wiener Beckens gab die Entdeckung von gasführendem Mesozoikum in Aderklaa im Jahre 1959. Die Überlegung, daß die reichen Kohlenwasserstoffvorkommen im Wiener Becken nicht allein aus dem Tertiär stammen könnten, sondern aus der tiefen Unterlage, waren letztlich für die Erschließung durch die ÖMV ausschlaggebend (siehe J. KAPOUNEK & S. HORVATH) (Abb. 15—17).

Interessant ist, daß die Senkungstendenzen im Wiener Becken auch noch im Pleistozän angehalten haben, wie die pleistozänen Ablagerungen im Bereich der Mitterndorfer Senke im südlichen und der Lasseer Senke im nördlichen Wiener Becken zeigen.

Bemerkenswert erscheint auch der Nachweis vulkanischer Gesteine in den Sedimenten der Beckenfüllung. Es sind nach H. WIESENEDER & S. SCHARBERT einerseits Latittuffe aus der Laaer Serie (Bohrung Orth 1), andrerseits Glastuffit von rhyolithischer Zusammensetzung aus der oberen Lagenidenzone (Linenberg 1 auf der Zistersdorfer Hochscholle). Ein Vergleich mit dem tertiären Vulkanismus der Steiermark und der Westslowakei zeigt die zeitliche Übereinstimmung der in der Bohrung Orth 1 nachgewiesenen Tuffite mit dem älteren Zyklus in der Steiermark, während die Tuffite der Bohrung Linenberg 1 mit der ersten Andesitphase im westkarpatischen Raum zusammenfällt, die nach H. WIESENEDER & S. SCHARBERT durch Andesite und Rhyolithe gekennzeichnet ist.

Nun aber zu den übrigen inneralpinen Tertiärvorkommen. Das Korneuburger Becken und die Bucht von Kreuzstetten sind ähnlich wie das Wiener Becken von jungtertiären Sedimenten erfüllte Einbruchsbecken.Sie sind

---

Abb. 17. Geologischer Schnitt durch die Öl- und Gasfelder von Matzen—Schönkirchen. Nach A. KRÖLL & G. WESSELY, 1973. Beachte Erdöl- und Erdgaslagerstätten im kalkalpinen Beckenuntergrund (Hauptdolomit der Frankenfels-Lunzer- und der Ötscher Decke). Vorlage von der Österreichischen Mineralölverwaltung freundlicherweise zur Verfügung gestellt.

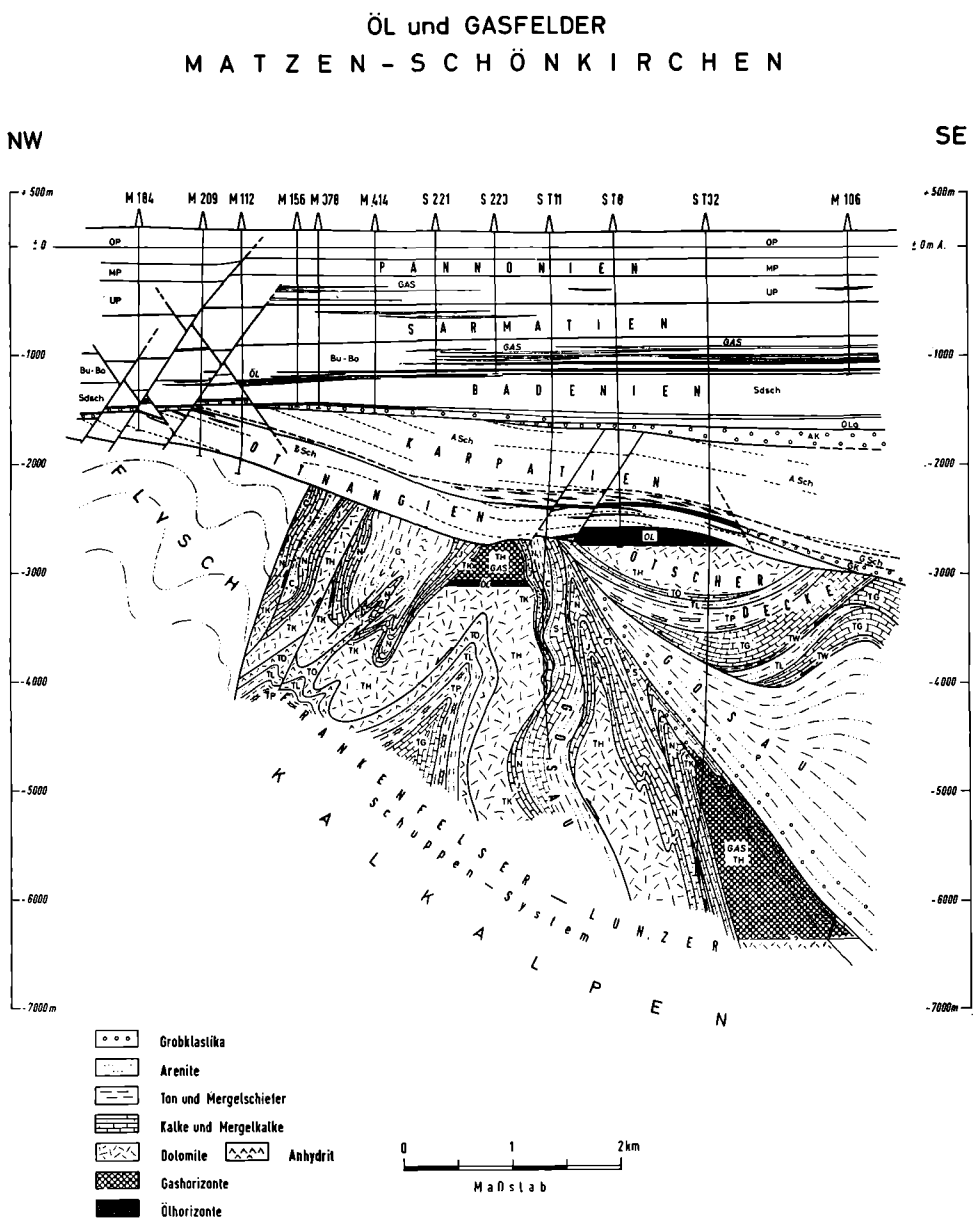
Abkürzungen: BECKENFÜLLUNG

OP	oberes Pannonien
MP	mittleres Pannonien
UP	unteres Pannonien
S	Sarmatien
Badenien	
Bu-Bo	Buliminen-Bolivinenzone
Sdsch	Sandschalerzone
OLg	Obere Lagenidenzone
Karpatien	
AK	Aderklaaer Konglomerat
ASch	Aderklaaer Schichten
GSch	Gänserndorfer Schichten
GK	Gänserndorfer Konglomerat
Ottnangien	
BSch	Bockfließer Schichten

BECKENUNTERGRUND

P	Paleozän
Kreide	
S	Senon
CT	Cenoman-Turon
C	Cenoman
G	Gault
N	Neokom
J	Jura
Trias	
TK	Rhät
TH	Hauptdolomit
TO	Opponitzer Schichten
TL	Lunzer Schichten
TP	Partnach Schichten
TG	Gutensteiner Schichten
TW	Werfener Schichten

allerdings in die Flysch- bzw. Waschbergzone eingesenkt und enthalten ausschließlich Sedimente der Laaer Serie. Das Korneuburger Becken erstreckt sich in einer Länge von fast 30 km und etwa 5 km Breite vom Donaubruch im Süden gegen Kleinebersdorf im Norden, wo es sich nach R. GRILL durch einen Querbruch im Teilbecken von Helfens zu einem schmalen Schlauch verengt, der im



Nordwesten vom Gebmannsberger Bruch und vom Helfenser Bruch im Südosten begrenzt wird. Dieser Teil liegt völlig im Bereich der Waschbergzone.

Die Begrenzung des Korneuburger Beckens ist nicht ganz gleichartig ausgebildet, da nur der westliche Beckenrandbruch morphologisch scharf ausgeprägt ist, die Ostgrenze jedoch unregelmäßig verläuft. Dies ist mit dem einseitigen Bau des Beckens verknüpft. Es ist, wie auch die Geophysik gezeigt hat, ein unsymmetrisches Becken, dessen Sedimente in der Nähe des westlichen Randbruches nach R. GRILL eine Mächtigkeit von über 600 m erreichen. Am Westrand konnte H. VETTERS ein Einfallen der Schichten von 30° gegen Südosten feststellen, gegen die Beckenmitte verflachen sie, um im Osten ein Gegenfallen in westlicher Richtung zu zeigen. Die Kartierungen von R. GRILL haben weiter gezeigt, daß weder ein Zusammenhang mit dem Jungtertiär von Nodendorf und Niederleis, das eine Randbucht des Wiener Beckens bildet, noch mit der Bucht von Kreuzstetten besteht. Die Sedimente dieser gleichfalls in die Flysch- und Waschbergzone eingesenkten Bucht tauchen im Nordosten unter Ablagerungen der Badener Serie ein.

Das Korneuburger Becken und die Bucht von Kreuzstetten sind erfüllt von feinen Sanden und Tonmergeln mit einer Fauna, die einen etwas verminderten Salzgehalt erkennen läßt. Untergeordnet treten Schotter und Konglomerate auf. Es sind Ablagerungen der Laaer Serie (= jüngeres Helvet der älteren Literatur), die einst am Teiritzberg N Korneuburg, gegenwärtig besonders bei Kleinebersdorf sowie in der Umgebung von Niederkreuzstetten als fossilreiche, küstennahe Bildungen anstehen. R. GRILL stellt sie als Korneuburger Schichten den im tieferen Teil der Laaer Ziegeleien aufgeschlossenen Laaer Schichten gegenüber. Sie enthalten Muscheln (*Crassostrea crassissima* [LAMARCK], *Mytilus haidingeri* HÖRNES), Schnecken (*Turritella terebralis gradata* MENKE, *Potamides papaveraceus* (BASTEROT), Pirenellen, Seepocken *(Balanus),* Seeigel (Scutellen) und andere Stachelhäuter, Foraminiferen (*Rotalia,* Elphidien, *Nonion*), Ostracoden sowie Fisch-(Otolithen) und Pflanzenreste (*Cinnamomophyllum* usw.). Auch Land- und Süßwasserschnecken fehlen nicht.

Inneralpines Jungtertiär tritt in Form von Süßwasserablagerungen im Harter Becken S Gloggnitz, in der Ottertal-Kirchberger Niederung, im Bereich (süd-)östlich von Pitten und in der Krumbach-Schönauer Mulde SE Aspang lokal auf. Es sind bis über 100 m mächtige Süßwassersedimente, die Lignite bzw. Glanzkohlenflöze enthalten, die seinerzeit auch abgebaut wurden (Hart bei Gloggnitz, Leiding und Schauerleiten bei Pitten). Sie stellen vermutlich Reste eines ursprünglich einheitlichen Sedimentationsraumes dar und sind mit den Schichtfolgen der norischen Senke in der Steiermark vergleichbar. Sie stehen in keinem Zusammenhang mit den marinen Schichten der Beckenfüllung. Die starke tektonische Beanspruchung hat einerseits zur Faltung der Schichten und nach H. HÖFER zur saigeren Stellung des Flözes in der Harter Mulde geführt, andrerseits aber auch zum flachen Abkippen bzw. zu Verstellungen durch Bruchtektonik (siehe W. PETRASCHECK, O. SCHMIDEGG). Die altersmäßige Einstufung läßt sich durch Eozängerölle nach unten, durch Sarmat im Hangenden nach oben einengen. Spärliche Wirbeltierreste (z. B. *Hyotherium, Ursavus, Dorcatherium, Anchitherium*) zeigen eindeutig miozänes Gepräge, doch fehlen die für das Badenien

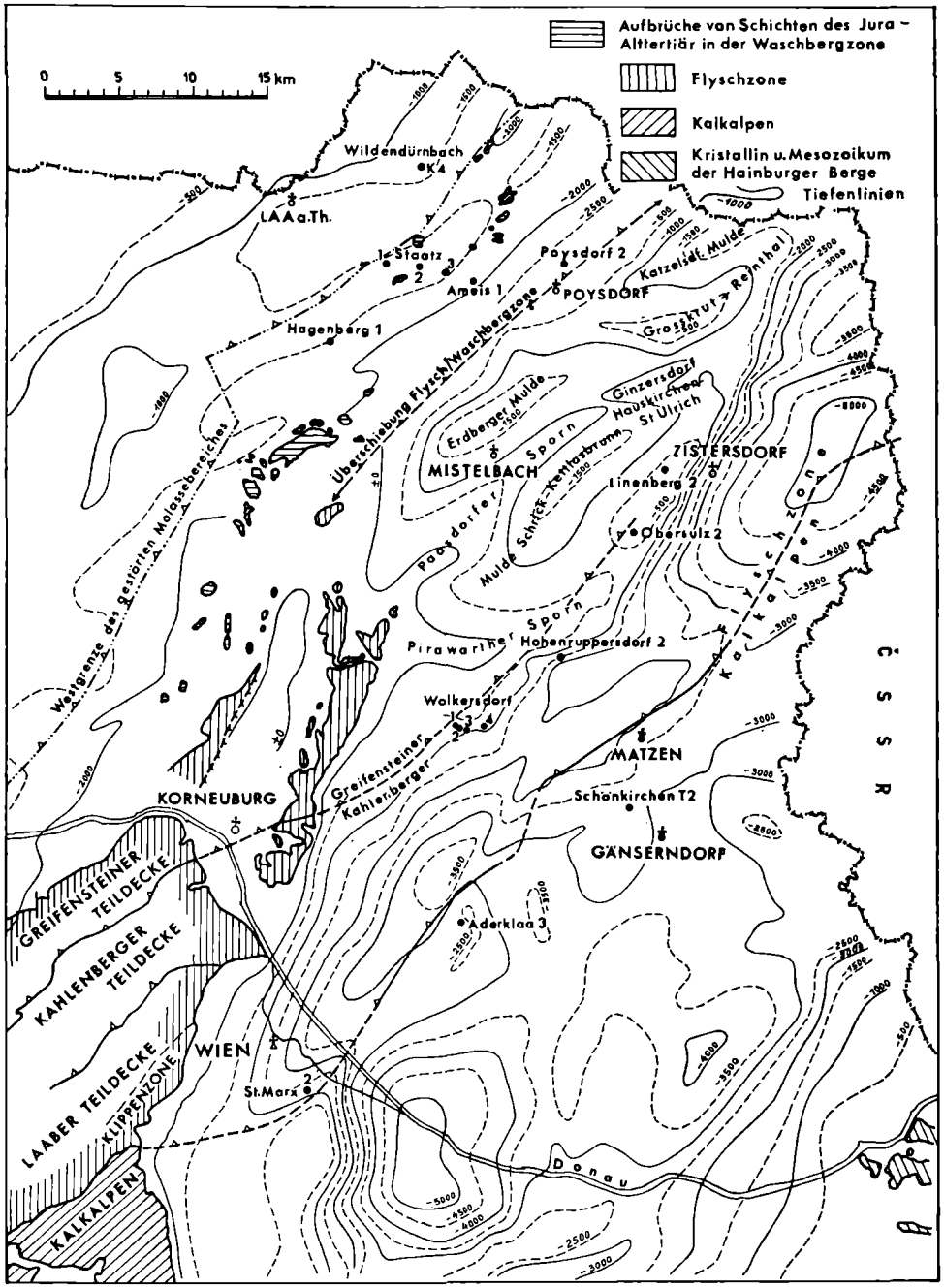


Abb. 18. Reliefkarte des Untergrundes des Wiener Beckens und angrenzender Molassebereiche mit tektonischen Leitlinien. Die Tiefenlinien (bezogen auf NN) östlich der Überschiebung Flysch-Waschbergzone betreffen den prämiozänen Untergrund des Wiener Beckens, westlich davon den prätertiären Untergrund. Aus R. GRILL, 1968. Vergleiche auch Abbildung 19.

kennzeichnenden Arten. Dies und die tektonische Beanspruchung läßt eine Einstufung in das Ottnangien (= älteres Helvet) zu. Die Sedimente sind jedenfalls v o r dem Einbruch des eigentlichen Wiener Beckens abgelagert worden. Sie werden bei Pitten diskordant von Grob- und Blockschottern überlagert, die einem am Wechselostabfall verbreiteten Schuttfächer angehören, der sich auf steirischem

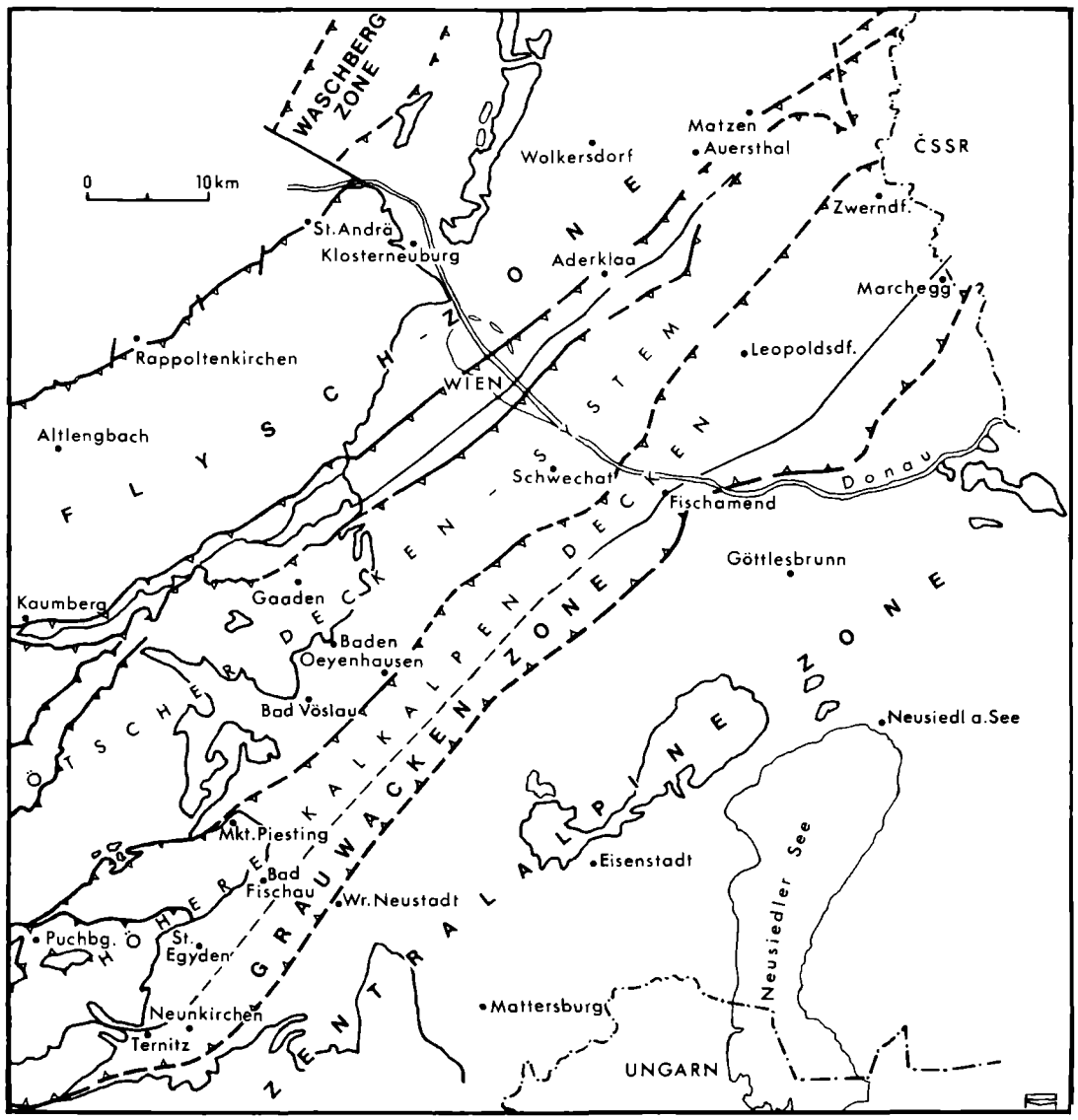


Abb. 19. Die tektonischen Einheiten des ostalpinen Untergrundes des Wiener Beckens. Nach A. Kröll & G. Wessely, 1973. Vorlage von der Österreichischen Mineralölverwaltung freundlicherweise zur Verfügung gestellt.

und burgenländischem Gebiet fortsetzt und im Osten seine Äquivalente in den Auwaldschottern bzw. im Brennberger Blockstrom hat. Es sind die ursprünglich als Sinnersdorfer Konglomerat (s. l.) bezeichneten fluviatilen Schotter, die einem mittelmiozänen Flußsystem angehörten, das nicht zum damals noch nicht vorhandenen Wiener Becken entwässerte, sondern über den Nordostsporn der Zentralalpen hinweg in den pannonischen Raum floß. A. WINKLER unterscheidet vom Liegenden zum Hangenden den Mönichkirchner Blockstrom (Wildbachschotter aus Granitgneis und Wechselgneis), die Zöberner Breccie mit Roterdebeimengungen mit fossilen Pflanzenresten, die Krumbacher Schotter (Schotter, Sande und Tegel) und das Sinnersdorfer Konglomerat (s. str.) mit reichlich Granitgneisgeröllen. Diese Schotter liegen entweder über der „helvetischen" Kohlenserie oder direkt auf Kristallin.

Seit langem sind vom Ostrand der Alpen lokale Vorkommen von Jung-Eozän bekannt. Es sind meist gelbliche bis rötliche Kalke, die Lithothamnien, Foraminiferen (*Nummulites variolarius* [LAMARCK] und Discocyclinen), Korallen und Bryozoen führen und damit die zwar küstennahe, aber hochmarine Faziesausbildung erkennen lassen. Solche Nummulitenkalke sind vom Goldberg bei Kirchberg am Wechsel und vom Lebzelterberg bei Wimpassing (auf burgenländischem Gebiet) beschrieben worden. Im Liegenden gehen sie entweder in Konglomerate bzw. Breccien aus örtlichem Kristallin (Granitgneise, Glimmerschiefer usw.) über oder sie liegen direkt auf Mesozoikum. Die hochmarine Entwicklung dieser engbegrenzten Vorkommen zeigt, wie A. PAPP hervorgehoben hat, daß das Jung-Eozän einst weit verbreitet gewesen sein muß und nach R. OBERHAUSER als eine Art Podhale-Flysch wie in den Karpaten auf Kristallin transgredierte. Dies wird durch das Vorkommen von Eozängeröllen in jungtertiären Ablagerungen am Alpenostrand (z. B. obere Auwaldschotter) bestätigt.

Vor einigen Jahren hat O. KÜHN von Willendorf an der Schneebergbahn aus feinkörnigen, glimmerigen Sanden eine jungeozäne Molluskenfauna beschrieben, von der nur die wichtigsten Arten genannt seien (*Chama squamosa* SOLANDER, *Ostrea horsarienensis* COSSMANN, *Pitar laevigata* LAMARCK, *Meretrix incrassata* SOWERBY und *Glycymeris jacquoti* (TOURNOUER). Die Mikrofauna entspricht jedoch der jüngeren Oberkreide und ist umgelagert (vgl. B. PLÖCHINGER).

6. Die Flyschzone und die „Klippen"zonen (Hauptklippenzone [einschließlich Buntmergelserie] = Schottenhofzone und die St.-Veiter-Zone)

Definition: Im Raum von Niederösterreich bildet die Flyschzone (= Wiener Sandsteinzone) die nördlichste tektonische Einheit der Alpen. Sie verläuft südlich der Molassezone von der Enns bis zur Donau bei Wien in wechselnder Breite in W-E-Richtung und setzt sich nördlich der Donau in Ausläufern (Rohrwald und Bisambergzug) bis gegen Niederkreuzstetten fort. Der Flysch (= Wiener Sandstein der älteren Literatur) verdankt seinen Namen einer Bezeichnung, wie sie in der Schweiz für Gesteine verwendet wird, die bei starker Durchfeuchtung zum Fließen bzw. zu Rutschungen neigen. Der Name

Flysch ist demnach primär eine Faziesbezeichnung für eine bestimmte lithologisch, aber auch paläontologisch und tektonisch definierbare Gesteinsserie, deren Bildung weder auf eine bestimmte Zeitspanne noch auf eine einzige geologische Einheit beschränkt ist. Demgegenüber ist die Flyschzone im Bereich der Ostalpen zu einem stratigraphisch-tektonischen Begriff geworden, unter dem hauptsächlich tektonisch stark beanspruchte Sandsteine und Kalkmergel der Oberkreide und des Alttertiärs verstanden werden. Diese Einstellung hat dazu geführt, daß sämtliche flyschartige Gesteine im Bereich der Flyschzone ausschließlich zu dieser geologischen Einheit gestellt wurden.

Abgrenzung: Der Flysch wird im Norden von der Molassezone, im Süden von den „Klippen"zonen bzw. den Kalkalpen begrenzt. Nördlich der Donau bildet die Waschbergzone die Westgrenze. Sämtliche dieser Grenzlinien sind tektonisch bedingt, indem der Flysch (samt der Buntmergelserie) auf die Molasse- (siehe Bohrung Mauerbach 1 a) bzw. auf die Waschbergzone aufgeschoben ist und die Kalkalpen ihrerseits auf den Flysch überschoben sind; z. T. sind es Randbrüche, wie zum Korneuburger und zum Wiener Becken hin. Im Bereich des Wiener Beckens sinkt der Flysch nicht nur unter dessen jungtertiäre Sedimentfüllung ab und bildet den Untergrund im nordwestlichen Becken, sondern beginnt aus der alpinen, west-östlichen Streichrichtung in die SW-NE-Richtung der Westkarpaten umzuschwenken und sich damit gleichzeitig auch im tektonischen Baustil (Breitenentwicklung der Greifensteiner Teildecke nördlich der Donau und damit geringerer Schuppenbau als im Wienerwald) und stratigraphisch den Karpaten anzugleichen, wo der beskidische Flysch mit der Magura-Einheit als Fortsetzung angesehen wird.

Im Westen läßt sich die Flyschzone längs der Nördlichen Kalkalpen bis nach Vorarlberg verfolgen, von wo aus eine Parallelisierung mit den tektonischen Einheiten der Westalpen gegeben erscheint. Zum Verständnis dieser Parallelisierung sei bemerkt, daß die Verhältnisse in Niederösterreich durch die starke tektonische Einengung und die damit in Zusammenhang stehende starke Verschuppung sehr kompliziert sind. In den westlichen Bundesländern, in Oberösterreich und Salzburg, besonders aber in Vorarlberg, läßt sich die Situation eher überschauen. Dort tritt nördlich der Flyschzone als eigene, z. T. allerdings vom Flysch überschobene und in Fenstern auftretende Einheit das Helvetikum auf, das faunistisch durch seine reichen Mikrofaunen (Kalkschaler unter den Foraminiferen dominieren) von den einförmigen Mikrofaunen des Flysches (vornehmlich Sandschaler) abweicht. Dies gilt auch für die Buntmergelserie Niederösterreichs, die als Fortsetzung des Helvetikums bzw. seines südlichen Teilbereiches, des Ultrahelvetikums, angesehen wird. Auch die Mächtigkeit des Flysches ist bedeutend größer als die des Helvetikums, abgesehen vom Reichtum an Sand. Entsprechend diesen Lagebeziehungen kann die Flyschzone der Ostalpen nicht mit dem Helvetikum oder Ultrahelvetikum der Westalpen parallelisiert werden, sondern nur mit dem Penninikum, was sich jedoch mit der Gleichsetzung in den Westkarpaten nur schwer vereinbaren läßt. Daher kommt es zur unterschiedlichen Parallelisierung der Flyschzone (Pennin nach E. Clar, W. Del-Negro, R. Oberhauser, S. Prey, R. Trümpy, [Ultra-]Helvetikum bzw.

Externiden nach A. TOLLMANN). In den Karpaten entspricht dem Helvetikum der Ostalpen das Subbeskidikum. Soweit die grundsätzliche Problematik über die Parallelisierung der Flyschzone, auf die am Schluß dieses Kapitels noch zurückgekommen sei.

Morphologie: Die Flyschzone fällt bereits landschaftlich durch sanfte Hügelformen und — abgesehen von einzelnen Klippen — durch das Fehlen nackter natürlicher Gesteinswände auf. Weitere Kennzeichen sind als Folge der geringen Wasserdurchlässigkeit der Flyschsedimente die nach Niederschlägen wildbachartig anschwellenden Gewässer, ferner die sogenannten Tobeln sowie Naßgallen und das Hangrutschen.

Gesteine: Der Flysch wird hauptsächlich aus einer Folge von marinen Sandsteinen, Tonen, Tonschiefern, Mergelschiefern und Mergelkalken aufgebaut, für die ein alternierender Wechsel von Sandsteinen und Peliten im Profil ebenso kennzeichnend ist, wie der über weite Entfernungen hinweg verfolgbare gleichartige Charakter der Gesteine. Weitere Kennzeichen liegen — abgesehen von der Sedimentmächtigkeit — in speziellen Schichtstrukturen, indem in den Sandsteinbänken Geopetalschichtung („graded bedding", d. h. korngrößenmäßige Sortierung der Komponenten), syngenetische Faltungserscheinungen („convolut lamination") mit feiner Schichtung („parallel lamination") wechseln. Dazu kommt der Mangel an Großfossilien (z. B. Inoceramen [Muscheln] und Ammoniten als äußerst seltene Fossilien), das häufige Vorkommen sogenannter Lebensspuren (fossile Kriechspuren, Grabgänge, Wohnbauten und dergleichen) und die erst in den letzten Jahren besser bekannt gewordenen kennzeichnenden Mikrofaunen (mit vorwiegend Sandschalern unter den Foraminiferen und Nannoplankton). Fließ- und Strömungsmarken („flute casts") an den einstigen Schichtoberflächen, die heute als Wülste auf der Schichtunterseite auftreten, ermöglichen Aussagen über die Strömungsrichtung. Sämtliche angeführten Besonderheiten stehen in krassem Gegensatz zu den Ablagerungen der Molassezone. Dazu kommt noch die kausale Verknüpfung von Flyschsedimentation mit Orogenesen. Die sehr kennzeichnenden Lebensspuren haben übrigens bereits frühzeitig die Aufmerksamkeit auf sich gezogen. Abgesehen davon, daß einzelne als Algen gedeutet wurden, hat man sie in der älteren Literatur als Hieroglyphen bezeichnet, ohne ihre Bedeutung in fazieller Hinsicht richtig zu erkennen.

Da die Entstehung des Flysches keineswegs einhellig beurteilt wird, scheinen einige Bemerkungen notwendig, zumal sie für die Beurteilung der einstigen paläogeographischen Situation und damit wieder für die Tektonik wesentlich sind.

Die Flyschsedimente sind ausschließlich Meeresablagerungen. Ursprünglich, wenn man von der einstigen Annahme der eruptiven Entstehung der Flyschsedimente nach Art von Schlammvulkanen absieht, fast durchwegs als Flachmeerablagerungen des Ebbe-Flutbereiches (z. B. Wattabsätze oder Ablagerungen tropischer Mangrovezonen) angesehen, haben neuere Untersuchungen gezeigt, daß die typischen Flyschgesteine (z. B. Kahlenberger und Altlengbacher Schichten) Tiefwasserablagerungen sind, deren Entstehung nach PH. H. KUENEN auf submarine Gleitung und auf Trübströme (turbidity currents) zurückzuführen ist.

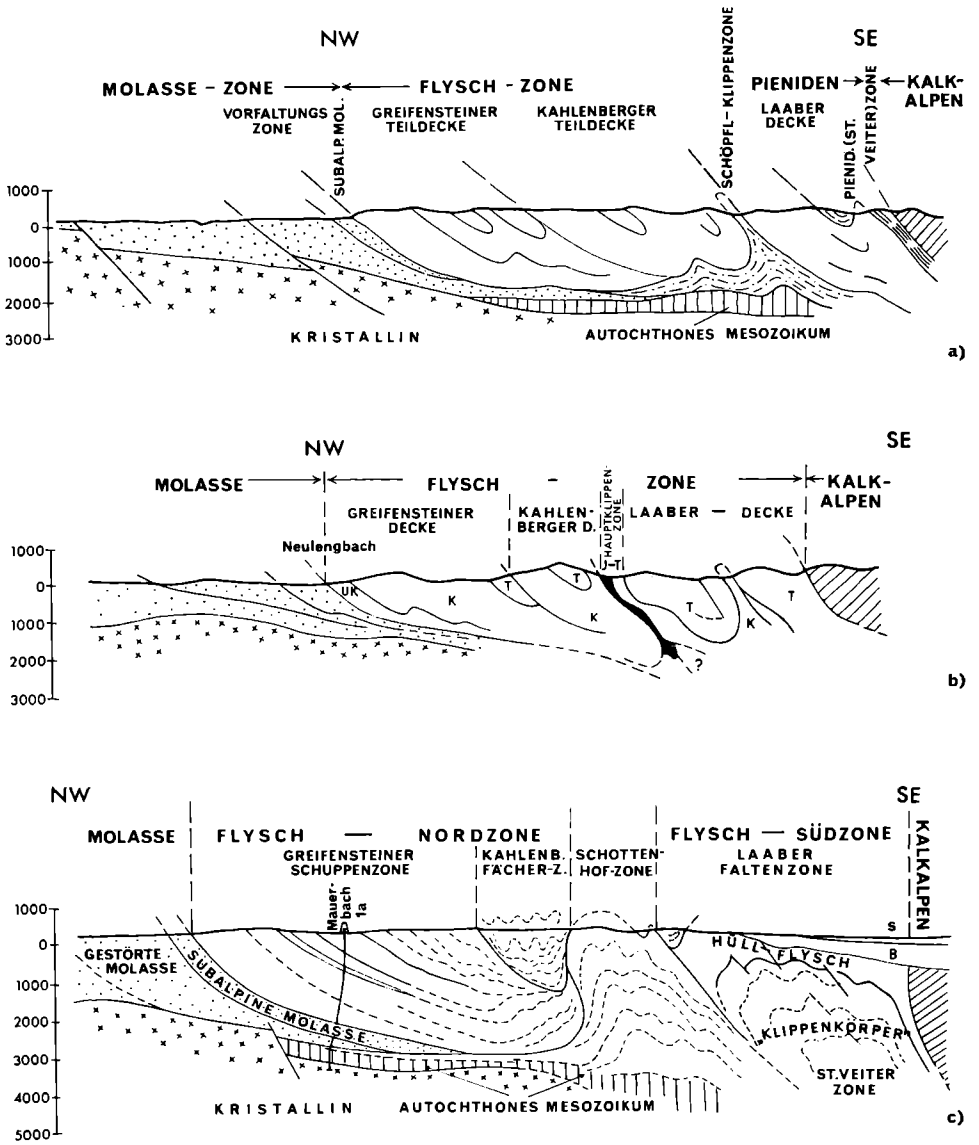


Abb. 20. Profile durch die nordöstliche Flyschzone von Niederösterreich samt „Klippen"zonen (Hauptklippen-, Schöpfl- bzw. Schottenhof- und St. Veiter-Zone). Beachte Dreiteilung in Greifensteiner, Kahlenberger und Laaber Einheit und unterschiedliche Interpretation der „Klippen"zonen und deren Herkunft nach A. Tollmann, 1967 (a), S. Prey, 1968 (b) und F. Brix, 1972 (c), umgezeichnet. J = Jura, U-K = Unterkreide, K = Oberkreide, T = Tertiär, B = Badenien, S = Sarmat.

Diese Suspensionsströme, wie sie heute in Ozeanbecken und -gräben zu beobachten sind, führen zu der kennzeichnenden Geopetalschichtung der Sandsteinbänke, die auch Fossilien der Flachmeerregion (z. B. Orbitoiden und Nummuliten sowie Pflanzenreste) enthalten können, sowie zum wiederholten Wechsel von Psammiten (Sandsteine, Kalkarenite) und geschichteten Peliten (Tone, Kalkmergel), so daß H. WIESENEDER von Geopetalrhythmiten spricht. Die Turbiditnatur der Flyschgesteine wird nach A. SEILACHER auch durch die Lebensspuren bestätigt, die von jenen der Molasse völlig verschieden sind, ganz abgesehen davon, daß die für küstennahe Flachmeerablagerungen typischen Kennzeichen (z. B. Priele, Wellengangsrippeln, Wechsel der Sedimentation auf kurze Entfernung, Kohlenflöze usw.) fehlen. Die (typischen) Flyschsedimente sind demnach Ablagerungen eines tieferen Meerestroges, der sich einst von Westeuropa über Mittel- und Osteuropa bis nach Vorder- und Zentralasien erstreckte.

Stratigraphie: Die Flyschzone umfaßt Gesteine von der Unterkreide bis zum Mitteleozän, doch sind jene der Unterkreide nicht typisch entwickelt. Ursprünglich als Liasablagerungen angesehen, hat das Vorkommen von Inoceramen und Nummuliten das Oberkreide- und Eozänalter bald erkennen lassen. Die eigentliche, charakteristische Flyschsedimentation beginnt erst in der Oberkreide, als entsprechende tektonische Bewegungen im Rückland vorausgingen. Die Flyschgesteine zeigen durchwegs Anzeichen tektonischer Bewegungen in Form von Falten und Schuppen. Sie bestehen aus wurzellosen und tektonisch verfrachteten Einheiten, die im Bereich östlich der Traisen nach faziellen, stratigraphischen und tektonisch bedingten Unterschieden eine Gliederung in drei Einheiten notwendig machten (Abb. 20). Von Nord nach Süd werden sie nach G. GÖTZINGER als Greifensteiner- und Kahlenberger Teildecke (= Flyschnordzone) sowie als Laaber (Teil-)Decke (= Flyschsüdzone) bezeichnet. Ursprünglich als eigene Decken angesehen, trifft diese Deutung bis jetzt nur für die Südzone zu. Die Abgrenzung dieser Einheiten bzw. die Zuordnung einzelner Schichtglieder wird z. T. durch die mit den Flyschgesteinen verschuppten, lithologisch oft ähnlichen Sedimente der Klippenhülle (Buntmergelserie) erschwert. Hier ermöglichten erst mikropaläontologische Untersuchungen an Hand von Foraminiferen und Nannoplankton eine Abgrenzung und sichere Zuordnung. Es erscheint daher verständlich, daß über die Zuordnung einzelner Schichtglieder keine Einhelligkeit besteht. Ähnliches gilt auch für die Benennung der einzelnen „Klippen"zonen, die entsprechend der Interpretation unter recht verschiedenen Bezeichnung im Schrifttum aufscheinen (s. u.). Neuerdings trennen W. GRÜN und Mitarbeiter eine eigene Nord-Zone nördlich der Greifensteiner Teildecke und damit der Flyschnordzone ab, da die Mikrofaunen dieser Gesteine von jenen des Flysches abweichen sollen (vgl. S. 91). Wesentliche Fortschritte in der stratigraphischen und faziellen Gliederung der Flyschgesteine und ihrer Parallelisierung konnten erst durch den Einsatz der Mikropaläontologie (einschließlich Nannofossilien), der Schwermineralanalyse und rein sedimentologischen Untersuchungen erzielt werden (Tab. 7).

Zur Flyschnordzone werden als älteste Gesteine die Wolfpassinger Schichten (nach Wolfpassing bei St. Andrä-Wördern) der Unterkreide

Zeitgliederung			westliches Niederösterreich	Nord-Einheit (Greifensteiner- und Kahlenberger Teildecke)	Süd-Einheit (Laaber Decke)
EOZÄN	Mittel-			Steinberg-Flysch - -	Laaber Schichten: Agsbach-Schichten, Hois Schichten
	Alt-			Greifensteiner Schichten; Gablitzer Schichten; Bunte Schiefer	
PALEOZÄN	Jung-		-	Glaukonit-sandstein-serie -	
	Alt-		Mürbsandstein-führende "Oberkreide"	Alt-leng-bacher Schichten -	Schwarze Schiefer; Glaukonit-quarzitbänke
KREIDE	Ober-	Maastricht		- Bunte Schiefer	Quarzite u. Schiefer
		Campan	Bunte Schiefer Zementmergel-Serie (Mergel- Mergelschiefer u.Tonmergelschiefer)	Wörderner Schichten; Mergel, Mergelschiefer und Tonmergel-Schiefer; Kahlen-berger Schichten	Kaum-berger Schichten; Hüttel-dorfer Schichten
		Santon			
		Coniac	Bunte Schiefer		
		Turon	Reiselsberger Sandstein	"Bunte" Schiefer	
		Cenoman	Bunte Schiefer	-	-
	Unter-	Gault	Gaultflysch	Gaultflysch (Tonschiefer, Bändersandsteine)	-
		Neokom	"Neokomflysch" (Kalk-sandsteine, Flecken-kalke und Breccienlagen)		

Tabelle 7. Die Ablagerungen der Flyschzone.

(Neokom) gezählt. Es sind Kalke und Kalksandsteine mit Schiefertonen mit Aptychen von Ammoniten (*Lamellaptychus pusillus* [PETERS]) und einer Mikrofauna, die nach R. OBERHAUSER dem Schrattenkalk des Helvetikums ähnelt, sowie gelegentlich Hornsteinkalke. Sie erstrecken sich in einem schmalen Streifen am Nordrand der Flyschzone von Ollersbach in NE-Richtung über Anzbach, Hagenau, Ried und Wolfpassing bis nach St. Andrä und nördlich der Donau bis in den Rohrwald. Im Hangenden dieser Kalke und Hornsteinkalke treten bunte Schiefer mit Sandsteinen und vereinzelt auch Arkosesandsteinen auf. Die Schiefer enthalten eine Mikrofauna der Unterkreide, die nach den Lagerungsverhältnissen als Gault angesprochen wird. Nannofloren des Gault (obere Unterkreide) sind durch H. STRADNER aus bunten Schiefern vom Nasenweg auf dem Leopoldsberg beim Kahlenbergerdorf, solche des Alb von F. BRIX bzw. von W. GRÜN im Halterbachtal bei der Rieglerhütte nachgewiesen worden, doch sind dies Vorkommen, die nach F. BRIX nicht zur Flyschzone, sondern zur Schottenhofzone (im Sinne von F. BRIX) zu rechnen sind. Da den Sedimenten außerdem der Flyschcharakter fehlt, erscheint die Zugehörigkeit nicht nur der bunten Gaultschiefer, sondern auch der Wolfpassinger Schichten zur Flyschzone in Frage gestellt. Eher wäre an einen Zusammenhang mit der Hauptklippenzone (= Schottenhofzone) zu denken. W. GRÜN und Mitarbeiter vermuten, daß diese Unterkreideschichten einst analog zu jenen der Schottenhofzone auch als autochthones Mesozoikum direkt auf Kristallin zur Ablagerung kamen und dann abgeschert wurden. Allerdings stellt S. PREY das völlige Fehlen eines Flyschcharakters, insbesondere des Gaults, in Abrede und betrachtet auch diese Schichten als Glieder des Flyschprofils.

Die eigentliche Flyschsedimentation setzt in der Flyschnordzone erst mit den Kahlenberger Schichten und den Altlengbacher-Wörderner Schichten ein [2]), die seinerzeit von K. FRIEDL als gleichaltrige, nur faziell verschiedene Sedimente (Inoceramenschichten im Süden, Orbitoidenkreide im Norden) gedeutet worden waren. Die Kahlenberger Schichten (nach dem Kahlenberg bei Wien) sind als plattige Kalksandsteine, harte, meist splittrig brechende Kalkmergelsteine und blättrige (Ton-)Mergelschiefer ausgebildet, die häufig Lebensspuren (Chondriten, Helminthoideen, Abb. 21) enthalten und die im Profil (z. B. am Steilabfall des Leopoldsberges zur Donau, Exelberg) die kennzeichnende Repetitionsschichtung zeigen. Seltene Einzelfunde von Ammoniten (*Pachydiscus galicianus* FAVRE = „*Acanthoceras mantelli*") und Inoceramen (*Inoceramus salisburgensis* FUGGER & KASTNER) und die Mikrofauna (meist Sandschaler, nach W. GRÜN mit dem Leithorizont der gigantea-Zone für das Mittel-Campan [nach *Hormosina ovulum gigantea* GEROCH], ferner Orbitoiden [*Lepidorbitoides minima* DOUVILLÉ] bzw. Nannofossilien [*Arkhangelskiella cymbiformis* VEKSHINA und *A. parca*-Assoziation nach H. HEKEL]) sind typisch. Die Gesteine sind tektonisch stark beansprucht, was sich nicht nur in der Faltung der Schichten, sondern auch im Handstück an geklüfteten Kalkmergeln, die als „Ruinenmarmor" bezeichnet werden, ausprägt.

---

[2]) Die von W. FUCHS südlich von Spillern bei Stockerau erwähnten, aus Schußbohrungen stammenden schwarzen Tonmergel mit einer Mikrofauna der tieferen Oberkreide (Cenoman bis U-Turon) gehören nach F. BRIX nicht zur Flyschzone, sondern wahrscheinlich zur Waschbergzone.

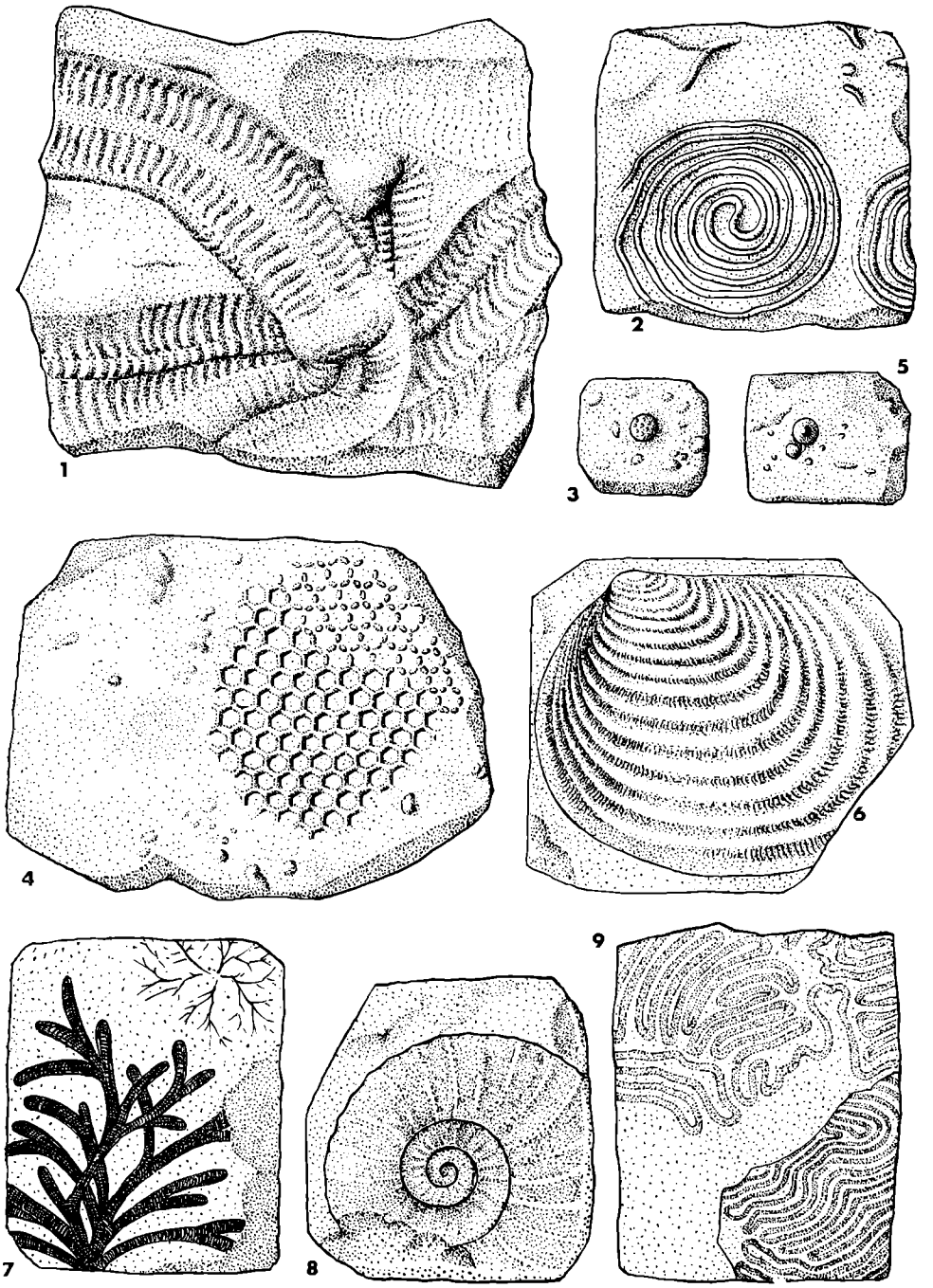
Kahlenberger Schichten finden sich auch nördlich der Donau im Bisambergzug. Im nördlichen Wienerwald treten im Maastricht grobkörnige Quarzsandsteine mit Großforaminiferen (Orbitoiden: *Orbitoides media* [ARCHIAC], *Lepidorbitoides bisambergensis* [JÄGER]) auf, die als Wörderner Schichten (nach [St. Andrä-]Wördern; = Orbitoidensandsteine der älteren Literatur) bezeichnet werden. Die kalkreichen, feinkörnigen Varietäten, wie sie für die Kahlenberger Schichten charakteristisch sind, treten weitgehend zurück. Daß die Wörderner Sandsteine, ganz im Sinne von G. GÖTZINGER, zu den Altlengbacher Schichten gehören, hat eine jüngste Überprüfung durch S. PREY ergeben.

Ähnliches gilt daher auch für die Altlengbacher Schichten (nach Altlengbach S Neulengbach), die als Hangendes der Kahlenberger Schichten bzw. der Wörderner Schichten auftreten. Es sind mittel- bis grobkörnige harte (Kalk-) Sandsteine und Mürbsandsteine mit Mergelzwischenlagen, die auch Pflanzenhäcksel und Kohlenschmitzen enthalten. Orbitoiden (*Lepidorbitoides minor* [SCHLUMBERGER], *Orbitoides apiculata tenuistriata* DOUVILLÉ) und Globotruncanen sprechen für eine Ablagerung der älteren Anteile zur jüngsten Kreidezeit (Ober-Campan — Maastricht), doch dauerte die Sedimentation der jüngeren Altlengbacher Schichten auch im ältesten Tertiär an, was nach W. GRÜN sowohl durch Kleinforaminiferen und Nannoplankton als auch durch die Schwermineralanalyse, die nach G. WOLETZ den Umschlag von der Granatvormacht in den älteren zur Zirkonvormacht in den jüngeren Schichten zeigt, bestätigt wird. In den Mergelbänken treten Helminthoideen und Chondriten auf. Es sind, wie W. GRÜN und Mitarbeiter betonen, sehr typische, aus Trübströmen entstandene Flyschsedimente, weshalb die Altersdatierung derartiger Turbidite mit Hilfe von Fossilien (z. B. Orbitoiden), die umgelagert sind, nur mit Vorbehalt vorgenommen werden kann. Demgegenüber ist die Sandschalerfauna in den Mergeln als autochthon anzusehen. Darnach entsprechen die unteren Altlengbacher Schichten dem Ober-Campan — Maastricht, die oberen dem Dan/Paleozän. R. GRILL konnte zeigen, daß ein großer Teil der Kahlenberger Schichten GÖTZINGERS Altlengbacher Schichten sind. Die Altlengbacher Schichten setzen sich auch nördlich der Donau (z. B. Großrußbach) fort. Nannoplanktonfloren bestätigen nach H. HEKEL den Oberkreideanteil.

Im Bereich der Flyschnordzone treten in der Furche des Kahlenbergerdorfes und in deren Fortsetzung nördlich der Donau neben Gablitzer und Kahlenberger Schichten auch Bunte Schiefer auf, deren Stellung diskutiert wird. Sie werden durch G. GÖTZINGER als Basis der Gablitzer Schichten, durch K. FRIEDL hingegen als Hangendpartien der Kahlenberger Schichten gedeutet. Mangels an Fossilfunden war bis vor kurzem eine definitive altersmäßige Beurteilung nicht

---

Abb. 21. Fossilien aus der Flyschzone. 1 *Scolicia (Palaeobullia*-Typ) sp., Kierling, 2 *Spiroraphe* sp., Pallerstein, 3 *Nummulites* sp., Höflein a. d. D., 4 *Palaeodictyon* sp., Pallerstein, 5 *Orbitoides apiculata* SCHLUMBERGER, Wien-Sievering, 6 *Inoceramus salisburgensis* FUGGER & KASTNER, Leopoldsberg, 7 *Chondrites furcatus* STERNBERG und *Ch. intricatus* BRONGNIART, Leopoldsberg, 8 *Pachydiscus galicianus* FAVRE (= „*Acanthoceras mantelli*" TOULA), Kahlenberg, 9 *Helminthoida* sp., Exelberg. 1—4 = Eozän, 5—9 = Ober-Kreide. Sämtliche Figuren verkleinert.


1
2
3
5
4
6
7
8
9

möglich. Nach S. PREY sind sie in die „Mittel"kreide (Apt-Alb) zu stellen und mit Gaultflysch verbunden [3]).

Die Tertiärablagerungen treten gleichfalls in verschiedener Faziesausbildung auf. So unterschied K. FRIEDL einen küstennahen nördlichen Bereich mit dem Greifensteiner Sandstein und einen südlicheren küstenferneren mit dem Glaukoniteozän. Es sind einerseits die Greifensteiner Schichten (nach Greifenstein an der Donau) der Greifensteiner Teildecke, andrerseits die Gablitzer Schichten der Kahlenberger Teildecke. Die Greifensteiner Schichten gliedert F. BRIX in einen älteren Komplex aus dickbankigen, mürben Sandsteinen und einen jüngeren Schichtkomplex aus dünnbankigen und mehr Ton- oder Tonmergellagen enthaltenden Sandsteinen. Sie enthalten neben Großforaminiferen (Nummuliten, Assilinen, Discocyclinen), Sandschalern und Resten von Muscheln, Bryozoen und Wurmröhren (Serpuliden) hauptsächlich Lebensspuren (Schneckenfährten vom *Palaeobullia-Subphyllochorda*-Typ = *Scolicia)*, die vor allem in den alten Schleifsteinbrüchen (= harte Quarzsandsteine) bei Kierling zwischen Gugging und Hadersfeld ganze Schichtflächen bedecken. Weitere bekannte Steinbrüche, in denen der Greifensteiner Sandstein als Baustein gewonnen wurde, liegen zwischen Höflein und Greifenstein. Die Greifensteiner Schichten treten in mehreren, annähernd parallel verlaufenden Zügen auf. Nach den Großforaminiferen und dem Nannoplankton sind jungpaleozäne und alteozäne (Cuisien) Anteile zu unterscheiden (siehe F. BRIX, A. PAPP & H. STRADNER). Auch die Greifensteiner Schichten setzen sich nördlich der Donau fort. H. HEKEL, der von einem Greifensteiner Schichtkomplex spricht, unterscheidet hier mehrere Nannoplanktonzonen, die gleichfalls dem Paleozän bzw. dem älteren Eozän (Zone mit *Marthasterites tribrachiatus* [BRAMLETTE & RIEDEL]) entsprechen. Zugleich sprechen die Nannoplanktonfloren für die Parallelisierung mit den Solaňer Schichten der Magura-Decke im Flysch der Westkarpaten. Eine Sonderausbildung bei Helfens mit Großforaminiferen (Asterocyclinen) hat R. GRILL als Asterocyclinen-Sandstein bezeichnet.

Die Gablitzer Schichten (nach Gablitz bei Purkersdorf = Glaukoniteozän FRIEDL's) vertreten im Bereich der Kahlenberger Teildecke die Greifensteiner Schichten. Es sind grünlichgraue, kieselige Glaukonitsandsteine, graue dickbankige Quarzsandsteine und Mergelschiefer mit Nummuliten (*Nummulites laevigatus* [BRUGUIÈRE]), die für das (unter-)eozäne Alter sprechen. Mit den Greifensteiner bzw. Gablitzer Schichten scheint die Sedimentation im Bereich der Nordzone des Wienerwaldflysches ihren Abschluß gefunden zu haben.

Die erwähnte, eingehende Kartierung der Flyschausläufer nördlich der Donau hat auch zum besseren Verständnis des Flysches im Untergrund des Wiener Beckens beigetragen. E. VEIT hat im Bereich der Mistelbacher Scholle zwei Schichtserien unterschieden. Die tiefere Glaukonitsandsteinserie mit eingeschalteten bunten Tonen und den Steinbergflysch. Sie wurden von E. VEIT mit den Zliner Schichten bzw. dem „Ciežkowicer" Sandstein (= Luhačovicer Sandstein) in den

---

[3]) Die von F. BRIX erwähnte Nannoflora der Oberkreide stammt nach S. PREY aus den Kahlenberger Schichten.

mährischen Karpaten verglichen, die G. GÖTZINGER wiederum mit den Laaber Schichten und dem Greifensteiner Sandstein des Wienerwaldes gleichsetzte.

Die als Glaukonitsandsteinserie bezeichnete Schichtfolge, die nach R. GRILL hauptsächlich den W-E-streichenden, begrabenen Untergrundrücken von Hauskirchen—St. Ulrich an der Nordflanke des Steinbergrückens aufbaut, besteht aus nummulitenführenden Sandsteinen, bunten Ton(-mergeln) und dunklen Sandmergel(-steinen).

Der Steinbergflysch (nach dem Steinberg N Zistersdorf) setzt sich aus z. T. gebankten Schiefertonen bis Tonmergelschiefern, Tonmergelsteinen und Tonen meist dunkler bis rotbrauner Färbung sowie Kalksandstein- und Glaukonitsandsteinbänken zusammen, die jedoch gegenüber den Tonmergeln zurücktreten.

Groß- (Nummuliten, Discocyclinen, Asterocyclinen) und Planktonforaminiferen (Globorotalien und Globigerinen) ermöglichen nach I. KÜPPER eine Einstufung der höheren Anteile der Glaukonitsandsteinserie in das Ober-Paleozän (Globorotalia acuta-Zone) und des tieferen Steinbergflysches in den Bereich Ober-Paleozän—Unter-Eozän (*Globorotalia aragonensis* NUTTAL). Das von R. GRILL auf Grund der Bohrprofile angenommene Andauern der Sedimentation des Steinbergflysches bis ins Mittel-Eozän wird durch das Nannoplankton („obere Coccolithenschiefer") bestätigt. Die Gleichsetzung mit dem Flysch der Westkarpaten stößt auf Schwierigkeiten, da die Abgrenzung zwischen den tieferen Solaňer Schichten und den Zliner Schichten, die auch Obereozän umfassen, nicht fixierbar ist. Die Glaukonitsandsteinserie vergleicht R. GRILL mit dem Luhačovicer (= früher Ciežkowicer) Sandstein. Demnach hielt die Flyschsedimentation im Osten länger an als im Westen.

Die Mächtigkeit des Tertiärflysches im Untergrund des Wiener Beckens ist beträchtlich. So hat nach R. GRILL die Bohrung Linenberg 2 auf der Höhe des Steinbergrückens ein Flyschprofil von 4174 m aufgeschlossen, was allerdings infolge des Einfallens der Schichten nicht der wahren Mächtigkeit entspricht. Der bei 537 m einsetzende Steinbergflysch reicht bis in eine Tiefe von 1120 m, die folgende Glaukonitsandsteinserie bis 1720 m, an die sich bis 1960 m eine paleozäne Tonschieferfolge anschließt. Dieser ersten Schuppe folgen noch drei weitere, die auch Oberkreide enthalten.

In der Flyschsüdzone (Laaber Decke), die durch die Hauptklippenzone (= Schottenhofzone nach F. BRIX) von der Flyschnordzone getrennt ist, treten gleichfalls Oberkreide- und Alttertiärablagerungen auf. Die wichtigsten Schichtglieder sind die Kaumberger Schichten und die Laaber Schichten, zu denen als älteste Schichtglieder bunte Tonschiefer und die Hütteldorfer Schichten kommen. Die Hütteldorfer Schichten (nach Hütteldorf, Wien XIV.) sind im Rosental bei Hütteldorf in Steinbrüchen aufgeschlossen und ziehen sich als schmaler Streifen von der Kalten Bründlwiese über den Bischofswald, die Hackinger Wiese, das Rosental und den Gallitzinberg bis nach Dornbach. Es sind mittel- bis grobkörnige glimmerreiche Sandsteine, die gelegentlich dünne, sandige Mergellagen enthalten und im Hütteldorfer Bereich einige hundert Meter mächtig sind. Diese Sandsteinserie wird nach F. BRIX im Liegenden und Hangenden von bunten Schiefern begleitet. Die wenigen Fossilien (Foraminiferen; *Ptychodus* als Rochen-

zahn) und die Lagerungsverhältnisse sprechen nach F. BRIX für eine Zuordnung in die ältere Oberkreide (Turon—Santon). S. PREY hingegen vergleicht die Sandsteine mit den Reiselsberger Sandsteinen der Flyschzone im westlichen Niederösterreich, die demnach auch im Flysch des Wienerwaldes nachgewiesen sind. Er spricht mit W. JANOSCHEK von einer „Serie mit Reiselsberger Sandstein", stuft diese jedoch nach der Mikrofauna in die „Mittel"kreide ein.

Viel weiter verbreitet sind die Kaumberger Schichten (nach Kaumberg bei Lilienfeld), die in Form bunter Tonschiefer mit dünnen kalkigen Sandsteinbänken auftreten und etwa Coniac—Senon umfassen, also auch die Kahlenberger Schichten vertreten. Die abweichende Ausbildung der Kaumberger Schichten und die Position südlich der Hauptklippenzone haben S. PREY zur Abtrennung der Laaber Einheit als eigene Flyschdecke geführt, im Gegensatz zur Auffassung als Teildecke durch G. GÖTZINGER. Die Kaumberger Schichten sind vor allem im Gebiet von Kaumberg bis gegen Klausenleopoldsdorf und in einem nördlichen Randstreifen der Laaer Decke bis an den Westrand von Wien verbreitet. Die Mikrofauna besteht nach S. PREY aus Sandschalern (vereinzelt *Rzehakina epigona* [RZEHAK]) und Planktonforaminiferen (zweikielige Globotruncanen der *Globotruncana lapparenti*-Gruppe).

Die Laaber Schichten (benannt nach Laab am Walde), die im Hangenden der Kaumberger Schichten auftreten, sind im Bereich der Laaber Decke als Sandsteine, Tonschiefer und Tonmergel verbreitet. Die äußerst arme Mikrofauna und das Fehlen von Leitformen erschweren zwar die Alterseinstufung, doch ermöglichen Nummulitenfunde und besonders die Nannofloren nach H. STRADNER eine Einstufung in das Paleozän—Eozän. Nach der lithologischen Verschiedenheit hat S. PREY sie in die Hois-Schichten (nach einem Steinbruch beim Gehöft Hois, 2 km SE St. Corona) im Liegenden, die reich an Sandsteinlagen sind und dem Ober-Paleozän und Untereozän zuzuordnen wären, und die Agsbach-Schichten (nach dem Agsbach N Klausenleopoldsdorf) im Hangenden gegliedert. Die unter- bis mitteleozänen Agsbach-Schichten sind hauptsächlich als Schiefertone und Tonsteine mit spärlichen Sandsteinbänken ausgebildet. S. PREY vergleicht die Hois-Schichten mit den sandsteinreichen Solaňer Schichten, die Agsbachschichten mit den schieferreichen Belovežaschichten der Karpaten in Mähren. Damit endet auch im Bereich der Flyschsüdzone die Sedimentation im Mitteleozän.

Im westlichen Niederösterreich weicht die Ausbildung und Gliederung der Flyschzone etwas von jener im Wienerwald ab, besonders, weil dort die eozänen Schichtglieder fehlen. Dafür ist die Übereinstimmung mit dem Flysch in Oberösterreich und Salzburg gegeben. Die zweifellos vorhandenen Beziehungen sind noch nicht restlos geklärt, obwohl vor allem die Untersuchungen von S. PREY wesentlich zur Klärung (s. o.) beigetragen haben. Es sind nicht nur gewisse fazielle Unterschiede, sondern auch die Tektonik mit dem unterschiedlichen Grad des Zusammenschubes spielt hier eine Rolle.

Nach S. PREY lassen sich Gesteine vom Neokom bis zum Paleozän unterscheiden. Als Basis dieser Flyschserie treten Kalksandstein (öfter mit Breccienlagen) und Schiefer des Neokoms sowie schwarze und grüngraue Tonschiefer, dunkle Kalksandsteine und Glaukonitquarzite des Gault (höhere Unterkreide)

auf. Ein charakteristisches Schichtglied ist der Reiselsberger Sandstein (benannt nach dem typischen Vorkommen in Bayern). Es ist ein Mürbsandstein mit Bänken wechselnder Mächtigkeit, zwischen denen Schiefertone auftreten. Nach Planktonforaminiferen (*Globigerina infracretacea* GLÄSSNER) in diesen Schiefertonen ist der Reiselsberger Sandstein in die ältere Oberkreide (Cenoman—Turon) einzustufen und mit dem Hütteldorfer Sandstein zu vergleichen. Im Hangenden folgen bunte Schiefer, die mit dünnen Kalksandsteinbänken wechsellagern und die Zementmergelserie aus hellen bis grauen Mergelschiefern und Tonmergeln mit Lebensspuren (Chondriten und Helminthoideen) sowie Sandkalk- und Kalksandsteinbänken und einer Mikrofauna (vereinzelte Globotruncanen), die für höhere Oberkreide spricht. Diese Zementmergelserie wird mit den Kahlenberger Schichten im Wienerwald verglichen. Den Abschluß bildet die mürbsandsteinführende „Oberkreide", welche die Zementmergelserie meist unter Zwischenschaltung bunter Schiefer überlagert und nach der Mikrofauna (Foraminiferen mit großwüchsigen Sandschalern; *Globotruncana lapparenti* BROTZEN, *Rzehakina*) im wesentlichen dem Obersenon angehören. Teile dieser Serie reichen nach S. PREY nach Foraminiferen bzw. nach H. STRADNER nach dem Nannoplankton noch in das älteste Alttertiär (Paleozän) hinein („Dan-Altpaleozänflysch"). Es wäre auch hier nach S. PREY die Bezeichnung Altlengbacher Schichten vorzuziehen, welche die Äquivalente dieser Serie in der östlichen Flyschzone bilden. Demnach finden sich praktisch sämtliche Schichtglieder des Flysches im westlichen Niederösterreich bzw. ihre Äquivalente auch im Bereich des Wienerwaldes.

Wie erwähnt, treten im Bereich der Flyschzone auch Klippenzonen (= innere Klippenzonen der älteren Literatur) auf, über deren einstige Position und deren Äquivalente im Westen bzw. Osten auch gegenwärtig noch lebhaft diskutiert wird. Die Gesteine der Klippenzonen im westlichen Niederösterreich und im Bereich von Wien sind von F. TRAUTH eingehend untersucht worden, nachdem die Untersuchungen von K. GRIESBACH und E. v. HOCHSTETTER im Raum von Wien gewisse Grundlagen geschaffen hatten. Seitherige Studien haben nicht nur zur vertieften Kenntnis, sondern auch zu neuen Erkenntnissen geführt, ohne jedoch allgemein anerkannte Deutungen zu zeitigen.

Abgrenzung: Die Klippenzonen erstrecken sich einerseits in einem Streifen am Südrand der Flyschzone, der sich von der westlichen Landesgrenze in annähernd W-E-Richtung bis gegen Hainfeld verfolgen läßt (= Grestener Klippenzone) bzw. innerhalb der Flyschzone in ENE-Richtung von St. Veit an der Triesting bis in die westlichen Randbezirke von Wien fortsetzt (= Hauptklippenzone, Schottenhofzone), und andrerseits in einem begrenzten Bereich im Süden auf Wiener Boden (= St. Veiter Klippenzone = Pienidische Klippenzone). Ungeachtet dieser räumlichen Trennung, seien hier die Gesteine der „Klippen"-zonen oder, besser gesagt, des Klippenraumes in ihrer Gesamtheit besprochen. Demgegenüber ist die Unterscheidung von Klippenkern und Klippenhülle (z. B. Buntmergelserie) wichtiger, wie im Abschnitt über die Tektonik ausgeführt wird.

Morphologie: Die Klippenzonen treten im Gelände zwar verschiedentlich durch Härtlinge hervor, doch ist die Abgrenzung zu den Gesteinen der

Flyschzone manchmal nur durch subtile Untersuchungsmethoden (Mikropaläontologie einschließlich Nannoplankton; Schwermineralanalyse) möglich. In manchen Gebieten unterscheiden sich die Gesteine der Klippenzonen morphologisch gut, in anderen wieder überhaupt nicht von den umgebenden Gesteinen, wenn lithologisch keine Unterschiede bestehen. Wo viel weiche Schichten vorhanden sind, bilden sie gerne Talungen (Baunzen, „Doppeltal der Wien"). Dies erklärt auch die im Lauf der Zeit wechselnden Zuordnung einzelner Schichtglieder zu bestimmten geologischen Einheiten im Wienerwald (z. B. Sieveringer Schichten). Wesentlich ist, daß keine sedimentären Kontakte zwischen Klippen- und Flyschgesteinen bestehen. Die derzeitigen Lagebeziehungen sind ausschließlich tektonisch bedingt. Dies gilt auch für den von G. LAUER angegebenen Transgressionskontakt im Raum von Ybbsitz von Flysch auf Klippengesteinen. Er ist nach W. SCHNABEL nicht gesichert.

Gesteine: Die „Klippen"zonen setzen sich aus einer Vielfalt von Gesteinen zusammen, die von Tonschiefern und Mergeln über Kalke, Sandsteine und Arkosen bis zu Konglomeraten und Breccien reichen (Tab. 8).

Stratigraphie: Als älteste Ablagerungen sind seit langem die Kössener Schichten der St. Veiter Zone bekannt, die im Lainzer Tiergarten und in der Umgebung von Ober St. Veit (Wien XIII) vorkommen. Es sind dunkle, meist geschichtete Mergelkalke und dünnblättrige Mergelschiefer mit zahlreichen Fossilien (Muscheln: *Rhätavicula contorta* [PORTLOCK], *Gervilleia inflata* SCHAFHÄUTL, *Dimyopsis intusstriata* EMMRICH; Brachiopoden: *„Terebratula" piriformis* SUESS, *Rhätina gregaria* SUESS), die für Rhätablagerungen kennzeichnend sind. H. KÜPPER gibt auch Hauptdolomit an, und neuerdings sind nach F. BRIX aus der Schottenhofzone bei Neuwaldegg und im Lainzer Tiergarten Quarzite bekannt geworden, die S. PREY für Triasquarzite hält (z. T. „Grestener Arkosen" bei F. TRAUTH). Ablagerungen des älteren Jura (Lias) sind als Grestener Schichten ausgebildet. Es ist dies eine Schichtfolge, die im westlichen Teil (Grestener Klippenzone) mit fossilleeren Arkosesandsteinen (Sandsteine mit Feldspaten = Grestener Arkose) als Basisbildung einsetzt und im wesentlichen einer küstennahen Seichtwasserfazies entspricht. Schiefertone mit Sandsteinlagen und Kohlenflözen (einstige Bergbaue von Hinterholz, Gresten und Bernreit bei Rohrbach an der Gölsen, von denen heute nur mehr Pingen sichtbar sind), Grestener Schiefer und Sandkalke, Fleckenmergel und schwarzgraue Mergel sind weitere kennzeichnende Schichtglieder. Die Grestener Arkose bildet das Aufbereitungsprodukt eines kristallinen Untergrundes, der weiters durch Gerölle und Schürflinge (z. B. Granit„klippe" mit dem Leopold-von-Buch-Denkmal im Pechgraben bei Weyer, Oberösterreich) im Bereich der Grestener Klippenzone dokumentiert wird. Eine ähnliche basale Transgressionsbildung ist als Hinterholzer Konglomerat im Raum von Ybbsitz bekannt geworden. Die Grestener Schichten sind reich an Fossilien. Muscheln (*Gryphaea arcuata* LAMARCK, *Bositra bronni* [RÖMER], *Lima punctata* SOWERBY, *Cardinia gigantea* QUENSTEDT), Brachiopoden (*„Rhynchonella" austriaca* SUESS, *Waldheimia perforata* [PIETTE]), Belemniten (*Nannobelus acutus* [MILLER]) und Ammoniten (*Amaltheus margaritatus* MONTFORT, *Arietites [Discoceras] conybeari* SOWERBY, *Echioceras rari-*

		Schottenhofzone (= Grestener Klippenzone, Haupt-Klippenzone und Buntmergelserie)		St. Veiter-Zone (= Pienidische Klippenzone)	
ALT-TERTIÄR		Fleckenmergel mit Breccien, konglom. Sandsteine, rote Mergel m. geleg. klastischen Einschaltungen	Buntmergelserie: Michaelerberg-Schichten, Schottenhof-Schichten, Bernreiter Breccie	Rote Mergel	"Klippenhüllflysch" (="Seichtwasserkreide")
KREIDE	Ober-	Bunte Mergel und Fleckenmergel mit klastischen Einschaltungen (Ton-)	Buntmergelserie: Bunte Schiefer, Sieveringer Schichten, Purkersdorfer Schichten	(Ton-)Mergel, Tonschiefer und Sandsteine; Orbitolinen-Sandsteine	
	Unter-	Mergel, Bunte Schiefer, Bartberg-Schichten, Scheibbsbach-Schichten; Aptychen-Kalke; Arzberg-Mergel	Salmannsdorfer (= Stollberger) Schichten; Blassenstein-Schichten	Glaukonitsandsteine, Schiefertone, (Kalk-)Mergel; weiße Aptychen und Hornsteinkalke	
JURA	Ober-	Arzberg-Kalke; Konradsheimer Schichten		Rotenberg-Schichten; Rote Crinoiden-Kalke; Radiolarite, Kieseltone	
	Mittel-	Zeller Schichten; Kieseltone und -kalke; Neuhauser Schichten; Posidonien-Schichten		Kalkmergel, Posidonien-Mergel; Schiefertone	
	Unter-	Grestener Schichten (Arkosen, Schiefertone, Kohlen, Schiefer und Sandsteinkalke)	Hinterholzer Konglomerat	Kalksandsteine, Ton- und Mergelschiefer, Grestener Schichten	
TRIAS	Ober-	-	-	Kössener Schichten; Hauptdolomit	
	Mittel-	-	-		
	Unter-	-	? Quarzit	-	

Tabelle 8. Die Ablagerungen der „Klippen"zonen (Klippenkerne und Klippenhüllen).

costatus [ZIETEN]) zählen zu den wichtigsten Leitformen. Aus den die Kohlenflöze einschließenden Schiefertonen sind Landpflanzen (Cycadophyten: *Pterophyllum;* Ginkgophyten: *Baiera:* Nacktsamer: *Podozamites;* Farne: *Dictyophyllum* und Schachtelhalme) bekannt (Abb. 22).

Faziell entsprechende Ablagerungen des mittleren Jura (Dogger) sind als Neuhauser Schichten (grobklastisch-kalkige Gesteine mit „exotischen" Geröllen bzw. feinsandige Kalke mit Ammoniten: *Stephanoceras humphriesianum* [SOWERBY], *Holcophylloceras mediterraneum* [= *zignodianum*] [NEUMAYR], *Phylloceras kudernatschi* HAUER, *Calliphylloceras disputabile* [ZITTEL], die in typischer Ausbildung von Neuhaus bei Waidhofen an der Ybbs beschrieben wurden und in faziell etwas abweichender Entwicklung in der St. Veiter Zone auftreten), als Zeller Schichten (bekannt nach dem Arzberggraben bei Zell nächst Waidhofen an der Ybbs; graue bis grüne, etwas tonige Mikrite, die

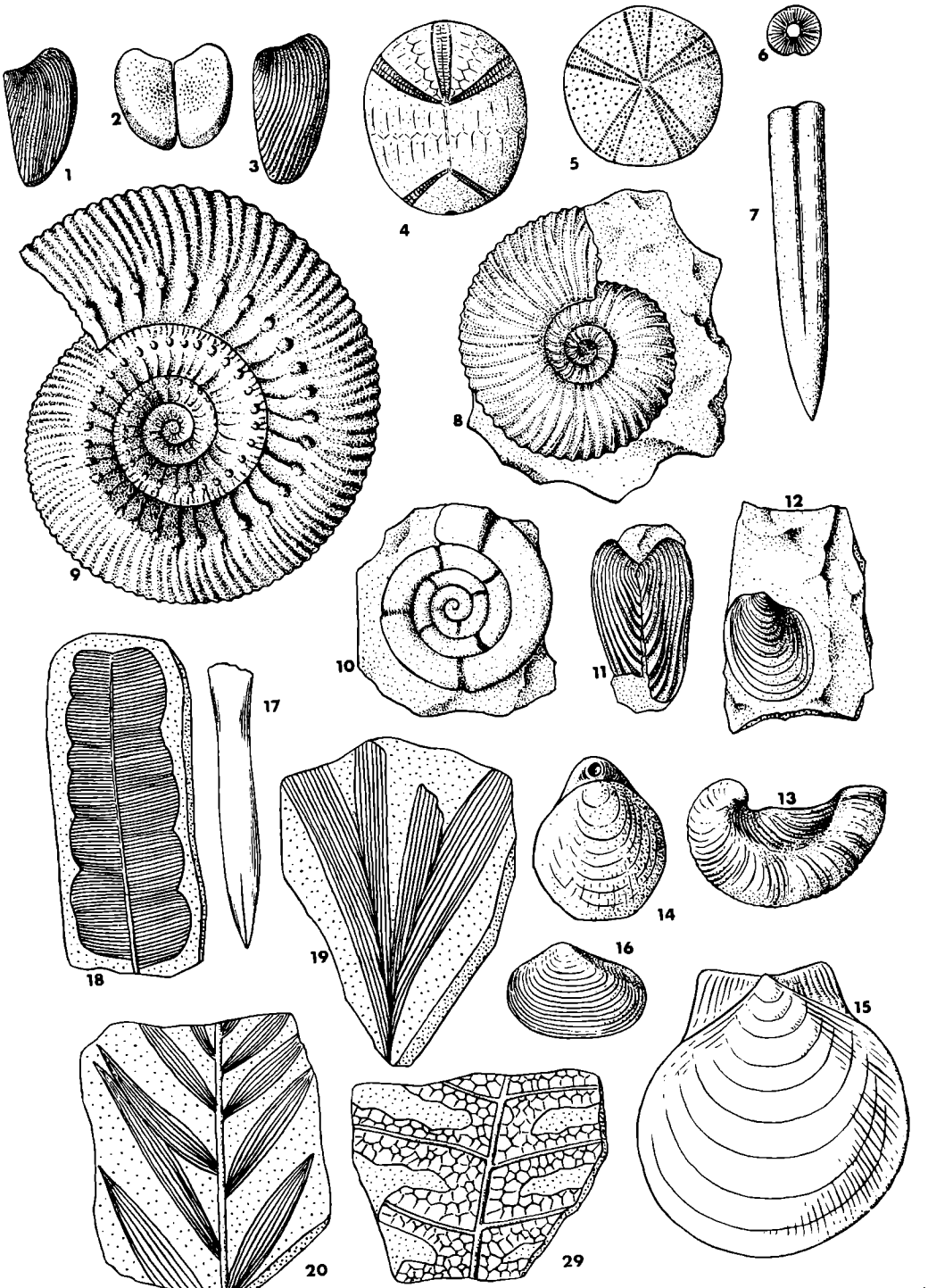
nach L. KRYSTYN eine Ammonitenfauna des jüngeren Dogger [Bathonien] enthalten und den Klauskalken der Kalkalpen entsprechen) bzw. als Posidonienmergel (nach *„Posidonomya alpina"* = *Bositra buchi* [RÖMER]) ausgebildet, zu denen als jüngste Schichtglieder noch Kieselkalke kommen. Graue sandige Tonmergel, Mergelkalke und Schiefertone vertreten nach H. KÜPPER z. T. den Dogger in der Schottenhofzone (= Hauptklippenzone). Die Schiefertone bilden nach F. BRIX am ehesten die Tonfazies der Neuhauser Schichten.

Die im Hangenden folgenden Ober-Jura-(Malm-) und Unter-Kreide-(Neokom-)ablagerungen, die meist ohne scharfe Grenze ineinander übergehen, sind als Kalke, Kalkmergel und Kieseltone ausgebildet, in denen oft Aptychen (Ammoniten„deckel") auftreten. Vielfach enthalten diese Kalke Hornsteinknollen und -lagen aus roten und grünlichen Hornsteinen, weshalb sie als Hornsteinkalke oder auch als Radiolarite bezeichnet werden. Der Kieselgehalt der Kieseltone und der Hornsteinkalke ist hauptsächlich auf die Skelette von einzelligen Meeresorganismen (Radiolarien) zurückzuführen. Da gegenwärtig Radiolarienschlick in der Tiefsee gebildet wird, ist das Vorkommen von Radiolariten meist mit einer einstigen großen Meerestiefe in Zusammenhang gebracht worden, was jedoch nicht unbedingt allgemein gültig ist. Nach ihrem meist nur lokalen Vorkommen sind die Gesteine unter zahlreichen Lokalnamen beschrieben worden. Außer Aptychen (*Lamellaptychus lamellosus* PARKINSON, *Laevaptychus latus* PARKINSON, *Punctaptychus punctatus* VOLTZ) finden sich Ammoniten (*Physodoceras acanthicus* [OPPEL], *Perisphinctes),* Belemniten (*Pseudobelus bipartitus* BLAINVILLE) und Mikrofossilien (z. B. *Calpionella alpina* LORENZ) als Leitformen. Sie enthalten weiters Muscheln, Schnecken, Seeigel, Seelilien- und Schwammreste sowie Einzeller (Radiolarien und Foraminiferen).

Graugrüne Tone und Kieseltone, wie sie aus der westlichen Klippenzone seit langem bekannt waren, konnten durch R. JANOSCHEK auch für die St. Veiter Zone nachgewiesen werden. Die roten Crinoidenkalke, die F. TRAUTH noch dem Dogger zuordnete und mit den Vilser Kalken der Kalkvoralpen (Frankenfelser Decke) verglich, sind nach neueren Fossilaufsammlungen in den Malm (Kimmeridge-Tithon) zu stellen. Die roten hornsteinführenden Kalke

---

Abb. 22. Fossilien aus den „Klippen"zonen (Grestener Klippenzone und St. Veiter-Zone). 1 *Punctaptychus punctatus* (VOLTZ), Wien-Ober-St. Veit, 2 *Laevaptychus longus* (MEYER), Wien-Ober-St.-Veit, 3 *Lamellaptychus beyrichi* (OPPEL), Wien-Ober-St. Veit, 4 *„Collyrites"* (= *Pygomalus) ovalis* (LESKE), Wien-Ober-St. Veit, 5 *Holectypus* sp., Lainzer Tiergarten, 6—7 *Belemnopsis canaliculatus* (SCHLOTHEIM), Wien-Ober-St. Veit, 8 *Parkinsonia parkinsoni* (SOWERBY), Lainzer Tiergarten, 9 *Stephanoceras humphriesianum* (SOWERBY), Wien-Ober-St. Veit, 10 *Nannolytoceras tripartitum* (RASPAIL), Wien-Ober-St. Veit, 11 *Lamellaptychus bajociensis* TRAUTH, Wien-Ober-St. Veit, 12 *Bositra buchi* (ROEMER) (= *„Posidonomya alpina"* GRAS), Wien-Ober-St. Veit, 13 *Gryphaea arcuata* LAMARCK, Wien-Ober-St. Veit, 14 *„Terebratula" grestenensis* SUESS, Bernreith, 15 *Pecten (Entolium) liasinus* NYST., Gresten, 16 *Cardinia crassiuscula* SOWERBY, Hinterholz, 17 *Passaloteuthis paxillosus* (SCHLOTHEIM), Gresten, 18 *Nilssonia* sp., Hinterholz, 19 *Baiera taeniata* SCHENK, Hinterholz, 20 *Podozamites lanceolatus* LINDLEY & HUTTON, Hinterholz, 21 *Dictyophyllum* sp., Hinterholz. 1—3 = Malm, 4—12 = Dogger, 13—21 = Lias. Figuren außer 11, 12, 14 und 17 etwas verkleinert.


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
29

(Rotenbergschichten, benannt nach den Roten Berg von Ober-St. Veit) enthalten Aptychen (*Lamellaptychus beyrichi* OPPEL), die auf Oxford-Unter-Tithon hinweisen. Sogenannte weiße Hornstein-Aptychenkalke (untergeordnet treten rosarote und graugrüne Kalke sowie Mergelzwischenlagen auf) bilden den Übergang zum Neokom.

In der Grestener Klippenzone im westlichen Niederösterreich sind es die Konradsheimer Schichten (benannt nach Konradsheim bei Waidhofen; brecciöse, konglomeratische Kalke mit „exotischen" Anteilen), die Arzbergkalke und -Mergel vom Arzberggraben bei Waidhofen als tonige Knollenkalke und Mergelschiefer mit Ammoniten und Brachiopoden sowie die Blassenstein-Schichten vom Blassenstein bei Scheibbs mit Calpionellen. Die jüngeren Anteile dieser Aptychenkalke entsprechen nach den Aptychen (*Lamellaptychus didayi* COQUAND, *L. seranonis* COQUAND) dem Neokom.

Ablagerungen der Unterkreide bilden außerdem die sandig-konglomeratischen Scheibbsbach-Schichten von Scheibbsbach, die Stollberger- bzw. Salmannsdorfer Schichten und die Bartbergschichten. Als Stollberger Schichten (nach Stollberg NW Hainfeld) wird nach F. TRAUTH und H. KÜPPER eine Serie dunkler Mergelschiefer bis hell verwitternder Mergelkalke bezeichnet, deren Mikrofauna eine Einstufung in die Unterkreide (Neokom bis Gault) zuläßt. Im Bereich der sogenannten Schottenhofzone auf Wiener Gemeindegebiet entsprechen ihnen nach F. BRIX die Salmannsdorfer Schichten. Auch die von W. GRÜN als Bartbergschichten beschriebenen dunklen Schiefertone und seltenen hellen Kalke östlich von Preßbaum sind nach der Mikrofauna der Unterkreide (Barrême-Apt) zuzuordnen. Ein weiteres Vorkommen erwähnen F. BRIX und W. GRÜN aus dem Halterbachtal bei der Rieglerhütte, das gleichfalls zur Schottenhofzone gerechnet wird. Hier sind weiters von F. BRIX die Roten Schiefer vom Nasenweg auf den Leopoldsberg und deren nördlich der Donau gelegene Fortsetzung in der Talfurche zwischen Laner Berg und Bisamberg zu nennen.

In der Unterkreide beginnt im westlichen Niederösterreich die Ablagerung der Klippenhülle, die hauptsächlich aus bunten Mergeln gebildet wird und deshalb von S. PREY als Buntmergelserie bezeichnet wurde. Die Trennung von Flyschgesteinen und Buntmergelserie ist gelegentlich nicht leicht; sie stehen in engem tektonischen Kontakt. Die Gesteine der Buntmergelserie bilden tektonische Fenster in der Flyschzone. Durch den Einsatz mikropaläontologischer Untersuchungsmethoden konnte in den letzten Jahren vor allem durch F. BRIX und S. PREY die Buntmergelserie auch in der Schottenhofzone und damit das (Ultra-) Helvetikum für die ganze Erstreckung der Flyschzone nachgewiesen werden. Nach S. PREY umfaßt die Buntmergelserie Schichtglieder vom obersten Alb (jüngste Unterkreide) bis zum Obereozän. Es sind hauptsächlich bunte Mergel und Schiefer mit flyschfremden Mikrofaunen, die jenen des Helvetikums nahestehen. Häufig sind Sandschaler. Wichtigste Leitformen sind Globotruncanen, Globigerinen, Globorotalien, *Rzehakina epigona* (RZEHAK), Discocyclinen und Nummuliten. Vereinzelt treten klastische Einschaltungen (z. B. Bernreither Breccie im ältesten Tertiär) auf. Die Schichtglieder der Buntmergelserie

finden sich mit Gesteinen der Flysch-, Klippen- und der Molassezone verschuppt (z. B. Molassefenster von Rogatsboden und Texing). Der „Klippenhüllflysch" der St. Veiter Zone besteht aus z. T. flyschähnlichen roten, grünlichen und dunklen Schiefertonen und mergeligen Tonschiefern mit glimmerigen Sandsteinen vom Typus des Reiselsberger Sandsteins. Nach der Mikrofauna (Foraminiferen: Orbitolinen, Rotaliporen, Recurvoiden usw.) handelt es sich um Kreide-Ablagerungen, doch dürften wohl auch alttertiäre Anteile (rote Mergel) vorhanden sein. Abgesehen von problematischen Vorkommen (Orbitolinen nach S. PREY aus kalkalpinen Gesteinen), ist derzeit nach S. PREY nur „Mittel"kreide (Apt bis U-Turon) in der Umgebung der Klippen nachgewiesen. Schwermineralanalysen bestätigen die Annahme, daß hier echter Reiselsberger Sandstein vorliegt. In tektonischem Kontakt damit gibt es echte Laaber Schichten. Senone Buntmergelserie ist an tektonische Linien abseits der Klippen gebunden.

Basische Eruptivgesteine in Form grüngefärbter Einschlüsse (Pikrite) sowie als Tuff bzw. Tuffite sind im Bereich der St. Veiter Zone verbreitet und an die Schiefer der „Mittel"kreide gebunden (z. B. Hörndlwald in Wien XIII., Satzberg bei Hütteldorf). In den südlichen anschließenden Kalkalpen fehlen sie primär. Das Vorkommen (Lagergänge in kontaktmetamorph veränderten „Mittel"kreidegesteinen, lose Pikritblöcke in Eozänablagerungen usw.) spricht (nach E. ZIRKL) für einen Vulkanismus im Bereich der Klippenzone zur „Mittel"kreidezeit, doch rechnet H. KÜPPER mit einem Andauern dieser vulkanischen Erscheinungen zur Tertiärzeit. Auch F. BRIX weist auf einige Streufunde von Pikriten im Bereich der Kalkalpen (z. B. Grub bei Heiligenkreuz) hin, die — unter Berücksichtigung der erst nach dem Mitteleozän erreichten gegenwärtigen Position des Kalkalpennordoststrandes — erst zur Tertiärzeit ausgeworfen worden sein müßten. S. PREY bezweifelt das und denkt an im Miozän verschleppte Blöcke. Das Hauptverbreitungsgebiet solcher basischer Vulkanite sind die Klippenzonen und die Buntmergelserie. P. BECK & S. PREY weisen wegen der Pikrite auf mögliche Beziehungen zur Arosa-Schuppenzone in Vorarlberg und in den Westalpen hin. Aber auch aus dem Flysch des Untergrundes des Wiener Beckens ist durch H. WIESENEDER & E. J. ZIRKL Pikrit nachgewiesen (Raggendorf bei Matzen, Gbely in der ČSSR).

Aus dem Bereich der Schottenhofzone sind noch einige Schichtglieder zu nennen, die meist zur Flyschzone gerechnet bzw. erst in jüngster Zeit von F. BRIX beschrieben wurden. Die Purkersdofer Schichten sind als dickbankige Sandsteine mit dünneren Mergelzwischenlagen entwickelt. Sie sind in den Steinbrüchen beim Purkersdorfer Waldbad und am Mühlberg bei Weidlingau aufgeschlossen und nach Ammoniten (*Gaudryceras* cf. *mite* [HAUER]), Inoceramen und Nannofossilien der jüngeren Oberkreide (Campan) zuzuordnen. Im stratigraphisch Hangenden treten die Sieveringer Schichten auf (nach dem typischen Vorkommen im Gspöttgraben in Sievering). Es ist eine in Flyschfazies ausgebildete Schichtfolge von dickbankigen Sandsteinen, plattigen Tonschiefern und feinsandigen Tonmergelschiefern mit Pflanzenhäcksel, die in einem allerdings unterbrochenen Streifen im Bereich der Schottenhofzone von Weidlingau über Salmannsdorf bis nach Nußdorf verfolgt verden kann. Die Mikrofauna (Orbitoiden, *Globotruncana stuarti* [LAPPARENT] und Nannofossilien) er-

möglicht nach W. GRÜN, G. LAUER, A. PAPP & M. STURM eine Einstufung in die jüngste Oberkreide (Maastricht). Nach lithologischen und petrographischen Kriterien sowie auch nach den Lebensspuren und Sohlmarken handelt es sich um Gesteine der Flyschfazies, deren Ablagerung zweifellos in größerer Tiefe erfolgt sein muß. Die Schwermineralanalyse zeigt nach W. SCHNABEL sowohl Granat-, als auch Zirkon-(Turmalin-Rutil-)vormacht, die auf ein (meso-)metamorphes Kristallin bzw. ein solches mit vorwiegend granitischer Zusammensetzung hinweisen.

Der alttertiäre Anteil wird durch bunte Schiefertone des Paleozäns, durch die alteozänen Schottenhof- und die mitteleozänen Michaelerbergschichten vertreten. Als Schottenhofschichten (nach dem Schottenhof N Hütteldorf) werden Breccien und Konglomerate mit Kristallingeröllen und Lithothamnien bezeichnet, die in einem Streifen von der Knödelhütte über den Schottenwald zum Kreuzbühel auftreten. Die Michaelerbergschichten (benannt nach dem Michaelerberg in Wien XVII und XVIII) sind als Sandstein, (Kalk-)Mergel, Tonschiefer und harte Glaukonitsandsteine ausgebildet, die im gleichen Bereich anstehen.

Demnach endet auch im „Klippen"raum die Sedimentation mit dem Mitteleozän. Bevor jedoch auf die Tektonik eingegangen sei, erscheinen einige Bemerkungen über die Ergebnisse der Schwermineralanalyse notwendig, die für die Paläogeographie und die Tektonik wesentliche Erkenntnisse gebracht haben. Die Schwermineraluntersuchungen von G. WOLETZ ergaben als wesentlichste Erkenntnisse — mit wenigen Ausnahmen — die Granatvormacht im Oberkreideflysch (Hinweis auf metamorphes Liefergebiet) und die Zirkonvormacht im Alttertiär (plutonische Gesteine als Ausgangsmaterial), wobei allerdings nach G. NIEDERMAYR Fehlerquellen bei geopetal sortierten Sedimenten zu berücksichtigen sind.

Die stratigraphisch-sedimentologischen und tektonischen Untersuchungen haben — wie schon ausgeführt — zur Aufstellung verschiedener „Klippen"zonen im Bereich der Flyschzone geführt. Im westlichen Niederösterreich verläuft am Südrand der Flyschzone die Grestener Klippenzone von der westlichen Landesgrenze bis zum Traisental. Sie wird auch als subalpine Klippenzone bezeichnet und zeigt durch Gesteine und Faunen der Klippenkerne Anklänge im tieferen Teil an den germanischen Raum, im höheren an den der Kalkalpen. Als Klippenhülle ist die Buntmergelserie entwickelt. Im Bereich des Wienerwaldes lassen sich ein nördlicher Zug und eine südliche Klippengruppe unterscheiden. Die nördliche Einheit, die Hauptklippenzone G. GÖTZINGER's, trennt die Flyschnordzone von der Südzone (= Laaber Decke) und läßt sich vom Gölsental bis in den Stadtbereich und bis in den Bisambergzug (Talfurche zwischen Lanerberg und Bisamberg) nördlich der Donau verfolgen. Eingehende Untersuchungen im nördlichen Wienerwald veranlaßten F. BRIX, den Begriff Schottenhofzone einzuführen, die im allgemeinen Verlauf der Hauptklippenzone entspricht, jedoch durch den weiteren stratigraphischen Umfang und die größere räumliche Ausdehnung davon abweicht, da diese Zone nach F. BRIX auch die Gesteine der Buntmergelserie einschließt. Damit wird die Auffassung von S. PREY bestätigt, wonach Grestener Klippenzone und Schottenhof-

zone einander zum Teil entsprechen. Die südliche Klippengruppe ist nach vorherrschender Meinung auf die Laaber Decke beschränkt und wird als St. Veiter-, Lainzer-, Tiergarten-Klippenzone oder mit F. TRAUTH auf Grund der Übereinstimmung mit den Westkarpaten als pienidische Klippenzone bezeichnet, eine Auffassung, die nach neuesten Untersuchungen durch S. PREY nicht aufrechtzuerhalten ist. Auch hier lassen sich die Klippenkerne von der Klippenhülle („Klippenhüllflysch" bzw. „Seichtwasserkreide" der älteren Literatur) trennen. Als Unterschiede beider Klippenzonen werden die verschiedene Position innerhalb der Flyschzone und die abweichende Hülle angeführt.

Im Zusammenhang mit diesen Klippenzonen wird verschiedentlich auch noch die Cenoman-Klippenzone (i. S. von H. LÖGTERS, benannt nach den Cenoman-Hüllgesteinen = Cenoman-Randzone = Rand-Cenoman) angeführt, die jedoch als kalkalpine Einheit zu betrachten ist (s. u.). Sie verdankt ihren Namen dem „klippen"-artigen Vorkommen von Trias- und Juragesteinen, die von Cenoman-Hüllgesteinen ummantelt werden. F. TRAUTH hat sie als Deckschollen der Frankenfelser Decke gedeutet. Allerdings entsprechen sie im tektonischen Baustil dem Klippenraum, wie auch die Schwermineralien nach W. SCHNABEL sowohl kalkalpinen als auch Flyschcharakter zeigen.

Tektonik: Der tektonische Bau der Flyschzone und des Klippenraumes ist außerordentlich kompliziert und auch gegenwärtig noch Gegenstand zahlreicher Diskussionen. Wohl haben mikropaläontologische und petrologische Untersuchungen sowie Tiefbohrungen (z. B. Mauerbach 1 a) in jüngster Zeit wertvolle Erkenntnisse gezeitigt und verschiedene Fragen zu lösen vermocht, dennoch sind zahlreiche Probleme offen, wie auch über grundsätzliche Fragen (z. B. Parallelisierung der einzelnen Einheiten) keine Einhelligkeit besteht. Dies wird verständlich, wenn man bedenkt, daß es sich um Probleme handelt, die mit der gesamten Alpentektonik untrennbar verbunden sind, sowie meist um Deutungen, indem die Befunde verschiedene Interpretationen zulassen. Es kann daher auch hier keine definitive Lösung geboten, sondern nur der gegenwärtige Stand dargestellt werden.

Grundsätzlich ist wesentlich, daß die Flyschzone als wurzellose Einheit auf die Molasse- bzw. Waschbergzone und auch Helvetikum überschoben ist und im Süden von den nördlichen Kalkalpen überfahren wurde („Molassefenster" im Flysch; Flyschdeckschollen in der Waschbergzone und nach F. BRIX auch in der Schottenhofzone, Flyschfenster von Brettl S Gresten in den Nördlichen Kalkalpen, Tiefbohrungen Mauerbach 1 a, Urmannsau). An der Überschiebungsfront zur subalpinen Molasse fallen die Molasseschichten ziemlich steil nach Süden und Südosten unter den Flysch ein, um jedoch in der Tiefe zu verflachen. Längs der Überschiebungsbahnen kam es zur Verschuppung von Flysch mit der unterlagernden Molasse, so daß einzelne Molasseschuppen tektonische Fenster im Flysch bilden (Rogatsboden, Texing). Dies gilt auch für die Äquivalente des (Ultra-)Helvetikums, die als Buntmergelserie ausgebildet sind; sie treten gleichfalls als tektonische Fenster in der Flyschzone sowie im Bereich der Grestener „Klippen"zone, deren Hülle sie bilden, auf. In den Molassefenstern liegt sie zwischen Molasse und Flysch. Weiter im Westen, in Oberösterreich und Salzburg, ist

das Helvetikum in Form von Streifenfenstern im Flysch ausgebildet oder diesem im Norden vorgelagert (s. DEL-NEGRO, 1970).

Innerhalb des Flysches ist es im Zuge der Überschiebung zur Faltung und Schuppung gekommen. Unterschiede im stratigraphisch-faziellen und im tektonischen Bau lassen im Bereich östlich der Traisen eine Gliederung in drei Einheiten erkennen, die durch G. GÖTZINGER vom Norden nach Süden als Greifensteiner-, Kahlenberger- und Laaber Teildecke unterschieden wurden. Seitherige Untersuchungen durch S. PREY haben die Selbständigkeit der Laaber Einheit als eigene Decke gezeigt, die nach F. BRIX als Flyschsüdzone durch die Schottenhofzone von der Flyschnordzone getrennt wird. W. SCHNABEL will überhaupt den Begriff der Flyschzone (s. str.) auf die nördlich des Klippenraumes gelegene Flyschnordzone beschränken. Die Verschiedenheit im tektonischen Baustil hat zu Begriffen wie Schuppen- (= Greifensteiner Einheit), Fächer- (= Kahlenberger Einheit) und Faltenzone (= Laaber Einheit) geführt (s. F. Brix). Die bereits durch Kartierungen nachgewiesene isoklinale Schuppenstruktur der Greifensteiner Teildecke ist durch die Bohrung Mauerbach 1 a bestens bestätigt worden, indem innerhalb des fast 2400 m mächtigen Flysches [4]) nach F. BRIX mindestens sechs sich wiederholende Schuppen mit Oberkreide- und Eozänanteilen zu unterscheiden sind. Demgegenüber ist die Unterkreide nur an der Basis des Flyschpaketes ausgebildet, also nicht in den Schuppenbau einbezogen. Weiters treten in der nördlichen Flyscheinheit im Bereich des Wienerwaldes zahlreiche Querverschiebungen auf, wie sie in entsprechender Weise für die vorgelagerte Molassezone kennzeichnend sind (s. S. 51). Dies gilt auch für die Flyschzone nördlich der Donau, wo die Doblerbergstörung im Rohrwald und nach H. HEKEL das Würnitzer Querstörungssystem im Bisambergzug zu unterscheiden sind.

In der Kahlenberger Teildecke herrscht der Faltenbau (z. B. die als Rückfaltung gedeutete „Pilzfalte" vom Leopoldsberg) vor. Für die Laaber Decke ist nach den Untersuchungen von S. PREY eine Großmuldenstruktur kennzeichnend. Die Großmulde reicht von der Hauptklippenzone (= Schottenhofzone) bis zum Kalkalpenrand, wird jedoch gegen Südwesten durch die Antiklinale der Kaumberger Schichten unterteilt. Der St. Veiter Klippenraum selbst ist durch die intensive Schuppung und Faltung der Klippen- und Hüllgesteine gekennzeichnet. Dadurch unterscheidet sich der tektonische Baustil deutlich von dem der Kalkalpen , sofern man die Cenomanrandzone, die als regionale, im Süden von der Frankenfelser Decke überschobene bzw. meist zu dieser gerechnete Einheit (G. ROSENBERG) an den Klippenraum angrenzt, nicht als kalkalpine Einheit ansieht. Wichtig ist ferner, daß die kristallinen Blöcke („Scherlinge") und Gerölle der Molasse bzw. der nördlichen Einheiten der Flyschzone sich petrologisch von denen der Hauptklippenzone unterscheiden, indem erstere nach G. GÖTZINGER & CH. EXNER auf einen kristallinen Untergrund wie die Böhmische Masse, letztere jedoch auf ein epimetamorphes (? alpines) Kristallin hinweisen und damit mit analogen Befunden durch D. ANDRUSOV in den Westkarpaten in Einklang stehen.

---

[4]) Wie F. BRIX (Vortrag vom 10. Mai 1972) betont, ist die tatsächliche Mächtigkeit des Flyschpaketes infolge des Einfallens der Schichten mit ca. 60° nach Südosten mit nur ungefähr 1200 m anzunehmen. Ähnliches gilt auch für die Bohrung Harrersdorf bei Großkrut, die nach R. GRILL 3500 m Flyschsedimente durchörterte.

Demnach ist zweifellos innerhalb der Flyschzone, am Nordrand der Schottenhofzone, eine Hauptüberschiebungslinie vorhanden. Damit steht die tektonische Stellung der „Klippen"zonen zur Diskussion. Einzelne Autoren, wie etwa L. KOBER, betrachten die St. Veiter und die Grestener Klippenzone als nördlichste kalkalpine Elemente, während sie A. TOLLMANN im Jahre 1963 als Äquivalente des Helvetikums deutet und F. BRIX sowie nunmehr auch A. TOLLMANN und S. PREY in der St. Veiter Zone die stratigraphische Basis des Flysches sehen, indem die älteren Glieder in Grestener Fazies vorliegen, die jüngeren aber als Flysch ausgebildet sind.

Teilweise abweichend von dem tektonischen Konzept von F. BRIX, das im wesentlichen den vorangehenden Ausführungen zugrundegelegt ist, ist neuerdings S. PREY zu anderen Auffassungen im Raume um die Schottenhofzone gelangt.

In der Schottenhofzone im Sinne von F. BRIX vertritt er eine strenge Trennung der Buntmergelserie mit den Klippen von den mit ihr in tektonischem Kontakt stehenden Flyschgesteinen (z. B. Sieveringer Schichten, Flyschserie des Alttertiärs in Laaber Fazies, wie z. B. Michaelerbergschichten). Letztere betrachtet er als überfahrene Abspaltungen einer vom Bisamberg und Leopoldsberg bis zum Wienerwaldsee reichenden und den Satzbergzug bis in den Lainzer Tiergarten mitumfassenden größeren Kahlenberger Decke. Diese besitzt eine Basis aus „Mittel"kreidegesteinen (Gaultflysch und rote Schiefer, die im Osten mit Reiselsberger Sandsteinen verbunden sind), die einerseits im Sockel des Satzbergzuges mächtig zusammengestaut ist, anderseits wieder in der Magdalenenhoffurche am Bisamberg und einem lang verfolgbaren Zug vom Kahlenbergerdorf über das Hameau, die Rieglerhütte und Purkersdorf bis zum Wienerwaldsee durchzieht sowie stellenweise auch am Nordrand der Decke vorkommt. Mit dieser Einheit sind als Reste des Untergrundes des Flyschtroges die Klippen von St. Veit—Lainzer Tiergarten verbunden. Die tiefgreifende Trennung dieser Einheit von der Laaber Decke wird durch eine Störungszone mit Schürflingen von Buntmergelserie belegt. Bei den Bewegungen ist nach S. PREY an Vorgänge von Schweregleitungen zu denken.

Die Unterschiede in der Klippenhülle und in ihrer Position innerhalb der Flyschzone haben S. PREY zur Trennung in die Grestener Klippenzone (= Hauptklippenzone) und die St. Veiter Zone geführt. Erstere wird auf Grund der Tatsache, daß die hier als Klippenhülle ausgebildete Buntmergelserie dem Helvetikum entspricht, dennoch als ganzes dem Helvetikum zugeordnet und weiters — in Übereinstimmung mit M. KSIAZKIEWICZ — mit den subsilesischen Einheiten in den Westkarpaten parallelisiert.

A. TOLLMANN spricht überhaupt von einer eigenen (helvetischen) Grestener Decke und deutet ihre Fortsetzung ab Rohrbach an der Gölsen als tektonisches Schlitzfenster im Flysch. Die St. Veiter Zone hingegen bildet gemäß der herrschenden Meinung die Fortsetzung der pieninischen Klippenzone in den Westkarpaten, wie erstmals F. TRAUTH erkannte. Sie tritt in den Karpaten südlich der Magura-Haupteinheit des Flysches in einem bis zu 5 km breiten und mehrere hundert Kilometer langen Streifen auf, der zweifellos tektonisch stark eingeengt wurde. Demnach wäre nach S. PREY die Grestener Klippenzone am Südrand des

Helvetikums (Südhelvetikum) und damit nördlich des Flyschtroges, die St. Veiter Zone hingegen südlich vom Flysch abgelagert worden.

Berücksichtigt man jedoch nur die Klippenkerne und nicht auch die Hülle, so wurden die Sedimente der Grestener und der St. Veiter Zone primär benachbart abgelagert, da damals der Flyschtrog noch nicht existierte. Die Faunen zeigen ursprünglich außeralpine Züge, später jedoch Beziehungen zur Tethys (z. B. Ammoniten, Calpionellen), so daß in Übereinstimmung mit der Situation in den Westkarpaten die St. Veiter Zone demnach nördlich vom (unter-)ostalpinen Ablagerungsraum entstanden ist. Damit ist nicht nur die Frage nach der Parallelisierung des Wienerwaldflysches mit dem der Westkarpaten verknüpft, sondern nach der Stellung der „ostalpinen" Flyschzone überhaupt (Ultra-Helvetikum, Nord- bzw. Süd-Pennin oder Unterostalpin).

Die Parallelisierung des Wienerwaldflysches mit dem der Westkarpaten erfolgt nicht ganz einheitlich. Während meist (s. S. PREY) die Magura-Haupteinheit (nach A. TOLLMANN Rača- und Bystrica-Decke als Äquivalente der Flyschnordzone, Orava-Decke als Fortsetzung der Laaber Decke) mit der gesamten Flyschzone gleichgesetzt wird und R. OBERHAUSER den „ostalpinen" Flysch (= „rhenodanubische" Flyschzone nach R. OBERHAUSER) mit dem Silesikum (= Krosno-Haupteinheit) parallelisiert, wird verschiedentlich die Magura-Haupteinheit nur als Äquivalent der Greifensteiner und der Kahlenberger Teildecke angesehen.

Entsprechend obiger Parallelisierung mit dem Karpatenflysch betrachtet A. TOLLMANN den „ostalpinen" Flysch als externes Element der Alpen, während S. PREY, E. CLAR, R. OBERHAUSER u. a. ihn auf Grund der Parallelisierung mit dem „ostalpinen" Flysch Vorarlbergs [5]) (z. B. Gleichartigkeit des Schwermineralspektrums des Reiselsberger Sandsteins und des Mürbsandsteins von Liechtenstein bis Wien) und seiner tektonischen Position (unter dem Ostalpin) als (nord-)penninisch deuten und dabei im Flysch die abgescherte jüngere Sedimentfüllung (der nördlichen Trogzone) des Pennins sehen. Bei diesen unterschiedlichen Deutungen spielt nicht nur die allerdings diskutierte Parallelisierung des Flysches der Ostalpen mit dem der Westalpen eine Rolle, sondern auch die Frage, ob die penninische Region zur Zeit der Flyschsedimentation durch das Ostalpin bereits überschoben war oder nicht, worauf noch zurückgekommen sei (s. S. 148). Entsprechend der Gliederung der penninischen Geosynklinale in den Westalpen, mit dem Vallaise-Trog im Norden, der Briançonnais-Schwelle und dem Piemontais-Trog im Süden, wird gelegentlich auch folgende Parallelisierung vorgenommen: Flyschnordzone = Vallaise-Trog, pienidische Klippenzone = Briançonnais, Flyschsüdzone = Piemontais-Trog. Bei der Beurteilung der tektonischen Position ist ebenfalls zu berücksichtigen, daß die Grestener Klippenzone nicht unbedingt als ganzes dem Helvetikum gleichgesetzt werden muß, sondern nur die als Buntmergelserie ausgebildete Klippenhülle. Die Sedimente der Klippenkerne können durchaus innerhalb der penninischen Geosynklinale abgelagert worden sein.

---

[5]) In Vorarlberg sind vom Norden nach Süden der „ostalpine", der Vaduzer, der Prättigau- und der Verspala-Flysch zu unterscheiden, die sich nach S. PREY u. a. durch das Schwermineralspektrum unterscheiden und als Granat-, Zirkon- und Chromitflysch bezeichnet werden können.

Als Herkunftsgebiete der Schwermineralien im Flysch- und Klippenbereich wurden verschiedene hypothetische (Insel-)Schwellen oder kristalline Rücken angenommen, welche einst die einzelnen „Tröge" trennten (z. B. Vindelizische Schwelle zwischen außeralpinem Mesozoikum und Helvetikum, Intrahelvetische Schwelle HAGNS im Helvetikum, Cetischer Rücken BRINKMANNS [nach Cetium = St. Pölten] zwischen [Ultra-]Helvetikum und Flysch, Briançonnais-Schwelle zwischen Nord- und Südpennin, Rumunischer Rücken KÖCKELS [= Südultrahelvetischer Rücken TRAUTHS] zwischen Flysch und Ostalpin, Ultrapienidischer Rücken zwischen Pieniden und Unterostalpin). Dazu ist zu sagen, daß die Annahmen von Rücken oder Inselketten zwischen dem Helvetikum und dem Flysch, die man aus Schwermineralspektren abzulesen versucht, auf Grund der faunistischen Unterschiede ebensowenig erforderlich ist wie etwa gegenüber der Gosau, da Helvetikum und Gosau der Flachmeerfazies, der (typische) Flysch hingegen der Tiefwasserfazies entsprechen. Dadurch erklärt sich etwa auch das gegen Süden und Osten zunehmende Auftreten von Sandschalerfaunen in der Buntmergelserie, das eine Abgrenzung zum Flysch erschwert.

7. Die Nördlichen Kalkalpen

Definition: Die Nördlichen Kalkalpen verdanken ihren Namen den z. T. sehr mächtigen mesozoischen Kalken und Dolomiten, die am Aufbau dieser geologischen Einheit wesentlich beteiligt sind und ihrer Position. Als Nordalpen werden sie den südlich der Zentralalpen liegenden Südalpen (z. B. Dolomiten, Lessinische, Venetianische und Karnische Alpen, Karawanken) gegenübergestellt, mit denen sie ursprünglich benachbart in der sogenannten ostalpinen Geosynklinale abgelagert wurden. Heute bildet die als „alpino-dinarische" Linie bezeichnete Störung, die lokal als Pustertal- und Gailtallinie bekannt ist, die Nordgrenze der als autochthon angesehenen Südalpen.

Abgrenzung: Die Kalkalpen bauen den Großteil des südlichen Niederösterreich auf. Sie erstrecken sich südlich der Flysch- bzw. Klippenzone. Die Nordgrenze verläuft als tektonische Überschiebungslinie auf die vorgelagerten Einheiten von der Landesgrenze westlich Waidhofen an der Ybbs knapp südlich Scheibbs, Rabenstein und Hainfeld in annähernd östlicher Richtung bis gegen Altenmarkt, um dort nach Nordosten bis gegen Mauer im südlichen Stadtgebiet von Wien umzuschwenken. Die Südgrenze wird durch die Grauwackenzone gebildet und verläuft auf niederösterreichischem Boden südlich der Rax über Payerbach bis Ternitz. Im Osten sinken die Kalkalpen an zahlreichen, annähernd N-S-verlaufenden Parallelbrüchen unter die Sedimente des Wiener Beckens ab und setzen sich in den Karpaten fort. Sie bilden im Süden und im zentralen Teil den Untergrund des Wiener Beckens. Der Grenzverlauf gegenüber der Flyschzone im Nordwesten und der Grauwackenzone im Südosten ist im Bereich des Wiener Beckens durch Tiefbohrungen ziemlich genau bekannt. Übertags verläuft der Ostrand gegenüber dem Wiener Becken keineswegs geradlinig, sondern ist durch das transgressive Übergreifen jungtertiärer Sedimente des Wiener Beckens bestimmt (Abb. 23 und 24).

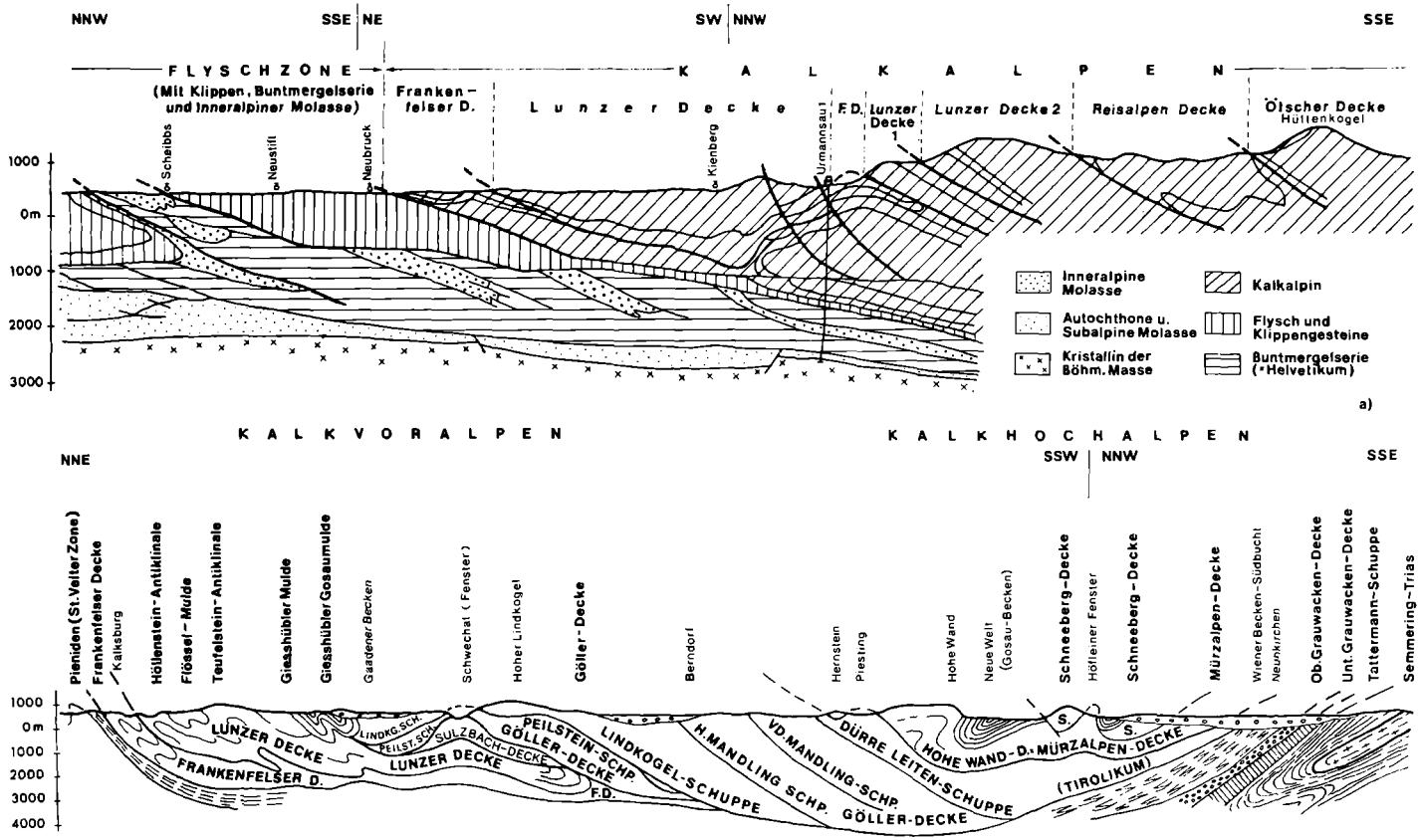


Abb. 23. N-S-Profile durch die nördlichen Kalkalpen Niederösterreichs. a) Im Raum von Scheibbs bis zum Ötscher samt der vorgelagerten Flyschzone (mit Klippen, Buntmergelserie und inneralpiner Molasse [von Rogatsboden]) und mit dem Fenster von Urmannsau. Beachte autochthone Molasse und Kristallin unter den kalkalpinen Decken. Nach A. Kröll & G. Wessely, 1957, ohne Berücksichtigung der stratigraphischen Einheiten umgezeichnet. b) Im Bereich von Kalksburg über die Gosaumulde von Gießhübl und der Neuen Welt bis zur Grauwacken- und Zentralzone des Semmeringgebietes. Nach A. Tollmann, 1967, umgezeichnet.

Morphologie: Die Kalkalpen treten bereits in der Landschaft gegenüber der Flysch- und auch der Grauwackenzone durch die meist schrofferen Bergformen, durch nackte Steilwände und oft riesige Schutthalden, durch klammartige Schluchten und große Kalkmassive mit richtigen Hochplateaus hervor. Meist sind es Triaskalke und -dolomite, die derart in Erscheinung treten, während tonig-mergelige Schichtglieder (z. B. Werfener-, Lunzer-, Kössener- und Gosauschichten) oft flache Wiesen und Weiden bilden, denen außerdem große praktische Bedeutung als Quellhorizonte zukommt. Die Gesteinszusammensetzung ist auch für den tektonischen Baustil wesentlich, indem in den Voralpen der Faltenbau, der sich in den Bergketten ausprägt, vorherrscht, während für die Hochalpen, entsprechend den oft mächtigen Triaskalken, die Schollentektonik kennzeichnend ist. Da die Decken und Schuppengrenzen auch Gesteinsgrenzen bilden und bei den höheren Einheiten vielfach permoskythische oder karnische Ablagerungen an der Basis vorkommen, die leicht ausräumbar sind, treten sie morphologisch gut in Erscheinung. Dies auch dort, wo über solchen Schwächezonen Gosausedimente transgressiv aufruhen oder durch einen postgosauischen An- bzw. Aufschub der höheren Einheit tektonisch erhalten geblieben sind. Im Bereich der westlichen Frankenfelser Decke, als nördlichster tektonischer Einheit, entspricht jeder Kamm einer Falte bzw. Schuppe, indem hauptsächlich Hauptdolomit und Jurakalke den Kern der Ketten formen. In den Hochalpen bilden die charakteristischen Plateauberge zugleich die höchsten Erhebungen (Hochschneeberg mit 2075 m). Die charakteristischen flachwelligen Hochflächen dieser Plateauberge (z. B. Rax, Kuhschneeberg, Gahns, Hohe Wand) sind geologisch alte Oberflächenformen (sogenannte „Raxlandschaft", s. S. 201). Dolinen und Karrenfelder als Karsterscheinungen sind ausgeprägt.

Gesteine: Die Kalkalpen sind fast ausschließlich aus mesozoischen Gesteinen aufgebaut. Basal können auch permische Ablagerungen auftreten, die sich mangels von Leitfossilien nicht oder nur schwer von Sedimenten der ältesten Trias (= Skyth) trennen lassen. Man spricht daher vom sogenannten Permoskyth. Die jüngsten Schichtglieder umfassen, wie B. Plöchinger gezeigt hat, auch Ablagerungen des ältesten Tertiärs (Paleozän) (Tab. 9 und 10).

Die Gesteine der Kalkalpen sind durch die ganze Vielfalt der Absatzgesteine vertreten, von Konglomeraten und Breccien, Arkosen und Sandsteinen zu Rauhwacken, (Riff-, Platten- und Kiesel-)Kalken, Dolomiten, Radiolariten, Mergeln und (Schiefer-)Tonen, Bauxiten, Kohlen, Gips, Anhydrit und Steinsalz; auch vulkanische Gesteine (Tuffe und Tuffite) fehlen nicht. Dank der oft guten Fossilführung ist meist eine biostratigraphische Gliederung möglich. Neue Erkenntnisse zur Stratigraphie und Tektonik sowie über die Ablagerungsbedingungen konnten in den letzten Jahren durch systematische Kartierungen, besonders durch G. Hertweck, E. Kristan, B. Plöchinger, W. Schnabel, P. Steiner, H. Summesberger und A. Tollmann, gewonnen werden. Dazu kommen Untersuchungen der klassischen alpinen Fossilfundstellen (z. B. Hallstätter Kalke), mikropaläontologische und mikrofazielle sowie geochemische Studien, vor allem an Triasgesteinen, die außerdem auch für die Beurteilung der Ablagerungsbedingungen, der Paläogeographie und der Tektonik wichtig sind. Eine zusammen-

fassende Darstellung der Ergebnisse der letzten Jahre hat A. TOLLMANN 1971 gegeben.

Ähnlich wie in der Flyschzone, sind verschiedene tektonische Einheiten (Decken) zu unterscheiden, die — abgesehen vom tektonischen Baustil, von Überschiebungslinien und sonstigen, rein tektonischen Kriterien — vor allem durch die wechselnde Ausbildung der Gesteine, also im wesentlichen durch Faziesunterschiede (z. B. Lunzer, Rohrer, Dachsteinkalk- und Mürztaler [= Hallstätter-]Fazies in der mittleren und jüngeren Trias) und durch den verschiedenen stratigraphischen Umfang getrennt werden können. Ungeachtet dieser Unterschiede seien vorerst die Gesteine und die wichtigsten Fossilien (Abb. 25 und 26) in zeitlicher Folge besprochen.

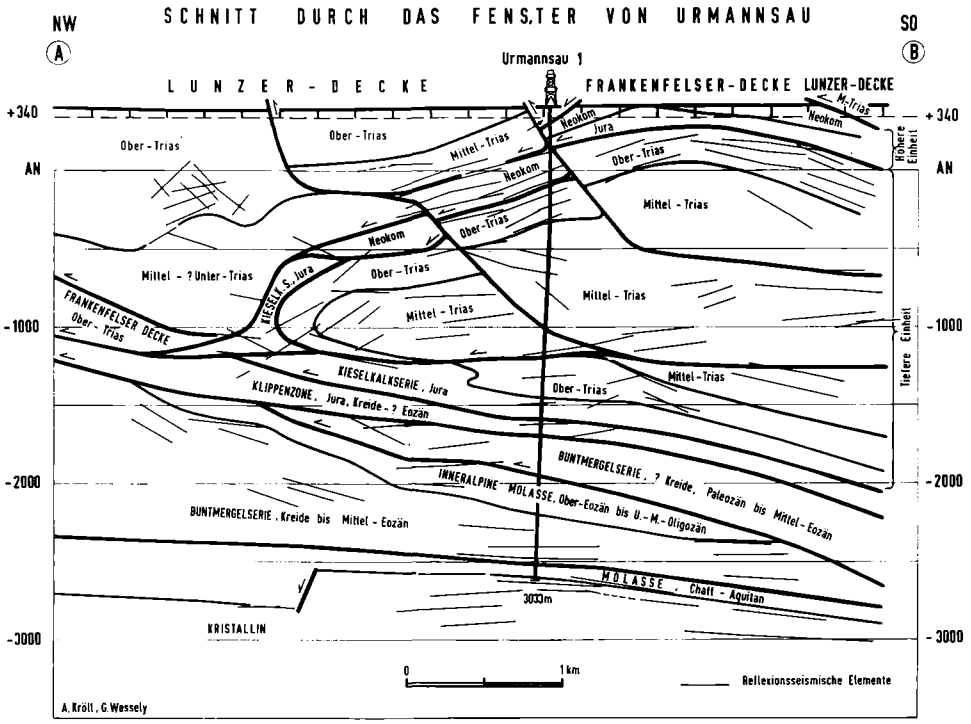


Abb. 24. Schnitt durch das Fenster von Urmannsau in den Kalkalpen auf Grund der Tiefbohrung Urmannsau 1. Nach A. KRÖLL & G. WESSELY, 1967. Beachte autochthone Molasse über dem Kristallin, die vom Helvetikum (= Buntmergelserie), Molasseanteilen, Klippenzone und kalkalpinen Einheiten überschoben ist.

S t r a t i g r a p h i e : Als älteste Schichtglieder treten im Bereich der Nördlichen Kalkalpen klastische Ablagerungen (z. B. „Alpiner Verrucano" i. S. von A. TOLLMANN [6]), Prebichlschichten) oder sogenanntes Haselgebirge mit oft mächtigen Gips-Anhydrit-Salzlagerstätten auf. Als P r e b i c h l - S c h i c h t e n (be-

[6]) Da der „alpine Verrucano" altersmäßig nicht dem „Verrucano alpino" ACCORDIS entspricht, schlägt G. RIEHL-HERWIRSCH dafür die Bezeichnung „ostalpiner Verrucano" vor.

nannt nach dem Prebichlpaß zwischen Vordernberg und Eisenerz in der Steiermark) werden Breccien, Konglomerate und Sandsteine mit Quarzporphyren bezeichnet. Sie bilden im östlichen Abschnitt vielfach die Basis der Werfener Schichten und damit der Kalkalpen. Die Prebichl- und die Werfener Schichten liegen diskordant bzw. transgressiv auf dem Paläozoikum der Grauwackenzone und werden nach ihrer Lagerung als Permoskyth angesehen, wobei allerdings die genauere Einstufung diskutiert wird (Rotliegend oder Oberperm). Weil am Floreanikogel die von H. MOHR für Oberperm gehaltenen Flaserkalke in die ältere Trias zu stellen sind, gehören die liegenden Prebichlschichten nach B. PLÖCHINGER höchstwahrscheinlich nicht ins Rotliegende, sondern in das Oberperm. Auch das lokal sehr stark angeschoppte Haselgebirge (Tone und Breccien mit Gips, Anhydrit und Steinsalz), das samt den Salinarbildungen nach A. TOLLMANN nicht das Hangende der Werfener Schiefer des Skyth, sondern deren Liegendes bildet, entspricht nach W. KLAUS auf Grund der Sporenflora und auch nach dem Schwefelisotopenverhältnis dem Zechstein (Oberperm). So enthält der mit dem Gips in der Seegrotte bei Mödling vorkommende graue Tonschiefer permische Sporen (W. KLAUS in B. PLÖCHINGER). Die Salinarbildungen sind somit zeitliche Äquivalente der marinen Bellerophon-Schichten (der Südalpen). Da in den klastischen Ablagerungen und im Haselgebirge Megafossilien praktisch fehlen, ist eine sichere Abgrenzung gegenüber der basalen Trias (Skyth) nicht möglich. Sie fehlen den tiefsten tektonischen Einheiten (Frankenfelser Decke und Stirn der Lunzer Decke); Haselgebirge ist jedoch von der Sulzbachdecke an bis zu den höheren kalkalpinen Einheiten oft mächtig ausgebildet.

Die älteste Trias (skythische Stufe) wird durch die Werfener Schichten (nach Werfen in Salzburg) vertreten. Basal sind örtlich Werfener Quarzite nachgewiesen, die zum Permoskyth überleiten (z. B. Groisbach; Basis der Reisalpendecke; s. B. PLÖCHINGER, A. TOLLMANN). Die Werfener Schichten sind meist als glimmerreiche, rote bis violette oder grünliche Tonschiefer oder schiefrige Sandsteine ausgebildet. Gelegentlich treten im hangenden Teil Kalkbänke auf. Kennzeichnend sind die zahlreichen Gipsvorkommen, die zum Teil abgebaut werden und von denen eines der vermutlich größten Gipsvorkommen der Ostalpen bei Pfennigbach nächst Puchberg am Schneeberg liegt. Im Puchberger Becken fallen die Gipsdolinen neben den durch alte Bergbaue entstandenen Pingen bereits landschaftlich auf. Besonders bekannt sind auch die Vorkommen in der Vorderbrühl (Seegrotte) bei Mödling, von Preinsfeld-Hühnerkogel E Mayerling und vom Füllenberg bei Heiligenkreuz. Im Gelände sind die Werfener Schichten bereits durch ihre Farbe kenntlich. Sie sind wegen ihres hohen Tongehaltes als Quellhorizont und für tektonische Bewegungen als „Schmiermittel" von Bedeutung. Lokal treten Rauhwacken (löchrig verwitternde Gesteine) auf, deren Entstehung verschiedentlich auf Auslaugung von Gips zurückzuführen ist.

Fossilien sind meist nur sehr spärlich und als Steinkerne erhalten (Schnecken: *Natiria [= Naticella] costata* MÜNSTER, *Turbo rectecostatus* HAUER, Muscheln: *Claraia [= „Pseudomonotis"] clarai* [EMMRICH], *Anodontophora fassaensis* WISSMANN, Myophorien). Nicht nur nach Fossilien, sondern auch nach faziellen Unterschieden lassen sich die tieferen von den höheren Werfener Schichten trennen. Rote, glimmerreiche Sandsteine mit *Anodontophora* kennzeichnen

die tieferen, den Seiser Schichten der Südalpen äquivalenten Werfener Schichten, graue Tonschiefer mit dünnen *Natiria costata-* und *Costatoria costata*-führenden Kalklagen die höheren, den Campiler Schichten vergleichbaren Anteile (B. PLÖCHINGER). Fließmarken und Lebensspuren bestätigen den Flachmeercharakter. Die Werfener Schichten liegen — abgesehen von rein tektonisch bedingten Überlagerungen — mit ihren Basisbildungen transgressiv und diskordant auf Paläozoikum der Grauwackenzone. Örtlich finden sich auch Ergußgesteine (Diabas und Melaphyr) (z. B. Schmelzfenster N Mariazell, Pfennigbach bei Puchberg am Schneeberg, Hornungtal, Preßbühel bei Unterhöflein; s. B. PLÖCHINGER und A. TOLLMANN). Sie sind nach A. TOLLMANN am besten mit den Melaphyren und Diabasen vergleichbar, die man vielerorts in Verbindung mit dem Haselgebirge vom Salzkammergut bis in die Westkarpaten antrifft, wo das permische Alter der analogen, früher für Skyth gehaltenen Melaphyre erwiesen sei. Demgegenüber sind die Serpentin- und Diabasvorkommen des Schneeberggebietes nach B. PLÖCHINGER nach ihrer Position (z. B. im Pfennigbacher Gipswerk) eher in den Grenzbereich Skyth—Anis zu stellen.

Die Ablagerungen der Mitteltrias (anisische und ladinische Stufe) sind vorwiegend kalkig entwickelt. Die wichtigsten Schichtglieder sind der Gutensteiner Kalk (Anis), Reiflinger Kalk (Anis—Ladin), Steinalmkalk (Anis), Wettersteinkalk (Ladin), Ramsaudolomit (Anis—Ladin) und die vorwiegend tonigen Partnachschichten (Ladin), die sich z. Teil faziell vertreten. Während der Gutensteiner, Steinalm-, Reiflingerkalk und die Partnachschichten für die tieferen tektonischen Einheiten kennzeichnend sind, sind in den höheren Decken die mächtigen Dolomite und Kalke des Ramsaudolomites und des Wettersteinkalkes entwickelt. Basal können Rauhwacken („Saalfeldner" oder Gutensteiner Rauhwacke) auftreten, die aus Dolomit mit bestimmten Gipsgehalt entstanden sind. Diese basalen Rauhwacken werden verschiedentlich auch als Reichenhaller Rauhwacken bezeichnet. Da sie jedoch bei Reichenhall nicht vorkommen, hat sie J. PIA in Saalfeldner Rauhwacke umbenannt. Nach L. WAGNER entsprach der gesamte Ablagerungsraum der Kalkvoralpen in der Mittel-Trias einem sehr flachen Schelfmeer, in dem — außer den Colospongienkalken am Rande des Wettersteinkalkes — keine richtigen Riffe entwickelt waren. Als basale Gutensteinerkalkausbildungen sind noch „Wurstelkalke" und „Gutensteiner-Basisschichten" zu erwähnen.

Die Gutensteiner Kalke (benannt nach Gutenstein im Piestingtal) sind als schwarze oder dunkelgraue, bituminöse, meist dünngeschichtete Kalke mit weißen bis gelblichen Kalzitadern und auch dolomitischen Einschaltungen ausgebildet. Fossilien sind spärlich. Diese ärmliche, von D. STUR als Reichenhaller Fauna bezeichnete Fossilgesellschaft ist auf die basalen Partien beschränkt. Als Leitformen treten unter den Makrofossilien vor allem *Costatoria (= „Neritaria") stanensis* (PICHLER), *Dadocrinus gracilis* BUCH und *Decurtella (= „Rhynchonella") decurtata* (GIRARD) auf. Die von E. FLÜGEL & M. KIRCHMAYER für die Typuslokalität angegebene Mächtigkeit von 1200 m entspricht nach H. SUMMESBERGER auf Grund der Tektonik nicht den Tatsachen. Die Mächtigkeit erreicht dort kaum 100 m. Die „Marmore" vom Privatonberg bei Heiligenkreuz und von Türnitz sind nach G. ROSENBERG dunkle Abarten des Gutensteiner Kalkes. Als Anna-

berger Kalke und -Dolomite (nach Annaberg E vom Ötscher) trennt A. TOLLMANN die meist dickbankig oder auch massig entwickelten Kalke und Dolomite des Anis bzw. auch Ladins von den typischen Gutensteiner Kalken des tieferen Anis ab. Eine gut charakterisierbare Sonderausbildung unteranisischer Kalke hebt A. TOLLMANN im Bereich der Sulzbachdecke unter der Bezeichnung Further Kalke (nach Furth am Ostrand der Kalkvoralpen) hervor.

TRIAS	Ober-	Rhät	Schattwalder Schichten; Starhemberg-Kalk; Zlambach-Schichten (= Plackles-Schichten); Kössener Schichten; Dachstein Kalk
		Nor	Plattenkalk; Haupt-dolomit; Hallstätter Kalke; Mürztaler Kalke und Mergel
		Karn	Opponitzer Gips und Rauhwacken; Opponitzer Schichten; Hangend-Sandstein; Kohlenschiefertone; Liegend-Schichten; Reingrabener (= Halobien) Schiefer; Lunzer Schichten; Cardita-Schichten; "Aon"-Schiefer; Göstlinger Schichten; Jägerhauskalk (= Colospongien-Kalk)
	Mittel-	Ladin	Partnach-Schichten; Wetterstein-Kalk; Ramsau-Dolomit (i.e.S.); Ramsau-Dolomit (i.w.S.); Reiflinger Kalk; Annaberger Schichten
		Anis	Kalk; "Steinalm"-Kalk bzw. - Dolomit; Gutensteiner Kalk; Gutensteiner (= Saalfeldener) Rauhwacke
	Unter-	Skyth	Werfener Schichten (örtlich mit Gips und Salz)
PERM		Ober-	Prebichl-Schichten und Haselgebirge

Tabelle 9. Die Ablagerungen der Nördlichen Kalkalpen I (Perm, Trias).

Die Reiflinger Schichten (nach Groß-Reifling an der Enns, Steiermark) sind meist etwas hellere, dunkelgraue, aber auch fast schwarze, bankige bis knollige Kalke mit Hornsteineinlagerungen und dünnen Tonlagen. Nach den Fossilien lassen sich anisische und ladinische Anteile unterscheiden (Brachiopoden: *Decurtella decurtata* [GIRARD], *Coenothyris vulgaris* [SCHLOTHEIM], Ammoniten: *Balatonites egregius* ARTHABER, *Paraceratites binodosus* [HAUER], *P. trinodosus* [MOJSISOVICS] und *Flexoptychites flexuosus* [MOJSISOVICS], Muscheln: *Daonella lommeli* [WISSMANN], Conodonten: *Neohindeodella*). Sie sind lithologisch von den anisischen Gutensteiner Kalken oft nicht zu trennen, mit denen sie sich jedoch nicht verzahnen. Neue Untersuchungen durch R. ASSERETO, L. KRYSTYN und H. SUMMESBERGER und L. WAGNER haben zur faunistischen Gliederung der Reiflinger Kalke mit Ammoniten und damit zugleich zur Lösung des sogenannten

Binodosus-Problems von Groß-Reifling geführt. Nach R. ASSERETO sind vom Liegenden zum Hangenden drei Faunen (Balatonites-Fauna vom Rahnbauerkogel, die Paraceratites binodosus-Fauna vom Tiefengraben und die P. trinodosus-Fauna von der Salzabrücke) zu unterscheiden. Die seit langem bekannten, meist grünen Tuffiteinlagerungen in den Reiflinger Hornsteinkalken bei Großreifling, Frankenfels, Gösing, Schrambach usw. entsprechen nach L. WAGNER hauptsächlich einem Tuffithorizont des Unter-Ladin (Fassan). Die Göstlinger Kalke (nach Göstling SW Gaming) des südwestlichen Niederösterreich, die zwischen Reiflingerkalk und Aonschiefer vermitteln, entsprechen praktisch den jüngsten Reiflinger Kalken. Sie enthalten *Trachyceras aon* MÜNSTER und sind in das jüngere Ladin (Cordevol) zu stellen. Sie führen ähnlich den Raminger Kalken auch Schwebcrinoiden (s. S. 117).

Als Steinalmkalk bzw. -dolomit werden helle bis graue, nicht zu Grus verwitternde, mitunter etwas mergelig oder stellenweise kalkig ausgebildete, anisische Algenkalke bzw. -dolomite bezeichnet, welche den Gutensteiner Kalk faziell vertreten und lithologisch vom ladinischen Wettersteinkalk nicht zu unterscheiden sind. Aus diesem Grund werden diese und andere Schichtnamen (z. B. Ramsaukalk und -dolomit, Mandlingdolomit) von H. SUMMESBERGER als Synonyma von Wettersteinkalk bzw. Wettersteindolomit angesehen und der Begriff Wettersteinkalk als Faziesbegriff für anisisch-ladinische und unterkarnische Diploporenkalke verwendet. Die altersmäßige Trennung ist seit den grundlegenden Untersuchungen J. PIAS durch Kalkalgen (Dasycladaceen) möglich geworden, indem nach J. PIA etwa *Diplopora annulatissima* PIA für Ober-Anis, *D. annulata* SCHAFHÄUTL für Ladin kennzeichnend sein soll. Die Grenzziehung zwischen Anis und Ladin erfolgt jedoch nicht einheitlich, ganz abgesehen davon, daß neuere Studien von M. HERAK und E. OTT an Kalkalgen zur Revision bisheriger Auffassungen über die stratigraphische Reichweite einzelner Dasycladaceen (z. B. *Diplopora annulatissima* auch im Ladin) geführt haben. Neuerdings gewinnen die Mikrofossilien (Conodonten, Foraminiferen, Ostracoden, Sporen) für die stratigraphische Gliederung zunehmend an Bedeutung. So liegt nach W. KLAUS der markante Schnitt zwischen den anisischen und ladinischen Sporenfloren.

Das wohl wichtigste Schichtglied des Ladin ist der Wettersteinkalk (im Sinne von J. PIA, der den anisischen Wettersteinkalk als Steinalmkalk bezeichnet; s. o.). Der Wettersteinkalk ist ein heller, stellenweise zuckerkörniger, weißer oder lichtgrauer, meist geschichteter oder gebankter Kalk, der an Fossilien neben ladinischen Kalkalgen (*Diplopora annulata* SCHAFHÄUTL, *Physoporella pauciforata* GÜMBEL, *Teutloporella herculea* STOPPANI), spärlich Brachiopoden (*Koninckina leonhardi* WISSMANN, *Rhynchonella linguligera* BITTNER), Schnecken (*Omphaloptycha eximia* HÖRNES) und Muscheln (*Daonella lommeli* [WISSMANN]) enthält. An Diploporen reiche Vorkommen sind vom Schneeberg, Rax und Gutenstein (Edelstein) usw. bekannt. Vielfach ist der Wettersteinkalk in Dolomit (Wettersteindolomit oder „Ramsaudolomit") umgewandelt, der als fein- bis grobkörniger Dolomit in der Regel zu scharfkantigem Grus verwittert und oft riesige Halden bildet. Wie schon oben erwähnt, ist die Trennung von Steinalmdolomit und Wettersteindolomit lithologisch nicht möglich, sondern bestenfalls nach den Lagebeziehungen. Diese mitteltriadischen Kalke und

Dolomite erreichen in den Hochalpen beträchtliche Mächtigkeiten. Es sind nach E. OTT Lagunensedimente mit Dasycladaceenrasen, die von einem Saumriff umgeben waren.

Die mehr tonige Fazies des Ladin wird nach der typischen Lokalität in der Partnachklamm bei Garmisch-Partenkirchen in Bayern als Partnach-Schichten bezeichnet. Sie sind nicht nur aus dem westlichen Niederösterreich, sondern auch aus der Umgebung von Wien (z. B. bei Kaltenleutgeben) bekannt. Sie enthalten ladinische Fossilien (*Daonella lommeli* [WISSMANN], *D. parthanensis* SCHAFHÄUTL und *Halobia intermedia* MOJSISOVICS als Muscheln, *Koninckina leonhardi* WISSMANN als Brachiopoden sowie den Ammoniten *Trachyceras aon* MÜNSTER als Zonenleitform (Cordevol). Als weitere Ausbildung der Partnachschichten werden in der älteren Literatur die Bactryllienmergel angeführt.

Eine weitere, allerdings kalkige Sonderausbildung sind die Jägerhauskalke vom Jägerhaus am Badener Lindkogel (= Colospongienkalke der älteren Literatur), die dem jüngsten Ladin zugeordnet werden, sofern man das Cordevol nicht als Unterkarn betrachtet[7]). Sie verdanken ihren Namen den zahlreichen Kalkschwämmen, die erst kürzlich von H. W. FLÜGEL revidiert wurden (*Colospongia, Amblysiphonella, Dictyocoelia manon* [MÜNSTER] *Holocoelia toulai* STEINMANN), die neben Korallen, Brachiopoden, Mollusken, Krebsen und Seeigeln nachgewiesen sind.

Neuerdings unterscheidet A. TOLLMANN einen lithologisch zwischen Reiflinger und Wettersteinkalk vermittelnden Gesteinstyp des jüngeren Ladin als Ramingerkalk (nach Reichraming), der für den gesamten Raum der Lunzer Fazies kennzeichnend ist. In den Kalk eingeschaltete Schiefer enthalten Reste von Schwebrinoiden *(Osteocrinus),* die nach E. KRISTAN-TOLLMANN einen für die Wende Ladin—Karn typischen Leithorizont (Osteocrinusfazies) der Tethys markieren.

Noch mannigfaltiger sind die Ablagerungen der Obertrias entwickelt, die in die karnische, norische und rhätische Stufe gegliedert wird. Auch hier wird auf Grund neuerer Untersuchungen die Abgrenzung der einzelnen Stufen diskutiert, da L. KRYSTYN & W. SCHLAGER gezeigt haben, daß die „klassischen" Faunen aus den Hallstätterkalken des Salzkammergutes vielfach aus submarinen Spalten stammen bzw. sogenannte kondensierte Faunen darstellen. Darüber hinaus hat die Conodontenstratigraphie eine Parallelisierung der Fundschichten im Bereich der Tethys in einem bisher unerreichten Ausmaß ermöglicht. Zu den wichtigsten Korrekturen in stratigraphischer Hinsicht zählen nach H. ZAPFE die Einstufung der weltweit verbreiteten *Halobia styriaca* MOJSISOVICS als pseudoplanktonischer

---

[7]) Die Grenzziehung zwischen Ladin und Karn erfolgt nicht einheitlich, indem sie entweder wegen der Ammonitenfaunen und neuerdings auch nach den Kalkalgen (Dasycladaceen) vor der Cordevol-Unterstufe (C. DIENER, V. JACOBSHAGEN, E. OTT) oder aus vorwiegend lithologischen Gründen bzw. nach der vermeintlichen stratigraphischen Reichweite der Dasycladaceen nach dem Cordevol gezogen wird (J. PIA, G. ROSENBERG, H. ZAPFE). Nach H. ZAPFE ist demnach die „Zone des *Trachyceras aon*" zum Ladin zu stellen und damit das Cordevol als Oberladin aufzufassen. Die karnische Stufe beginnt nach dieser Grenzziehung mit der Zone des *Trachyceras aonoides.*

Muschel in das unterste Nor (nicht Ober-Karn) und des Ammoniten *Rhabdoceras suessi* HAUER als Leitfossil für das Ober-Nor. Mit der Frage der Grenzziehung zwischen Nor und Rhät ist auch das Problem der rhätischen Riffe verknüpft. Weitere Probleme bilden praktisch seit ihrer erstmaligen Beschreibung die Ablagerungsbedingungen der Hallstätter Kalke mit ihren reichen Ammoniten- und Muschelfaunen sowie jene der Dachsteinkalke, und des Hauptdolomites, die jedoch heute als gelöst gelten können.

Für die Voralpen ist die terrigene Entwicklung der Lunzer Schichten (nach Lunz am See) in der karnischen Stufe kennzeichnend, in den höheren Deckeneinheiten hingegen die Fazies der „Carditaschichten" des Rax-Schneeberg-Gebietes (graue bis dunkle Mergel, Sandsteine und Schiefer bzw. Oolithe mit der Muschel *Palaeocardita guembeli* [PICHLER]), die als Äquivalente der Raibler Schichten angesehen werden. Über den obersten Reiflinger (= Göstlinger) Kalk treten in den Voralpen die sogenannten Aonschiefer der Aonoideszone (benannt nach dem Ammoniten *Trachyceras aonoides* MOJSISOVICS, der ursprünglich als *Ammonites aon* bestimmt worden war) auf. Sie entsprechen nach dem oben gesagten dem tiefen Karn (Zone des *Trachyceras aonoides*). Es sind nur wenige Meter mächtige, schwarze Kalkschiefer, die außer marinen Fossilien auch Pflanzenreste (z. B. *Pterophyllum bronni* SCHENK, *Voltzia foetterlei* STUR) enthalten. Die Lunzer Schichten umfassen in der typischen Entwicklung eine Abfolge vorwiegend terrigener Ablagerungen, die vom Liegenden zum Hangenden als Reingrabener oder Halobienschiefer, Lunzer Sandstein, kohleführende Schiefertone und Hangendsandstein unterschieden werden. Die Reingrabener (= Halobien-) Schiefer (benannt nach dem Reingraben E von Rohr im Gebirge, W von Gutenstein) treten an der Basis der Lunzer Schichten auf oder vertreten diese ganz und können dadurch ziemlich mächtig entwickelt sein. Es sind dunkle, bituminöse, fossilreiche Schiefertone mit Muscheln (*Halobia rugosa* GÜMBEL) und Ammoniten (*Carnites floridus* WULFEN) als Leitformen. Aus ihnen stammt auch die Fischfauna vom Polzberggraben bei Lunz mit Flug-*(Thoracopterus)* und Lungenfischen (*Ceratodus sturi* TELLER) sowie reiche Foraminiferenfaunen (s. R. OBERHAUSER). Eine lokale Sonderausbildung hat D. STUR als Wandaukalke (nach Wandau bei Hieflau, Steiermark) aus der Steiermark beschrieben. B. PLÖCHINGER führt sie für die Göller Decke an. Darüber folgen als Hauptgetein der Lunzer Schichten der Lunzer (Liegend-) Sandstein und die Lunzer Kohlenschiefertone, die einst durch ihre Kohlenflöze wirtschaftlich von Bedeutung waren. Der wiederholte Wechsel von Kohle und Schiefertonen und das Vorkommen von Süß- und Brackwasserformen (z. B. Estherien als Muschelschaler) weist auf Meeresspiegelschwankungen hin. Die von wenigen Zentimeter bis zu mehreren Metern mächtigen Kohlenflöze treten nur in der Lunzer Decke auf. Die größten Bergbaue liegen im Gebiet des Sulzbaches von Lunz, Gaming und Schrambach bei Lilienfeld. Es ist Steinkohle, die jedoch meist zu feinem Grus zerfällt und z. T. eine gute Schmiedekohle abgibt. Weit über die Landesgrenzen hinaus ist die Lunzer Flora bekannt, deren Reste in den Hangendschiefern der Flöze erhalten geblieben sind. Es sind Farne *(Asterotheca)*, Riesenschachtelhalme *(Equisetites)* und Nacktsamer, die durch Ginkgogewächse *(Glossophyllum, Ginkgoites)*, Cycadophyten *(Bucklandia,*

Williamsonia), Pteridospermatophyten *(Pramelreuthia)* und Coniferen *(Stachyotaxus)* vertreten sind (s. E. HOFMANN, W. KLAUS, R. KRÄUSEL und F. KRASSER). Besonders häufig sind die als *Pterophyllum* bezeichneten Zweige von Cycadophyten. Der Lunzer Hangendsandstein enthält Cardita-Oolithe und fossilführende Mergeleinschaltungen mit Muscheln (*Entolium filosus* [HAUER], *Leda sulcellata* WISSMANN).

Lokal treten zwischen Lunzer Schichten und Opponitzer Kalken graue, kieselige Kalke mit Seeigelstacheln *(Cidaris)* auf, die als Cidaritenkalke oder -schichten bezeichnet werden. Sie sind aus dem Rax-Schneeberggebiet und von der Hohen Wand (Plackles) bekannt und enthalten auch karnische Brachiopoden. Ähnliche Cidaris-führende Lagen sind jedoch auch im Opponitzer Kalk und in den Mürztaler Kalken enthalten.

Die Opponitzer Kalke bzw. -Dolomite (nach Opponitz im Ybbstal) vertreten das jüngere Karn in den Voralpen (Lunzer Fazies). Sie treten im Hangenden der Lunzer Schichten auf, die meist mit Wiesen bedeckte flache Hänge bilden und fallen bereits im Gelände als deutliche Wandstufe auf. Es sind meist graue, manchmal dolomitische Kalke mit Mergelzwischenlagen. Im Hangenden gehen sie in eine Rauhwacke (mit Gips) über, die wegen ihrer Porosität einen der wichtigsten wasserführenden Horizonte der Kalkalpen bildet. In den Kalksteinbänken treten als Leitformen die Muscheln *Lopha (Alectryonia) montiscaprilis* KLIPSTEIN und *Schafhaeutlia mellingi* (HAUER) auf.

Als lokale Entwicklung sind die ursprünglich aus der Steiermark beschriebenen Mürztaler Kalke und Mergel zu erwähnen. Sie sind nach B. PLÖCHINGER als gebankte, hellbräunlichgraue, dichte kieselig und hornsteinführende Kalke und Mergelschiefereinschaltungen im Hangenden entwickelt und treten in der Hohen Wanddecke, am Schafberg und am Südfuß des Gösing auf. Sie führen Brachiopoden (*Tetractinella trigonella* SCHLOTHEIM), Schnecken und Seeigelstacheln und sind vor allem für die karnische Stufe typisch.

Für die jüngere Obertrias (Nor und Rhät) ist das Vorherrschen von Dachsteinkalk und Hauptdolomit kennzeichnend, zu denen als Sonderfazies die (norischen) Hallstätterkalke kommen. In den höheren tektonischen Einheiten dominiert der Dachsteinkalk, in den tieferen der Hauptdolomit. Dachsteinkalk und Hauptdolomit treten neben den Kalk- und Dolomitmassen der Mitteltrias am stärksten im Landschaftsbild der Kalkalpen in Erscheinung. Es sind typische Flachmeerbildungen der ostalpinen Geosynklinale, deren große Mächtigkeit durch syngenetische Absenkung zu erklären ist. Eingehende (mikro-)paläontologische und lithologisch-petrologische Untersuchungen haben zu neuen Erkenntnissen über die Ablagerungsbedingungen dieser Kalke und Dolomite geführt, ohne jedoch die Frage nach der Grenzziehung zwischen Nor und Rhät endgültig zu klären. Der Dachsteinkalk (nach dem Hohen Dachstein, Oberösterreich) tritt in gebankter (geschichteter) Form (z. B. am Hochkar, Dürrenstein, Ötscher, Gippel, Dürre Wand, Mandling) oder ungebankt (massig) als Riffkalk (z. B. einzelne Partien des Anningerstockes mit rhätischen Thecosmilien-führenden Kalken, s. B. PLÖCHINGER) auf. Es sind meist hellgraue Kalke, die nach E. SPENGLER im Salzkammergut eine maximale Mächtigkeit von annähernd 1500 m erreichen können und deren Fossilführung je nach Fazies verschieden ist. In der

Ötscher-Decke ist der Dachsteinkalk ungefähr 500 m mächtig. Nach der Fossilführung dauerte die Bildung des Dachsteinkalkes auch noch im Rhät an. Für den geschichteten Dachsteinkalk bilden die Megalodonten oder Dachsteinmuscheln (z. B. *Megalodus complanatus* GÜMBEL, *Conchodus infraliasicus* STOPPANI) die Leitformen. Diese oft großwüchsigen Muscheln treten vielfach gehäuft und doppelklappig in Lebensstellung auf. Ihre an Schichtflächen herauswitternden Querschnitte werden vom Volksmund als „versteinerte Kuhtritte" bezeichnet. Die Megalodonten sind — wie H. ZAPFE gezeigt hat — Lagunenbewohner gewesen, die in den hinter dem Riff gelegenen Kalkschlammböden gelebt haben. Das massenhafte Auftreten weist nach H. ZAPFE auf zeitweise hypersalinare Bedingungen in den Lagunen hin, was nach H. ZANKL auch durch die Mikrofauna (Ostracoden) bestätigt wird. Demgegenüber ist der massige Dachsteinkalk als Riffkalk zu bezeichnen, der hauptsächlich aus Korallen (*Thecosmilia clathrata* EMMRICH, *Thamnasteria rectilamellosa* WINKLER, *Isastraea*) aufgebaut ist. Schwämme und Kalkalgen *(Griphoporella)* sind selten, aber auch Mikrofossilien (Foraminiferen) können am Aufbau des Riffes beteiligt sein. Sonstige Fossilien stammen von Riffbewohnern.

Der Hauptdolomit ist in den Voralpen weit verbreitet. Seine Mächtigkeit erreicht in der Ötscher-Decke über 500 m. Zahlreiche bekannte Berge sind aus Hauptdolomit aufgebaut (z. B. Höllenstein, Mödlinger Klause, große Teile des Anninger, des Badener Lindkogels und des Göller). Es sind gebankte, manchmal im Millimeterrhythmus feingeschichtete hell- bis dunkelgraue, bituminöse, fossilarme Dolomite. Der Bitumengehalt [8]), der periodische Sedimentwechsel, das Vorkommen feinster Zwischenlagen aus roten Tonen (Lateritverwitterung) und die Fossilarmut sprechen nach H. WIESENEDER für die Entstehung in einem Lagunenbereich mit hypersalinaren Bedingungen und (?) periodischem Austrocknen. Der abnorme Salzgehalt wird nach H. BOLZ auch durch Ostracoden aus dem Hauptdolomit und dem Plattenkalk (s. u.) bestätigt. Allerdings handelt es sich nach G. BUNZA & H. KOZUR um zeitweise brachyhaline bis hyposalinare Bedingungen. Die mittels der Karbonatmethode durch F. FABRICIUS, H. FRIEDRICHSEN & V. JACOBSHAGEN ermittelten Wassertemperaturen dieses Flachwasserbereiches in der Höhe von 25° C werden allerdings nicht allgemein anerkannt, sondern von W. KALTENEGGER, A. PREISINGER & F. RÖGL für benthonische Mollusken mit 17,0 bis 17,9° C angegeben. In Zusammenhang damit steht das Problem der Dolomitbildung zur Diskussion. Mit W. SCHÖLLNBERGER kann die frühdiagenetische Entstehung des Dolomites unter Mitwirkung von Kalkalgen und damit auch die gegenüber dem geschichteten Dachsteinkalk etwas küstennähere Position angenommen werden. Wie weit allerdings die Fossilarmut des Hauptdolomites als primär anzusehen ist, sei dahingestellt. Interessant ist,

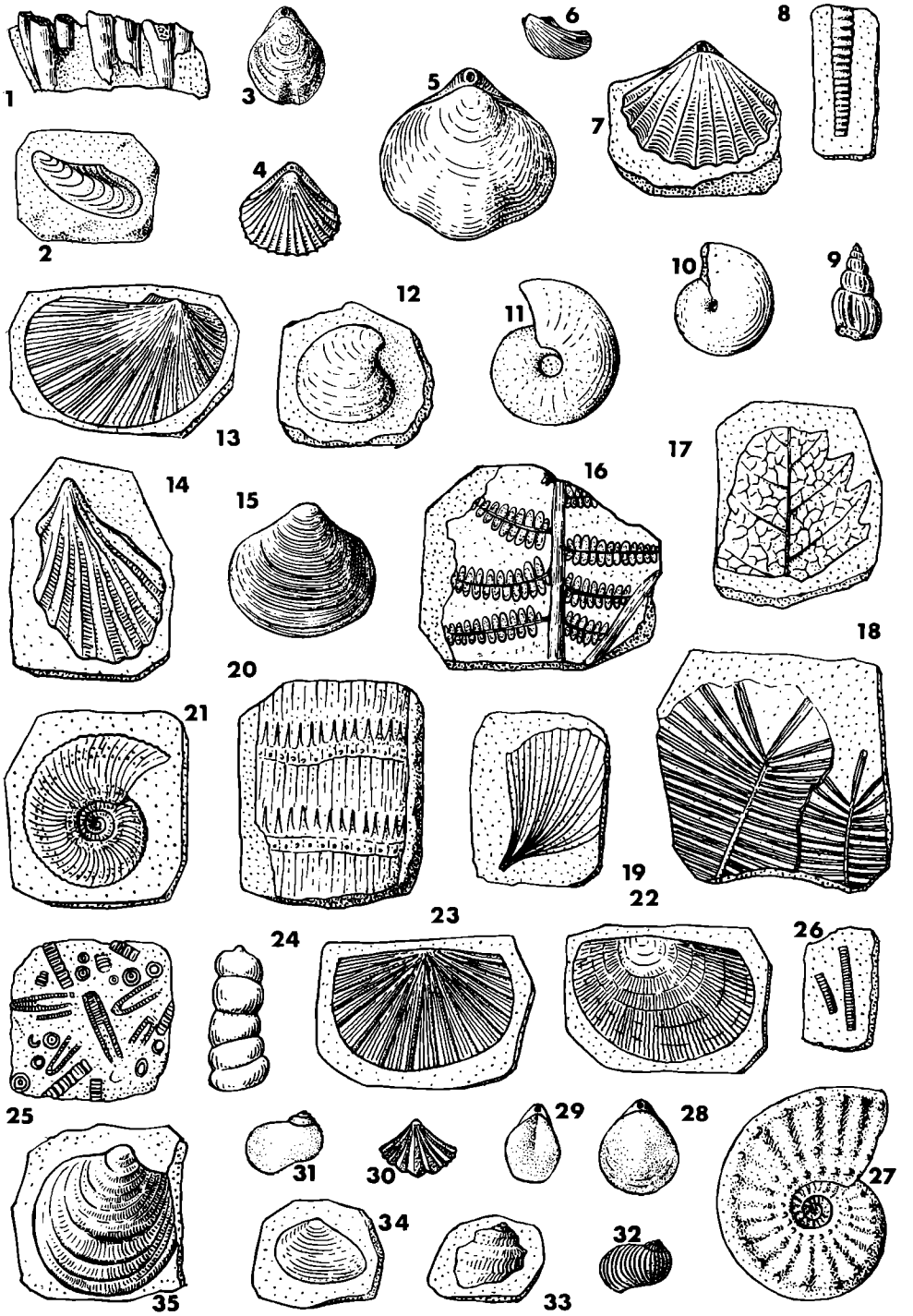
---

[8]) Regional sind in den oberen Abschnitten des Hauptdolomites besonders bitumenreiche Partien eingeschaltet, die durch die dunkelbraune bis schwarze Färbung und den starken Bitumengeruch auffallen. Besonders bekannt sind sie aus Tirol und Salzburg als Fisch- bzw. Ölschiefer (= Seefelder Asphaltschiefer) wegen ihrer Fischfauna und durch die Gewinnung von Schwerölen aus dem Seefelder Vorkommen („Ichthyol"). K. CZURDA führt die bituminösen Substanzen vorwiegend auf Planktonorganismen zurück und nimmt jeweils ein verbreitetes Planktonsterben durch Salinitätsänderungen an.

daß Unterschiede in der Zusammensetzung der mineralischen Komponenten des säureunlöslichen Rückstandes des Hauptdolomites der einzelnen tektonischen Einheiten vorhanden sind (Hauptdolomit der Frankenfelser und Lunzer Decke mit 30% Illit und Quarz; Ötscher Decke nur Illit; nach E. SCHROLL aus H. HAWLE und Mitarbeiter). Von der Basis des Hauptdolomites hat H. ZAPFE bei Bad Vöslau kleine Megalodonten (*Megalodus triqueter dolomiticus* FRECH) des Unter-Nor nachgewiesen. Außer Schnecken finden sich vor allem Kalkalgen (*Griphoporella curvata* GÜMBEL) im Hauptdolomit, die für das norische Alter sprechen. Eine rote geaderte, zellig ausgebildete Erscheinungsform hat A. SPITZ als Zellenkalk aus dem Bereich der Ötscher (= Göller-Teil-)Decke beschrieben. Die hangenden Partien des Dachsteinkalkes sind oft als plattige dolomitische Kalke ausgebildet.

Hallstätter Kalke sind im Bereich der Hohe-Wand-Decke verbreitet. Sie bilden den Hauptbaustein der Hohen Wand und der Fischauer Berge. In der älteren Literatur werden sie teilweise als „Wandkalke" bezeichnet. Es sind bunte (rötliche, braune, graue) oder gelegentlich weiße, geschichtete oder massige Kalke, die oft ganze Nester von Ammoniten *(Arcestes, Cladiscites, Megaphyllites, Pinacoceras, Placites)*, Muscheln (*Monotis salinaria* BRONN, *Halobia distincta* MOJSISOVICS) und Brachiopoden (*Halorella amphitoma* BRONN, *Pexidella strohmayeri* SUESS) enthalten, die das norische Alter belegen. Besonders fossilreich ist das Vorkommen vom Burgfelsen von Hernstein S Berndorf, der aus einer Deckscholle der Hohe-Wand-Decke (= Mürzalpen Decke) gebildet wird. Von dieser Lokalität sind außer Ammoniten und Halobien durch H. MOSTLER und R. OBERHAUSER auch Conodonten, Holothurien und Foraminiferen nachgewiesen worden. Hallstätter Kalk wird im Bereich der Hohe-Wand-Decke von E. KRISTAN und B. PLÖCHINGER auch als Riffkalk mit Korallen (*Montlivaltia norica* FRECH, *Isastraea austriaca* FRECH, *Stylophyllum paradoxum* FRECH, *Procyclolithes triadicus* FRECH), Hydrozoen, Schwämmen *(Peronidella)* und Kalkalgen (Dasycladaceen und Codiaceen) angeführt, der den bunten Hallstätterkalk überlagert und möglicherweise auch rhätische Anteile umfaßt. Die intensiv roten, brecciösen Kalke von Engelsberg bei Winzendorf und von Willendorf sind als Engelsberger bzw. Willendorfer Marmor bekannt.

In jüngster Zeit durch L. KRYSTYN, G. SCHÄFFER & W. SCHLAGER begonnene Untersuchungen der klassischen Ammonitenfundstellen der Hallstätter Kalke im Salzkammergut, die einst zur Gliederung der jüngeren Trias (Karn und Nor) geführt haben, zeitigten wesentliche Erkenntnisse für die Stratigraphie und Entstehung dieser Vorkommen. Sie sind für die Beurteilung der Paläogeographie und Tektonik von gleicher Wichtigkeit. Diese Ammonitenfaunen stammen entweder aus submarinen Spalten oder sind stark kondensierte Vorkommen, indem verschiedenaltrige Formen im gleichen Niveau auftreten. Es handelt sich nach W. SCHLAGER und H. ZAPFE um Ablagerungen eines gut durchlüfteten Milieus nach Art einer Schwellenfazies, wie sie im Beckenbereich auftreten kann, und erklärt auch das gehäufte Vorkommen.


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35

Die jüngsten Ablagerungen der Trias (Rhät [9]) sind in den tieferen tektonischen Einheiten hauptsächlich als Kössener Schichten (nach Kössen in Nordtirol) ausgebildet, während in den höheren Einheiten Dachstein-(Riff-)Kalke vorherrschen. Es sind meist dunkelgraue Kalkmergel, dünnschichtige oder dickbankige Mergelkalke, die zu den fossilreichsten Triasgesteinen zählen. Zu den wichtigsten Leitformen gehören Muscheln (*Rhaetavicula contorta* [PORTLOCK], *Atreta [= „Dimyopsis"] intusstriata* [EMMRICH] und *Gervilleia inflata* SCHAFHÄUTL), Brachiopoden (*Rhaetina gregaria* SUESS, *Rhynchonella subrimosa* SCHAFHÄUTL, *Septaliphoria [= „Rhynchonella"] fissicostata* SUESS, *Zugmayerella [= „Cyrtina"] koessenensis* [ZUGMAYER], *Bactrynium bicarinatum [= „Pterophloios emmrichi"]* EMMRICH und *Spirigera oxycolpos* SUESS) und Ammoniten (*Choristoceras marshi* HAUER). Reste von Korallen (*Thecosmilia clathrata* EMMRICH), Schwämme, Schnecken, Stachelhäuter, Krebse, Bryozoen und Foraminiferen sind nicht selten. Verschiedentlich treten richtige Muschelpflaster und Bonebeds, also Lagen zusammengeschwemmter Wirbeltierreste (z. B. bei Alland) auf. Das Vorkommen von Lebensspuren, von Fließmarken und Prielen bestätigt die Annahme, daß es küstennahe Flachmeerablagerungen waren, die stellenweise auch dem einstigen Wattbereich (Gezeitenzone) entsprochen haben dürften. E. SUESS hat nach dem Vorherrschen bestimmter Tiergesellschaften eine „schwäbische" und „karpatische" Fazies unterschieden, darunter allerdings eher verschiedene Horizonte verstanden, was jedoch nicht zutrifft, da Faziesübergänge vorhanden sind. Als ganzes kann die Kössener Fazies der Dachsteinkalkfazies und der Zlambachmergelfazies gegenübergestellt werden. Eine lokale, durch gebankte dunkle Kalke

[9]) Die Grenzziehung zwischen Nor und Rhät erfolgt ähnlich wie jene zwischen Ladin und Karn nicht einheitlich. In den USA wird das Rhät auf die Choristoceras marshi-Zone beschränkt, die in den Alpen allgemein als Oberrhät angesehen wird.

Abb. 25. Fossilien aus den Nördlichen Kalkalpen (Trias). 1 *Thecosmilia* sp., Sittendorf, 2 *Gervilleia inflata* SCHAFHÄUTL, Kalksburg, 3 *Rhätina gregaria* (SUESS), Kitzberg, 4 *Septaliphoria fissicostata* (SUESS), Hirtenberg, 5 *Oxycolpella (= „Spirigera") oxycolpos* (EMMRICH), Waldegg, 6 *Rhätavicula contorta* (PORTLAND), Alland, 7 *Halorella amphitoma* (BRONN), Hohe Wand bei Dürnbach, 8 *Rhabdoceras suessi* HAUER, Mühltal/Wopfing, 9 *Cochloceras canaliculatum* HAUER, Mühltal/Wopfing, 10 *Megaphyllites insectus* MOJSISOVICS, Mühltal/Wopfing, 11 *Arcestes intuslabiatus* (MOJSISOVICS), Mühltal/Wopfing, 12 *Megalodus triqueter dolomiticus* FRECH, Waldandacht bei Bad Vöslau, 13 *Monotis salinaria* (SCHLOTHEIM), Mühltal/Wopfing, 14 *Lopha (= „Alectryonia") montis caprilis* (KLIPSTEIN), Kleinzell, 15 *Schafhaeutlia mellingi* (HAUER), Opponitz, 16 *Asterotheca meriani* BRONGNIART, Lunz, 17 *Clathropteris reticulatus* MURR, Lunz, 18 *Pterophyllum longifolium* BRONGNIART, Lunz, 19 *Baiera* (?) *lunzensis* STUR, Lunz, 20 *Equisetites arenaceus* JAEGER, Lunz, 21 *Trachyceras aonoides* MOJSISOVICS, Polzberg bei Lunz, 22 *Halobia rugosa* SCHAFHÄUTL, Lunz, 23 *Daonella lommeli* WISSMANN, Groß-Reifling, 24 (?) *Amblysiphonella* sp., Jägerhaus bei Baden, 25 *Diplopora annulata* SCHAFHÄUTL, Gutenstein, 26 *Dadocrinus gracilis* (BUCH), Höllenstein, 27 *Paraceratites trinodosus* (MOJSISOVICS), Ybbsitz, 28 *Coenothyris vulgaris* (SCHLOTHEIM), Waldmühle bei Kaltenleutgeben, 29 *„Waldheimia" angusta* (BUCH), Waldmühle bei Kaltenleutgeben, 30 *Decurtella (= „Rhynchonella") decurtata* (GIRARD), Waldmühle bei Kaltenleutgeben, 31 *Natica stanensis* PICHLER, Rauchkogel bei Mödling, 32 *Naticella costata* MÜNSTER, Rosental bei Grünbach, 33 *Turbo rectecostatus* HAUER, Höflein bei Grünbach, 34 *Anodontophora fassaensis* WISSMANN, Höflein bei Grünbach, 35 *„Pseudomonotis" (= Claraia) clarai* EMMRICH, Höflein bei Grünbach. 1—6 = Rhät, 7—13 = Nor, 14—22 = Karn, 23—25 = Ladin, 26—31 = Anis, 32—35 = Skyth. Sämtliche Figuren außer 9 etwas verkleinert.

ohne nennenswerte Mergelzwischenlagen gekennzeichnete Ausbildung im Hangenden der Kössener Schichten wird von A. TOLLMANN als Puchenstubener Kalk (nach dem Rhätprofil vom Riesberg SE Puchenstuben) bezeichnet, der von Oberrhätkalk überlagert wird.

Als Starhembergkalk (nach der Ruine Starhemberg SE Piesting) werden meist rötliche Brachiopodenkalke bezeichnet, die Einlagerungen bzw. Spaltenfüllungen im rhätischen Dachsteinkalk darstellen, jedoch auch in Kössener Schichten übergehen können bzw. vom rhätischen Foraminiferenkalk überlagert werden. Leitformen sind die Brachiopoden *Septaliphoria („Rhynchonella") fissicostata* SUESS, *Zugmayerella („Cyrtina") koessenensis* (ZUGMAYER), *Spirigera oxycolpos* SUESS, *„Terebratula" piriformis* SUESS und *Rhaetina gregaria* (SUESS), die nicht nur von der klassischen Lokalität des Kaisersteffels W Waldegg, am Kressenberg bekannt sind. Allerdings ist nach R. OBERHAUSER auf Grund der Foraminiferen aus dem Starhembergkalk von Wopfing in Piestingtal ein obernorisches Alter nicht auszuschließen.

Als Lokalfazies der rhätischen Zlambachmergel der Hallstätter Entwicklung sind nach E. KRISTAN die Plackles-Schichten vom Plackles im Massiv der Hohen Wand zu werten. Es sind bräunlich verwitternde Mergel und Kalklagen, die eine reiche Mega-(Korallen, Brachiopoden, Muscheln, Schnecken, Stachelhäuter und Ammoniten) und Mikrofauna (Foraminiferen [einschließlich sogenannter Trias-„Globigerinen"; s. W. FUCHS], Holothurien und Ostracoden) enthalten (s. a. R. OBERHAUSER). B. PLÖCHINGER führt außer rhätischen Brachiopoden auch die Ammonitengattung *Choristoceras* an. Die Foraminiferen und Ostracoden zeigen nach K. KOLLMANN und E. KRISTAN große Übereinstimmung mit jenen der Zlambachmergel des Salzkammergutes. Die Zlambachschichten können als Ablagerungen der Beckenfazies angesehen werden, deren Bildung bereits in der norischen Stufe einsetzte.

Die Abtrennung rhätischer Dachstein (Riff-)kalke von norischen ist meist nicht nur mangels geeigneter Leitformen, sondern auch auf Grund der nicht einheitlich erfolgenden Grenzziehung oft problematisch. Durch Megalodontiden (*Conchodus infraliasicus* STOPPANI, *Rhaetomegalodon incisus* [FRECH] und *Paramegalodon*), wie sie H. ZAPFE aus dem Rosental S Siegenfeld nachgewiesen hat, ist jedoch das rhätische Alter gesichert.

Die für die westlichen Kalkalpen kennzeichnenden Schattwalder Schichten (nach Schattwald in Nordtirol) haben B. PLÖCHINGER, G. ROSENBERG und A. RUTTNER aus dem Bereich der Frankenfelser Decke nachgewiesen. Es sind im bergfeuchten Zustand dunkelrote Schiefertone, die im Hangenden von Kössener Schichten bzw. Bactryllienmergel und im Liegenden von Liasfleckenmergel auftreten und einst als „bunter Keuper" oder Gosau angesehen wurden.

Im Vergleich zur Trias haben Juragesteine nur geringen Anteil am Aufbau der Kalkalpen. Der stark fazielle Wechsel der Ablagerungen hat zu einer Fülle von Lokalnamen geführt. Die Skala reicht von küstennahen Sedimenten bis zu Tiefwasserablagerungen. Eingehende moderne faunistisch-lithologische und mikrofazielle Analysen wurden erst für wenige Schichtglieder begonnen.

Die Ablagerungen des älteren Jura (Lias) sind als küstennahe, terrigene Kalksburger Schichten, als Crinoiden-Brachiopoden-Fazies (Hierlatzkalk) und Ammonitenkalk sowie als Fleckenmergel und Kieselkalke ausgebildet.

Die Kalksburger Schichten (nach Kalksburg W Liesing) der tiefsten tektonischen Einheit der Kalkalpen (Frankenfelser Decke; z. B. im Liesingtal usw.) sind dunkle Kalkmergel, Kalksandsteine mit Fließwülsten und Kalke (z. B. schwarze Rotiformis-Kalke) des älteren Lias. Kennzeichnende Fossilien sind Muscheln (Austern, Gryphaeen, Cardinien, *Plicatula hettangensis* TERQUEM), Seelilien (*„Pentacrinus"*) und Ammoniten (*Psiloceras planorbis* [SOWERBY], *Arietites*). Gemeinsame Faunenelemente (z. B. Gryphaeen, Cardinien) und die petrographische Ähnlichkeit, die sich nach G. WOLETZ auch im Schwermineralspektrum äußert, mit den Grestener Schichten der Klippenzone sprechen für die alte Deutung dieser Klippen-(Kerne) als ostalpines Element (s. S. 107). Das Vorkommen von Grestener Schichten hingegen ist, wie erst kürzlich B. PLÖCHINGER gezeigt hat, nur ganz lokal (z. B. Hafnerberg NE Altenmarkt, Heiligenkreuz) nachgewiesen und mit G. HERTWECK wohl auf Schürflinge zurückzuführen. Über einen weiteren interessanten Schürfling aus Liasgesteinen (Lias alpha 3) berichtet G. WESSELY von Groisbach an der Basis der Ötscher Decke, dessen Mega-(Ammoniten: *Paracoroniceras*, Muscheln: *Cardinia* und *Gryphaea arcuata* LAMARCK) und Mikrofauna (Foraminiferen und Ostracoden) einerseits enge Beziehungen zum außeralpinen Raum bzw. zum Klippenbereich erkennen läßt, andrerseits eine gewisse Sonderstellung besitzt.

Gleichfalls nur auf die tiefsten tektonischen Einheiten beschränkt sind die dunklen Kieselkalke der sogenannten Kieselkalkzone der Frankenfelser Decke im südlichen Wienerwald. Im Hangenden werden sie mergeliger und heller und gehen schließlich in Fleckenmergel über. Die Lias-Fleckenmergel, meist gelblich-graue bis dunkle Mergelkalke, haben ihr Hauptverbreitungsgebiet gleichfalls in den Voralpen (z. B. Frankenfelser Decke). Sie enthalten Ammoniten (*Amaltheus margaritatus* MONTFORT, *Echioceras* cf. *spiratissimum* QUENSTEDT) und Belemniten.

Demgegenüber sind die Hierlatzkalke (nach der Hierlatzalpe S Hallstatt) weit verrbeitet und auch aus dem südlichen Teil der Kalkalpen bekannt. Es sind graue oder rötliche, spätige Kalke mit Stielgliedern von Seelilien (Crinoiden) und Brachiopoden, die kein bestimmtes Niveau im Lias bezeichnen, sondern als Fazies auftreten. In der Frankenfelser Decke finden sich Hierlatzkalke nur untergeordnet. Bekannte Vorkommen sind vom Flössel bei Kaltenleutgeben, Gießhübel, Festleiten, Ölberg bei Alland, Enzesfeld und Hernstein zu nennen.

Eine andere Fazies bilden die bunten Ammonitenkalke, zu denen die bekannten knolligen Adneter Kalke bei Hallein in Salzburg gehören. Als lokale Ausbildung dieser Cephalopodenkalke werden die gelblich bis rötlichen Enzesfelder Kalke (nach Enzesfeld SW Bad Vöslau) angesehen, die vom Schloßpark Enzesfeld, vom Anninger, vom Schloß Wildegg N Sittendorf, bei Siegenfeld, Hohe Mandling usw. beschrieben wurden. Von der Ammonitenfauna seien als Leitformen genannt: *Schlotheimia marmorea* OPPEL, *Arietites (Coroniceras) bucklandi* (SOWERBY), *A. (Proarietites) proaries* NEUMAYR, *Oxynoticeras oxynotum* (QUENSTEDT), *Amaltheus margaritatus* MONTFORT und *Grammoceras radians*

PALEOZÄN (=Danian)			Gießhübler bzw. Zweiersdorfer Schichten		
KREIDE	OBER-	Maastricht	Inoceramen-Schichten mit Orbitoidensandsteinen		Gosau-Schichten
		Campan	Kohleführende Serie mit Actaeonellenkalken		
		Santon	Rudistenriffe und Korallensande Basisbreccien und -konglomerate		
		Coniac	Bauxit		
		Turon	Itruvienkalke		
		Cenoman	Orbitolinen-Schichten		
	UNTER-	Alb (=Gault)			Losensteiner Schichten
		Apt			Tannheimer Schichten
		Neokom	Roßfeldschichten Schrambach-Schichten	Flecken-Mergel	Zement-(="Cryptoceras"-) Mergel
JURA		Malm	Barmstein-kalke Mühlberg-Kalke	Plassen-kalk Acanthicus-Schichten Steinmühl-Kalke	Oberalmer Schichten Aptychen-Schichten Radiolarite
		Dogger	Vilser Kalk Laubenstein-Kalk	Klaus-Schichten	Hornsteinkalke und kieselige Mergelschiefer
		Lias	Kalks-burger Schichten	Hierlatz-Kalke Enzesfelder Kalke	Jurensis-Schichten Flecken-Mergel Kiesel-Kalke

Tabelle 10. Die Ablagerungen der Nördlichen Kalpalpen II (Jura, Kreide, Tertiär).

(REINECKE). Sie entsprechen verschiedenen Zonen des Lias. Bunte Cephalopodenkalke des jüngeren Lias (Toarcien) sind von F. TOULA als Jurensis-Schichten (benannt nach dem Leitammoniten aus dem süddeutschen Lias *Lytoceras jurense* [ZIETEN]) von Gießhübl bei Mödling (Inzersdorfer Waldberg: Freunschlag- und Endlwebersteinbruch) beschrieben worden, die gleichfalls eine reiche Fauna geliefert haben.

Ablagerungen des mittleren Jura (Dogger) sind zwar in ähnlicher Faziesvielfalt ausgebildet, doch fehlen Äquivalente der Kalksburger Schichten. Außerdem sind die Vorkommen eher noch sporadischer und geringmächtiger als die Liasablagerungen. Die Dogger-Fleckenmergel sind reich an Ammoniten (z. B. *Phylloceras connectens* ZITTEL, *Lytoceras torulosum* [ZIETEN], *Harpoceras [Lioceras] opalinum* REINECKE, *Grammoceras aalense* [ZIETEN]). Crinoiden- und

Brachiopodenkalke des älteren Dogger (Aalien = älteres Bajocien) sind nach F. TRAUTH als Laubensteinkalk (nach dem Laubenstein bei Hohenaschau SW vom Chiemsee) aus der Frankenfelser Decke bei Ybbsitz und Gresten ausgebildet. Lokal treten Brachiopodenlumachellen auf (mit *Rhynchonella mutans* ROTHPLETZ, *„Terebratula" elliptica* ROTHPLETZ, *Waldheimia truncatella* ROTHPLETZ), aber auch Ammoniten kommen vor (*Ludwigia murchisoniae* [SOWERBY]). Im jüngeren Dogger (Callovien) entsprechen ihnen die Vilser Kalke (nach Vils bei Reutte in Nordtirol), die als brachiopodenreiche Kalke wechselnder Färbung auftreten und örtlich in einen crinoidenführenden Breccienkalk übergehen können. Sie sind auf die tieferen tektonischen Einheiten der Kalkalpen beschränkt.

Die Fazies der bunten Cephalopodenkalke vertreten vor allem die Klaus-Schichten (benannt nach der Klausalpe bei Hallstatt, Oberösterreich) im jüngeren Dogger (Bathonien und Callovien). Es sind rotbraune, manganreiche, knollige Kalke, die nach L. KRYSTYN im östlichen Bereich der Kalkalpen stets diskordant auf Trias- oder Liasgesteinen liegen und vom äußersten Osten (z. B. Steinbruch Neumühle [= Hödlsteinbruch] bei Rodaun) über den Hohen Mandling bis zum westlichen Niederösterreich (Arracher Steinbruch E Waidhofen und Bauernboden am Oisberg S Opponitz) verbreitet sind. Sie enthalten eine reiche Ammonitenfauna, die, wie erst kürzlich L. KRYSTYN gezeigt hat, sehr stark kondensiert ist und Leitformen verschiedener Ammonitenzonen (parkinsoni- und zigzag-Zone) enthält. Als häufigste Ammoniten seien *Phylloceras kudernatschi* HAUER, *Calliphylloceras disputabile* (ZITTEL), *Sowerbyceras (Holcophylloceras) zignodianum (= „mediterraneum")* (ORBIGNY) und *Lytoceras eudesianum* (ORBIGNY), als Leitformen *Parkinsonia convergens* (BUCKMANN), *Morphoceras multiforme* ARKELL, *Zigzagiceras crassizigzag* (BUCKMANN), *Probecticoceras retrocostatum* (GROSSOUVRE) und *Oxycerites aspidoides* (OPPEL) erwähnt. Nach den Ammoniten ist jüngstes Bajocien (parkinsoni-Zone) und das gesamte Bathonien vertreten. Nach L. KRYSTYN sprechen Fauna und Mikrofazies für tiefneritische Ablagerungsbedingungen.

Hier ist auch der von F. TRAUTH vom Hubberg NE Ybbsitz beschriebene Kelloway-Kalk (= unterer Reitmauerkalk) als weiterer bunter Cephalopodenkalk zu erwähnen. Er enthält nach F. TRAUTH und B. KUNZ Brachiopoden (*„Rhynchonella" kaminskii* UHLIG, *Linguithyris tenuiplicata* (UHLIG), Muscheln (*Inoceramus fuscus* QUENSTEDT), Ammoniten (*Calliphylloceras flabellatum* [NEUMAYR], *Lytoceras eudesianum* [ORBIGNY], *Choffatia pannonica* [LOCZY]) und Belemniten von typisch mediterranem Gepräge des jüngsten Dogger (Bathonien und Callovien). Dieser Kalk ist ein Schichtglied einer Deckscholle der Frankenfelser Decke und nicht der Grestener Klippenzone. Eine eigene Bezeichnung erübrigt sich nach L. KRYSTYN, da es sich um einen Klauskalk (des jüngsten Dogger) handelt.

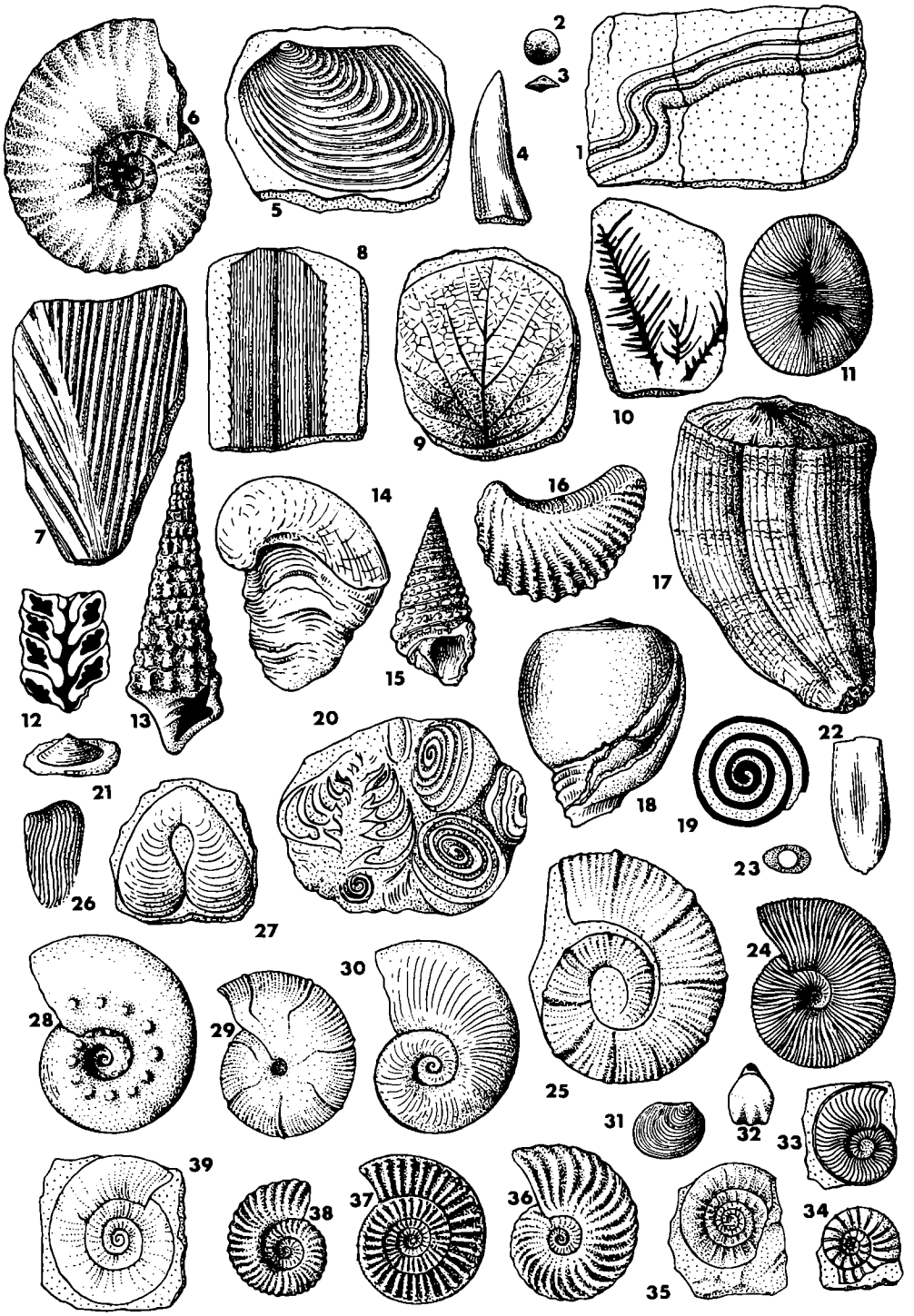
Eine weitere Fazies bilden die Hornsteinkalke und kieselige Mergelschiefer, die oft zu dolomitartigem Grus verwittern und in der Frankenfelser Decke verbreitet auftreten. Erstere sind bunte, bankige Kalke, die Radiolarien und Schwammnadeln sowie gelegentlich auch Aptychen und Belemniten enthalten. Nach ihrer Lagerung entsprechen sie dem Dogger, doch ist die

Zugehörigkeit der jüngeren Anteile zum Malm nicht ganz auszuschließen. Die Ablagerungsbedingungen der Hornsteinkalke werden ebenso wie jene der Radiolarite des Malm diskutiert (s. u.).

Im jüngeren Jura (Malm) wirkt sich die fazielle Verschiedenheit weniger stark aus, was durch eine zeitweise größere Meerestiefe bedingt erscheint. Radiolarite und Radiolarienmergel treten im älteren Malm regional verbreitet über Doggerablagerungen (Bathonien bzw. Callovien) auf, während Aptychenkalke im jüngeren Malm dominieren. Die Tonmergel und auch die sehr harten, scharfkantig splitternden Radiolarite enthalten Massen von Radiolarien. Wie schon oben erwähnt, wird die Ablagerungstiefe der Radiolarite diskutiert. Wenn verschiedentlich zwar auch für die Aptychenkalke wieder eine geringe Ablagerungstiefe angenommen wird, so spricht die regionale Verbreitung der Radiolarite allerdings eher für eine größere Meerestiefe (s. a. R. E. GARRISON & A. G. FISCHER).

Klastische Ablagerungen des Oberjura sind aus dem Bereich der östlichen Kalkalpen nur selten bekannt. Es handelt sich nach H. SUMMESBERGER und B. PLÖCHINGER um örtlich entwickelte Konglomerate, Riffschutt- und sandige Kalke. Die Fazies der bunten Cephalopodenkalke ist im östlichen Landesgebiet durch die Acanthicus-Kalke (nach *Physodoceras acanthicum* [OPPEL]) vertreten. Es sind rötliche bis graue, flaserig-knollige, dünnbankige Kalke, die F. TOULA aus dem Acanthicussteinbruch an der Ostseite des Vösendorfer Waldes bei Gießhübl beschrieben hat. Sie enthalten eine reiche Fauna mit Ammoniten (*Phylloceras, Lytoceras, Oppelia, Physodoceras [= „Aspidoceras"] acanthicum* [OPPEL], *Perisphinctes*), Belemniten und Brachiopoden (*Pygope*). Sie entsprechen dem mittleren Malm (Kimmeridge). Ähnliche bunte bzw. helle Kalke mit *Pygope*

Abb. 26. Fossilien aus den Nördlichen Kalkalpen (Jura, Kreide, Alttertiär). 1 *Scolicia* (*Subphyllochorda*-Typ), Zweiersdorf, 2—3 *Orbitoides* sp., Grünbach, 4 *Megalosaurus pannonicus* SEELEY (Zahn), Grünbach, 5 *Inoceramus* sp., Muthmannsdorf, 6 *Pachydiscus neubergicus* (HAUER), Neue Welt, 7 *Flabellaria longirhachis* UNGER, Grünbach, 8 *Pandanus* sp., Grünbach, 9 *Viburnum* sp., Grünbach, 10 *Geinitzia cretacica* UNGER, Grünbach, 11 *Cyclolites undulatus* LAMARCK, Muthmannsdorf, 12—13 *Nerinea (Symploptyxis) buchi* KEFERSTEIN (12 = Längsschnitt), Grünbach, 14 *Plagioptychus anguilloni* ORBIGNY, Grünbach, 15 *Glauconia kefersteini* (GOLDFUSS), Grünbach, 16 *Pterotrigonia aliformis* (PARKINSON), Neue Welt, 17 *Hippurites gosaviensis* DOUVILLE, Grünbach, 18—19 *Trochactaeon giganteus* (SOWERBY), Grünbach (19 = Querschnitt, sog. „Wirfelstein"), 20 Itruvien-Kalk mit *Itruvia cycloidea* PČELINTSEV, Flössel bei Kaltenleutgeben, 21 *Orbitolina concava* (LAMARCK), Alland, 22—23 *Duvalia dilatata* BLAINVILLE, Großer Flössel, 24 *Neocomites neocomiensis* (ORBIGNY), Großer Flössel, 25 *Crioceratites nolani* (KILIAN), Großer Flössel, 26 *Lamellaptychus beyrichi* (OPPEL), Gießhübel, 27 *Pygope diphya* COLONNA, Mühlberg, 28 *Physodoceres („Aspidoceras") acanthicum* (OPPEL), Gießhübl, 29 *Sowerbyceras (Holcophylloceras) zignodianum* ORBIGNY (= *mediterraneum* NEUMAYR), Neumühle bei Rodaun, 30 *Lytoceras eudesianum* (ORBIGNY), Neumühle, 31 *Bositra buchi* (ROEMER) (= *„Posidonomya alpina"*), Ybbsitz, 32 *„Terebratula" antiplecta* BUCH, Ederlehen bei Ybbsitz, 33 *Grammoceras sp., Gießhübl, 34 Lytoceras jurense* (ZIETEN), Gießhübl, 35 *Echioceras raricostatum* (ZIETEN), Kalksburg, 36 *Amaltheus margaritatus* MONTFORT, Ybbsitz, 37 *Coroniceras rotiforme* (SOWERBY), Rohrbach, 38 *Schlotheimia angulata* SCHLOTHEIM, Mandling, 39 *Psiloceras planorbis* (SOWERBY), Kalksburg. 1 = Paleozän, 2—25 = Kreide (22—25 = Unter-Kreide), 26 bis 39 = Jura (26—28 = Malm, 29—32 = Dogger, 33—39 = Lias). Sämtliche Figuren außer 2 und 3 verkleinert.



9 Erich Thenius

diphya COLONNA und Ammoniten sind als Diphya-Kalke von G. GEYER und G. ROSENBERG wiederholt aus den niederösterreichischen Voralpen beschrieben worden. Von der Mikrofauna sind vor allem Calpionellen zu erwähnen. Im westlichen Niederösterreich zählen die Steinmühlkalke (nach dem Arracher Steinbruch gegenüber der Bahnhaltestelle Steinmühl SE Waidhofen an der Ybbs) zum vielleicht markantesten Schichtglied des Malm in der Frankenfelser Decke. Nach L. KRYSTYN entsprechen die unteren Steinmühlkalke (= Rotensteinkalk) mit einer Ammonitenfauna des Oxford faziell den Klaus-Kalken, so daß nach diesem Autor sich eine eigene Bezeichnung erübrigt. H. FLÜGEL unterscheidet an der Typuslokalität lithologisch vier Einheiten, die eine allmähliche Änderung von den basalen (sublitoralen) Filamentkalken aus Muschelschälchen zu den pelagisch-bathyalen Radiolarien-Kieselkalken, zum Saccocoma- und zum Calpionellen-Kalk erkennen lassen. Sie werden jedoch — ähnlich den Hallstätterkalken der Trias — nicht als Beckensedimente, sondern als (Tief-) Schwellenfazies angesehen (s. a. A. FENNINGER & H. L. HOLZER). Kennzeichnend sind Reste von Schwebseelilien *(Saccocoma)* und von winzigen Einzellern (Calpionellen: *Calpionella alpina* LORENZ, *C. elliptica* CADISCH; vgl. E. KRISTAN-TOLLMANN), die zusammen für jüngeres Tithon sprechen.

Ablagerungen der Brachiopoden-Crinoidenfazies sind in den Voralpen als bunte Mühlberg-Kalke (von Mühlberg bei Waidhofen an der Ybbs) im obersten Malm mit *Pygope diphya* COLONNA und anderen Brachiopoden entwickelt.

Der Riff-Fazies entspricht der Plassenkalk (nach dem Plassen NW von Hallstatt), der als Sammelbegriff für Oberjura-Riffkalke aufzufassen ist. Es sind meist helle mikritische, ungeschichtete oder grobgebankte Riffkalke, an deren Aufbau Korallen, Hydrozoen (Sphaeractinien), Schwämme und Bryozoen beteiligt sind. Es sind typische Flachwasserkalke, die nach B. PLÖCHINGER (s. A. FENNINGER & H. L. HOLZER) vornehmlich im Bereich der Göller- und Unterberg-Decke auftreten (Schwarzau—Mandling—Anninger). Vom Kamm des Vierjochkogels im Anningerstock hat B. PLÖCHINGER einen sedimentärbrecciösen, hellbräunlichgrauen Kalk mit Algen, Bryozoen und Foraminiferen beschrieben, der als „Riffschuttkalk" am ehesten als Übergangsfazies zur Plassenkalkentwicklung zu betrachten ist.

Der Beckenfazies entsprechen die Oberalmer Schichten als Aptychenschichten. Die Oberalmer Schichten (nach dem Steinbruch Oberalm bei Hallein, Salzburg) des westlichen Niederösterreich (z. B. Königsbergmulde der Lunzer Decke, s. H. STEINER) treten als dichte, graue Mergelkalke mit dünnen Hornsteinschlieren oder -bänken auf. Nach der reichen Mikrofauna (*Calpionella alpina* LORENZ; Radiolarien) entsprechen sie dem Tithon. In diesen Mergelkalken treten häufig Kalkbänke mit Hornsteinknauern auf, die nach H. STEINER auf Grund ihrer Übereinstimmung mit den typischen Gesteinen als Barmsteinkalke (vom Barmstein bei Hallein) zu bezeichnen sind. Sie enthalten u. a. typische Flachwasserformen (z. B. Kalkalgen: *Clypeina*), sind jedoch nach H. FLÜGEL & P. PÖLSLER als Turbidithorizonte innerhalb der Oberalmer Schichten zu deuten, welche der Beckenfazies entsprechen.

Die Aptychenschichten, benannt nach dem Vorkommen von Ammoniten-„Deckeln", sind als meist gut geschichtete tonige Mergelkalke entwickelt, die gegen das Hangende zu in mehr mergelige, z. T. auch etwas sandige Partien übergehen können. Eine lithologische Trennung von Tithon und Neokomanteilen ist nicht möglich, ganz abgesehen davon, daß die Jura-Kreidegrenze nicht einheitlich gezogen wird. Neben zahlreichen Aptychen (*Lamellaptychus beyrichi* OPPEL, *L. lamellosus* PARKINSON und *L. rectecostatus* PETERS), die neuerdings als umgebildete Ammonitenunterkiefer erkannt wurden, kommen auch Ammonitensteinkerne vor.

Die Ablagerungen der Kreide sind vorwiegend als terrigene Sedimente ausgebildet. Wesentliche Fortschritte in der biostratigraphischen Gliederung wurden durch die Mikropaläontologie erzielt, über die R. OBERHAUSER eine zusammenfassende Übersicht gegeben hat. Unterkreide ist auf die tieferen tektonischen Einheiten (Frankenfelser und Lunzer Decke) beschränkt.

Wie schon angedeutet, ist im Bereich der Aptychenschichten eine Grenzziehung zwischen Jura und Kreide und damit die Abtrennung der Neokom-Aptychenschichten nur durch Fossilien (Aptychen: *Lamellaptychus mortilleti* LORIOL & PICTET, *L. seranonis* COQUAND, *L. didayi* COQUAND, *L. angulocostatus* [PETERS]; Calpionellen: *Calpionella elliptica* CADISCH) möglich. Letztere entsprechen den Schrambachschichten (benannt nach dem Schrambachgraben zwischen Hallein und Kuchl), die sich nach H. STEINER im westlichen Niederösterreich als graue Kalkmergel und Mergelkalke mit Aptychen aus den Oberalmer Schichten entwickeln und im Hangenden in mehr sandige Schichten übergehen, die mit den Roßfeldschichten (nach dem Roßfeld bei Hallein) im Westen verglichen werden. Letztere sind als dunkelgraue, sehr harte, leicht kalkige Quarzsandsteine, sandige Mergel und Schiefer mit gelegentlichen Kohlenresten entwickelt. Sie haben von der typischen Lokalität eine reiche Ammonitenfauna des Neokom geliefert. Auch die als Mergelschiefer ausgebildeten Anzenbachschichten (nach Anzenbach, Oberösterreich) sind als lokale Ausbildung im westlichen Teil der östlichen Kalkalpen zu nennen. Sehr weit verbreitet sind Fleckenmergel, eine sehr kennzeichnende Fazies. Im östlichen Niederösterreich wird das mergelig entwickelte Neokom auch als Zementmergel (z. B. vom Flösselberg bei Kaltenleutgeben = Cryptoceras-Mergel der älteren Literatur; benannt nach dem angeblichen Vorkommen des Leitammoniten *Leopoldia cryptoceras* [ORBIGNY], der jedoch nach neueren Untersuchungen durch R. SCHWINGHAMMER bisher nicht nachgewiesen ist) bezeichnet. Diese Mergel enthalten eine reiche Ammonitenfauna des Neokom (Ober-Valendis bis Unter-Barrême) mit den Leitformen *Neocomites neocomiensis* ORBIGNY, *Olcostephanus* cf. *astierianus* ORBIGNY, *Crioceratites nolani* (KILIAN), *Pseudothurmannia mortilleti* LORIOL & PICTET, *Crioceratites* cf. *emericii* [ORBIGNY]).

Jüngere Unterkreide (Apt und Alb) konnte bisher durch Megafossilien nicht mit Sicherheit belegt werden (sogenannte Gault-[= Alb-]Ammoniten [„*Hoplites*" *tardefurcatus* = *Leymeriella tardefurcata* (LEYMERIE)] von Losenstein nach G. GEYER), doch sind in jüngerer Zeit durch H. KOLLMANN, J. LÖCSEI, R. OBERHAUSER und B. PLÖCHINGER Mikrofaunen dieses Bereiches (Foraminiferen: Hedbergellen und *Rotalipora ticinensis* [GANDOLFI]) aus schwarzen Mergeln bzw.

helleren Sandsteinen aus dem östlichen Bereich der Kalkalpen nachgewiesen worden. Sie bestätigen, daß einst auch jüngere Unterkreide weiter verbreitet war und daß in dem „Cenoman" der älteren Autoren auch Unterkreideanteile verborgen sind. Demnach ist — zumindest für das westliche Niederösterreich — der Nachweis einer durchlaufenden marinen Sedimentation vom Neokom bis zum Cenoman gelungen und zugleich auch, daß die Schüttung mit den „exotischen" Geröllen bereits im oberen Unter-Alb einsetzte, wie dies auch für die Bayerischen Kalkalpen gilt, und die maximale Schüttung im Ober-Alb erreicht war, um im Unter-Cenoman wieder zurückzugehen. Im Gebiet der Weyerer Bögen lassen sich auf oberösterreichischem Boden nach H. KOLLMANN die Tannheimer Schichten (nach dem typischen Vorkommen im Tannheimer Tal in Nordtirol) des Ober-Apt und älteren Unter-Alb und die Losensteiner Schichten (nach Losenstein in Oberösterreich) des höheren Unter-Alb und Unter-Cenoman als Tonmergel mit *Orbitolina concava* LAMARCK, Hedbergellen und *Rotalipora ticinensis* (GANDOLFI) sowie exotischen Geröllen unterscheiden. Neuerdings konnten durch G. ROSENBERG Äquivalente der Tannheimer und der Losensteiner Schichten in Form von Mergelschiefern, Sandsteinen mit „Exotika" und Konglomeraten mit Hilfe von Mikrofaunen (det. R. OERHAUSER) auch aus dem östlichen Abschnitt (Dornbach—Sulz) nachgewiesen werden.

Demnach umfassen die sogenannten „Orbitolinen-Schichten", eines der kennzeichnendsten Schichtglieder der Kreidezeit, die den Beginn der sogenannten „Cenoman"-Transgression anzeigen, auch ältere Anteile (Alb = Gault). Es sind Konglomerate, Breccien, Sandsteine und sandige Mergel, die ihren Namen dem oft häufigen Vorkommen von Großforaminiferen (meist als *Orbitolina concava* LAMARCK bezeichnet, sicher jedoch auch O. *aperta* [ERMAN] und wahrscheinlich wohl O. *lenticularis* [BLUMENBACH] umfassend) verdanken und durch „exotische" Komponenten in den Konglomeraten gekennzeichnet sind. Diese exotischen, d. h. ortsfremden Gerölle (z. B. Quarzporphyre, Diabase, Granit, Glimmerschiefer, Quarzite, Arkosen, Lydite), die zweifellos mit einem tektonischen Ereignis in Zusammenhang stehen, werden von J. LÖCSEI und A. TOLLMANN von dem einst im Norden benachbarten „ultrapienidischen Rücken" hergeleitet. Östlich von Lilienfeld sind keine zusammenhängenden Profile bekannt. Dort greift „Cenoman" verschiedentlich transgressiv auf tektonisch verstellte Obertrias. Während J. LÖCSEI in diesem Bereich nach Orbitolinen tieferes und höheres Unter-Cenoman unterscheidet, gliedert B. PLÖCHINGER im Raum der Gießhübler Mulde nach der Mikrofauna tieferes (Zone der *Rotalipora apenninica* [RENZ]) und höheres Cenoman. Lithologisch (Sandsteine und Mergel) und auch faunistisch (artenarme Sandschalerfaunen, *Scolicia*-Lebensspuren) erinnern die Sedimente des Unter-Cenoman etwas an Flyschablagerungen. „Cenoman"-Schichten sind am Nordrand der Frankenfelser Decke von den Weyerer Bögen über Waidhofen an der Ybbs, Lilienfeld, Altenmarkt und Alland bis Sittendorf bei Mödling verbreitet und zugleich für diese tiefste tektonische Einheit kennzeichnend. Den höheren Decken fehlt das Cenoman, dort transgrediert die Oberkreide erst mit den Gosauschichten.

Die in der älteren Literatur aus der Umgebung von Kaltenleutgeben und — aufgearbeitet — vom Sonnberg bei Perchtoldsdorf als Actaeonellenkalke be-

schriebenen bituminösen Kalke mit dichtgepackten Schneckengehäusen sind nach den Untersuchungen von H. KOLLMANN als Itruvienkalke zu bezeichnen, da es sich nicht um Actaeonellen, sondern um *Itruvia cycloidea* PČELINTSEV handelt. Sie sind für das oberste Cenoman—Unter-Turon kennzeichnend.

Die Ablagerungen der jüngeren Oberkreide sind in den Alpen als Gosauschichten (nach dem Gosautal in Oberösterreich) ausgebildet. Sie bilden eine der kennzeichnendsten und fossilreichsten Schichten der Ostalpen und greifen transgressiv mit basalen Konglomeraten und Breccien bzw. Hippuritenkalken über den Deckenbau, so daß sich eine Zuordnung zu den einzelnen tektonischen Einheiten erübrigt. Nach neueren biostratigraphischen Untersuchungen begannen die Gosauschichten mit einer Transgression im Coniac und reichen, wie B. PLÖCHINGER gezeigt hat, bis in das älteste Tertiär (Paleozän). Ablagerungen des (mittleren und höheren) Turon sind in den östlichen Kalkalpen bisher nicht nachgewiesen, so daß diese zur Turonzeit wohl Festland waren (s. E. SPENGLER). Im Westen kann diese Schichtlücke, die der vorgosauischen Gebirgsbildungsphase entspricht, nach R. OBERHAUSER eingeengt werden. Die von B. PLÖCHINGER diskutierte und nach den Bauxiten der Unterlaussa bei Windischgarsten (Oberösterreich) angenommene Einstufung der Bauxite von Dreistetten in das Turon durch G. BARDOSSY ist nicht sehr wahrscheinlich, da die Bauxite der Unterlaussa nach K. HRUBESCH nach der Landschneckenfauna in die älteste Gosaukreide (Coniac) zu stellen sind. Die Gosauvorkommen treten gegenwärtig in verschiedenen isolierten Becken auf, die seinerzeit als fjordartig in den damaligen Alpenkörper eingreifende Meeresablagerungen gedeutet wurden. Es sind jedoch nur tektonisch und erosiv bedingte Reste einer einst einheitlichen Sedimentationsdecke, wie u. a. die nach G. WOLETZ konstanten Schwermineralassoziationen vermuten lassen. Örtliche Unterschiede in der Tektonik und im Einsetzen von Trans- und Regressionen erschweren eine exakte Parallelisierung der Gosauschichten der einzelnen „Becken".

Aus Niederösterreich sind verschiedene Gosauvorkommen beschrieben worden, von denen jene der Gosaumulde von Grünbach und der Neuen Welt die bekanntesten sind. Sie wurden durch B. PLÖCHINGER eingehend untersucht (s. Abb. 27 und 28). Weitere Vorkommen sind aus der Miesenbacher Mulde und aus der Kitzberger Gosaumulde sowie aus der Gießhübler Mulde, in der Umgebung von Lunz, Lilienfeld und Altenmarkt und aus der Einöde bei Pfaffstätten bekannt.

In der Mulde von Grünbach und der Neuen Welt lassen die Gosauschichten nach B. PLÖCHINGER folgende Gliederung zu: Basiskonglomerate und -breccien bzw. Hippuriten- und Brachiopodenkalke (= Ober-Santon), kohleflözführende Serie (Campan), Inoceramenschichten (Maastricht) und Zweiersdorfer Schichten (Dan-Paleozän). Sie entsprechen — verglichen mit den Gosauvorkommen im Westen — den mittleren und oberen Gosauschichten. Im Liegenden der basalen Gosaukonglomerate treten im Ostflügel der Neue Welt-Gosaumulde Bauxite auf (z. B. bei Dreistetten), wie sie auch im Liegenden anderer Gosauvorkommen (wie etwa bei Alland, wo sie als Naturdenkmal geschützt sind; s. B. PLÖCHINGER & S. PREY) bekannt sind. Die Bauxite werden als Produkte einer lateritischen Verwitterung angesehen. Sie setzen eine Festlandsperiode und ein feuchtwarmes, tropisches Klima voraus. Nach K. HRUBESCH entstanden derartige Bauxitlager-

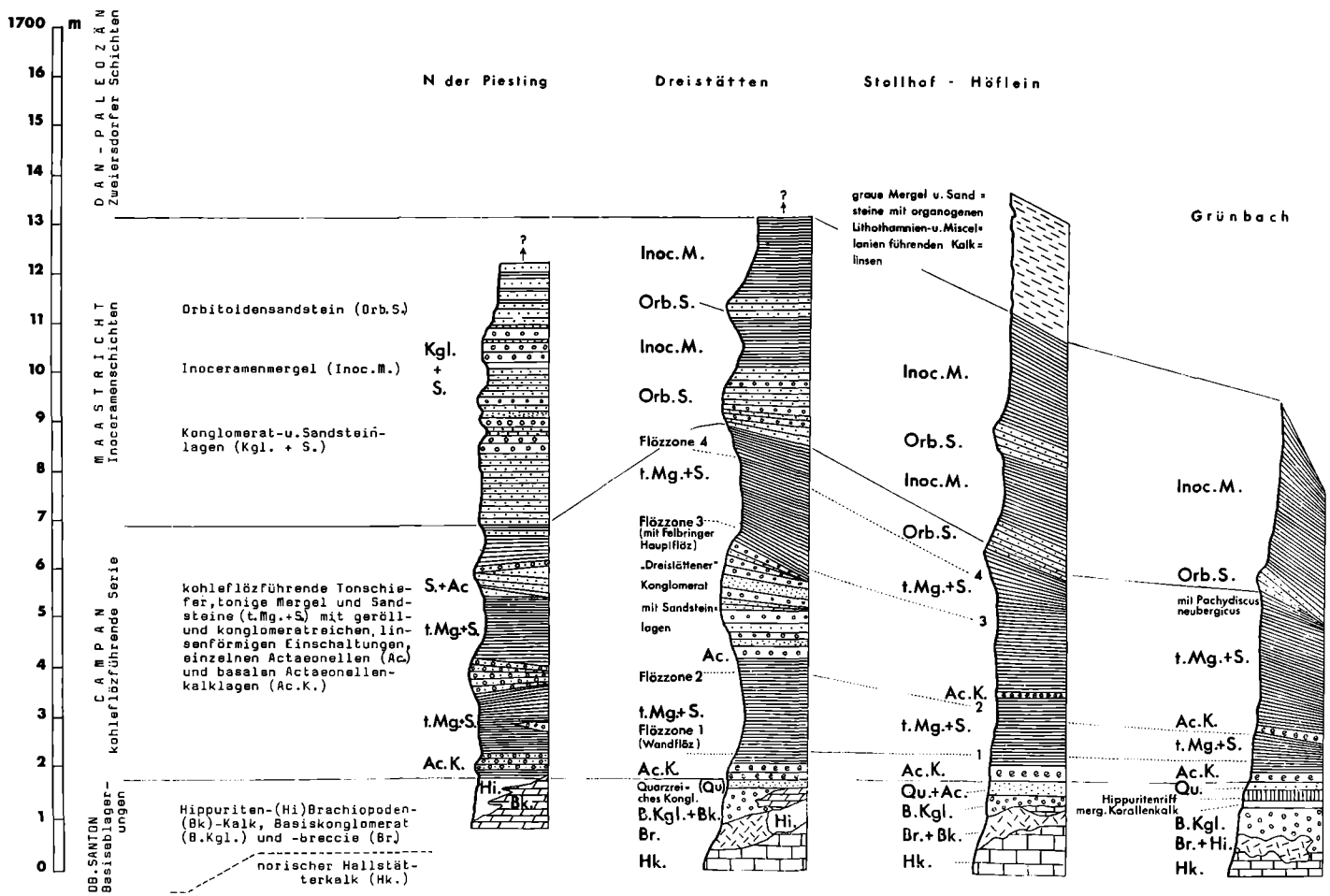


Abb. 27. Mächtigkeitsprofile durch die Gosauschichten des nördlichen Flügels der Grünbach-Neue Welt-Mulde. Nach B. PLÖCHINGER, 1967. Beachte wechselnde Zahl von Orbitoidensandsteinen.

stätten zu verschiedenen Zeiten (z. B. Coniac, Santon), so daß ohne Fossilreste (z. B. Landschnecken) eine genaue altersmäßige Einstufung nicht möglich ist.

Die basalen Gosaubreccien und -konglomerate entsprechen nach den gelegentlich vorkommenden Hippuriten dem Ober-Santon. Die Basisbreccien bestehen durchwegs aus nächstanstehenden, durch ein lateritisches Bindemittel verkitteten Gesteinen (Trias-Gesteine und Material der Grauwackenzone), doch enthalten die überlagernden Konglomerate auch „exotische" Gerölle (z. B. Quarzporphyr, Diabas; Melaphyre, Lydite, Quarzit, Biotitgneis; s. O. AMPFERER). Die für die Grünbacher Mulde so kennzeichnenden Rudistenriffe (= Naturdenkmal) liegen im Hangenden der Basiskonglomerate und im Liegenden der Actaeonellenkalke, welche die Basis der kohlenflözeführenden Serie bilden. Die Rudistenriffe sind aus meist stockbildenden, sessilen Muscheln (Rudisten) aufgebaut, unter denen Hippuriten (*Hippurites gosaviensis* DOUVILLE, *H. oppeli santoniensis* KÜHN, *H.* cf. *sulcatus* DEFRANCE) überwiegen, die nach O. KÜHN für obersantones Alter sprechen. Als weitere Rudisten seien *Radiolites* cf. *angeoides* LAPEIROUSE, *Batolites tirolicus* DOUVILLÉ und *Plagioptychus anguilloni* ORBIGNY genannt. Die stratigraphisch liegenden, tektonisch jedoch hangenden sandigen Kalkmergellagen enthalten auch reichlich Korallen (*Latimaeandraea ataciana* MICHELIN, *Cyclolites* cf. *polymorpha* BRONN) und Actaeonellen. Im Piestingtal W der Haltestelle Miesenbach hat B. PLÖCHINGER ein Radiolitenriff nachgewiesen. Der Lebensraum dieser Hippuriten-Korallenfazies entspricht nach H. ZAPFE und H. KOLLMANN dem infralittoralen Bereich mit einer Tiefe bis zu 20 m. Aus dem Scharrergraben nördlich der Piesting sind Gosauablagerungen mit einer reichen Korallenfauna bekannt geworden, die von O. KÜHN als untere Gosauschichten eingestuft wurden. Im Hangenden der Hippuritenriffe folgt die Kohleserie, die aus Konglomeraten, „Actaeonellen"- (mit *Trochactaeon gigantea* [SOWERBY], *T. renauxiana* ORBIGNY, *T. lamarcki* SOWERBY, *Glauconia kefersteini* GOLDFUSS, *Cerithium*) und Nerineenkalken (*Nerinea [Simploptyxis] buchi* [KEFERSTEIN], *N. [S.] nobilis* [MÜNSTER]), Schiefertonen, Tonmergeln und Sandsteinen aufgebaut ist und rein marine bis limnisch beeinflußte Sedimente umfaßt. Die sogenannten „Actaeonellen"-Kalke (benannt nach der Gattung *Trochactaeon*) zeigen ein brachyhalin-brackisches bis limnisches Milieu an. Dies wird nicht nur durch die Begleitfauna, sondern auch durch Kalkalgen (Charophyten: *Tectochara;* s. B. PLÖCHINGER) bestätigt. Typisch ist das gehäufte Vorkommen weniger Arten, wie es etwa von der „klassischen" Lokalität im Schneckengartl bei Dreistetten bekannt ist. Die Schiefertone enthalten im Grünbacher Kohlerevier 8 bis 10 abbauwürdige, 0,5 bis 2,5 m mächtige Kohlenflöze, deren Abbau seit 1965 wegen Unwirtschaftlichkeit eingestellt ist. Es ist eine Steinkohle mit einem Heizwert von 5500 bis 6800 Kalorien. Aus den Schiefertonen ist eine reiche Flora bekannt geworden, die leider bis heute noch keine moderne Bearbeitung erfahren hat. Die Flora setzt sich außer Farnen und Nacktsamern (Coniferen: *Geinitzia*) hauptsächlich aus Bedecktsamern (Angiospermen) zusammen, unter denen die Reste von Schraubenbäumen *(Pandanus)* besonders häufig auftreten. Auch Palmen *(„Flabellaria")* sind bekannt. Sie weisen zusammen mit der Reptilfauna, die aus Muthmannsdorf bekannt geworden ist („Dinosaurier": *Megalosaurus, Struthiosaurus;* Flugsaurier: *Ornithocheirus;* Krokodile und

Wasserschildkröten) auf das damals tropische Klima hin. Es waren teilweise richtige Aestuarsedimente, die im Hangenden wiederum von rein marinen Ablagerungen abgelöst wurden, aus denen B. PLÖCHINGER eine reiche Mikrofauna mit Foraminiferen (z. B. *Globotruncana globigerinoides* BROTZEN, *Gl. lapparenti tricarinata* [QUEREAU], *Gl. fornicata* [PLUMMER], *Neoflabellina, Marssonella*) beschrieben hat. Über dieser „Kohleserie" folgen die Inoceramenmergel, die Konglomerate und Sandsteinlagen enthalten, unter denen die meist in zwei getrennten Horizonten auftretenden Orbitoidensandsteine bereits im Gelände als meist bewaldete Hügelrücken hervortreten. Sie verdanken ihren Namen den gesteinsbildend auftretenden Großforaminiferen (Orbitoiden:

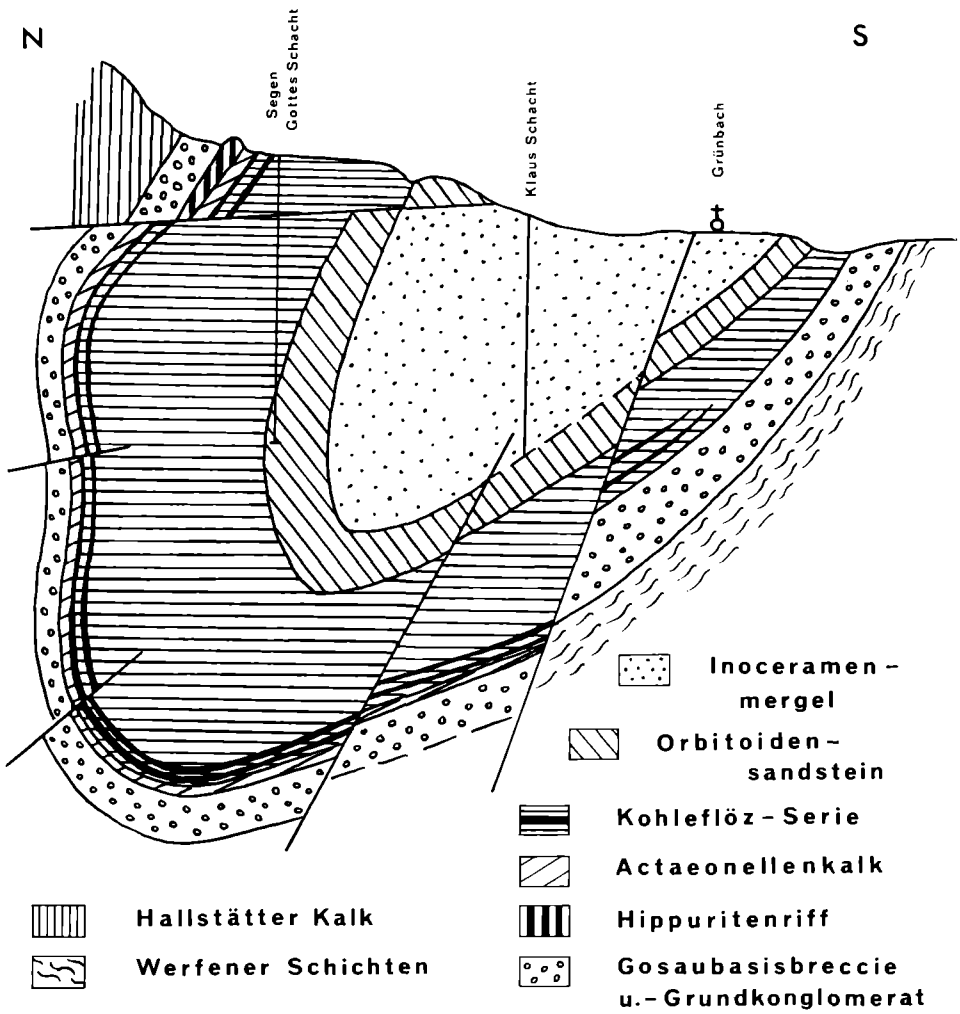


Abb. 28. Profil durch die Gosaumulde von Grünbach. Nach B. PLÖCHINGER, 1961 und 1968, umgezeichnet. Beachte Einengung und Bruchtektonik der Ablagerungen.

Orbitoides media planiformis PAPP und *O. tissoti minima* [VREDENBURG]) des Ober-Campan im tieferen, NE Muthmannsdorf auftretenden Niveau, *O. apiculata gruenbachensis* PAPP, *Lepidorbitoides* cf. *minor* [SCHLUMBERGER] des Maastricht im höheren, am NW-Flügel der Gosaumulde ausgebildeten Niveau; s. A. PAPP). In den mergeligen Orbitoidensandsteinen kommen lokal (z. B. bei Muthmannsdorf) häufig Einzelkorallen (*Cyclolites [Cunolites] undulatus* GOLDFUSS, *C. [C.] discoidea* [BLAINVILLE] vor, die seinerzeit zur Bezeichnung Cyclolitensandstein geführt haben. Die Inoceramenschichten (nach der meist großwüchsigen Muschel *Inoceramus*) sind als bis zu 400 m mächtige Serie aus grauen Mergeln und Mergelkalken ausgebildet und enthalten außer den nur spärlich vorkommenden Inoceramen, Ammoniten (*Pachydiscus neubergicus* [HAUER], *Hamites cylindraceus* DEFRANCE, *Scaphites, Kossmaticeras brandti* [REDTENBACHER]), Belemniten (*Belemnitella hoeferi* SCHLÖNBACH), Brachiopoden und Seeigeln *(Echinocorys, Micraster)* eine reiche Mikrofauna (Globotruncanen, Neoflabellinen, *Bolivinoides draco draco* [MARSSON], *Stensioeina pommerana* BROTZEN, *Haplophragmium* usw.; s. B. PLÖCHINGER), die vorwiegend für Unter-Maastricht sprechen. Allerdings sind auch Ober-Campan und Ober-Maastricht-Anteile in den Inoceramenschichten vertreten. Die Inoceramenschichten sind Sedimente der Beckenfazies. Örtlich (z. B. bei Alland) sind die Inoceramenschichten nach B. PLÖCHINGER als bunte Mergel ausgebildet, die nach ihrer Ausbildung den Nierentaler Schichten im Westen gleichen und nach R. OBERHAUSER Foraminiferen (*Globotruncana fornicata* [PLUMMER], *Gl. elevata stuartiformis* DALBIEZ, *Stensioeina* ex gr. *pommerana* BROTZEN usw.) des jüngeren Senon enthalten. Den Abschluß der Gosauserie im Becken von Grünbach—Neue Welt bilden die Zweiersdorfer Schichten (nach Zweiersdorf am Fuß der Hohen Wand). Es sind nach B. PLÖCHINGER nur lokal vorkommende, ungefähr 200 m mächtige, gut geschichtete, sandige Mergel mit mergeligen Sandsteinzwischenlagen, die sich vor allem durch ihren Glimmer- und Kohlehäckselreichtum von den Inoceramenschichten unterscheiden. Nach der Mikrofauna sind es Ablagerungen des ältesten Tertiärs (Danien = älteres Paleozän). Kennzeichnend ist weiters das Vorkommen von Kalkalgen (Lithothamnien) in den hangenden Partien und das häufige Auftreten von Schneckenfährten vom *Subphyllochorda*-Typ *(= Scolicia)*, wie sie etwa auch im Greifensteiner Sandstein vorkommen. Auch ein durch eine flyschähnliche Sandschalerfauna gekennzeichnetes 10 bis 15 m mächtiges Schichtpaket in den tiefsten Zweiersdorfer Schichten ist bemerkenswert, da sich dieser Horizont in der Gießhübler Mulde wiederfindet (s. u.). Das Schwermineralspektrum entspricht nach G. WOLETZ durch Granatvormacht den kreidezeitlichen Ablagerungen (Orbitoidensandsteine).

Lokale Riffkalkvorkommen (z. B. N von Prigglitz, Kambühel W Ternitz) aus Kalkalgen (Lithothamnien), Korallen und Foraminiferen (Milioliden) dürften nach B. PLÖCHINGER altersmäßige Äquivalente der Zweiersdorfer Schichten bilden. Die Willendorfer Mergel des Jung-Eozäns wurden bereits auf S. 85 als inneralpines Tertiär besprochen.

Eine etwas abweichende Entwicklung zeigen die Gosauschichten in der Gießhübler Mulde zwischen Perchtoldsdorf und Sittendorf, die durch B. PLÖCHINGER eingehend untersucht wurden. Da einzelne Schichtglieder flyschähnlich ausgebildet

sind, hat man sie früher als Übergangsschichten zwischen Gosau und Flysch angesehen. Es sind jedoch nur flyschähnliche Gosauablagerungen, wie sie in ähnlicher Weise in den Zweiersdorfer Schichten in der Neue-Welt-Mulde auftreten (s. o.). Nach B. PLÖCHINGER beginnt die vorwiegend aus Mergel(-sandsteinen) und Breccien mit eingeschalteten Bitumenkalken und Sandsteinen bestehende Schichtserie der Oberkreide im Coniac-Santon und setzt sich mit bunten Mergeln und flyschähnlichen Sandsteinen, die mit exotikareichen Feinbreccienlagen wechseln, im ältesten Tertiär (Dan—Paleozän) fort. Letztere werden von B. PLÖCHINGER wegen ihrer faziellen Eigenart als Gießhübler Schichten bezeichnet. Die Mikrofauna (Globorotalien, *Globigerina, Truncorotalia*) entspricht nach R. OBERHAUSER dem Paleozän. Die Sandsteine enthalten verschiedene Lebensspuren. In den Schwermineralspektren überwiegt nach G. WOLETZ Granat, neben Rutil, Zirkon, Turmalin und Apatit und wenigen Prozenten von Chloritoid. Die für die Grünbach—Neue-Welt-Mulde charakteristischen Hippuritenriffkalke fehlen im Gießhübler Raum, doch bestätigen „Actaeonellen", Inoceramen, Ammoniten (*Kossmaticeras brandti* [REDTENBACHER] vom Eichberg; s. R. BRINKMANN), Seeigel *(Echinocorys)*, Orbitoiden und auch die Kleinforaminiferen (Globotruncanen, Neoflabellinen) den Gosaucharakter. Mit den Gießhübler Schichten findet die Gosausedimentation ihren Abschluß.

Tektonik: Die tektonische Großgliederung der Nördlichen Kalkalpen ist seit den grundlegenden Untersuchungen von L. KOBER zwar in den Hauptzügen bekannt, doch bestehen nicht nur in Einzelheiten wesentliche Meinungsverschiedenheiten. Eingehende Untersuchungen in den letzten Jahren haben wichtige Fortschritte erzielt und manches Problem lösen können. Zusammenfassende Übersichten haben H. P. CORNELIUS, E. SPENGLER und vor allem A. TOLLMANN gegeben (Abb. 29).

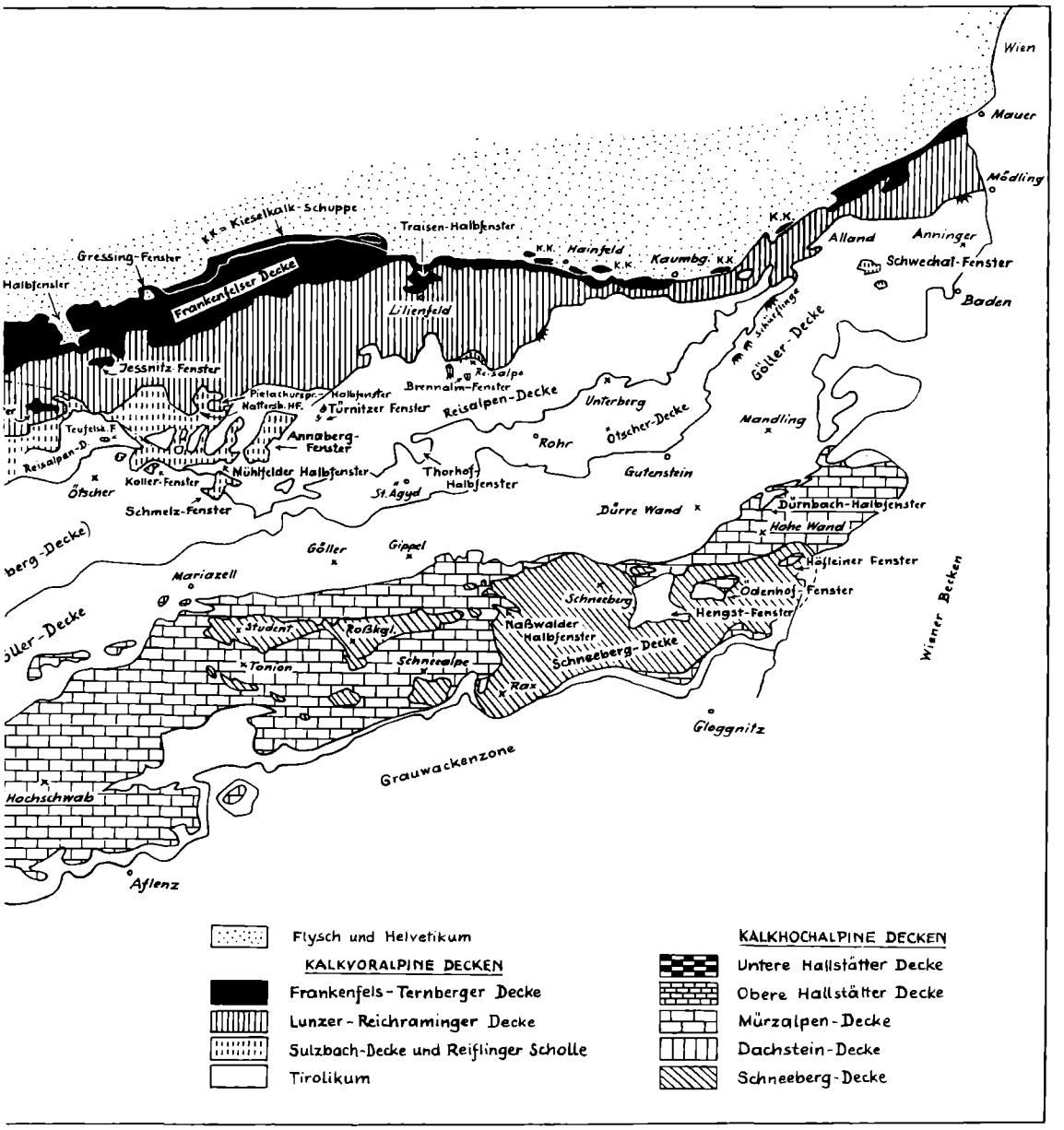
Wie schon wiederholt angedeutet, sind die Nördlichen Kalkalpen aus mehreren tektonischen Einheiten aufgebaut, die sich nicht nur durch den tektonischen Bau, sondern auch nach stratigraphischen und faunistisch-faziellen Gesichtspunkten unterscheiden lassen. Vom Norden nach Süden und damit von den tiefsten zu den höchsten Einheiten sind es in Niederösterreich die Frankenfelser-, Lunzer- und Ötscher-Decke der Voralpen, die Hohe Wand (= Mürzalpen) und die Schneeberg-Decke der Hochalpen. Die tieferen Decken werden mit dem sogenannten Bajuvarikum (Frankenfelser- und Lunzer-Decke) und dem Tirolikum (Ötscher-Decke) im Westen parallelisiert, während die höheren Einheiten (Hohe Wand- und Schneeberg-Decke) dem Juvavikum (nach Juvavum, lat. Salzburg) gleichgesetzt werden, das als große Schubmasse allseits dem Tirolikum aufliegt (s. A. TOLLMANN).

Die Frankenfelser Decke (benannt nach Frankenfels SW Kirchberg an der Pielach) bildet als tiefste Einheit nur einen schmalen, stellenweise unterbrochenen Streifen am Nordrand der Kalkalpen und ist im Raum zwischen Erlauf- und Traisental typisch entwickelt, um im Bereich der Weyerer Bögen bogenförmig nach Süden einzuschwenken. Westlich der Weyerer Bögen setzt sich die Frankenfelser Decke in der Ternberger Decke auf oberösterreichischem Boden fort. Östlich vom Traisental bis etwa Hainfeld ist die Frankenfelser Decke

nur ungefähr 1 km breit, um sich gegen Osten wieder zu verbreitern und im Wienerwald bis zum Rand des Wiener Beckens bei Kalksburg fortzusetzen. Im Bereich des Wienerwaldes ist der Frankenfelser Decke stellenweise die sogenannte Kieselkalkzone vorgelagert, im mittleren und im westlichen Abschnitt der östlichen Kalkalpen tritt in ähnlicher Position die Cenoman-Randzone auf. Es sind meist nur begrenzte Vorkommen, die mit A. TOLLMANN als Stirnschuppen der Frankenfelser Decke (und nicht als Teile der Klippenzonen) anzusehen sind. Es ist das tiefste kalkalpine Element, das als Cenomanrandzone bezeichnet werden kann. Die Frankenfelser Decke beginnt mit Ablagerungen der Obertrias (Opponitzer Rauhwacke) — nur im Südrahmen des Brettl-„Fensters" sind auch ältere (mitteltriadische) Schichtglieder vorhanden — und reicht bis zur basalen Oberkreide (Cenoman) (Abb. 30). Gosauschichten fehlen innerhalb dieser Einheit. Die Frankenfelser Decke besteht aus überkippt bis liegenden nordvergenten Falten, die sich über längere Strecken hinweg im Streichen verfolgen lassen. Nach A. TOLLMANN sind liegende Falten in größerem Ausmaß bekannt. Eine Reihe von tektonischen Fenstern (z. B. Fenster von Brettl S Gresten) und Halbfenstern zeigt die Überlagerung des Flysches (einschließlich Helvetikum) bzw. der Grestener Zone.

Die über der Frankenfelser Decke folgende Lunzer-Decke (nach Lunz am See) beginnt bereits mit Ablagerungen der Mitteltrias (Gutensteiner Kalk). Weitere faziell bedingte Unterschiede liegen in der Ausbildung von Lias und Dogger, indem nach G. ROSENBERG die Gesteine der Lunzer Decke der Schwellenfazies, jene der Frankenfelser Decke der Beckenfazies entsprechen. Die Ablagerungen reichen — sofern man die Gosauschichten mit berücksichtigt — bis ins Paleozän. Die Lunzer Decke ist bedeutend breiter entwickelt als die Frankenfelser Decke und erreicht im Westen, wo sie sich bis zur südlichen Landesgrenze erstreckt, die größte Breite. Sie verschmälert sich gegen Hainfeld zu und wird dort ganz von der Ötscher Decke überfahren, um erst weiter im Osten wieder bei Alland aufzutauchen. Sie baut dort den zwischen Mödling und Kalksburg gelegenen Abschnitt mit der Höllensteinantiklinale, Flösselmulde, Teufelsteinantiklinale und der Gießhübler Mulde auf. Im Westen, auf oberösterreichischem Boden, bildet die Reichraminger Decke die Fortsetzung. Die Lunzer Decke läßt sich auf Grund einer ohne Unterbrechung durchziehenden Störung in eine nördliche und eine südliche Einheit trennen, die im Schrifttum nicht einheitlich bezeichnet und auch unterschiedlich bewertet werden. Die nördliche Einheit entspricht der Lunzer Decke I von A. RUTTNER, der Opponitzer Teildecke von P. STEINER und der Lunzer Decke bei A. TOLLMANN. Die südliche Einheit, in deren Bereich Lunz liegt, wird von A. RUTTNER als Lunzer Decke II, von E. SPENGLER als Sulzbachschuppe, von P. STEINER als Göstlinger Teildecke und von A. TOLLMANN als Sulzbachdecke bezeichnet. Diese auf den südwestlichen Teil der Lunzer Decke (s. l.) beschränkte Einheit ist nach E. SPENGLER aus dem im Hangenden und Liegenden abgescherten Mittelschenkel einer großen liegenden Falte hervorgegangen. Die Lunzer Decke (s. str.) zeigt den bereits von L. KOBER betonten gleichbleibenden tektonischen Baustil aus einem starken, im Streichen verfolgbaren Schuppenbau und langgestreckten, meist nordvergent überkippten Faltenzügen. Der Falten-Schuppenbau (Lunzer Musterfaltenland) steht mit der

Abb. 29. Tektonische Übersichtskarte der nördlichen Kalkalpen Niederösterreichs nach A. TOLLMANN, 1965, auf den Stand 1972 gebracht. A. TOLLMANN unterscheidet in Niederösterreich vom N nach S — abgesehen von der Cenoman-Randschuppe (= Kieselkalkschuppe) — die Frankenfelser,



die Lunzer-Reichraminger- und Sulzbach-Decke (= Lunzer Decke i. w. S.), die Reisalpen-, Unterberg- und Göller-Decke (= Ötscher-Decke des Tirolikum), die Mürzalpen- (= Hohe Wand-)Decke sowie die Schneeberg-Decke. Beachte das Vorkommen zahlreicher Deckschollen und Fenster.

Gesteinsbeschaffenheit in Zusammenhang. Im Bereich der Lunzer Decke treten einerseits eine Reihe von Fenstern auf (z. B. Urmannsau-Fenster, Jessnitz-Fenster), in denen die Gesteine der überfahrenen Frankenfelser Decke zu Tage treten, andrerseits im südlichen Bereich etliche Deckschollen (z. B. Gösinger und Hochstadel-Deckscholle S Puchenstuben) der nächst höheren tektonischen Einheit (Reisalpen-„Decke"). Im einzelnen bestehen allerdings Differenzen über die Abgrenzung bzw. Zuordnung einzelner Schollen zu bestimmten Einheiten.

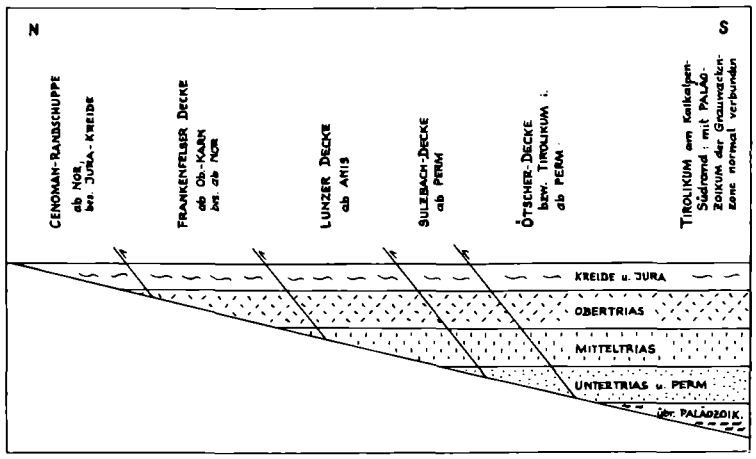


Abb. 30. Schema zum stratigraphischen Umfang der Decken der Voralpen in Niederösterreich. Nach A. TOLLMANN, 1971.

Während die Frankenfelser und die Lunzer Decke als dünnere Decken in Falten gelegt sind, führte der Zusammenschub der südlich der Lunzer Decke gelegenen Ötscher Decke durch den größeren Anteil starrer Kalkmassen zur mehrfachen Zerreißung und zu mehreren Teildecken. Die Ötscher Decke läßt sich von der südwestlichen Landesgrenze (Lassing—Hochkar) mit mehreren Teildecken [Reisalpen- [10]), Unterberg- und Göller-Teildecke] in annähernd gleicher Breite bis zum Westrand des Wiener Beckens verfolgen. Sie wird im Norden von der Überschiebungs„linie" Lunz—Altenmarkt—Brühl, im Süden von der Mariazeller—Puchberg—Hernstein-Linie begrenzt. Im westlichen Niederösterreich sind nur zwei Einheiten (Unterberg-Teildecke = Ötscher Decke s. str. und Göller Teildecke) ausgebildet. Die Reisalpen-Teildecke tritt erst östlich von Lunz auf und verläuft im Osten bis gegen Altenmarkt. Die Ötscher Decke (s. str.), die im Westen das Hochkar, Dürrenstein, Ötscher und Gemeindealpe als wichtigste Massive umfaßt, erstreckt sich als verhältnismäßig schmaler Streifen im Osten gleichfalls bis in den Raum Altenmarkt—Peilstein. Die Göller-Teildecke als südlichste Einheit ist durchgehend von Südwesten bis zum Wiener Becken zu verfolgen. Sie ist im Norden durch die von E. SPENGLER erkannte Neuhaus—Rothwalder-Überschiebung, deren Fortsetzung im Südwesten durch A. TOLLMANN

[10]) Die Stellung der Annaberger Decke E. SPENGLERS wird diskutiert; sie kann jedoch als Westabschnitt der Reisalpen-„Decke" angesehen werden.

festgestellt wurde, begrenzt. Sie umfaßt Göller und Gippel, Dürre Wand, Mandling, den Hohen Lindkogel und den Anninger als wichtigste Bergmassive. Die Ötscher Decke (s. l.) umfaßt auch Ablagerungen der älteren Trias (Werfener Schichten). Kennzeichnend ist weiter die typische Ausbildung der Gosauschichten in ihrem Bereich sowie das Auftreten von Wettersteinkalk und eine reiche Entwicklung von Dachsteinkalk. Eine Reihe tektonischer Fenster (z. B. Schmelz-Fenster, Annaberg-Fenster, Türnitzer Fenster und Schwechattal-Fenster bei Sattelbach), die bereits durch L. Kober und E. Spengler erkannt wurden und zu denen durch Neukartierungen etliche weitere gekommen sind, dokumentieren im nördlichen Deckenraum die Überschiebung auf die Lunzer Decke (s. l.). Allerdings besteht über Einzelheiten (z. B. Rahmenabgrenzung und Deutung des

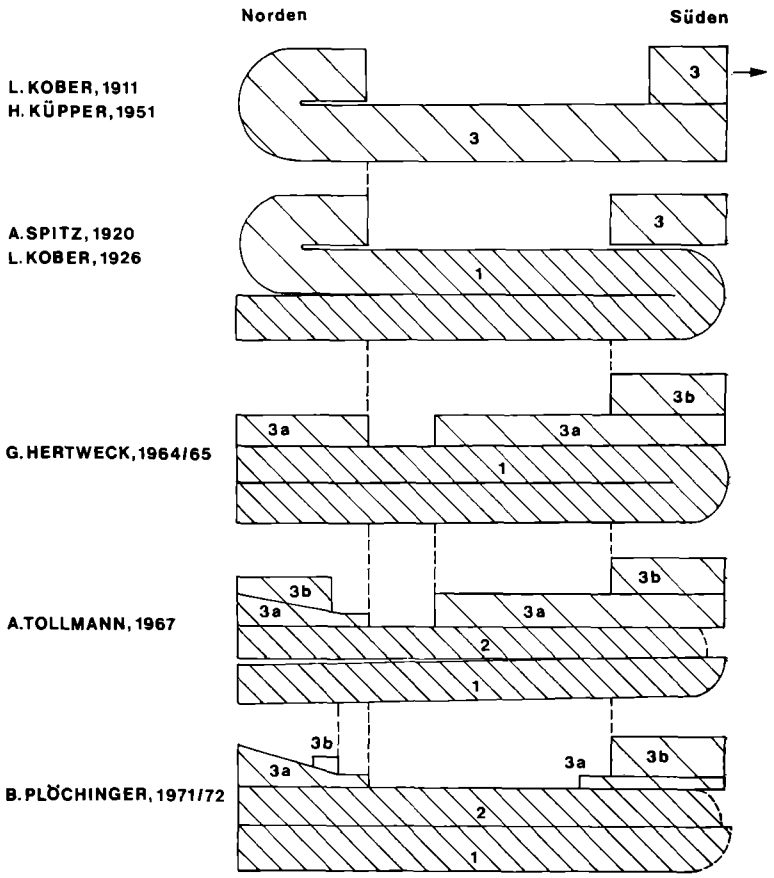


Abb. 31. Schematische Darstellung der Deutung des Schwechattalfensters seit seiner Entdeckung durch L. Kober, 1911. (Entwurf von B. Plöchinger freundlicherweise zur Verfügung gestellt.)
1 = Lunzer Decke (= Höllensteinzone nach A. Spitz, 1920),
2 = Teil der Sulzbachdecke, der sich aus dem Hangendschenkel einer gegen Norden überkippten Mulde des Lunzer Decken-Südrandes entwickelt hat (A. Tollmann, 1966),
3 = Göller Decke (= Teildecke der Ötscher Decke nach L. Kober, 1912),
a = Peilstein-Schuppe, b = Lindkogel-Schuppe.

Fensterinhaltes des Schwechattal-Fensters der Lunzer- bzw. Sulzbach-Decke) keine Einhelligkeit (vgl. G. HERTWECK, B. PLÖCHINGER, A. TOLLMANN). Übereinstimmung besteht darin, daß man hier unter Schuppen der Göller Decke vorwiegend invers gelagerte Schollen eines gegen Norden überschlagenen Südteiles der Lunzer Decke (Sulzbachdecke) annimmt (Abb. 31 und 32). Gleichfalls nicht ganz abgeklärt ist das vereinzelte Vorkommen flyschähnlicher (paleozäner) Gesteine im Bereich der nordöstlichen Göller-Teildecke, wie sie etwa B. PLÖCHINGER im Gebiet des Kirchwaldes NW Mayerling nachweisen konnte. Hier stehen die Deutungen (Flyschschürfling oder eine von den Gießhübler Schichten abweichende Fazies paleozäner Gosauablagerungen) einander gegenüber. In diesem Zusammenhang ist grundsätzlich auf das Vorkommen sogenannter Schürflinge hinzuweisen, also ganze Schichtpakete, die bei tektonischen Überschiebungen auf der Unterlage liegen geblieben sind und durch nachfolgende Bewegungen an Deckengrenzen hochgeschleppt wurden. So konnte G. HERTWECK verschiedene bisher als Fenster (z. B. Groisbach, Nöstach) gedeutete Vorkommen im Bereich der östlichen Kalkalpen als Reste eines Schürflingsteppichs der Frankenfelser Schubmasse belegen. B. PLÖCHINGER beschreibt Lias-Mergelschiefer der

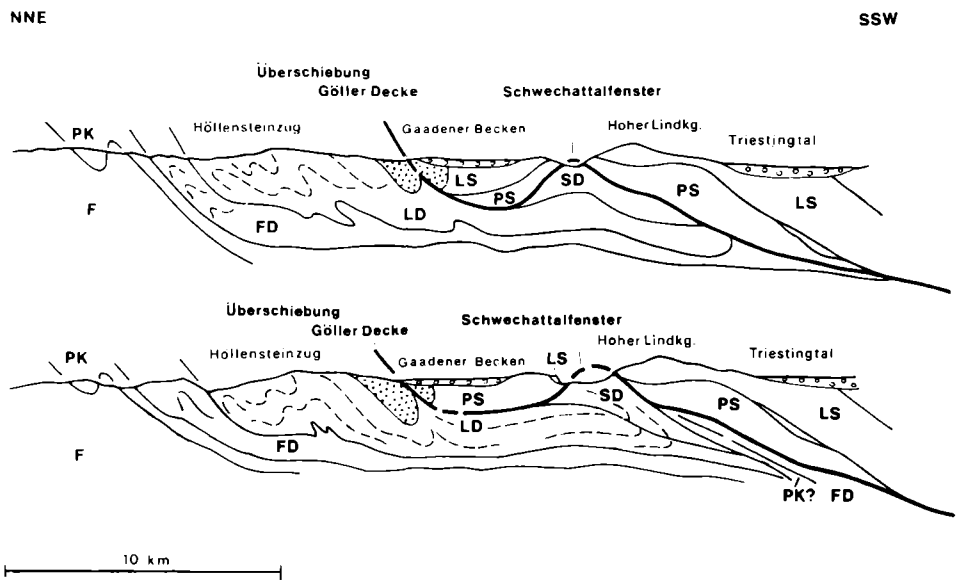


Abb. 32. Profile durch das Schwechattalfenster und verschiedene Deutungen in tektonischer Hinsicht. a) Deutung nach A. TOLLMANN (1967), b) Deutung nach B. PLÖCHINGER (1971/72).

LS = Lindkogel-Schuppe der Göller Decke
PS = Peilstein-Schuppe der Göller Decke
SD = Sulzbach-Decke (verfrachteter Teil des überkippten Südschenkels der Lunzer Decken-Südrandmulde (A. TOLLMANN, 1966)
LD = Lunzer Decke
FD = Frankenfelser Decke
PK = Pienidische (St. Veiter) Klippenzone
F = Flyschzone
Punktsignatur = Gosauablagerungen, Ringsignatur = jungtertiäre Ablagerungen.

(?) Frankenfelser Decke nächst der Kirche von Hinterbrühl, die als Schürfling in die Werfener Schichten der Göller Decke eingeschuppt sind. Allerdings bestehen auch hier Meinungsverschiedenheiten hinsichtlich der tektonischen Zugehörigkeit einzelner derartiger Vorkommen (s. G. WESSELY und A. TOLLMANN). Im Bereich der Göller Teildecke finden sich verschiedene Deckschollen der Hohe Wand-(= Mürzalpen-)Decke (z. B. Deckschollen von Hernstein und Wopfing, Balberstein-Deckscholle sowie im Raum S und SW von Mariazell).

Südlich der Linie Pyhrn—Mariazell—Puchberg—Hernstein liegt die von E. KRISTAN-TOLLMANN & A. TOLLMANN als Mürzalpen-Decke bezeichnete Einheit über der Ötscher-Decke (Tirolikum). Sie ist gekennzeichnet durch das Vorkommen der voralpinen hauptdolomitreichen und der hochalpinen riffkalkreichen Dachsteinkalkfazies und der Hallstätter Fazies mit den typischen Hallstätter Ammonitenkalken. Der östlichste Abschnitt entspricht der Hohe-Wand-Decke mit einigen Deckschollen (z. B. Schloßfelsen von Hernstein, Wopfinger Deckscholle). Die Schichtfolge reicht in diesem Gebiet vom Permoskyth bis in den Lias; Gosau ist in typischer Weise entwickelt. Die Mürzalpen-Decke erstreckt sich demnach vom Gesäuse über den Hochschwab, Tonion und Schneealpe bis zur Hohen Wand und den Fischauer Bergen im Osten, eine Auffassung, die von A. THURNER abgelehnt wird, der die Hohe-Wand-Decke als selbständige Einheit ansieht. Diese Decke gehört zusammen mit der nur im östlichen Abschnitt trennbaren Schneeberg-Decke zu den hochalpinen Decken, auf deren tektonische und fazielle Besonderheiten bereits hingewiesen wurde. Die Gesteine der Schneeberg-Decke entsprechen der Riffkalkfazies, die nach A. TOLLMANN weiter im Westen noch mit dem nördlich benachbarten Hallstätter Faziesstreifen vereint sind, im Osten hingegen tektonisch abgerissen und als Schneebergdecke auf die Mürzalpendecke überschoben ist. Diese Überschiebung wird durch mehrere tektonische Fenster (Höfleiner Fenster, Ödenhoffenster und Hengstfenster) dokumentiert, in denen zum Teil nicht nur Gesteine der Mürzalpen-Decke, sondern auch des Tirolikums (Hengstfenster und teilweise im Ödenhoffenster) frei liegen (s. B. PLÖCHINGER). Die Schneeberg-Decke baut die Massive von Rax und Schneeberg auf. Sie ist nach A. TOLLMANN im unmittelbar westlich davon anschließenden Abschnitt erosiv in mehrere Deckschollen aufgelöst (z. B. Roßkogel-, Student-, Lachalpen- und Rauhensteindeckscholle), die seinerzeit als Lachalpendecke zusammengefaßt wurden. Im Westen entspricht der Mürzalpen- und der Schneeberg-Decke die Hallstätter und die Dachstein-Decke (Abb. 33).

Während vom Norden nach Süden jeweils tektonisch höhere Einheiten übereinander folgen und somit die hochalpinen Decken über dem Tirolikum liegen, fallen die Gesteine der südlich anschließenden Grauwackenzone unter die Kalkalpen ein, deren Basis sie bilden. Entsprechend ihrer tektonischen Position faßt man die Nördlichen Kalkalpen und die Grauwackenzone als Oberostalpin zusammen, im Gegensatz zum Unterostalpin im Bereich der Zentralzone der Alpen (s. u.).

Damit ist der tektonische Bau der Nördlichen Kalkalpen auf niederösterreichischem Boden in den Grundzügen besprochen. Hinsichtlich der weiteren Untergliederung in Untereinheiten (Schuppen, Mulden, Antiklinalen) sei auf

die zusammenfassende Übersicht bei A. TOLLMANN aus dem Jahre 1967 verwiesen, die eine detaillierte Darstellung im Maßstab 1 : 100.000 enthält.

Der Gebirgsbau der Nördlichen Kalkalpen und damit der gesamten Ostalpen wird nur im Sinne der sogenannten Deckenlehre verständlich, die in den kalkalpinen Einheiten allochthone, also ortsfremde Elemente sieht, die primär nicht nördlich der Zentralalpen (Tauern usw.), sondern südlich davon beheimatet waren. Diese Allochthonie ist heute durch zahlreiche Belege hinreichend dokumentiert. Angefangen von Tiefbohrungen, von denen hier nur jene von Urmannsau im Bereich der Lunzer Decke erwähnt sei. Diese Bohrung wurde

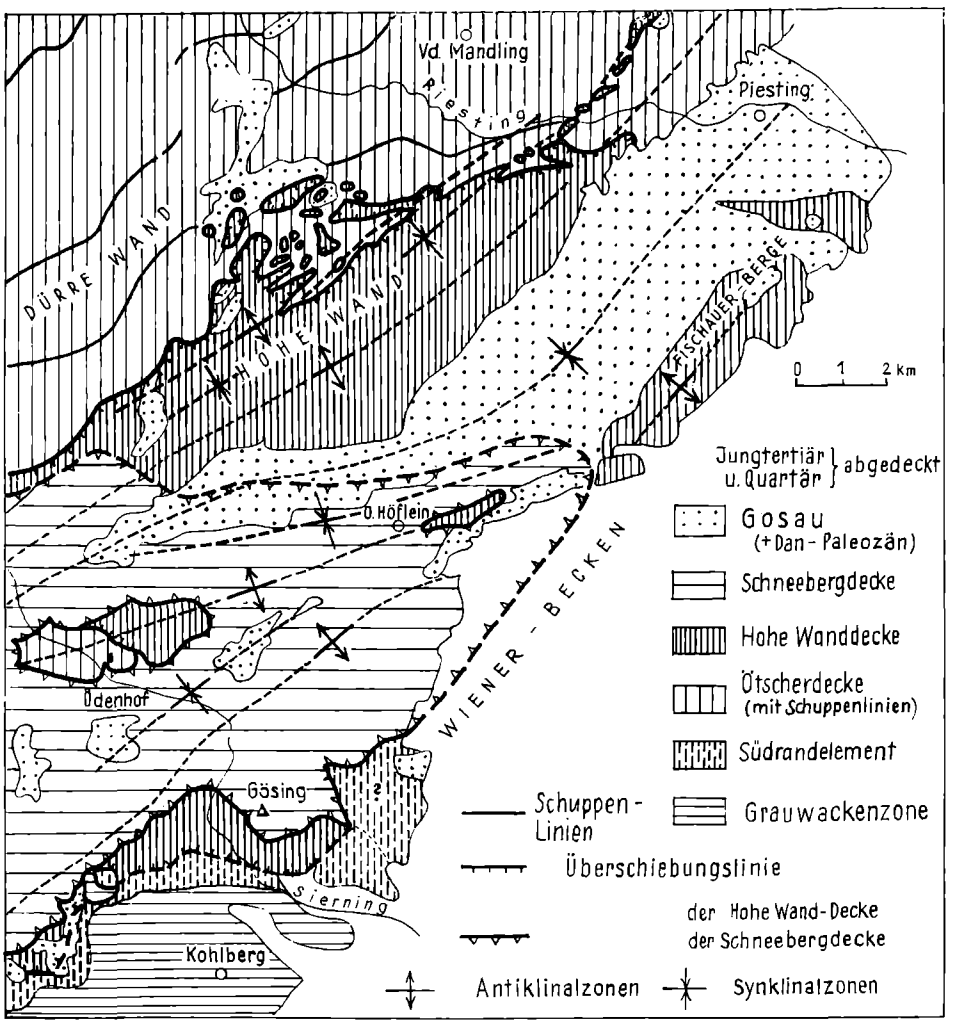


Abb. 33. Tektonische Übersichtskarte des Hohe Wandgebietes mit der Ötscher-, der Hohe Wand- und der Schneebergdecke. Nach B. PLÖCHINGER, 1967. Beachte Deckschollen der Hohe Wand-Decke nördlich und nordwestlich der Hohen Wand, das Höfleiner Fenster und das Ödenhof-Doppelfenster.

in dem von L. KOBER entdeckten tektonischen Fenster von Urmannsau E Gaming in einer Entfernung von 7,5 km vom Nordrand der Kalkalpen bis zu einer Tiefe von 3033 m abgeteuft. Sie hat nach A. KRÖLL & G. WESSELY unter den tieferen kalkalpinen Einheiten Flysch, Helvetikum, allochthone und autochthone Molasse über dem Kristallin der Böhmischen Masse angetroffen. Sie bestätigt — zusammen mit anderen Bohrungen — das durch geophysikalische (seismische) Messungen gewonnene Ergebnis, daß die Basis der alpinen Einheiten trotz oft steilen Einfallens an der Stirn, gegen das Alpeninnere zu flach verläuft. Weitere Hinweise auf die Allochthonie bilden die Flysch- und Helvetikumsfenster, die kalkalpinen Deckschollen, ferner die (Grestener) Schürflinge an der Basis der kalkalpinen Decken, die nach G. HERTWECK bis zu den höheren tektonischen Einheiten der Ötscher Decke auftreten sowie die unterschiedlichen Faunenprovinzen, die trotz lithologischer und auch fazieller Ähnlichkeiten und Übereinstimmungen die räumliche Trennung der einstigen Ablagerungsräume rekonstruieren läßt. Auch in dieser Hinsicht erwies sich der Nachweis von autochthonem Mesozoikum im Untergrund alpiner Einheiten als wesentlich. Weiters erscheint für den Fernschub der Nördlichen Kalkalpen die faunistische Übereinstimmung („nordalpine Fazies") mit dem Drauzug (Lienzer Dolomiten) bzw. den Südalpen ebenso von Bedeutung, wie etwa das Vorkommen außeralpiner Faunenelemente in zentralalpinen mesozoischen Serien des Unterostalpins (z. B. Semmeringserie; s. A. TOLLMANN). Auch die in den Nördlichen Kalkalpen verbreiteten anisisch-ladinischen Tuffe und Tuffite und die dazwischenliegenden tuffreien Gebiete der Zentralalpen sprechen nach A. TOLLMANN in gleichen Sinn. Auf die regionale Gleichsetzung mit Einheiten in den Westkarpaten sei noch zurückgekommen.

Vorerst sei noch auf einige tektonische Strukturen verwiesen, die auch zum Verständnis des zeitlichen Ablaufes der Gebirgsbildung beitragen. Entsprechend der ursprünglichen Anlage und dem Schub bzw. dem Abgleiten vom Süden her streichen die einzelnen Einheiten ungefähr W-E und biegen im Osten in die SW-NE-Richtung der Westkarpaten um, ohne daß dieses Umschwenken am Ostrand der Alpen in den verschiedenen Einheiten völlig übereinstimmend erfolgt. Zu den auffälligsten Strukturen zählen jedoch zweifellos die Weyerer Bögen. Im Bereich dieser Bögen ist der West-Ostverlauf jäh unterbrochen, indem die Einheiten vom Osten her bogenförmig nach Süden umschwenken. Von den verschiedenen Deutungen (primär bogenförmige Geosynklinale, orogenetisch bedingte Störung durch Untergrundsporn bzw. als Quereinengung; vgl. E. CLAR, S. PREY, B. PLÖCHINGER, G. ROSENBERG, E. SPENGLER, P. STEINER, A. THURNER, A. TOLLMANN) kommen nur letztere in Betracht. Nach E. CLAR ist eine auffällige Übereinstimmung mit ähnlichen, in der südlichen Fortsetzung gelegenen Querstörungen in der Grauwackenzone im Gebiet von Eisenerz und im Muralpenkristallin vorhanden, so daß die Weyerer Bögen, nach den Worten von F. HERITSCH, nicht nur den südlichen Teil der Böhmischen Masse abbilden, sondern auch eine alte Tektonik des Hochkristallins. E. CLAR deutet diese Übereinstimmung im Sinne einer sogenannten „gebundenen Tektonik" durch ein nachträgliches Zergleiten eines mächtigen, ursprünglich zusammen verformten Formationsstapels und nicht als dreifaches, durch einen Untergrundsporn verursachtes Geschehen. Damit ist die Frage nach dem Alter derartiger Querstörungen in der Grauwacken-

zone verknüpft, die bis vor kurzem als variszisch angesehen wurden, nach W. FRITSCH jedoch alpidisch entstanden sind. S. PREY & B. PLÖCHINGER weisen auf die Beziehungen zu der NW-streichenden Windischgarstener Störung in Oberösterreich hin. Im Bereich der Weyerer Bögen sind durch die Einbeziehung der Gosauvorkommen nachgosauische Bewegungen erwiesen. Weitere Querstörungen, die sich in Brüchen, Faltungen und Aufschuppungen äußern, sind wiederholt aus den Nördlichen Kalkalpen beschrieben worden. Sie sind meist jünger als die S-N-Bewegungen und erfassen verschiedentlich auch die „Klippen"- und Flyschzone. Ältere Querstörungen sind durch B. PLÖCHINGER, S. PREY, G. ROSENBERG und A. RUTTNER beschrieben worden.

Die Gebirgsbildung erfolgte in verschiedenen Phasen mit recht unterschiedlicher Intensität, deren Zeitpunkt und Ausmaß allerdings nicht einhellig beurteilt werden. Nach geringen Krustenbewegungen in der jüngeren Triaszeit und während des Jura erfolgten die bedeutendsten Bewegungen zur Kreide- und Tertiärzeit. Besonders wichtig sind die Vorcenomane (Austrische) im Alb und die Vorgosauische Phase (= Mediterrane Phase A. TOLLMANNS) im Turon. Diese Bewegungen führten zur Falten- und Deckenbildung und damit zu weiträumigen Überschiebungen, wenngleich manche Hinweise dafür nicht stichhaltig sind (s. R. LEIN). So wird das Fehlen von Gosauablagerungen im Bereich der Frankenfelser Decke von R. OBERHAUSER mit der schon vorgosauisch erfolgten gänzlichen Überschiebung durch höhere Decken in Zusammenhang gebracht. Spätere Bewegungen im Alt-Tertiär (Illyrische bzw. Pyrenäische Phase) führten zur Wiederbelebung alter Schubbahnen und damit zu weiteren Faltungen und Verschuppungen einzelner Decken sowie zur beginnenden Überschiebung des Flysches durch die Kalkalpen und zur Einfaltung bzw. Einschuppung der Gosauablagerungen. Die jüngeren tektonischen Bewegungen im Mittelmiozän (Steirische Phasen) betreffen praktisch nur mehr Flysch und Helvetikum sowie die Waschbergzone gegenüber der Molasse. Die zeitliche Einstufung dieser tektonischen Ereignisse, die sich vor allem durch Transgressionshorizonte mit basalen Konglomeraten (samt „exotischen" Geröllen) und Breccien bemerkbar machen, konnte in den letzten Jahren durch die Mikropaläontologie weitgehend präzisiert werden. Wie bereits oben erwähnt, treten in der Unterkreide (mittleres Alb) die sogenannte „Cenoman"-Transgression, in der Oberkreide die Gosautransgressionen besonders in Erscheinung. Die Gosauablagerungen transgredierten nicht nur auf ein Erosionsrelief, sondern auch auf einen Deckenbau. Allerdings wird das Ausmaß der vorgosauischen Bewegungen verschieden beurteilt, indem nach A. TOLLMANN der Zuschub des Tauernfensters durch das Oberostalpin bereits zur Oberkreidezeit, nach R. OBERHAUSER hingegen erst im Tertiär (Eozän) erfolgte, ohne daß letzterer eine kretazische Interntektonik in den Kalkalpen in Abrede stellt (s. o.). Wesentliche Argumente für diese Auffassung bilden die Zusammensetzung der „exotischen" Gerölle im kalkalpinen „Cenoman" bzw. die Schwermineralspektren der Sedimente der Kreide-Teilträge, die Hinweise auf die Zusammensetzung der einstigen kristallinen Liefergebiete geben und die meist unter Mitwirkung von Olisthostromen, also submarinen, gravitativ transportierten „Blockmuren" erklärt werden. Abgesehen von den Unterschieden zwischen faziell oft sehr ähnlichen kalkalpinen und Flyschsedimenten, ist in den kalkalpinen Kreideablagerungen vor

allem der Umschlag von der Chromit-Zirkon-Vormacht, die auf basische Eruptiva hinweist, zur Granat-Vormacht, die vornehmlich für metamorphe Gesteine spricht, im Campan wesentlich. Letztere hält bis in das Paleozän an (s. G. WOLETZ). E. CLAR nimmt eine vermittelnde Haltung ein und meint, daß das Oberostalpin zur Kreidezeit nur den Südtrog des Pennins überwältigt hat. Die jeweilige Beantwortung dieser Fragen hat selbstverständlich auch entsprechende Konsequenzen für die Beurteilung der Position der Flyschzone.

Gleichfalls diskutiert wird die Parallelisierung mit den Einheiten in den Westkarpaten, indem einerseits die „subtatrischen" Einheiten zur Gänze mit dem Oberostalpin (s. R. SCHÖNENBERG) und damit etwa die Križna-Decke mit der Frankenfelser und die Choč-Decke mit der Lunzer Decke gleichgesetzt werden (s. S. PREY), andrerseits A. TOLLMANN die Križna-Decke als unterste Decke mit dem Unterostalpin und erst die Choč-Decke (samt den Gemeriden) mit dem Oberostalpin parallelisiert. Für diese Parallelisierung werden, abgesehen von der Position, vor allem fazielle Übereinstimmungen als wesentlich erachtet, die jedoch für die einzelnen Perioden (Trias, Jura) zu unterschiedlichen Ergebnissen führen.

Auch die Tiefbohrungen im kalkalpinen Untergrund des Wiener Beckens geben wertvolle Hinweise für einen weiteren Vergleich mit den Westkarpaten. Die Tiefbohrungen im Raum von Aderklaa und Schönkirchen bestätigten nach J. KAPOUNEK & S. HORVATH sowie A. KRÖLL & G. WESSELY den Aufbau des kalkalpinen Beckenuntergrundes aus verschiedenen tektonischen Einheiten, die G. WESSELY (Vortrag 26. Jänner 1973) in Übereinstimmung mit der Deckengliederung als Frankenfelser und Lunzer Schuppensystem, als Ötscher Decke und höhere kalkalpine Einheiten unterscheidet. Bemerkenswert sind die mächtigen Paleozän-Sedimente der Fortsetzung der Gießhübler Mulde, die mit der Brezova-Serie der Westkarpaten verglichen wurden, doch ist dies nach G. WESSELY nicht zutreffend. Auf den Vergleich mit den Westkarpaten wird noch im Abschnitt über die Zentralzone zurückgekommen.

8. Die Grauwackenzone

Definition: Die Grauwackenzone verdankt ihren Namen einer ursprünglich von Bergleuten für stark verfestigte dunkle psammitische Gesteine des Paläozoikums verwendeten Bezeichnung. Sie konnten auch in den Alpen nachgewiesen werden und führte schließlich zur Abtrennung der Grauwackenzone. Der Begriff ist demnach primär für eine bestimmte Gesteinsausbildung geprägt worden und soll hier in Übereinstimmung mit H. WIESENEDER auf jene weitgehend verfestigten klastischen Gesteine beschränkt werden, deren Zwischenmittel im Zuge einer schwachen Metamorphose eine Rekristallisation erfahren hat. Weiters ist der schlechte Sortierungsgrad und die geringe Abrundung der einzelnen Gesteinskomponenten zu erwähnen (vgl. A. SCHERP). Der weitaus größere Anteil der Gesteine ist allerdings nicht als Grauwacke ausgebildet. Als Grauwackenzone wird jedoch allgemein die Gesamtheit jener paläozoischen Gesteinsserien verstanden, die zwischen den Nördlichen Kalkalpen und der Zentralzone auftreten,

weitgehend unabhängig von der Gesteinsbeschaffenheit. Es ist somit ein stratigraphisch-tektonischer Begriff.

Abgrenzung: Die Grauwackenzone ist in Niederösterreich als ein nur wenige Kilometer breiter Geländestreifen entwickelt, der sich in einer Länge von kaum 25 km vom Preiner Gscheid im Westen bis annähernd gegen Ternitz im Osten erstreckt und im Norden von den Nördlichen Kalkalpen, im Süden durch eine nördlich von den Adlitzgräben bis Hart bei Gloggnitz verlaufenden Überschiebungslinie begrenzt wird. Die Gesteine der Grauwackenzone bilden zwar die stratigraphische Basis der Nördlichen Kalkalpen, doch ist der Transgressionsverband tektonisch gestört. Im Osten sinken die Gesteine der Grauwackenzone unter die Sedimente des Wiener Beckens ab und bilden dessen Untergrund im südlichen und südöstlichen Teil. Im Westen setzt sich die Grauwackenzone in wechselnder Breite bis nach Tirol fort. Sie ist durch den Lagerstättenreichtum (z. B. Erzberg bei Eisenerz in der Steiermark, Magnesite der Veitsch [Steiermark] und des Semmering, Eisenerze und Graphit des Semmeringgebietes usw.) gekennzeichnet (Abb. 34).

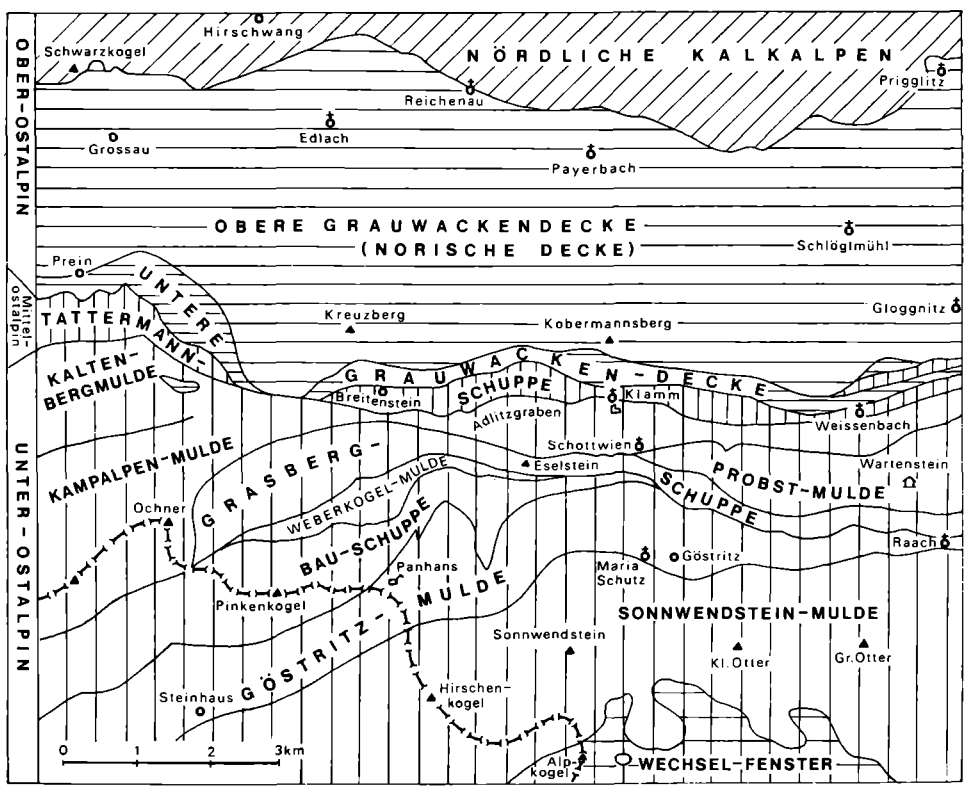


Abb. 34. Tektonische Übersichtskarte des Semmeringgebietes mit der Grauwackenzone und der Zentralzone (Semmeringsystem und Wechselserie). Nach A. TOLLMANN, 1964, vereinfacht umgezeichnet (vergleiche auch Abb. 39).

Morphologie: Die Grauwackenzone fällt bereits im Gelände als sanftwellige Berg- und Kuppenlandschaft auf, die sich scharf von den Plateaubergen der Kalkalpen im Norden und der vielfach durch schroffe Felspartien gekennzeichneten Landschaft des sogenannten Unterostalpin im Süden abhebt. Die durchschnittliche Höhe der meist gerundeten, zum Teil stark bewaldeten Hügel und Berge beträgt 600 bis 800 m und steigt erst im Westen auf 1200 bis 1600 m Höhe an. Sie bietet sich dadurch als natürlicher Alpenübergang an, der auch für die Trasse der Semmeringbahn ausgenützt wurde. Charakteristisch sind auch die oft ansehnlichen Halden und Pingen alter Bergbaue, die verschiedentlich bereits in prähistorischer Zeit angelegt wurden (z. B. hallstattzeitliche Bergbaue von Prigglitz—Gasteil, urnenfeldzeitliche Kupferbergbaue in der Prein).

Gesteine und Stratigraphie: Die Grauwackenzone umfaßt eine Abfolge von verschiedenen meist schwach (anchi- bis epi-)metamorphen Gesteinen, wie Grauwacken, Quarzgrauwackenphyllite, Grünschiefer, Eruptivgesteine (metamorphe Quarzporphyre), Kalke, Dolomite, Ton- und Kieselschiefer (Lydite). Das Zurücktreten von Fossilien, die starke tektonische Verschuppung und die etwas metamorphen Gesteine erschweren eine sichere Stratifizierung, weshalb stets gesteinskundliche und tektonische Gliederungsversuche im Vordergrund standen. Die ältere Erforschungsgeschichte der Grauwackenzone ist mit Namen wie J. Czjžek, D. Stur, F. Toula, H. Mohr und H. P. Cornelius untrennbar verknüpft. Ursprünglich nur auf silurische Fossilfunde aus Dienten im Pongau in der westlichen Grauwackenzone gestützt, haben 1877 die Entdeckung von karbonischen Pflanzenresten bei Klamm am Semmering und von marinen Fossilien bei Veitsch die altersmäßige Zugehörigkeit auch zum Jung-Paläozoikum dokumentiert (s. F. Toula). Mit Einführung der Deckenlehre in den Ostalpen wurde auch der Deckenbau der Grauwackenzone durch H. Mohr und L. Kober erkannt. In neuerer Zeit haben Untersuchungen von A. Tollmann zu einer präziseren Abgrenzung der Gauwackenzone gegenüber den Gesteinen der Zentralzone geführt, indem verschiedene ursprünglich der Grauwackenzone zugeordnete Schichtglieder als zur Zentralzone gehörig erkannt wurden, sowie solche von G. Flajs und H. Mostler mit Hilfe der Conodontenstratigraphie in der Steiermark bzw. im Bereich der westlichen Grauwackenzone neue Erkenntnisse über die zeitliche Einstufung und Gliederung erbracht (s. Tab. 11).

Für die Alterseinstufung der auf niederösterreichischem Boden fossilfreien Gesteine bieten somit einerseits Fossilfunde im Raum von Eisenerz, andrerseits aber auch — unter Voraussetzung ihrer Einmaligkeit und damit nach H. Flügel als einzeitiges, prostratigraphisch verwertbares Ereignis — die in der östlichen Grauwackenzone regional verfolgbare Porphyroidplatte der „Blasseneck-Serie" als Leithorizont wertvolle Anhaltspunkte, indem letzterer die Schichtfolge in eine obere und untere Gruppe teilt, wie bereits F. Heritsch hervorhob.

Die Gesteine sind hier ungeachtet ihrer tektonischen Zugehörigkeit besprochen, wobei die Abfolge infolge der tektonischen Verschuppung nicht immer eindeutig ist. Es sind ausschließlich paläozoische Gesteinsserien, die vom Ordovizium bis in das Ober-Karbon reichen, sofern man Prebichl-Schichten und Haselgebirge des Ober-Perm als Basis der Nördlichen Kalkalpen wertet (s. S. 112). Kambrische

Gesteine konnten nach neuesten Untersuchungen durch H. MOSTLER auch in der (westlichen) Grauwackenzone nicht nachgewiesen werden.

Die einzelnen als stratigraphisch zusammengehörig erkannten Gesteinsgruppen werden meist als Serien ausgeschieden. Die unter dem Porphyroid liegende Serie ist vorwiegend schiefrig-sandig ausgebildet. Kalke treten weitgehend zurück. Es ist die Silbersbergserie (nach dem Silbersberg [= Silberberg bei F. TOULA] NW Gloggnitz; Silbersberggrauwacke der älteren Literatur), die sich hauptsächlich aus phyllitischen Schiefern (Silbersbergschiefer als meist graue, seidig glänzende serizitisch-chloritische Phyllite mit Übergängen zu schiefrigen

Tabelle 11. Die Altersstellung der Gesteine der Grauwackenzone in Niederösterreich.

Perm	Ober-	Prebichl-Schichten	
	Unter-	—	
Karbon	Ober-	Graphit-Karbon	„Veitscher-Decke“
	Unter-	Veitscher Magnesit-Karbon	
Devon		„Erzführende Kalke“	Norische Decke
		Radschiefer-Serie	
Silur			
		„Blasseneck“-Porphyroid	
Ordovizium		Silbersberg-Serie	

Sandsteinen) mit Einschaltungen von Konglomeraten (Silbersbergkonglomerat) und Grünschiefern (magmatischer Entstehung), ferner aus Quarziten, Lyditen (dunkle Kieselschiefer) und gelegentlich auch Flaserkalken zusammensetzt. Fossilien fehlen fast völlig, doch konnte G. FLAJS im Raum von Eisenerz aus einer dolomitischen Flaserkalkbank in den Hangendpartien eine Conodontenfauna des Ober-Ordoviziums nachweisen (Bereich I der Conodontengliederung nach O. H. WALLISER). Demnach entspricht die Silbersbergserie, die mit dem Wildschönauer Schiefer in der westlichen Grauwackenzone parallelisiert wird, dem Ordovizium. Die völlig konkordant mit den Silbersbergphylliten einfallenden Grünschiefer durchziehen die Silbersbergserie in mehreren Zügen. Sie werden allgemein als metamorphe Diabase oder Tuffe angesehen. Es sind nach R. PETTIN Epidot-Chloritschiefer. Der aus der Umgebung von Gloggnitz (Schloßberg), von Payerbach und Reichenau bekannte Riebeckitgneis („Forellenstein“) liegt innerhalb der Silbersbergserie. Die Entstehung wird diskutiert, doch ist nach Feldbefunden, petrologischen und chemischen Analysen mit A. V. PHADKE anzunehmen, daß es sich um einen metamorphen Alkali-Rhyolith (Quarzkeratophyr) handelt.

Die über der Silbersbergserie folgende mächtige Porphyroidplatte (= „Blasseneck“-Porphyroide; Blasseneckgneise der älteren Literatur) ist eine der kennzeichnendsten Gesteinseinheiten der Grauwackenzone und bildet meist die höchsten Rücken und Kuppen (z. B. Kreuzberg, Kobermannsberg, Eichberg-Gotscha-Kogl), die Erosionsreste einer einst weiter verbreiteten Einheit darstellen.

Es sind metamorphe saure Ergußgesteine (Quarzporphyre), die auf die einstige rege vulkanische Tätigkeit an der Wende Ordovizium—Silur hinweisen. In der feinkörnigen Grundmasse treten Quarz und andere Einsprenglinge auf.

Die über der Porphyroidplatte folgende Gesteinsserie zeigt eine stärkere fazielle Gliederung, indem die als „Radschiefer" beschriebene Gruppe aus serizitischen Schiefern, Sandstein und Quarzitlagen und konglomeratischen Einschaltungen im Westen immer mehr kalkig entwickelt ist, bis im Hangenden der Porphyroide eine fast rein kalkige Entwicklung vorliegt, aus der Brachiopoden (*Kockelella variabilis* WALLISER) und Conodonten (*Hindeodella equidentata* RHODES, *Ozarkodina media* WALLISER, *O. ziegleri* WALLISER, *Plectospathodus exensus* RHODES usw.; Conodontenbereich V oder Ober-Silur [unteres Ludlov]) bekannt wurden (s. G. FLAJS). Die als „Radschiefer"serie bezeichneten Gesteinsschichten umfassen fossilleere Quarzite und (Grün-)Schiefer mit einzelnen Kalk- und Kieselschieferlagen. Die im Raum von Eisenerz im Hangenden der Kockelella-Kalke auftretenden, lithologisch dem Sauberger-Kalk vergleichbaren, hellen, rotgeflammten Kalke haben nach F. HERITSCH von der Rotschütt eine kleine Fauna mit Trilobiten (*Bojoscutellum paliferum* [BEYRICH], *Platyscutellum formosum* [BARRANDE]), Brachiopoden (*Cyrtina heteroclita* [DEFRANCE]) und Korallen (*Favosites bohemicus* BARRANDE) geliefert, die eine Einstufung in das ältere Devon (oberes Siegen bis tieferes Ems) ermöglichen. Die im Hangenden dieses „Sauberger" Kalkes aus Kalk-, Ton- und Kieselschiefern durch G. FLAJS nachgewiesene Conodontenfauna spricht für Siegen bzw. Gedinne (= Unter-Devon).

Recht kennzeichnend für die obere Schichtgruppe ist weiters der als „Erzführende Kalke" zusammengefaßte Gesteinskomplex, der im Hangenden der eben besprochenen Gesteinsserien auftritt. Diese Kalke verdanken ihren Namen den im Raum von Eisenerz (Steiermark) besonders mächtigen Eisenerzlagerstätten. Es sind manchmal richtige massige Riffkalke, die nach spärlichen Korallenfunden dem Mitteldevon angehören, aber auch dünnschichtig bis schiefrig oder mehr minder kristallin bis zu richtigem Marmor entwickelt sein können. Über dieser Serie folgen, vielfach diskordant, permische Prebichlschichten, die bereits als Basis des kalkalpinen Mesozoikums auf S. 112 besprochen wurden.

Als weitere Gesteinseinheiten der Norischen Decke sind aus Niederösterreich (z. B. Florianikogel) noch Radiolarite und bunte Kieselschiefer sowie schwarze kieselige Ton- und Kieselschiefer (= Floriani-Schichten) bekannt, die nach ihrer Lagerung bzw. spärlichen Sporenresten (nach W. KLAUS in B. PLÖCHINGER) ebenfalls dem Devon zuzuordnen sind.

Das Jungpaläozoikum ist nur im Bereich der tieferen tektonischen Einheit (s. u.) ausgebildet. Die marine, kalkige Entwicklung des Unterkarbon ist besonders typisch im Raum von Veitsch (Steiermark) entwickelt, während das nichtmarine, limnische Oberkarbon auf niederösterreichischem Boden durch seine Pflanzenfossilien bekannt wurde. Es sind — neben Tonschiefern und glimmerreichen Sandsteinen — Kalke und Dolomite, die lokal eine metasomatische Magnesitvererzung (Umwandlung der Lagerstätte durch Lösungen) aufweisen (Veitscher Magnesit der Steiermark, Weißenbach-Eichberg bei Gloggnitz usw.). Die Vererzung hat meist die Liegendpartien der Kalkmassen ergriffen. Die aus

dem Veitscher Bereich bekannt gewordenen Brachiopoden (Productiden: *Gigantoproductus giganteus* MARTIN, *G. gigantoides styriaca* METZ, *Echinoconchus punctatus* MARTIN usw.) ermöglichen nicht nur eine Alterseinstufung in das Unterkarbon (Visé), sondern zeigen nach H. FLÜGEL deutliche Beziehungen zum Karbon von Nötsch in Kärnten. Den jüngsten Schichtstoß bilden pflanzenführende Sandsteine, Schiefer, Konglomerate und Graphitschiefer, die H. FLÜGEL als Graphitkarbon bezeichnet. Die von verschiedenen Fundstellen (z. B. Wagner- und Gamperlgraben bei Klamm, Eselbachgraben bei Prein) bekannt gewordenen fossilen Floren lassen eine Einstufung in das tiefere Oberkarbon (Westfal A—B) zu. Die Flora setzt sich nach W. BERGER aus Lepidophyten *(Lepidodendron, Sigillaria)*, Farnsamern (*Neuropteris gigantea* STERNBERG, *N. rubescens* STERNBERG) und Riesenschachtelhalmen (*Calamites suckowi* BRONGNIART) zusammen. Die in diesem Schichtstoß vorkommenden kleineren Graphitlager (z. B. Prein, Breitenstein am Semmering) sind seinerzeit abgebaut worden (Abb. 35).

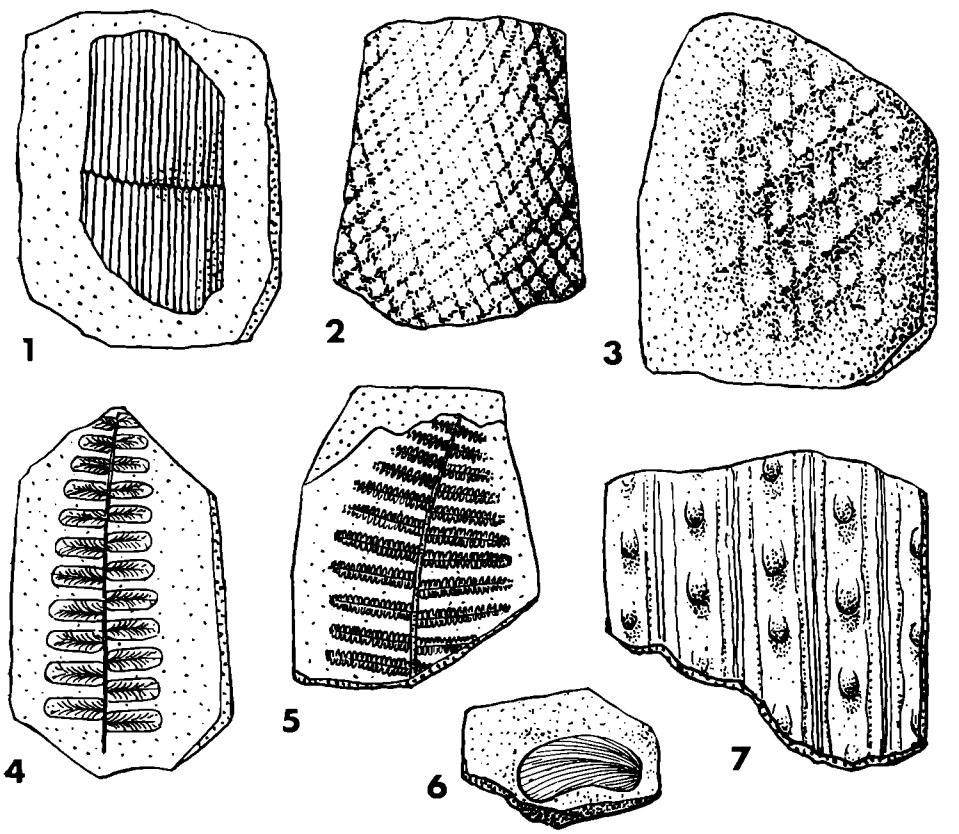


Abb. 35. Fossilien aus der Grauwackenzone. Oberkarbon von Prein (1—3) und Klamm-Schottwien (4—7). 1 *Calamites* sp., 2—3 *Lepidodendron* sp. (*Bergeria*-Erhaltungszustand), 4 *Neuropteris* sp., 5 *Pecopteris* sp., 6 *Neuropteris* sp., 7 *Sigillaria sp.* Sämtliche Figuren in annähernd natürlicher Größe.

Tektonik: Der tektonische Bau der Grauwackenzone ist mit verschiedenen Problemen verknüpft, die auch gegenwärtig noch diskutiert werden. Wie bereits oben erwähnt, streichen die Gesteine der Grauwackenzone ziemlich einheitlich E-W und fallen nach Norden unter jene der Nördlichen Kalkalpen ein. Sie sind als deren stratigraphische Basis anzusehen und bilden mit diese zusammen die Oberostalpine Einheit. Am Florianikogel treten Gesteine der Grauwackenzone unter der tiefsten kalkalpinen Einheit (sogenanntes Südrandelement nach B. PLÖCHINGER) im Florianifenster auf (Abb. 36 und 37). Im Süden liegen sie auf Gesteinen der Zentralzone (Mittelostalpin im Sinne von A. TOLLMANN). Innerhalb der Grauwackenzone werden seit F. HERITSCH zwei „Decken" unterschieden, die obere (nördliche) oder Norische Decke mit Altpaläozoikum (Ordovizium bis Devon) und die untere (südliche) oder „Veitscher Decke" mit Jungpaläozoikum (Karbon). Beide tektonische Einheiten sind durch die Norische Linie im Sinne von L. KOBER getrennt. Diese Überschiebungs„linie" verläuft nördlich von Pottschach gegen Schlöglmühl, Klamm und Prein und setzt sich in der Steiermark fort. An dieser Überschiebungslinie ist örtlich diaphthoritisiertes Altkristallin (z. B. Vöstenhofer Kristallin, ferner östlich Klamm) eingeschuppt (s. H. P. CORNELIUS). Diese Linie bildet die wesentlichste und zugleich auffälligste tektonische Störungsbahn innerhalb der (östlichen) Grauwackenzone.

Ein wesentliches Problem bildet das Alter dieser Deckenbildung, indem sie nach H. P. CORNELIUS durch die variszische, nach A. TOLLMANN jedoch erst durch die alpidische Orogenese entstanden sei, während K. METZ eine variszisch angelegte, jedoch alpidisch stärker überprägte und umgeformte Struktur annimmt. In Zusammenhang damit steht auch der ursprüngliche Ablagerungsraum und die Bewertung der beiden tektonischen Einheiten zur Diskussion. Da die „Veitscher Decke" nur sehr lückenhaft entwickelt ist, deutet sie A. TOLLMANN nicht als eigene Decke, sondern nur als tektonische Schubfetzen an der Basis der Norischen Decke. Demnach würde das Karbon der „Veitscher Decke" dem ursprünglichen Hangenden des Altpaläozoikums der Norischen Decke entsprechen. Es wären somit nur Stirnteile dieser Decke, die von der eigenen, älteren Unterlage überfahren worden waren. Demgegenüber ordnen H. P. CORNELIUS und auch H. FLÜGEL diese beiden Einheiten zwei verschiedenen Ablagerungsräumen zu, wobei sowohl auf das transgressive Übergreifen der Prebichlschichten auf Altpaläozoikum der Norischen Decke, als auch auf das Fehlen einer primären Verknüpfung zwischen Devon und Karbon sowie auf die faunistische Übereinstimmung zwischen Veitscher und Nötscher Karbon hingewiesen wird. Während H. P. CORNELIUS nur allgemein die Norische Decke als Ablagerungen einer Geosynklinale und die Veitscher Decke als jene von deren Vorland sieht, wäre nach H. FLÜGEL das Veitscher Karbon im Bereich der Grenze zwischen dem variszischen Altkristallin und dem südlich davon gelegenen oberostalpinen Altpaläozoikum entstanden und der Ablagerungsraum des Paläozoikums der Norischen Decke noch weiter südlich anzunehmen. K. METZ nimmt einen ursprünglichen Zusammenhang des Karbons der „Veitscher Decke" mit dem von Nötsch über die Zentralalpen hinweg an.

Problematisch ist auch die Parallelisierung mit den Westkarpaten, wo nach R. SCHÖNBERG das Paläozoikum der Gemeriden mit dem der Grauwackenzone bzw. der Karawanken verglichen werden kann.

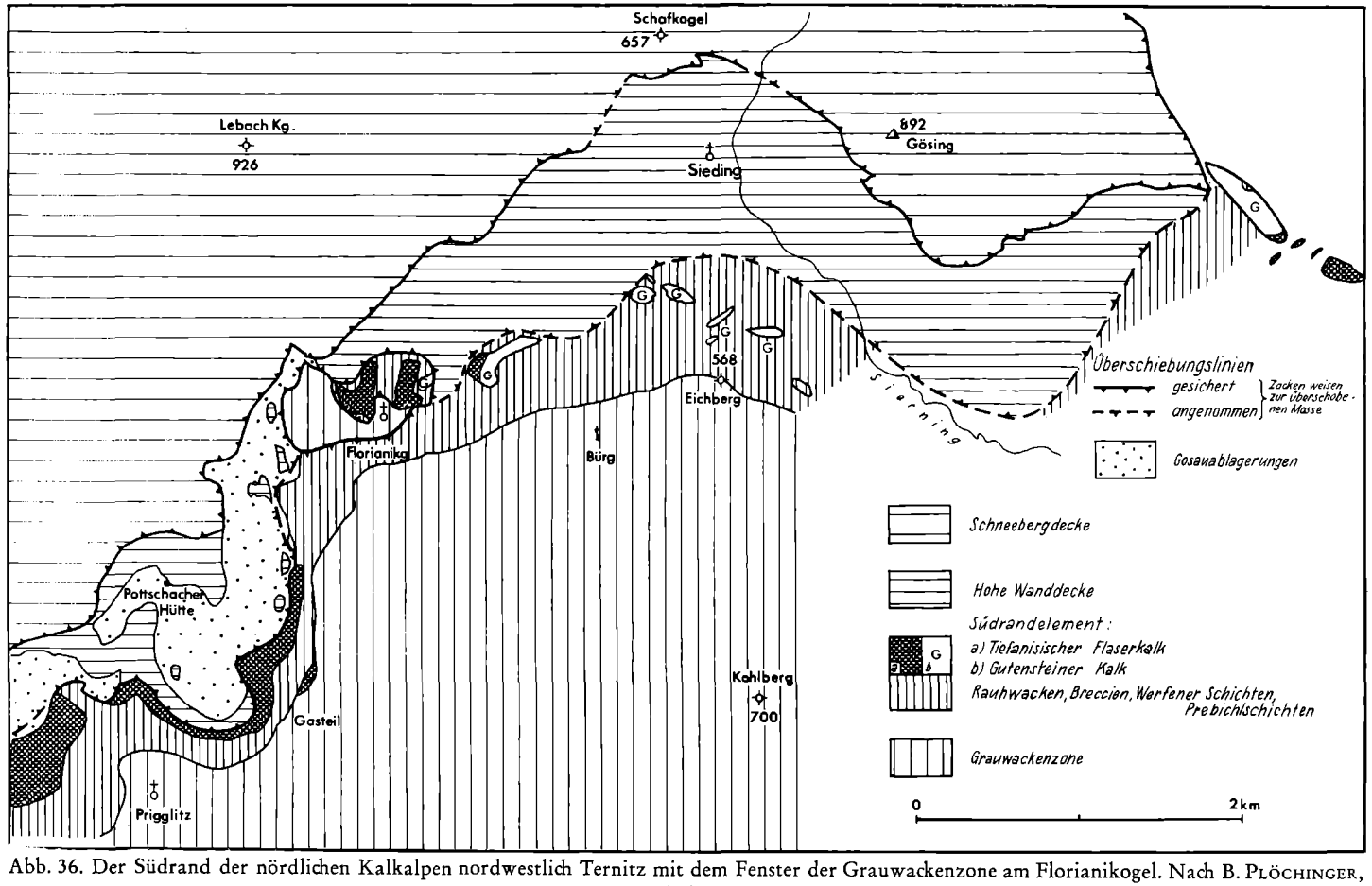


Abb. 36. Der Südrand der nördlichen Kalkalpen nordwestlich Ternitz mit dem Fenster der Grauwackenzone am Florianikogel. Nach B. PLÖCHINGER, 1967.

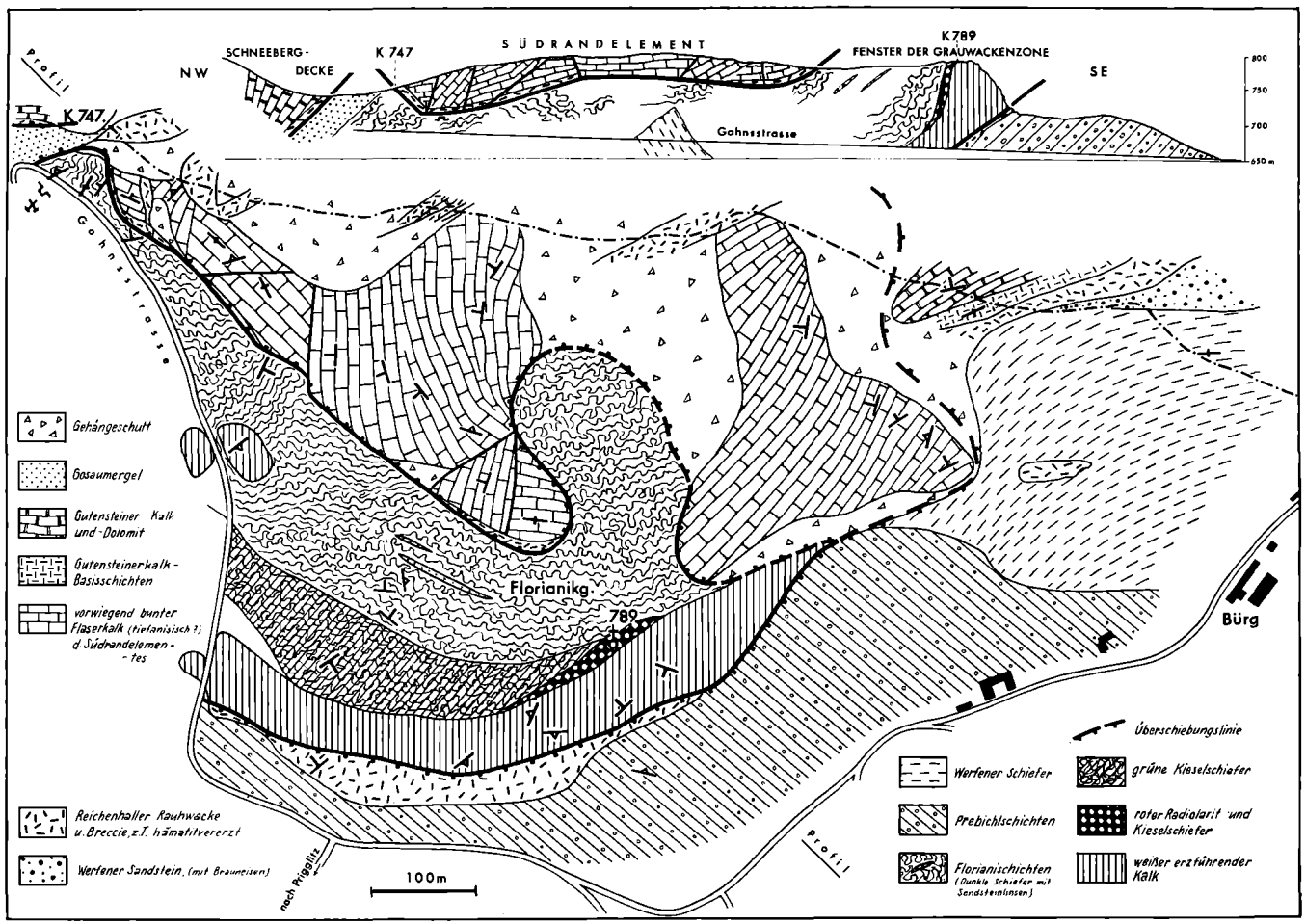


Abb. 37. Das Florianifenster der Grauwackenzone. Geologische Detailkarte samt Profil. Nach B. PLÖCHINGER, 1967.

Verschiedene tektonische Querstrukturen, die besonders weiter im Westen (z. B. Trofaiach-Linie in der Steiermark) auftreten, sind zum Teil erst nach der vorgosauischen Überschiebung entstanden bzw. mit E. CLAR und K. METZ als neuerlich belebte alte Strukturen aufzufassen (vgl. S. 147). Es sind Störungen, die im Zuge der jungalpinen W-E-Einengung entstanden sind.

9. Die Zentralzone der Alpen

Definition: Als Zentralzone der Ostalpen wird der zwischen den Nord- und Südalpen gelegene Bereich bezeichnet, der aus mehreren geologischen Einheiten besteht, deren Gesteine mehr oder wenigr metamorph sind und die eine Reihe von kleineren Lagerstätten enthalten. Es handelt sich um tiefere Einheiten des alpinen Baues, dessen Kristallin von dem der Böhmischen Masse verschieden ist. Die regionale Position einzelner dieser Einheiten (z. B. Tattermannschuppe als Mittelostalpin im Sinne von A. TOLLMANN oder Unterostalpin, Wechseleinheit als Fortsetzung des Pennin oder eigenes Kristallin, Rechnitzer Serie als Grauwackenzone oder Schieferhülle des Pennin) steht auch gegenwärtig ebenso zur Diskussion, wie etwa ihre Fortsetzung bzw. ihre Äquivalente in den Westkarpaten. Auf Grund der bisherigen Untersuchungen lassen sich auf niederösterreichischem Boden folgende Einheiten von Nordwesten nach Südosten unterscheiden: Tattermannschuppe (= ? Mittelostalpin), Semmeringsystem (= Unterostalpin), Wechselserie, Rechnitzer Serie und Schäffern-Sieggrabener Serie (als Deckscholle) (s. Abb. 38). Die Grauwackenzone als Basis der Nördlichen Kalkalpen wird als oberostalpines Element hier nicht zur Zentralzone gerechnet.

Abgrenzung: Die Zentralzone baut den südlichsten Teil Niederösterreichs und Teile seiner östlichen Begrenzung auf. Sie umfaßt das Gebiet des Semmerings und des Wechsels, die Bucklige Welt, das Rosalien- und den Kern des Leithagebirges sowie die Hainburger Berge. So gering die räumliche Ausdehnung der Zentralzone auf niederösterreichischem Boden auch ist, so kompliziert und mannigfaltig sind tektonischer Bau und Gesteinsfolge. Sie sind auch die Ursache für die verschiedenen Auffassungen in tektonischer und auch stratigraphischer Hinsicht.

Morphologie: Die Mannigfaltigkeit der Gesteine wird bereits aus der Landschaft erkennbar. So stehen die südlich der Linie Breitenstein—Klamm—Hart bei Gloggnitz auftretenden Bergformen in deutlichem Gegensatz zu den wohlgerundeten Rücken und Kuppen der Grauwackenzone. Pittoreske Bergformen und tiefeingeschnittene, schluchtartiger Täler und steile Felswände kennzeichnen den hauptsächlich aus Kalken, Dolomiten und Quarziten bestehenden Streifen der Tattermannschuppe und der Semmeringserie (Permo-Trias), der südlich und östlich einer Art flachwelliger Hochfläche Platz macht. Dieser durch mehr minder tiefe Täler als sanft gewellte, in Rücken und Sättel aufgelöste Hügellandschaft verdankt die Bucklige Welt ihren Namen (= Grobgneisserie). Im Südwesten ist es die viel weniger gegliederte Landschaft des Wechsels (Wechselserie). Kennzeichnend sind die langen, ungegliederten Täler und die einförmig dahinziehenden,

sich gabelnden Bergrücken, die durch die nach ihrer Verwitterbarkeit nur wenig verschiedenen Gesteine der Wechselserie bedingt sind. Auch Rosalien- und Leithagebirge bilden nur flache Rücken, die sich aus der umgebenden, weitgehend ebenen Tertiärlandschaft herausheben. Es ist der Bereich kristalliner Gesteine und damit morphologischer Altlandschaften, deren Formen wesentlich durch ältere Tektonik mit folgender langandauernder Abtragung und Einebnung bestimmt sind. Randlich machten sich junge Bruchsysteme der Beckenränder bemerkbar.

Gesteine und Gliederung: Das Fehlen bzw. Zurücktreten von Fossilien in den einstigen, mehr oder weniger stark umgewandelten Sedimentgesteinen, die zusammen mit Gesteinen magmatischer Herkunft das Grundgebirge aufbauen und der komplizierte tektonische Bau läßt eine Stratifizierung bzw. Altersdatierung nur sehr beschränkt zu und macht auch die verschiedenen Deutungen in tektonischer Hinsicht (Zugehörigkeit zu Großeinheiten, altersmäßige Datierung der Gebirgsbildung: variszisch oder alpidisch) verständlich. Dazu kommt noch die für große Gebiete unzulängliche petrologische Durchforschung, wenngleich in den letzten Jahren durch systematische Untersuchungen vor allem durch A. Erich, P. Faupl, G. Fuchs, A. Pahr, W. J. Schmidt, A. Tollmann und H. Wieseneder, zu denen noch lagerstättenkundliche Untersuchungen durch W. Tufar kommen, wesentliche Fortschritte erzielt werden konnten. Schon aus diesen Gründen kann die hier gegebene Darstellung keinen Anspruch auf eine definitive Deutung erheben.

Für die Gliederung ist wesentlich, daß die Gesteine der Zentralzone verschiedenen tektonischen Großeinheiten angehören und dementsprechend eine unterschiedliche Zusammensetzung und Abfolge bzw. Metamorphose zeigen. Es sind jeweils kristalline Kerne, die von verschiedenaltrigen und verschieden stark metamorphen Gesteinsserien überlagert werden, wobei als zentraler Kern das Kristallin der Wechselserie angesehen wird, das von manchen Geologen mit jenem der Hohen Tauern (Pennin) verglichen wird und als dessen schwach metamorphe, phyllitische Schieferhülle die sogenannte Rechnitzer Serie (von Bernstein und Rechnitz im Burgenland) betrachtet wird, die bei Meltern bzw. Schönau auch auf niederösterreichischem Boden ansteht.

Dennoch sei hier vom Norden und damit vom Semmeringgebiet ausgegangen, wo der scharfe Gegensatz in der Ausbildung der Gesteine gegenüber der Grauwackenzone, besonders jedoch gegenüber dem in Sichtweite befindlichen Mesozoikum der Nördlichen Kalkalpen bereits frühzeitig die Aufmerksamkeit der Geologen auf sich gezogen hat. Wurde der Semmering mit den nördlich anschließenden Kalkalpen im Pionierzeitalter der Geologie als einfache Abfolge vom „Paläozoikum" zum Mesozoikum angesehen, so unterscheidet man heute, wie bereits oben angedeutet, vom Norden nach Süden insgesamt vier Einheiten: Kalkalpen, Grauwackenzone, Tattermannschuppe und Semmeringsystem.

Unmittelbar südlich der Grauwackenzone und nördlich des eigentlichen Semmeringsystems zieht sich ein schmaler Streifen aus schwach metamorphen Gesteinen in west-östlicher Richtung vom Preiner Gscheid S von Prein bis Orthof und dann nach kurzer Unterbrechung von Breitenstein über Klamm bis Weißenbach, wo diese unter der jungtertiären Beckenfüllung verschwinden. Es sind

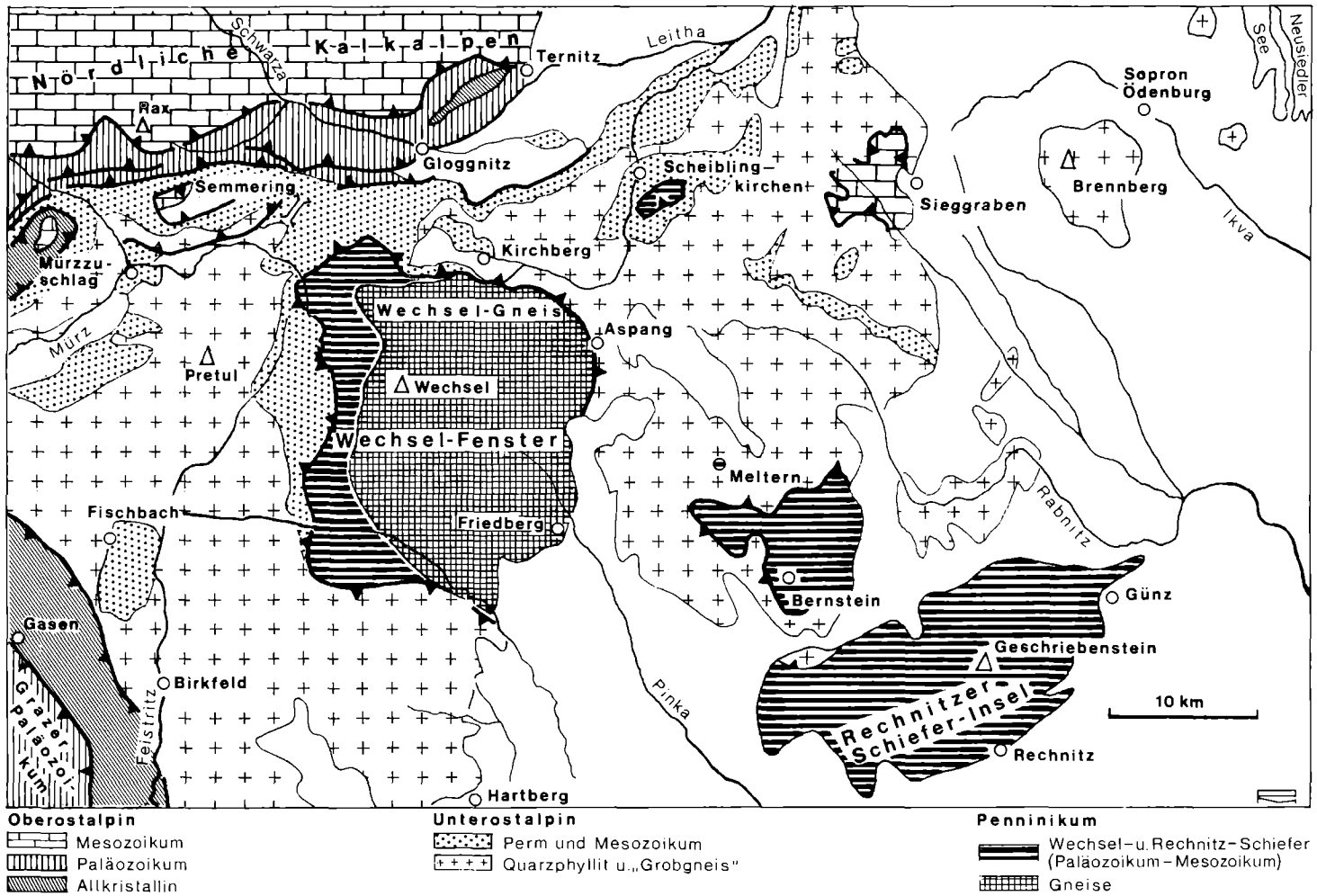


Abb. 38. Der geologische Bau der Zentralzone im südöstlichen Niederösterreich und den angrenzenden Gebieten der Steiermark und des Burgenlandes (Semmering, Wechsel, Bucklige Welt und Rosaliengebirge). Semmeringsystem, Wechselserie, Rechnitzer Serie und Schäffern-Sieggrabner Serie. Nach H. P. SCHÖNLAUB, 1973.

Gesteine der zentralalpinen Permo-Trias, die ursprünglich von H. P. CORNELIUS als Rannachserie zur Grauwackenzone gerechnet und damit als älter angesehen wurden bzw. meist als verkehrte Folge des Unterostalpins gedeutet wurden. Nach A. TOLLMANN hanelt es sich jedoch um eine eigene Einheit mit aufrechter Schichtfolge, die als Tattermannschuppe (abgeleitet vom Begriff Tattermannschiefer im Sinne von H. P. CORNELIUS vom Tattermannkreuz auf dem Sattel S vom Preiner Gscheid) bezeichnet wird und durch A. TOLLMANN als Mittelostalpin vom unterostalpinen Semmeringsystem abgetrennt wird. Es sind demnach altersmäßige Äquivalente der Semmeringserie. Die Gesteine dieser Serie fallen nach Norden unter die untere Decke der Grauwackenzone ein und überlagern jene des Semmeringsystems. Die vollständige Serie wird aus Serizitschiefern des permischen „alpinen Verrucano" (= Tattermannschiefer bei H. P. CORNELIUS; im Sinne von A. TOLLMANN non P. FAUPL, der auch den Semmeringquarzit zum „alpinen Verrucano" rechnet), aus Quarziten (= Semmeringquarzit = Pseudosemmeringquarzit bei H. P. CORNELIUS), Rötschiefer und kalkigen Gesteinen (= Thörler Kalk; nach Thörl unterhalb Aflenz, Steiermark, wo durch den Nachweis von Anis-Crinoiden [*Entrochus silesiacus* QUENSTEDT] die altersmäßige Einstufung durch E. KRISTAN-TOLLMANN & A. TOLLMANN paläontologisch bestätigt werden konnte) gebildet. Im Gebiet von Niederösterreich entspricht die Tattermannschuppe den Gesteinen des Unterostalpins, so daß hier eine Abtrennung als eigene mittelostalpine Einheit nicht erforderlich ist. Weiter im Westen, in der Steiermark, jedoch macht das nach A. TOLLMANN an der Stanz-Birkfelder-Linie über der unterostalpinen Semmeringtrias gelegene und mit der Tattermannschuppe im Transgressionsverband stehende (mittelostalpine) Troiseck- (= Muralpen-)Kristallin die Abtrennung als eigene Einheit notwendig. Weiters entspricht nach A. TOLLMANN die Sieggrabener Scholle im Grenzbereich zum Burgenland dem mittelostalpinen Kristallin. Demgegenüber macht E. CLAR geltend, daß auch an der Zentralalpen-Nordflanke die Tektonik einfacher und leichter verständlich wird, wenn man den Ablagerungsraum des „Mittelostalpins" nicht scharf vom Oberostalpin trennt.

Das (eigentliche) Semmeringsystem ist als großes Faltendeckensystem ausgebildet, indem in den liegenden Schenkeln ganze inverse (verkehrte) Schichtserien mit den jüngsten Gesteinen zu unterst auftreten. Das Semmeringsystem bildet im Bereich der Zentralzone Niederösterreichs die ausgedehnteste Einheit, die vom Semmering über die Bucklige Welt und das Rosaliengebirge bis zum Leithagebirge reicht. Während im Raum des Mürztales drei große Faltendecken mit Kristallinkernen (= Grobgneisserie) entwickelt sind und in der Buckligen Welt und im Rosaliengebirge der „Grobgneis" samt Glimmerschieferhülle als Folge großräumiger Überschiebungen die verkehrte Serie der Permotrias (= Semmeringserie) überlagert, die etwa im Scheiblingkirchener Fenster in der Tiefe des Tales sichtbar wird, tritt im Semmeringgebiet der aus Granitgneis (= Grobgneis) und wohl altpaläozoischen phyllitischen Glimmerschiefern gebildete Kern der Decken zurück. Hier, zwischen der Tattermannschuppe im Norden und dem Wechsel im Süden, ist allein die zu engen Falten und Schuppen zusammengestauchte abgescherte, permotriadische Sedimenthülle der Semmeringserie ausgebildet. Sie baut mit dem obersten Muschelkalkzug die markanten Fels-

klippen der Adlitzschuppe mit der Polleros-, Spieß-, Weinzettl- und Pfefferwand auf und taucht gegen Norden unter die Gesteine der Tattermannschuppe unter. Gegen Osten setzt sich der Zug der Semmeringserie durch das Haßbachtal nach Seebenstein und Pitten fort. Südlich Seebenstein bildet die Felsklippe des Türkensturzes eine der markantesten Erhebungen der Semmeringtrias.

Die Semmeringserie setzt sich aus einer Folge schwach (epi-)metamorpher Sedimentgesteine zusammen, die vom stratigraphisch Liegenden zum Hangenden als Serizitschiefer und -quarzite (= Rannachserie im Sinne von K. METZ, der diesen ursprünglich auf dem Rannachkonglomerat vom Rannachgraben bei Mautern im Liesingtal, Steiermark, und als Element der Grauwackenzone angesehenen Schichtstoß aus Konglomeraten-, Serizitquarziten und -schiefern als Basis des zentralalpinen Mesozoikums auffaßt), Semmeringquarzit, Arkosen und Konglomerate, Ton- und Dolomitschiefer, Rauhwacke, Bänderkalke und Marmore, Dolomit und als „bunter Keuper" (= Obertrias in karpatischer Entwicklung mit schwarzen Schiefern, z. T. mächtigen Gips-Anhydrit-Lagern, wie etwa vom Haidbach- und Göstritzgraben bei Schottwien [vgl. F. K. BAUER und M. H. NEUNER], bunten Serizitschiefern, dunklen Schiefern, Quarziten und Arkosen sowie kalkig-schiefrigem Rhät) unterschieden werden (Tab. 12). Der (geringe) Metamorphosegrad (Anchizone) der Gesteine geht auch aus chemischen, röntgeno-

Ober-Trias	Kalkschiefer (mit Korallen, Mollusken und Crinoiden) Quarzite und Arkosen bunte Serizitschiefer, dunkle Schiefer Gips-Anhydrit-Lagen schwarze Schiefer	bunter Keuper
Mittel-Trias	(Wetterstein-)Dolomit Dolomit Bänderkalk und Marmor Rauhwacke Dolomitschiefer und -breccien Tonschiefer mit Kalkschieferlagen	
Unter-Trias	Schiefrig-sandige, rauhwackige Serie Arkosen mit Konglomeratlagen Semmeringquarzit	
Perm	Serizitschiefer und -quarzite mit Porphyroidlagen	

Tabelle 12. Die Gesteine der Semmeringserie (Permo-Trias)

graphischen und (elektronen-)optischen Untersuchungen der Tonschiefer durch W. LINKE hervor, indem diese z. T. als chloritische Tonschiefer bzw. dolomitische Tonschiefer entwickelt sind. Spärliche Fossilfunde (Crinoiden in anisischen Kalken, Gastropoden in anisischen und Diploporen in ladinischen Dolomiten, Korallen, Crinoiden und Mollusken in Rhätkalken) ließen bereits F. TOULA die Übereinstimmung mit Gesteinsfolgen in den Radstädter Tauern (von wo eine etwas

günstigere Fossildokumentation vorliegt) erkennen, wie auch V. UHLIG u. H. MOHR die Karpaten zum Vergleich heranzogen. Neue Fossilfunde und analoge Schichtfolgen in den Westkarpaten lassen nach E. KRISTAN-TOLLMANN & A. TOLLMANN eine stratigraphische Gliederung zu, wonach die basalen Serizitschiefer und -quarzite als Äquivalente des „Alpinen Verrucano" dem Ober-Perm, der Semmeringquarzit, Arkosen und Konglomerate dem Skyth, Ton- und Dolomitschiefer, Rauhwacke, Bänderkalke und der Dolomit dem Anis und Ladin entsprechen. Zu einer etwas abweichenden Interpretation und auch einer unterschiedlichen altersmäßigen Einstufung kommt P. FAUPL, der auch die Semmeringquarzite (Meta-Arkosen und -quarzite) als „alpinen Verrucano" bezeichnet und für diese ein teilweise (?) oberpermisches und für die Basisserie ein unterpermisches Alter (Rotliegend) annimmt. Diese permotriadische Serie ist ursprünglich direkt südlich vom Penninikum abgelagert und durch die Überschiebung des Oberostalpins schwach umgewandelt worden. Sie weicht in der faziellen (zentralalpinen) Entwicklung von den gleichaltrigen Gesteinen der Nördlichen Kalkalpen ab. Auch das Vorkommen von Lagerstätten (Eisenerz-, Blei-Zink- und Barytlagerstätten vom Großen Otter, Erzkogel, vom Fröschnitz- und Dürrgraben), die durch W. TUFAR neu untersucht wurden, bildet einen markanten Unterschied.

Die stratigraphische Basis dieser Permo-Trias bildet die Grobgneisserie (= Kernserie H. MOHRS = Rosalienserie L. WALDMANNS) mit ihren metamorphen Gesteinen. Die Gesteine der Grobgneisserie bauen hauptsächlich die Ostabdachung des Wechselstockes, die Bucklige Welt und das Rosaliengebirge auf und sind zwar im allgemeinen vom Kristallin der Wechselserie verschieden, doch sind nach P. FAUPL Übereinstimmungen (z. B. Mikroklin-Granitgneise) vorhanden und die Verschiedenheiten sind hauptsächlich durch die unterschiedlich starke jüngere metamorphe Überarbeitung bedingt. Es sind einerseits mächtige phyllitische Glimmerschiefer mit spärlichen Einlagerungen von Amphiboliten, ferner Metapelite, Disthenquarzite und Arkosegneise, die als Hüllschiefer große Anteile ausmachen und die aus vermutlich altpaläozoischen Sedimenten durch eine mesozonale (voralpidische) Metamorphose entstanden sind. Häufig ist Chlorit, der den Glimmerschiefern den grünlichgrauen Farbton verleiht. Andrerseits waren es primär saure Gesteinsschmelzen, die als grobkörnige Granite erstarrten und nach A. TOLLMANN wahrscheinlich im Karbon, zur Zeit der variszischen Gebirgsbildung, in die bereits metamorphen Glimmerschiefer eindrangen. Diese sauren Intrusivgesteine sind gegenwärtig teils als richtungslos körnige, teils in verschieferter Form als sogenannte Granitgneise oder Grobgneise ausgebildet. Diese meist als Mikroklin-Augengneise entwickelten Grobgneise können bis zu 5 cm große Feldspatkristalle enthalten. Sie treten im Gelände oft als Kuppen hervor (z. B. Aspanger Granit, Eselsberg- oder Kirchberger Granit, Wiesmather Aplitgneis). Die „Vergneisung" der Granite erfolgte im Zuge der alpidischen Orogenese, die auch zur progressiven (epi-)metamorphen Umwandlung der postgranitischen Gesteinsserien führte, während die älteren Hüllgesteine der Granite eine Diaphthorese, d. h. eine regressive Metamorphose erfuhren. Hier ist auch die an Streßzonen verbreitete Umbildung zu Weißschiefern (= Leukophyllite) zu erwähnen. Es sind weiße, seidenglänzende dünnblättrige Schiefer, die nach P. WIEDEN & G. HAMILTON hauptsächlich aus Muskovit (Serizit) und Quarz be-

stehen und verschiedentlich als „Weißerden" abgebaut werden (z. B. Ausschlag-Zöbern S Aspang, Krumbach) und Grundlage der Talkindustrie bildeten. Umprägung von Grobgneis zu Gneisphyllonit ist verschiedentlich auch zu beobachten. Im Verband des Grobgneises treten auch Biotit-Plagioklasgneise auf. Ähnlich wie im Mesozoikum der Semmeringserie enthält das Kristallin der Grobgneisserie zahlreiche Lagerstätten, von denen nur die Sideritlagerstätten, Bleiglanz-, Zinkblende-Kupferkies- und Schwerspatvorkommen vom Fröschnitztal und Pitten hervorgehoben seien, die sich nach W. TUFAR sowohl durch die stärkere tektonische Durchbewegung als auch durch die reichere Paragenese von den Lagerstätten in der Trias unterscheiden. Nach W. TUFAR sind diese Lagerstätten nicht, wie allgemein angenommen, magmatisch-hydrothermaler Entstehung, sondern als sogenannte „metamorphogene" Lagerstätten zu bezeichnen, indem die Regionalmetamorphose zu hydrothermalen Lösungen geführt hat, deren Stoffbestand hauptsächlich aus dem Nebengestein bezogen wurde. Sie ist bereits voralpidisch erfolgt und im Zuge der alpidischen Orogenese fortgesetzt worden.

Die Grobgneisserie bildet das Liegende der Sieggrabener Scholle. Vorerst aber zur sogenannten Wechselserie (= Wechseleinheit im Sinne von P. FAUPL).

Die geographische Begrenzung der Wechselserie ist auf niederösterreichischem Boden durch die bogenförmig verlaufende Linie Mönichkirchen—Aspang—Kirchberg—Alpkogel und die Landesgrenze gegeben. Sie umfaßt somit als wichtigste Erhebungen Hoch- und Niederwechsel, Kampstein und Alpl. Streichen und Fallen wechseln, doch herrscht NNW- bis SSE-Streichrichtung bei westlichem Einfallen vor, doch ist dieser Bauplan durch jüngere Bewegungen mit NE-bis NNE-streichenden Faltenachsen überprägt. Gegen Norden zu tauchen die Gesteine der Wechselserie unter die Grobgneisserie bzw. die Semmeringserie ein.

Die Gesteine der Wechselserie sind durchwegs metamorph. Sie bauen das Wechselmassiv auf niederösterreichischem und steirischem Boden auf. Es sind einerseits aus klastischen Sedimenten hervorgegangene Paragneise und Schiefer, andrerseits aus Magmagesteinen entstandene Orthogneise, die sich aus Graniten bildeten. Kennzeichnend ist das Vorherrschen von Albit-Chloritgneisen. Die Zusammensetzung der Gesteine ist verhältnismäßig einförmig, indem außer Albit-Chloritgneisen dunkle Tonschiefer bis typische Phyllite, Albitphyllite, Albit- und Graphitschiefer, ferner Grünschiefer und Amphibolite, Granat- und Biotitschiefer, echte Glimmerschiefer und Mikroklin-Granitgneise vertreten sind. P. FAUPL unterscheidet, aufbauend auf den Arbeiten von H. MOHR, — abgesehen von metamorphen Permomesozoikum — den Komplex der Wechselschiefer und die Serie der Wechselgneise. Die Gesteine der Wechselgneise, die als tiefste Serie durch einen (epi-)metamorphen Mineralbestand der schwächsttemperierten Grünschieferfazies (Quarz, Albit, Serizit, Chlorit) gekennzeichnet sind, sind am weitesten verbreitet. Sie sind nach P. FAUPL durch rückschreitende Metamorphose (Diaphthorese) aus einem einst höher metamorphen Kristallinkomplex der — wie Mineralrelikte zeigen — Amphibolitfazies entstanden. Die Diaphthorese hat sich im nördlichen Abschnitt am intensivsten ausgewirkt, wo Granat-Biotit-Plagioklas-Glimmerschiefer bis -gneise und teils granatführende Amphibolite als Ausgangsgesteine anzunehmen sind. Der instabile Mineralbestand (Granat,

Plagioklas, Muskovit) ist in stabile Neubestandteile (Chlorit, Albit, Epidot) umgewandelt worden. Im Süden, bereits auf steirischem Boden, schalteten sich primär Granite ein, die nunmehr als Gneise vorliegen. Dieses „Alt-Kristallin" zeigt somit, wie P. FAUPL auf Grund seiner petrologischen Analysen gegenüber den bisherigen Auffassungen betont, nicht zuletzt durch das Auftreten von Mikroklin-Granitgneisen, eine weitgehend analoge Zusammensetzung wie die Grobgneisserie, die den Rahmen bildet. Nach P. FAUPL bestehen die Verschiedenheiten in der unterschiedlich starken jüngeren metamorphen Überarbeitung. Innerhalb der Wechselschiefer unterscheidet P. FAUPL die Serie der Liegend- und der Hangend-Schiefer, von denen erstere durch eine Übergangszone mit den Wechselgneisen verbunden ist. Die Liegendserie besteht aus quarz- und albitführenden Phylliten, Graphit- und Albitschiefern, die durch ein markantes Phyllitband in die Hangendserie aus Grauwackenphylliten und Phylliten mit basischer tuffogener Beimengung übergehen und noch Anzeichen primärer Schichtung erkennen lassen. Nach P. FAUPL dürfte es sich bei diesem Phyllitkomplex um eine altpaläozoische Schichtfolge handeln.

Zwischen den Wechselgneisen und den Wechselschiefern ist nach P. FAUPL ein Metamorphosehiatus anzunehmen, der durch die neuerliche, in Übereinstimmung mit H. WIESENEDER, alpidische Überarbeitung in den Wechselgneisen durch regressive, in den Wechselschiefern hingegen durch progressive Metamorphose weitgehend ausgeglichen wurde. Das vornehmlich am Westrand verbreitete Permomesozoikum (der Wechseleinheit), das dort mit einer Erosionsdiskordanz über den Hangend-Wechselschiefern transgrediert, ist auf niederösterreichischem Boden nur ganz lokal im Bereich südlich vom Otter und Sonnwendstein ausgebildet.

Die Gesteine des Wechselfensters wurden nach ihrer Petrographie, Abfolge und dem Metamorphosegrad meist mit dem Pennin der Hohen Tauern parallelisiert. So weist zuletzt CH. EXNER auf die Übereinstimmung zwischen Wechselgneisen und den Gesteinen der Kareckserie einerseits — und der Liegend-Wechselschiefer mit der Murtörlserie andrerseits in den Hohen Tauern (Hafner-Gruppe) hin. Kareck- und Murtörlserie bilden tektonische Decken der oberen Schieferhülle der Tauern. Andrerseits schließt H. VETTERS auf Grund seiner Untersuchungen im steirischen Abschnitt des Wechselgebietes die Annahme nicht aus, daß es sich hier um ein tieferes Stockwerk des Unterostalpin handelt.

Die Gesteine des Wechselfensters bauen den Kern des Wechselmassivs auf und bilden das tektonisch tiefste Stockwerk der östlichen Zentralalpen, indem sie als Fenster unter dem unterostalpinen Semmeringsystem auftreten. Den Rahmen bilden im wesentlichen Gesteine der Grobgneisserie.

Die Rechnitzer Serie (auch Köszeg-Rechnitzer Serie bzw. Bernstein-Rechnitzer-Köszeg-Schiefergebirge genannt) tritt im Bereich von Rechnitz und Bernstein im Burgenland nach A. PAHR gleichfalls fensterartig unter dem Unterostalpin auf und ist bei Meltern bzw. Schönau auch auf niederösterreichischem Gebiet entwickelt. Die Sonderstellung dieser durch den Serpentinstock von Bernstein bekannten Serie wurde bereits frühzeitig erkannt. Sie setzt sich aus (epi-) metamorphen paläozoischen und nach A. PAHR auch mesozoischen Sediment- sowie magmatischen Gesteinen zusammen. Erstere sind als Kalkphyllite, Kalk-

schiefer, Serizit- und Graphitphyllite, Marmore, Quarzite und Dolomite ausgebildet, die noch zoogene Reliktstrukturen (z. B. Seelilienstielreste in Marmoren) erkennen lassen. Sie werden von stark umgewandelten Gesteinen magmatischer Herkunft (Grünschiefer, Serpentine) überlagert, die ursprünglich als basische Ergußgesteine (Diabase und deren Tuffe) bzw. als peridotitische Tiefengesteine nach Ablagerung der Tone und Kalke aufgedrungen waren. Innerhalb der Rechnitzer Serie sind nach A. ERICH und A. PAHR zwei tektonische Einheiten zu unterscheiden. Nach A. PAHR umfaßt die „obere Einheit" Permokarbon und Trias, die „untere Einheit" Jura, indem das auf ungarischem Gebiet als tiefstes Element auftretende Caker Konglomerat mit der Schwarzeckbreccie der Radstädter Tauern verglichen wird, während A. ERICH sämtliche Gesteine als paläozoisch betrachtet.

Über die Zuordnung der Rechnitzer Serie besteht keine Einhelligkeit. Die Gesteine dieser Serie werden auf Grund des lithologischen Serienvergleiches von A. PAHR, W. J. SCHMIDT und A. TOLLMANN als Äquivalente der Schieferhülle der Hohen Tauern und damit als Pennin angesehen, während sie A. ERICH, F. HERITSCH, L. KOBER und H. MOHR mit dem Paläozoikum der Grauwackenzone bzw. jenem vom Plattensee vergleichen und dementsprechend als Oberostalpin auffassen, wobei von A. ERICH nicht zuletzt Unterschiede in der Ausbildung der grünen Intrusivgesteine (Serpentin) gegenüber jener der Hohen Tauern ins Treffen geführt werden. Interessant ist auch der Nachweis von Kalkphylliten in der Bohrung Vat ENE von Szombathely durch M. VENDEL, die der Rechnitzer Serie zugeschrieben werden, steht dieser doch mit der Auffassung von A. TOLLMANN, das Penninikum gehe mit dem Ostende der Alpen zu Ende, in Widerspruch und spricht nicht gerade für die Deutung der Rechnitzer Serie als Pennin.

Als letzte Einheit der Zentralzone sind die Gesteinskomplexe von Sieggraben W Hochwolkersdorf im südlichen Rosaliengebirge und von Schäffern NE Friedberg im Burgenland (= Schäffern-Sieggrabener Serie) zu erwähnen, die gleichfalls auf niederösterreichisches Gebiet übergreifen. Es sind kristalline Gesteine, die nach ihrer Zusammensetzung, nach dem erheblich höheren (katazonalen) Metamorphosegrad und ihrer tektonischen Position gegenüber den umgebenden kristallinen Gesteinen der Grobgneisserie als Teile einer eigenen Einheit anzusehen sind. Es handelt sich um eine sehr charakteristische und mannigfaltige Gesteinsgesellschaft, die nach H. WIESENEDER aus Disthen-Biotit-Granatgneisen, Marmoren, Amphiboliten, Hornblende-Eklogiten und serpentinisierten Peridotiten mit spinellführenden Pyroxeniten besteht. Es sind also sowohl Paragesteine als auch basische und saure Orthogesteine am Aufbau dieser Serie beteiligt.

Die Gesteine der „Sieggrabener Scholle" liegen auf Glimmerschiefern der Grobgneisserie. Tektonische Position, Metamorphosegrad, Zusammensetzung und Gefüge der Gesteine dieser Einheit wurden durch F. KÜMEL durch Aufschiebung auf die schwächer metamorphe Unterlage der Grobgneisserie erklärt. Hinsichtlich der regionalen Zuordnung erscheint ein Vergleich mit dem (oberostalpinen) Kristallin der Kor- und der Saualpe angebracht. Dieser bezieht sich nach H. WIESENEDER auf die Ausbildung der eklogitischen Gesteine und auf die disthenführenden Granatgneise, die mit dem Stainzer Plattengneis der Koralpe verglichen werden können. Nach A. TOLLMANN handelt es sich jedoch um das Kri-

stallin der von ihm als Mittelostalpin (s. o.) bezeichneten Einheit, das hier als Deckschollenrest auf dem Unterostalpin liegt. Die Überschiebung ist zeitlich nicht sicher fixierbar, doch dürfte sie nach K. LECHNER gleichzeitig mit jener Überschiebung erfolgt sein, die zur Verfaltung der Semmeringserie mit der Grobgneisserie geführt hat.

Weitere Einheiten der Zentralzone der Alpen bilden auf niederösterreichischem Boden das Leithagebirge und die Hainburger Berge. Ursprünglich als Fortsetzung des Semmeringsystems angesehen, trifft dies nur für das Leithagebirge zu.

Das Leithagebirge baut sich aus einem bisher nur lokal näher untersuchten Kern aus kristallinen Gesteinen auf, der mit mehr oder weniger stark metamorphen paläozoischen Sedimenten in tektonischem Kontakt steht und von känozoischen Gesteinen transgressiv umhüllt wird. Der kristalline Kern besteht ähnlich wie im Rosaliengebirge, dessen Fortsetzung er bildet, aus Glimmerschiefern (mit eingeschalteten Amphibolit- und häufiger mit Pegmatitzügen) und Grobgneisen, der zuweilen mächtige Quarzlinsen enthält bzw. Granat führt. Die Glimmerschiefer gehen stellenweise in phyllitisch aussehende Gesteine über bzw. sind bisweilen mit schuppigen Schiefergneisen verbunden. In diesen kristallinen Gesteinen finden sich nach S. PREY kleinere und größere Schollen schwach metamorpher sedimentärer Gesteine (geröllführende Scharfeneckarkose, Semmeringquarzit, Kalke und Dolomit), welche den Gesteinen der Semmeringserie äquivalent sind, wenngleich ihnen die bunten Phyllite, Rauhwacken und Gips fehlen. Die als Transgressionsbildung über dem kristallinen Grundgebirge anzusehende Scharfeneckarkose (nach der Ruine Scharfeneck bei Mannersdorf) setzt sich nach S. PREY hauptsächlich aus Quarz, Gneis, pegmatitischen und aplitischen Gesteinen zusammen und läßt trotz einer gewissen Überprägung der Struktur durch Schieferung den einstigen Sedimentcharakter erkennen. Die zum Teil als Serizitphyllite entwickelten Phyllite treten in einer schmalen Zone in Wechsellagerung mit Semmeringquarziten auf, über denen als jüngstes Glied dieser Serie Dolomit liegt. Der Metamorphosegrad ist im allgemeinen nur gering, wechselt jedoch stark, indem neben weitgehend unveränderten sandigen Schiefern und Arkosen örtlich stark durchbewegte Gesteine auftreten. Nach S. PREY ist außer einer älteren Metamorphose mittlerer Tiefenstufe eine jüngere (alpidische) Dynamometamorphose zu unterscheiden. Das Alter dieser Sedimentgesteine ist infolge des weitgehenden Fehlens von Fossilfunden in erster Linie durch den Serienvergleich mit den Gesteinen der Semmeringserie erschließbar. Es sind Ablagerungen der Permotrias. Durch Crinoidenreste (*Encrinus liliiformis* SCHLOTHEIM, *Dadocrinus gracilis* BUCH) in der Kalk-Dolomitserie bei Wimpassing (Burgenland) konnten E. KRISTAN-TOLLMANN & A. TOLLMANN das anisische Alter dieser einst mit den liassischen Ballensteinerkalken der Kleinen Karpaten verglichenen Karbonatserie belegen und zugleich die Übereinstimmungen mit dem gleichaltrigen Thörler Kalk in der Steiermark aufzeigen (s. S. 161). Die allgemeine Streichrichtung ist nach S. PREY E-W bis SW-NE bei Süd- bzw. Südosteinfallen.

Lokal (z. B. bei Wimpassing auf burgenländischem Gebiet) treten Blöcke jungeozäner Lithothamnienkalke als Reste einer Transgression auf (s. S. 85). Über den Gesteinen des Leithagebirges transgredieren mehr oder weniger ringförmig jungtertiäre Sedimente in Form von Basisschottern und Leithakalken.

Einen ähnlichen Aufbau zeigen die Hainburger Berge als morphologische Ausläufer der Kleinen Karpaten, indem nach H. BECK & H. VETTERS um einen mächtigen kristallinen Kern (= Massiv von Bratislava, das bei Hainburg und Wolfsthal auf niederösterreichisches Gebiet übertritt; Wolfsthaler Granodiorit, Granitgneise und Phyllite, stark metamorphe Glimmerschiefer) lückenhaft sedimentäre Gesteine auftreten. Diese sind als Quarzite und konkordant über ihnen liegende dunkelblaue bis graue geschichtete Kalke ausgebildet, die stellenweise dolomitisiert bzw. in Dolomit umgewandelt sind (z. B. Hainburger Schloßberg, Gipfel des Hundsheimer Berges). Diese Kalke, deren Alter mangels an Leitfossilien nicht exakt beurteilt werden kann, sind meist mit den Ballensteinerkalken der Kleinen Karpaten verglichen worden, die dem Lias angehören. Nach Auffassung der ČSSR-Geologen sprechen jedoch verschiedene Kriterien gegen eine solche Gleichsetzung. Über diesen mesozoischen Kalken liegt transgressiv Leithakalk, der einst in großen Brüchen zwischen Pfaffenberg, Hundsheimer Kogel und Hexenberg abgebaut wurde. Sarmatische und pannonische Ablagerungen, die durch G. WESSELY im Detail kartiert wurden, treten vor allem zwischen Hainburg und Wolfsthal auf. Auch pleistozäne Schotter und Löß fehlen nicht.

Die regionale Zuordnung der Hainburger Berge steht gleichfalls zur Diskussion, indem sie einerseits als südwestlicher Teil der hochtatrischen Kernzone der Kleinen Karpaten, andrerseits als Fortsetzung des unterostalpinen Semmeringsystems und damit als Fortsetzung des Leithagebirges angesehen werden. Wesentlich für die regionale Zuordnung ist vor allem die Ausbildung und Metamorphose der kristallinen Gesteine. Nach H. WIESENEDER besteht zwischen den Plutoniten (Granodiorite)der Kleinen Karpaten (einschließlich der Hainburger Berge) und dem Kristallin (Grobgneise) des Leithagebirges kein unmittelbarer Zusammenhang und außerdem wurden die unterostalpinen Grobgneise während der alpidischen Orogenese metamorphisiert, während sich die alpine Orogenese im Massiv von Bratislava nur durch die starke Beanspruchung in Form von Kataklase (Zerbrechung der Einzelmineralien) und Mylonisitierung (Gesteinszerreibung) auswirkt. Im Schwermineralspektrum der Grobgneise spielt nach H. WIESENEDER Granat, in den Plutoniten der Kleinen Karpaten jedoch Zirkon eine wesentliche Rolle. Im Bereich der Kleinen Karpaten ist das variszische Alter der Plutonite erwiesen, die nach H. WIESENEDER in ihrer Position zu den Alpen am ehesten mit den autochthonen Massiven der Westalpen vergleichbar sind. Unterschiede zwischen dem Leithagebirge und den Kleinen Karpaten sind nach S. PREY auch durch die abweichende Geschichte (Überlagerung der Kalkalpen) bedingt. In diesem Zusammenhang steht auch die Fortsetzung des Unterostalpins in den Westkarpaten zur Diskussion, die, nachdem bereits H. P. CORNELIUS den bunten Keuper im Unterostalpin des Mürztales mit dem der Karpaten (Križna-Decke) verglichen hatte, A. TOLLMANN in der Križna-Decke sieht, während diese nach S. PREY jedoch das Äquivalent der oberostalpinen Frankenfelser Decke bildet.

Tektonik: Auf die Grundzüge des tektonischen Baues der Zentralzone wurde bereits bei Besprechung der einzelnen geologischen Einheiten verwiesen. Grundsätzlich sind mehrere „Serien" (Wechsel- und Rechnitzer Serie, Semmeringsystem und Tattermannschuppe sowie die Sieggrabener Scholle) zu unterscheiden,

von denen die Wechselserie das tektonisch tiefste Stockwerk bildet, das unter dem Unterostalpin des Semmeringsystems fensterartig auftaucht und verschiedentlich — zusammen mit der Rechnitzer Serie — als Fortsetzung des Pennins angesehen wird. Semmeringsystem und Tattermannschuppe fallen nordvergent unter die Gesteine der Grauwackenzone ein (Abb. 39). Die Gesteine des Semmeringsystems zeigen richtigen Deckenbau mit Schuppenstruktur, wie er erstmalig von H. MOHR erkannt wurde und von A. TOLLMANN im Bereich des Semmeringgebietes im Detail untersucht wurde. Nach A. TOLLMANN handelt es sich in diesem Gebiet um ein System von nordtauchenden engen Falten- und Schuppenzügen, das durch weitgehende Abscherung der Sedimenthülle vom Kristallinsockel und die damit verbundene Verengung bedingt ist. Im Gebiet der Buckligen Welt bzw. des Rosaliengebirges hingegen herrscht ein weiträumiger, flacher Faltenbau vor. Details über das Semmeringgebiet sind aus der zusammenfassenden Darstellung bei A. TOLLMANN aus dem Jahr 1964 zu entnehmen. Als wichtigste Elemente sind vom Süden nach Norden die basale Sonnwendstein-Otter-Mulde, ferner die Stuhleck-Göstritz-Antiklinale, die Semmeringpaß-Mulde, die Mürztalantiklinale, die Kampalpenmulde, die Drahtekogel-Antiklinale und die Kaltenbergmulde genannt, die verschiedentlich in Nebeneinheiten aufgelöst oder stellenweise unterdrückt sein können. Als nördlichste Einheit sei die Adlitzschuppe mit ihren markanten Felsklippen hervorgehoben. Im Fenster von Scheiblingkirchen treten mesozoische Gesteine der Semmeringserie unterhalb der Grobgneisserie auf, während im Kern unter den Triaskalken der Semmeringserie wieder Glimmerschiefer auftauchen. Die Gesteine der Semmeringserie liegen somit im Bereich der Buckligen Welt invers, wie auch die Untersuchungen von A. G. RRIEDMÜLLER im Gebiet NW Grimmenstein gezeigt haben. In die als tiefste Einheit auftretenden Phyllite und Glimmerschiefer sind — wie tektonische Fenster zeigen — Dolomitschollen eingefaltet. Auch G. FUCHS unterscheidet im Rosaliengebirge eine tiefere Glimmerschiefer-Einheit und die höhere Grobgneismasse als höhere Decke, die durch die als Reibungsteppich wirkenden Gesteine der Semmeringserie getrennt werden. Die Hüllschiefer und Grobgneise des unterostalpinen Semmeringsystems zeigen Relikte voralpidischer Kristallisation. Letztere sind aus einem wohl im Anschluß an die variszische Orogenese aufgedrungenen Granit in bereits metamorphe Hüllschiefer entstanden. Die alpidische Kristallisation erfolgte unter den Bedingungen der Grünschieferfazies und führte verbreitet zu Mineralneubildungen.

Die Rechnitzer Serie zeigt nach W. J. SCHMIDT eine ausgesprochene Großschuppentektonik, die eher mit dem Bauplan der Karpaten verglichen werden kann als mit dem der Ostalpen. Ausbildung und Position des Kristallins der Sieggrabener Deckscholle lassen gleichfalls die starke tektonische Beanspruchung und Metamorphose erkennen, was auch durch die Gesteine der Wechselserie bestätigt wird. Wie bereits oben angedeutet, ist nach P. FAUPL in diesem Bereich eine ältere (voralpidische) Metamorphose der Amphibolitfazies und eine jüngere schwächere (alpidische) der Grünschieferfazies zu unterscheiden, die zur Diaphthorese geführt hat und deren Intensität von Norden nach Süden abnimmt. Durch die Transgression der Permo-Trias auf Wechselschiefer im Norden bzw. dem Kristallin von Waldbach im Süden ist eine präpermische Faltungsphase belegt.

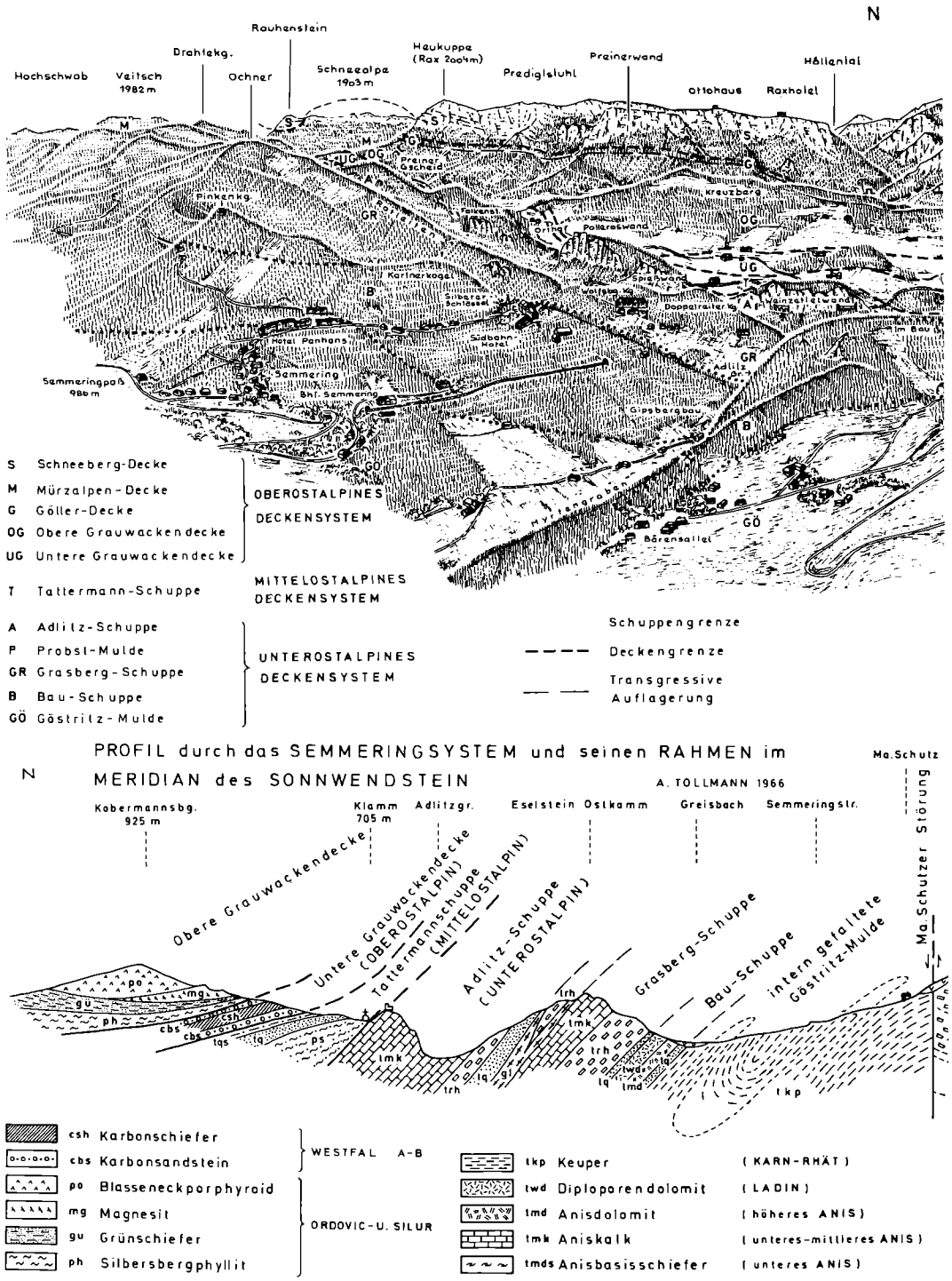
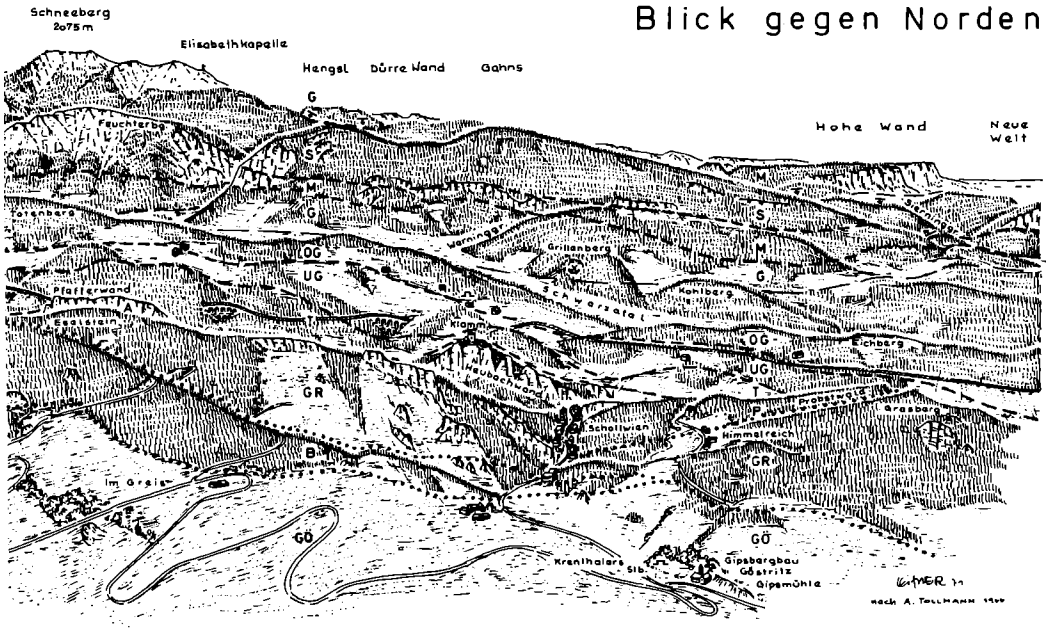
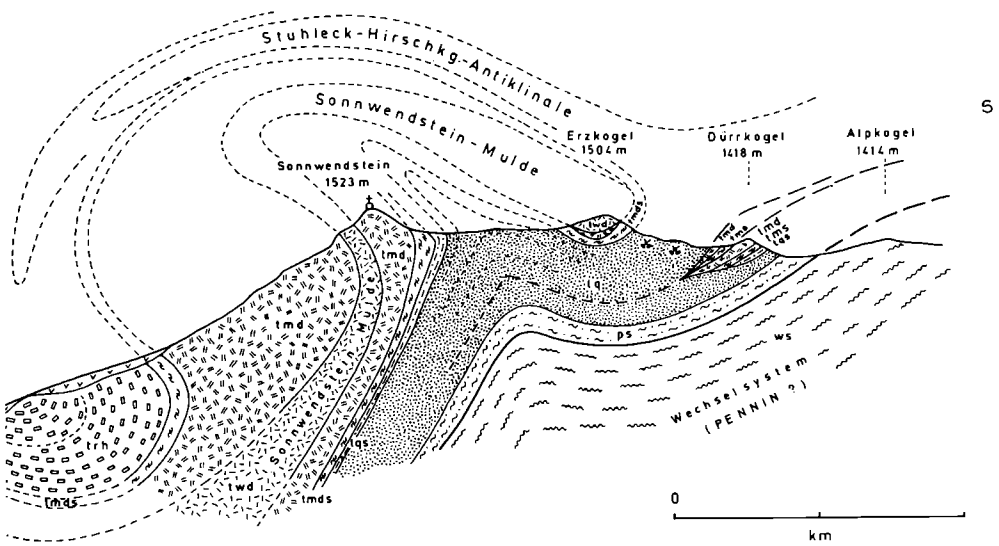


Abb. 39. Panorama vom Sonnwendstein (Blick gegen Norden) und geologischer Schnitt durch das Meridian des Sonnwendsteines.

PANORAMA vom SONNWENDSTEIN
Blick gegen Norden





trh	Saalfeldener Rauhwacke	(unteres ANIS)
tqs	Rötschiefer	(oberstes SKYTH)
tq	Semmeringquarzit	(SKYTH)
ps	Alpiner Verrucano m. Porphyroid	(PERM)
gl	Phyllitischer Glimmerschiefer	(ALTPALÄOZOIKUM)
ws	Wechselschiefer	(ALTPALÄOZOIKUM)

Semmeringsystem und seinen nördlichen Rahmen (Tattermannschuppe und Grauwackenzone) im Nach A. TOLLMANN, 1972.

Das nichtmetamorphe Jungeozän auf der Grobgneisserie dokumentiert weiter, daß das Metamorphosealter in diesem Bereich bedeutend höher ist als jenes der Tauernkristallisation, die durch ein Abkühlungsalter von 20 Millionen Jahren datiert werden kann, ohne daß damit jüngere tektonische Bewegungen ausgeschlossen sind, wie sie etwa durch die Verstellung der Kohlenserie von Pitten (Leiding-Schauerleiten) dokumentiert ist.

Die wichtigsten tektonischen Linien bilden die jeweiligen Überschiebungsfronten der einzelnen Einheiten. Abgesehen von diesen durch Über- bzw. Aufschiebungen bedingten Grenzen sind nach F. Kümel, H. Küpper, H. Mohr und A. G. Riedmüller innerhalb der Zentralzone auch zahlreiche Anzeichen von Bruchtektonik zu beobachten, wobei W-E- und N-S-streichende Störungssysteme dominieren. Zu den wichtigsten Bruchstrukturen zählen der Sieggrabener Bruch, die Krumbacher Störung und die Hassbachtalstörung. Diese Bruchtektonik ist jung und steht zum Teil mit dem Einbruch des Wiener Beckens in Zusammenhang.

Die regionale Gleichsetzung der einzelnen Einheiten wurde bereits bei deren Besprechung erörtert. Daraus geht hervor, daß die einstige Annahme einer direkten Verbindung des Kristallins des Semmeringgebietes mit dem der Böhmischen Masse nicht mehr aufrecht erhalten werden kann.

III. Das Quartär und seine Bildungen

(Flußterrassen, Lösse, Bodenbildungen usw.)

Definition: Als Quartär (nach der einstigen Gliederung der Erdgeschichte in ein terrain primaire, secondaire, tertiaire und quaternaire) wird die jüngste erdgeschichtliche Periode bezeichnet, die in das Pleistozän (Eiszeit) und das Holozän (geologische Gegenwart) gegliedert wird. Die Grenzziehung zum Tertiär erfolgt ebensowenig einheitlich wie etwa die Gliederung des Pleistozäns selbst. Es werden hier die Abschnitte Ältest- (= mittleres und jüngeres Villafranchium), Alt- und Jungpleistozän unterschieden. Nach neuesten absoluten Daten auf Grund paläontologisch eingestufter vulkanischer Gesteine ist die Dauer des Quartärs mit mindestens 2,5 Millionen Jahren anzunehmen. Die gegenüber älteren Vorstellungen (600.000 Jahre bzw. 1 Million Jahre) wesentlich erweiterte Dauer des Pleistozäns ergibt sich durch den mit absoluten Daten nunmehr exakt erfaßbaren Zeitabschnitt des Villafranchiums, welcher der eigentlichen Eiszeit (mit ausgedehnten Vereisungen) vorausging und mit dem älteren Villafranchium bereits im Pliozän vor ungefähr 3,5 Millionen Jahren begann.

Abgrenzung: Die Ablagerungen des Quartärs sind im gesamten Bundesgebiet verbreitet und nicht auf eine bestimmte geologische Einheit beschränkt, weshalb sie hier in einem eigenen Kapitel behandelt werden. Die Quartärgeologie bedient sich teilweise eigener Untersuchungsmethoden, wie etwa geomorphologischer, pedologischer (bodenkundlicher), palynologischer (pollen- und sporenanalytischer), konchyliologischer (durch Lößschnecken) und physikalischer Analysen (z. B. Radio-Karbonmethode und paläomagnetische Daten auf Grund der wiederholten Umpolungen des geomagnetischen Feldes) und nimmt dadurch eine gewisse Sonderstellung in der Geologie ein.

Morphologie: Trotz der gegenüber älteren erdgeschichtlichen Perioden sehr kurzen Dauer sind die Spuren des Pleistozäns außerordentlich markant und haben vielfach das gegenwärtige Oberflächenbild der Landschaft geprägt. Dies hängt direkt oder indirekt mit dem mehrfachen Wechsel von Kalt- und Warmzeiten zusammen, der zu einer zeitweisen Vergletscherung von ganz Nordeuropa einschließlich Norddeutschland und weiter Gebiete der Alpen geführt hat.

So ist für den Bereich der einst vergletscherten Gebiete die trogförmige Talform, das Auftreten von Karen (Gletschermulden) und Gletscherschliffen sowie von Gletscherwällen (Moränen), Bändertonablagerungen und von Seenbecken besonders kennzeichnend und landschaftsformend. Im periglazialen, also nicht vergletscherten, aber unter kaltzeitlichem Klima stehenden Gebiet prägen vor allem die Flußterrassen mit ihren Schotterdecken und die oft ausgedehnten und mächtigen Lößablagerungen die Landschaft. Auch eiszeitliche Flugsande können landschaftsbestimmend sein.

Gliederung: Die Gliederung quartärer Ablagerungen wird durch verschiedene Faktoren erschwert. Das fast völlige Fehlen richtiger Zonenleitfossilien und von Profilen, die längere Zeitabschnitte umfassen, sowie die oft nur lokalen fossilführenden Vorkommen haben andere Methoden der Stratifizierung erforderlich gemacht. Die bekannteste ist die Pollenanalyse, aus der die zeitlich auf-

einanderfolgenden Baumfloren in einem Profil durch ein Diagramm erfaßt werden können. Diese im Diagramm aufscheinenden Pollenspektren spiegeln jedoch nicht den phylogenetischen Wandel bzw. eine Artenablöse, wie bei Leitfossilien, wider, sondern nur den ökologisch bedingten Wechsel in der Zusammensetzung der Baumpollen bzw. der Nichtbaumpollen (vor allem Gramineen). Dieser ist einerseits durch die jeweilige Wiederbewaldung zu Warmzeiten, andrerseits durch das Auftreten von baumlosen Pflanzenverbänden gekennzeichnet. Ähnliches gilt für die Lößschneckenfaunen, deren Abfolge gleichfalls im wesentlichen von ökologischen Faktoren bestimmt und damit reversibel ist.

Mit der Radio-Karbon- oder C^{14}-Methode ist der jüngste Abschnitt des Quartärs absolut datierbar, während für das älteste und ältere Pleistozän die erst seit wenigen Jahren angewandte paläomagnetische Meßmethode dank der Initiative von J. FINK durch A. KOCI und J. KUKLA auch einige – allerdings noch unveröffentlichte — Daten für Niederösterreich geliefert hat. Diese sind wiederum für die Beurteilung fossiler Bodenkomplexe von großer Bedeutung. Leider liegen keine Werte für die nach der klassischen Pleistozänchronologie unterschiedenen Kaltzeiten (Günz, Mindel, Riß und Würm) und den ihnen zugeordneten Flußschotterterrassen vor, so daß deren nicht immer einheitliche altersmäßige Interpretation verständlich erscheint.

Spuren eiszeitlicher Vergletscherung finden sich nicht nur im Süden Niederösterreichs in den Hochalpen, im Semmeringgebiet und in den südlichen Voralpen (z. B. Hochkar, Dürrenstein, Ötschergebiet), sondern nach L. WALDMANN auch im Waldviertel. Besondere Kennzeichen sind die Trogtäler, Kare, Gletscherschliffe, Toteislöcher und Moränen, zu denen die einst von Gletschermassen erfüllten heutigen Seebecken (z. B. Lunzer Seen, Erlaufsee) kommen.

Am Nord- und Osthang des Schneeberges zeugen noch heute die mächtigen außen 60 bis 100 m abfallenden Moränenwälle (z. B. Trenkwiese, Rannerholz beim Schwabenhof) von den beiden einstigen Gletscherzungen des Würmgletschers des Hochschneeberges, die nach H. P. CORNELIUS eine maximale Gesamtlänge von 3 bzw. 5 km erreichten sowie die Gletschermulden der Breiten und der Krummen Ries. Am Dürrenstein und am Ötscher sind zahlreiche Moränen feststellbar, von denen jene im Bereich des oberen Ybbstales in jüngster Zeit durch H. NAGL einer eingehenden Analyse unterzogen wurden und in Verbindung mit Flußterrassen und fossilen Bodenbildungen auch altersmäßig gegliedert werden konnten, nachdem bereits H. FISCHER, G. GÖTZINGER, A. PENCK & E. BRÜCKNER, A. RUTTNER und E. SPENGLER würmeiszeitliche Erscheinungsformen aus diesem und benachbarten Gebieten beschrieben hatten. H. NAGL unterscheidet an Hand von Lage und Verwitterungsgrad der Moränen und Terrassen sowie durch fossile Bodenbildungen verschiedene Eisstände des Ybbstal- bzw. des Dürrensteingletschers im oberen Ybbstal, von denen jener des Hauptriß bis über St. Georgen am Reith, jener des Spätriß bis vor Göstling und der Seetalgletscher des Würm bis vor Lunz am See reichte und dort ein doppeltes Moränenamphitheater hinterließ. Letzterer, der dem Seetal die typische Trogform verlieh, war zur Würmzeit ungefähr 11 km lang, während der durch mehrere Eisströme genährte Ybbsgletscher zur Rißzeit eine mehrfache Länge erreichte. Der vom Ötscher herabziehende Würmgletscher führte bei Lackenhof zu der charakteristischen End-

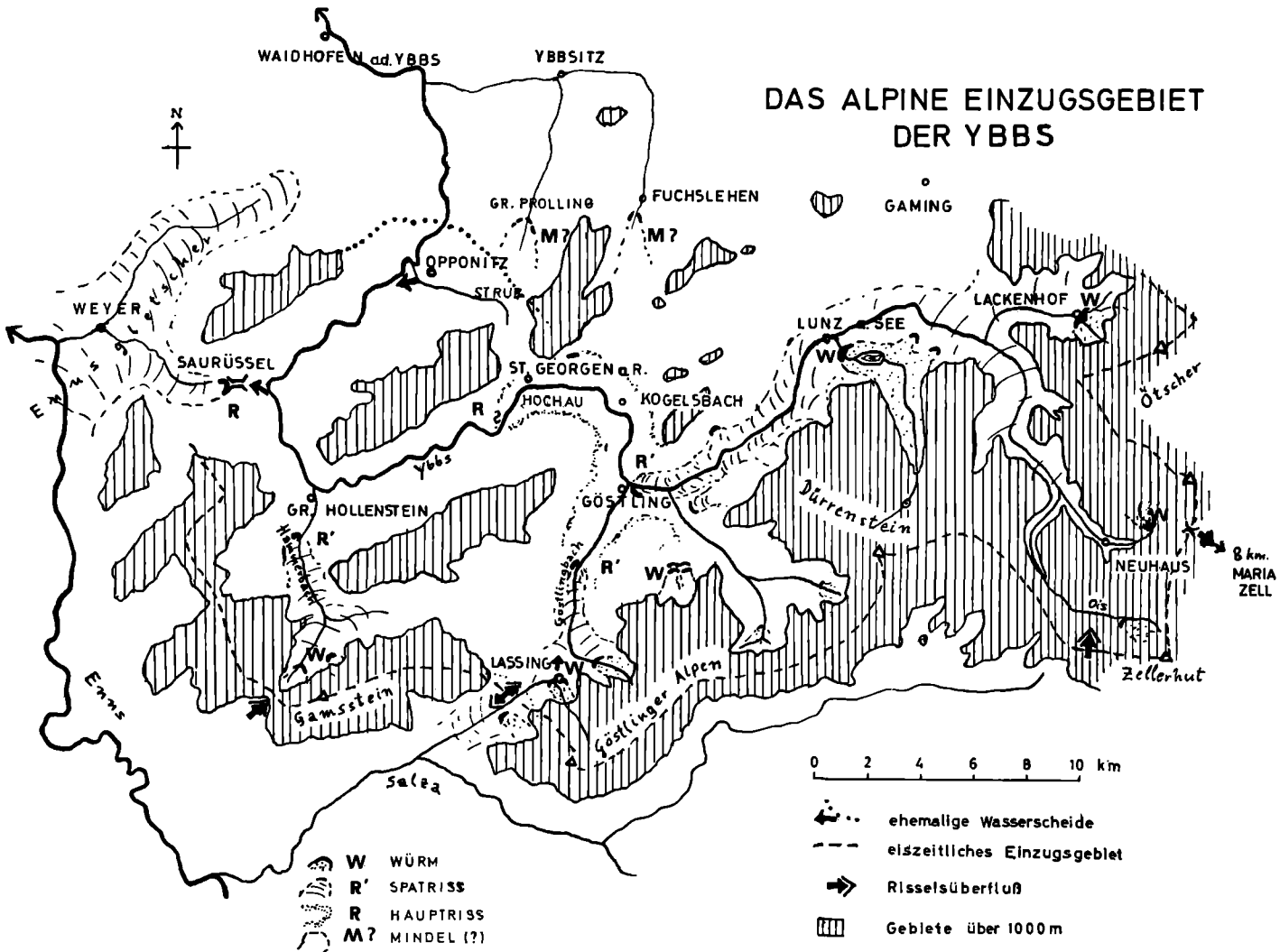


Abb. 40. Die eiszeitliche Vergletscherung im Bereich des oberen Ybbstales mit Moränen (Würm-, Riß- und [?] Mindel-) und den einstigen Wasserscheiden. Nach H. NAGL, 1972.

moränenlandschaft mit Toteislöchern. Besonders wichtig ist die Verknüpfung von rißeiszeitlichen Endmoränen mit den Hochterrassenschottern (s. u.) der Ybbs. Interessant ist auch der Nachweis der durch vorspätrisseiszeitliche Schotterakkumulation bedingten Talverlegung der Ybbs über dem Saurüssel zum Ennstal durch H. NAGL (Abb. 40).

Als wesentliche Hilfsmittel zur Gliederung der eiszeitlichen Ablagerungen haben sich die Flußterrassen und ihre Schotterfluren erwiesen. Im Bereich der Alpenflüsse (z. B. Ybbs, Erlauf, Traisen) unterscheidet man seit A. PENCK & E. BRÜCKNER ältere und jüngere Deckenschotter (-terrassen), Hoch- und Niederterrassen, die mit den vier alpinen, nach Flüssen im bayerischen Alpenvorland bezeichneten Eiszeiten (Günz, Mindel, Riß und Würm) parallelisiert werden, doch erschweren örtliche Untergliederungen (z. B. höhere und tiefere Hoch- bzw. Niederterrasse) bzw. höhere Terrassenschotter (über den älteren Deckenschottern) oft die sichere Parallelisierung.

Für Niederösterreich sind die Flußterrassen der Donau im Raum von Krems, im Tullner Becken und im Raum von Wien besonders wichtig. Im Raum von Wien werden, aufbauend den grundlegenden Untersuchungen durch F. X. SCHAFFER und H. HASSINGER, von J. FINK, H. MAJDAN und H. KÜPPER von der höchsten, also ältesten, zur tiefsten, die Laaerberg-, Wienerberg-, Arsenal-, „Theresianum"-, Stadt- (= Simmeringer) und die Praterterrasse (Abb. 41) unterschieden, deren Eigenständigkeit und zeitliche Einstufung allerdings diskutiert wird. Ursprünglich wurde den älteren Terras-

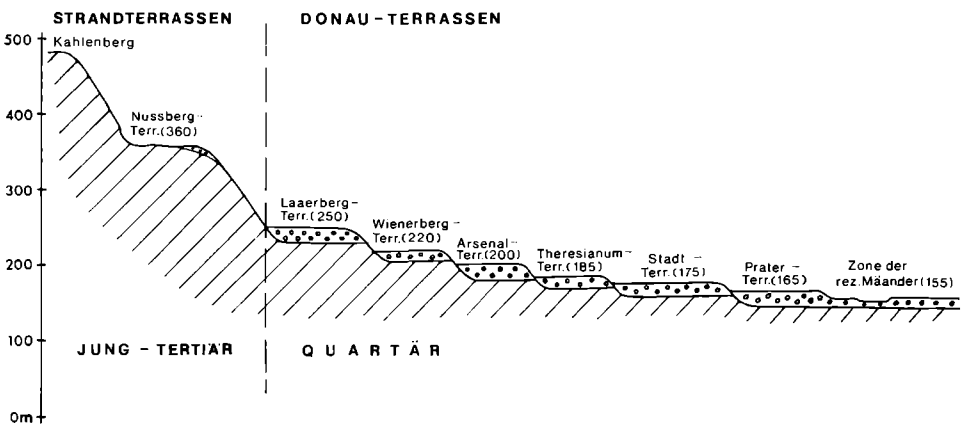


Abb. 41. Jungtertiäre Strand-(Nußberg-Terrasse) und quartäre Donauterrassen im Raum von Wien. Schema. Nach R. GRILL, 1954, J. FINK & H. MAJDAN, 1954, und H. KÜPPER, 1968, kombiniert.

sen pliozänes Alter zugeschrieben und die Praterterrasse als Holozän angesehen, doch sind sämtliche der angeführten Terrassen quartärer Entstehung. Kennzeichnend sind basale Blockpackungen mit meist gekritzten Geschieben, die mit einem Eistransport in Verbindung gebracht werden (H. KÜPPER). Sie treten in den Schottern sämtlicher Terrassen außer der Laaerbergterrasse auf. Dies gilt auch

für die Praterterrasse, von der Teile dadurch, durch Kryoturbationen und durch Fossilfunde als (jung-)eiszeitlich erkannt wurden. Andere Teile sind nach J. FINK zweifellos postglazial entstanden, wie subfossile Baumstämme aus Rutzendorf E Groß-Enzersdorf dokumentieren (s. S. 186). Wie außerdem W. FUCHS in jüngster Zeit zeigen konnte, sind basale Blockpackungen nicht unbedingt als glaziale Erscheinungen zu betrachten, indem sich ein aus einer Schottergrube bei Zwentendorf im Tullner Feld unter einer basalen Blocklage geborgener Holzstamm einer Weide (*Salix alba* LINNÉ) als holozän (1750 ± 20 Jahre nach der C^{14}-Methode) erwies. Damit ist zugleich dokumentiert, daß die Terrassenschotter recht komplizierte und durchaus nicht alterseinheitlicher Körper darstellen.

Kennzeichnend ist ferner die Zusammensetzung der Schotter, indem sich nach H. KÜPPER — mit Ausnahme der Laaerberg-Schotter — Rund- oder Fernschotter (hauptsächlich Quarzgerölle) und sogenannte Plattel- oder Lokalschotter (transportierte, nicht voll gerundete Schotter aus Flyschsandsteinen) unterscheiden lassen. Für die Laaerbergterrassenschotter, die hauptsächlich aus durch silikatischen Rotlehm verkitteten Quarzschottern bestehen, ist die diskordante Lagerung auf jungtertiärem Sockel kennzeichnend. Diese Auflagerung zeigt, daß der Ablagerung dieser Schotter eine bedeutende Erosionsphase vorausgegangen ist. Äquivalente dieser Schotter sind nicht nur auf das Wiener Stadtgebiet beschränkt, sondern finden sich auch auf der Rauchenwarther und der Parndorfer Platte sowie im Raum von Krems. Es sind Terrassen der Urdonau, die damals erstmalig den annähernden Verlauf der heutigen Donau vom Ausgang der Wachau über das Tullner Feld nahm und an der Wiener Pforte die Flyschzone zwischen Leopoldsberg und Bisamberg durchbrach. Der pliozäne Vorläufer der Donau floß im nördlichen Niederösterreich und mündete im Bereich der Zayafurche in das Wiener Becken (s. S. 50). Im Osten durchbrach die Urdonau allerdings noch nicht die Thebener Pforte, sondern nahm ihren Verlauf südwestlich der Hainburger Berge durch die Brucker Pforte, wie die Terrassenschotter auf der Parndorfer Platte, die eine Zweiteilung erkennen lassen, und Schotterfluren in den Hundsheimer Bergen annehmen lassen, ohne allerdings den Bereich des Seewinkels zu erreichen. Die Seewinkelschotter östlich des Neusiedlersees sind nach R. GRILL nach ihrer Zusammensetzung keine Donauschotter. Eine zusammenfassende Übersicht über die Geschichte der Donau hat erst kürzlich J. FINK gegeben. Im Bereich der Hainburger Berge hat G. WESSELY eine Parallelisierung der dortigen Donauterrassen mit denen des Wiener Raumes versucht (Petronell-Prellenkirchener Terrasse entspricht vermutlich der Arsenalterrasse, Terrasse von Wolfsthal und Berg-Gattendorf als Äquivalent der Stadtterrasse).

Die Alterseinstufung und Parallelisierung der Donauterrassen beruht vornehmlich auf den allerdings sehr spärlichen Fossilfunden, da die Abfolge der Terrassenfluren bzw. die rein orographische Höhe der Terrassen über dem derzeitigen Flußniveau nach J. FINK dazu nicht ausreicht. Überdies ist die Zahl von Flußterrassen in Durchbruchsstrecken und Senkungsfeldern verschieden, so daß etwa die Wachau das wesentlichste Hemmnis für eine Parallelisierung der Donauterrassen des westlichen und östlichen Niederösterreichs bildet (s. W. FUCHS). Zu den wichtigsten Fossilfunden zählen Reste eiszeitlicher Großsäugetiere (Elefanten und Nashörner) von denen nach G. SCHLESINGER und E. THENIUS *Archidiskodon*

Tabelle 13. Die Gliederung des Quartärs und die Einstufung der Donauterrassen, Bodenbildungen usw. Prateterrasse mit holozänen Anteilen (siehe Text).

Gliederung			Terrassen im Gebiet von Wien	O-Kante bzw. U-Kante Seehöhe in Metern n.F.BRIX	Terrassen u.Schotter im Krems-Tullner Bereich bzw. im Alpenvorland	Ablagerungen und Bodenbildungen	Lößfaunen und Wirbeltier-fundstellen
HOLOZÄN (= geol.Gegenwart)			Zone der rezenten Mäander	164-149 153-139	"Auland"	rezente Bodenbildungen, jüngere Flugsande, Aulehme, Silt, Moore, Kalktuffe, jüngere Höhlensinter	rezente Fauna
PLEISTOZÄN	Jung-	Würm II (Hauptwürm)	Praterterrasse	166-151	Donaufeld (Niederterrasse = NT 2)	Stillfried-B-B.B.*) (= Paudorfer B.B.) Höhlensinter	Teufelslucke, Columella-Fauna Merkenstein-Höhle Pupilla-Fauna Striata-Fauna Willendorf Tridens-Fauna
		Würm I (Frühwürm)	Mannswörther Zwischenterrasse	154-140	Feld (Niederterrasse = NT 1)		
		Riß-Würm				Humusböden Stillfried-A-B.B. (=Göttweiger-B.B.) älterer Höhlensinter	
		Riß	Stadt-Terrasse Theresianum-Terrasse	174-160 180-178 175-167	Wagram (= Hochterrasse) doppelt gegliedert		
	Alt-	Mindel-Riß				Rotlehm v.Laaerberg (Rudolfsziegelöfen)	
		Mindel	Arsenalterrasse	205-185 198-178	Deckenschotter		Wien-Laaerberg
		Günz-Mindel					Hundsheim
		Günz	Wienerberg-(=Höbersdorfer) Terrasse	ca.215 ca.203	Deckenschotter Gobelsburger Terrasse		Senning
	Ältest-	Villafranchium (mittleres u.jüngeres)	Laaerberg-Terrasse "Maurerberg-Terrasse"	248-230 243-228	Kremstaler-Terrasse Kremsfeld-Schotter "Maisberg"-Terrasse	Kremser Bodenkomplex Rote Lehmserie	Gastrocopten Fauna Alt-Lichtenwarth
PLIOZÄN					"Hohenwarther Niveau"	vom Hungerberg	Stranzendorf

*) B.B.= Bodenbildung

meridionalis (NESTI) (Wienerbergterrasse), *Dicerorhinus hemitoechus* (FALCONER) (Arsenalterrasse) und *Mammonteus primigenius* (BLUMENBACH) (Praterterrasse) zu erwähnen sind (Tab. 13).

Im Raum von Krems sind nach J. FINK und L. PIFFL am linken Donauufer als wichtigste Terrassen und Schotterfluren die „Maisberg"-Terrasse (320 m), die Kremsfeld-Schotter (310 m; mit *Archidiskodon meridionalis*), die Kremstal-Terrasse (250 m), die Gobelsburger Terrasse (235 m), der Wagram und das Donaufeld zu unterscheiden.

Zwischen den Engstellen der Wachau und der Wiener Pforte bildet die Donau eine weite Stromebene, die allgemein als Tullner Feld bezeichnet wird. In diesem Bereich lassen sich nach L. PIFFL folgende morphologische Einheiten unterscheiden: Wagram, das Feld (Niveau mit dem Niederwagram), das Donaufeld und die Aulandschaft mit der Donau (Abb. 42). Während die Schotterfluren des (großen) Wagram (benannt nach Wogen-Rain) und des Niederwagram

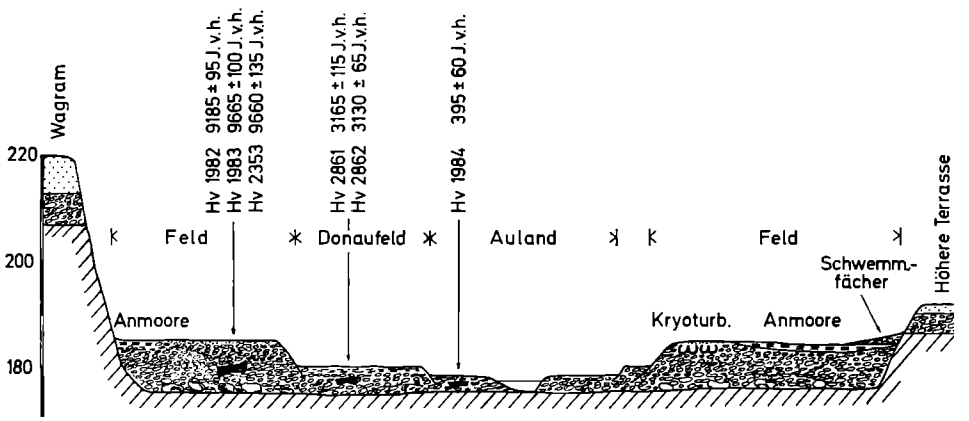


Abb. 42. Idealschnitt durch das Tullner Feld mit dem Wagram, Feld, Donaufeld und Auland und deren altersmäßige Einstufung an Hand subfossiler Hölzer. Nach L. PIFFL, 1971.

(Feldniveau) einst mit der Hoch- und Niederterrasse gleichgesetzt wurden, erstere nach R. GRILL jedoch mit den Schottern der Seyringer-Terrasse zu parallelisieren sind, war und ist die zeitliche Stellung des Donaufeldes und ihre Entstehung nach L. PIFFL noch nicht geklärt (aus dem Schotterkörper des Feldes herausgeschnittene Erosionsform oder neuakkumulierter Schotterkörper). Durch den Nachweis von absolut datierbaren Hölzern in den Donauschottern ist jedoch nach L. PIFFL auch die Parallelisierung des Feldes mit der Niederterrasse einer Revision zu unterziehen. Der ungefähr 10 bis 12 m mächtige Schotterkörper des Feldes, der über Oncophoraschichten liegt, entspricht in seiner Zusammensetzung etwa dem rezenten Donauschotter (44% Quarz, 26% kristalline und 30% Sedimentgesteine nach L. PIFFL), zeigt jedoch an der Basis durchgehend eine richtige „Blockpackung" aus überwiegend kristallinem Material von bisweilen gewaltiger Größe. Die Blöcke sind auffallend geglättet und z. T. nicht nur kantengrundet, so daß der Transport dieser aus den Tälern der Wachau und des Strudengaues stammenden Blöcke nach L. PIFFL nicht per Drift auf Eisschollen, sondern durch Hochfluten

im Früglazial erfolgt sein muß. In diesen, wie auch in den Schottern des Donaufeldes und des Aulandes treten in verschiedenen Niveaus Hölzer in Form großer Baumstämme auf, die meist richtige Lagen bilden können und nach C^{14}-Datierungen im Postglazial (Birken und Kiefern ca. 9600 Jahre, Ulmen und Eichen 3100 bzw. 400 Jahre) in die Schotter eingebettet wurden (s. L. PIFFL). Wie bereits oben erwähnt, ist die Datierung der Schotterkörper nicht einfach, zumal auch die basalen „Blockpackungen" nicht unbedingt als glaziale Erscheinungen zu deuten sind sowie Erosion und Akkumulation der Schotterfluren nicht flächenhaft vor sich ging. Veränderungen des Flußlaufes, Verlandungen und Durchbrüche erschweren die Rekonstruktion erheblich, wie zuletzt W. FUCHS gezeigt hat.

Anzeichen kaltzeitlicher Überprägung der Schotterfluren treten in Form von Kryoturbationen (durch wiederholtes Frieren und Auftauen oberflächennaher, verschieden wasserdurchlässiger Schichten entstandene Brodel- und Würgeböden) und von Eiskeilen (mit Sediment ausgefüllte ehemalige Frostspalten) wiederholt auf. Sie finden sich am Wagram des Tullner Feldes ebenso wie am Rande der Gänserndorfer Schotterflur im Marchfeld, wo sie nach J. FINK in besonders typischer und über 3 m mächtiger Ausbildung zu beobachten sind.

Weitere Donauterrassen sind durch W. FUCHS aus dem Melker Raum, ferner durch R. GRILL und H. HASSINGER aus dem Raum von Stockerau—Klosterneuburg als Höbersdorfer Terrasse (mit *Dicerorhinus etruscus* [FALCONER] und *Mastodon arvernensis* [CROIZET & JOBERT]; s. E. THENIUS) und als Terrassen W Seyring (= Weidlinger Terrasse) beschrieben worden, während aus dem Marchfeld, abgesehen von der eben erwähnten Gänserndorfer Schotterflur, die Mannswörther (Zwischen-)Terrasse und aus dem östlichen Weinviertel nach R. GRILL und W. SCHLEGEL die Mühlberg-Flur (220 m), die Zistersdorfer Fläche (200 m) und die Große Thorstätten (180 m) als ältest- und altquartäre Marchterrassenfluren zu nennen sind, zu denen die Gerichtsfeldterrasse bei Hohenau (165 bis 170 m) als nächst jüngere kommt. Allerdings sind im Marchfeld tektonisch bedingte Verstellungen zu berücksichtigen. So bildeten nach J. FINK die Terrassen W Seyring und die Gänserndorfer Flur ursprünglich eine Einheit. Im südlichen Wiener Becken bzw. im Schneebergbereich lassen sich nach H. KÜPPER und J. FINK die Puchberger Terrassenschotter, das Ternitzer Konglomerat, der Neunkirchner (= Schwarza-Schuttkegel) und der Wiener Neustädter Schotterkegel (= Piestingschotter = Wöllersdorfer Schotterkegel) als alt- bis jungeiszeitliche Schotter unterscheiden. Letzterer zeigt nach R. GRILL eine Dreigliederung. Das Liegendpaket besteht aus groben Schottern mit gekritzten Geschieben und bis zu 1 m tiefen Eiskeilen, das mittlere Schichtpaket aus mittel- bis feinkörnigen Schottern zeigt deutliche Kryoturbationserscheinungen, während die gleichfalls mittel- bis feinkörnigen Hangendschotter nur schwache Kryoturbationen aufweisen. Für die Steinfeldschotter ist nach R. GRILL auf Grund der Beobachtungen im Wiener Neustädter Schotterkegel neben Jungpleistozän auch höheres Alter anzunehmen.

Zu den am weitesten verbreiteten und besonders für weite Teile des nördlichen Niederösterreichs kennzeichnenden eiszeitlichen Sedimenten zählt jedoch der Löß. Die niederösterreichischen Lößgebiete, die etwa in der Gedersdorfer Lößlandschaft ihr typisches Gepräge zeigen, machen nach R. RUNGALDIER fast

90% der gesamten Lößfläche Österreichs aus und sind für den Weinbau besonders gut geeignet. Der Löß ist weiters durch seine Einsturzsicherheit für die Anlage von Weinkellern ideal. Im Gelände führt diese Standfestigkeit zu den überaus kennzeichnenden Racheln, d. s. schluchtartige Erosions„rinnen", und zu richtigen, oft tiefen Hohlwegen. Nach der Ausbildung des Löß läßt sich mit J. FINK und R. SIEBER die feuchte Lößlandschaft im Alpenvorland bzw. im Westen (z. B. Linzer Raum) von einer trockenen Lößlandschaft (z. B. Stillfried an der March) unterscheiden, deren Ausdehnung ungefähr dem heutigen pannonischen Klimagebiet entspricht. Der Kremser Bereich (mit Schießstätte und Hundssteig, ferner Fürth, Göttweig und Paudorf) entspricht nach J. FINK dem Übergangsgebiet, während etwa Pottenbrunn wiederum zwischen diesem und der feuchten Lößlandschaft, Wetzleinsdorf S Ernstbrunn hingegen zur trockenen Lößlandschaft vermittelt (Abb. 43).

Der typische Löß ist ein gelbliches bis gelbbraunes, poröses äolisches Sediment, in dem Korngrößen von 0,05 bis 0,01 mm vorherrschen und das vorwiegend aus Quarzkörnchen und anderen Silikaten besteht. Der Kalkgehalt ist relativ hoch und führt zur Entstehung von Konkretionen (sogenannten Lößkindln). Es ist ein kaltzeitliches Sediment, das vom Wind aus den damals riesigen Überschwemmungsgebieten bzw. aus Moränenwällen ausgeblasen und vornehmlich an Nord- und Osthängen der damals weitgehend unbewaldeten Hügel abgelagert wurde. Entsprechend seiner Entstehung fehlt dem typischen Löß eine Schichtung. Umgelagerter Löß (Schwemmlöß) oder unmittelbar in Seebecken sedimentierter Löß kann allerdings in geschichteter Form auftreten. Der Löß erreicht oft beträchtliche Mächtigkeiten und läßt sich durch das Vorkommen von sogenannten L a i m e n z o n e n gliedern. Diese Laimen- oder „Verlehmungs"zonen sind Bodenbildungen zu Warmzeiten, die sich durch die bräunliche bis intensiv rote Färbung vom übrigen Löß abheben. Sie bestätigen nicht nur den mehrfachen Wechsel von Kalt- und Warmzeiten, sondern lassen je nach der Mächtigkeit und Ausbildung (Art und Intensität der Verfärbung) auch Rückschlüsse auf die Dauer der Warmzeiten und das damalige Klima zu. Zu Kaltzeiten war die Baumgrenze durch die 8 bis 12° C betragende Temperaturminderung der mittleren Jahrestemperatur um 1000 bis 1300 m abgesenkt bzw. weit nach Süden verschoben. Weite Gebiete des periglazialen Bereiches waren als baumlose Lößsteppe bzw. als tundrenähnliche Landschaft mit Strauchvegetation ausgebildet. In den Warmzeiten kam es zur Wiederbewaldung mit Waldsteppen und Waldgebieten. Im Riß-Würm-Interglazial sind nach W. KLAUS auf Grund der Pollenflora (z. B. Wien-Lugeck, Hochterrassenprofil von Stroblitz im unteren Ybbstal) vor allem Kiefern (*Pinus silvestris* LINNÉ, *P. montana* MILLER und *P. cembra* LINNÉ sowie eine Form mit striierten Pollenkörnern) und Lärchen *(Larix)* neben Eiben *(Taxus)* häufig gewesen. Fichten, Birken und Weiden sind selten. Von diesen Landschaften zeugen jedoch weniger die nur spärlichen Pflanzenfunde, als vielmehr die Schnekkenfaunen, unter denen in Mitteleuropa nach V. LOŽEK als wichtigste warmzeitliche (Banatica-Fauna; nach *Helicogona banatica* [ROSSMÄSSLER]), Waldsteppen- (Tridens-Fauna; nach *Chondrula tridens* [MÜLLER]) und Kräutersteppenfaunen (einerseits Striata-Fauna als Trockensteppe, nach *Helicella striata* [MÜLLER], andrerseits Pupilla-Fauna nach den Pupillen und die Columella-Fauna, die ihren

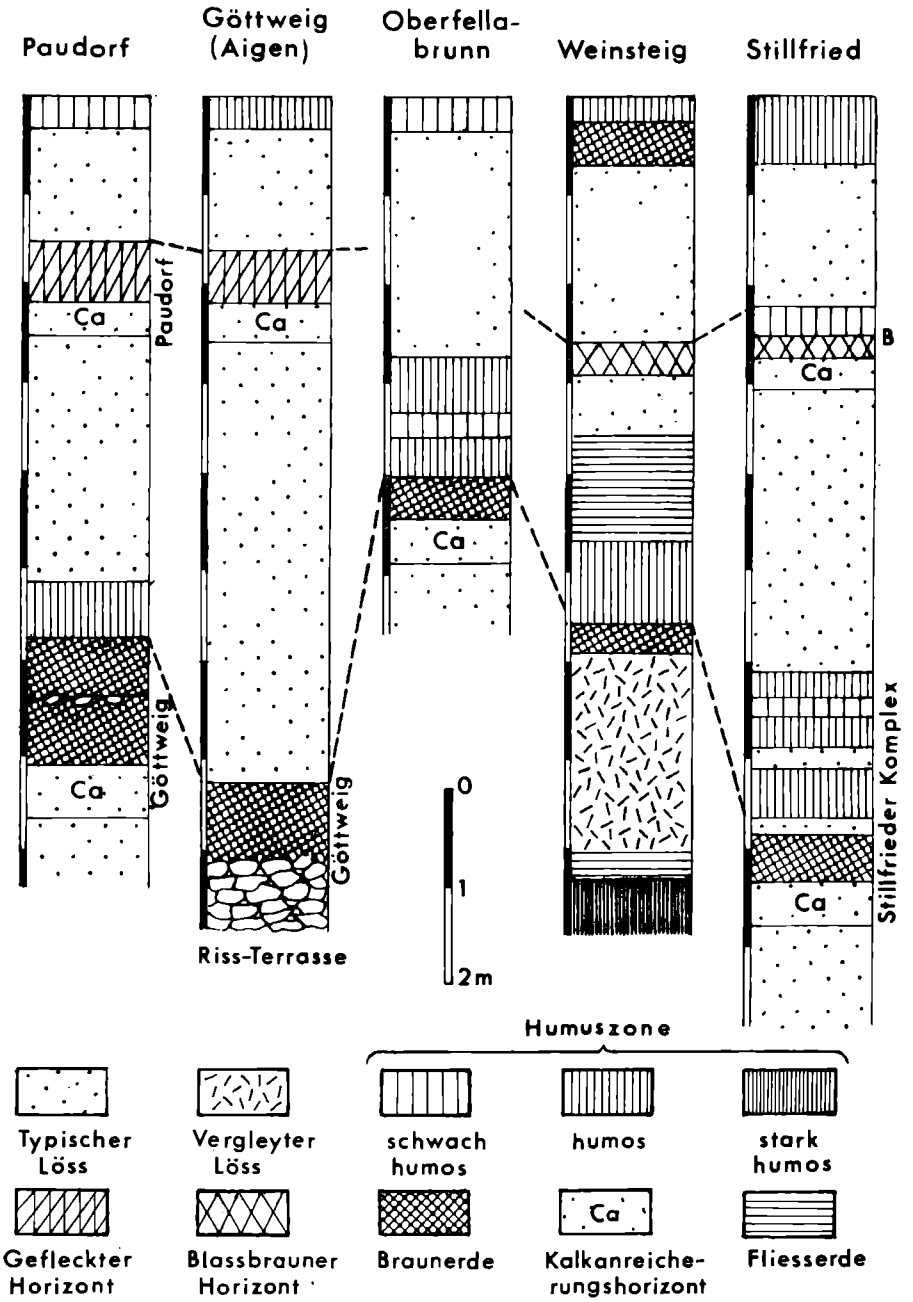
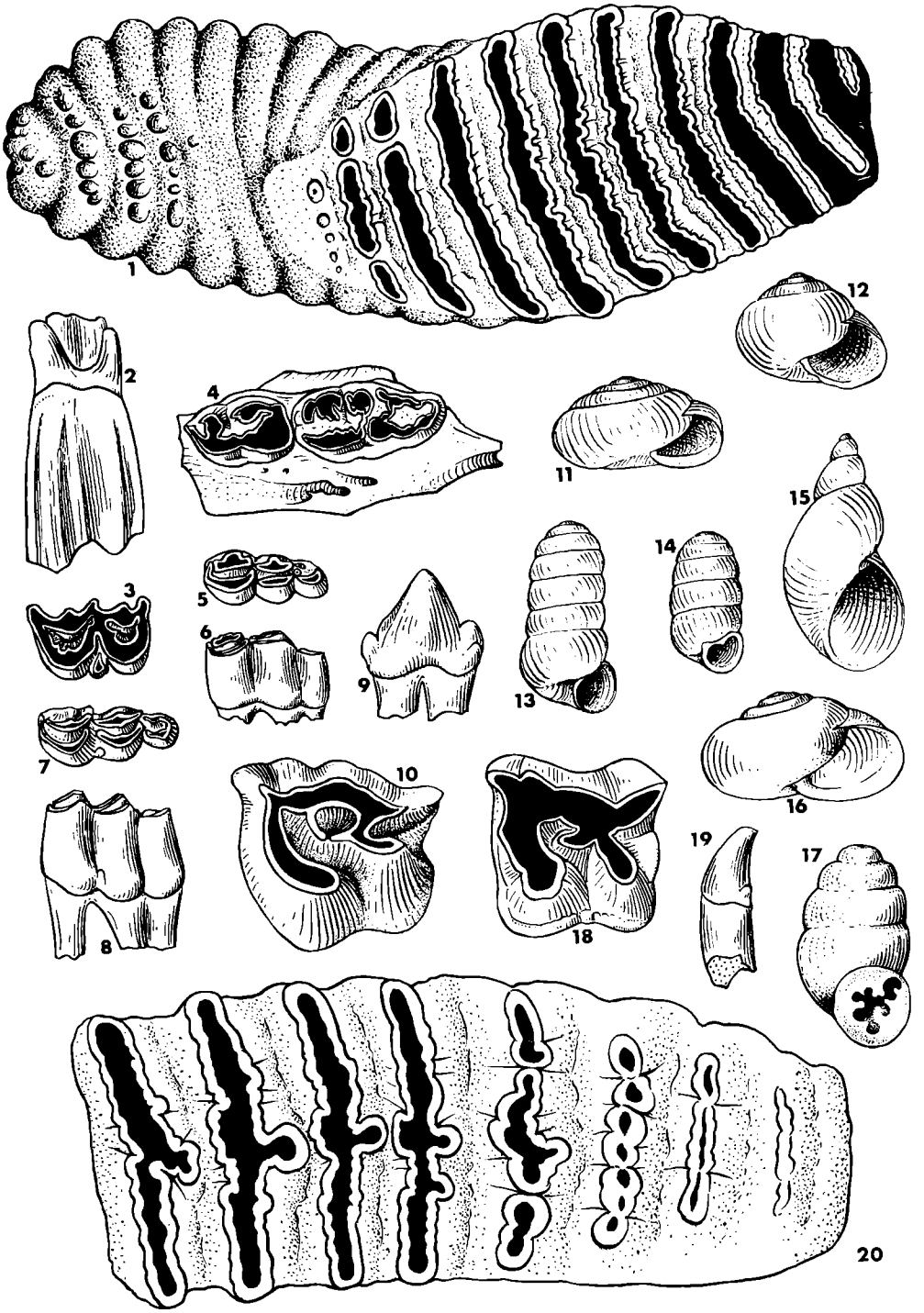


Abb. 43. Lößprofile von typischen jungpleistozänen Lokalitäten aus Niederösterreich. Von der Übergangszone im Westen (z. B. Paudorf, Göttweig) bis zum pannonischen Trockengebiet im Osten (Stillfried). Nach J. Fink aus R. Grill, 1968. Aufschluß Oberfellabrunn seither eingeebnet. Profil von Stillfried kombiniert aus zwei getrennten Profilen.

Namen *Columella columella* MARTENS verdankt mit Tundrenelementen) zu unterscheiden sind. Warmzeitliche Schneckenfaunen sind — abgesehen von Humusböden (Tschernosem) — meist nur unterhalb der pleistozänen Bodenbildungen anzutreffen, da in den (Para-)Braunerden keine Schalenerhaltung gegeben ist. Noch nicht abgeschlossene systematische Untersuchungen der wichtigsten niederösterreichischen Lößprofile von Stillfried über Hollabrunn bis Krems durch H. BINDER zeigen, daß derartige Faunen auch in Niederösterreich vorkommen. Für das Würm ist die Abfolge Striata-, Pupilla- und Columella-Fauna charakteristisch. Für die Columellafauna (mit *Columella columella* MARTENS, *Vertigo arctica* [WALLENBERG], *Pupilla muscorum* [LINNÉ], *Succinea oblonga* DRAPARNAUD und *Trichia hispida* [LINNÉ]) sind arktoalpine Elemente kennzeichnend. Der Kaltsteppencharakter des Lösses wird durch das Vorkommen (z. B. Willendorf, Krems, Senftenberg, Groß-Weikersdorf, Roseldorf, Traismauer, Schleinbach, Stillfried) von Mammut (*Mammonteus primigenius* [BLUMENBACH]), Fellnashorn (*Coelodonta antiquitatis* BLUMENBACH), Rentier (*Rangifer tarandus* LINNÉ), Moschusochse (*Ovibos moschatus* LINNÉ), Steinbock (*Capra ibex* LINNÉ), Eisfuchs (*Alopex lagopus* [LINNÉ]) und Schneehühnern (*Lagopus*-Arten) bestätigt. Dazu kommen die aus jungeiszeitlichen Höhlenfaunen (z. B. Merkenstein bei Bad Vöslau, Teufelslucke bei Eggenburg) bekannten Lemminge (*Dicrostonyx* und *Lemmus*) als Wühlmäuse, Höhlenbär (*Ursus spelaeus* ROSENMÜLLER), Höhlenlöwe (*Panthera spelaea* [GOLDFUSS] und Höhlenhyäne (*Crocuta crocuta spelaea* [GOLDFUSS]), Wildpferd (*Equus „germanicus"* NEHRING) und Wildesel (*Asinus hydruntinus* REGALIA), Riesenhirsch (*Megaloceros giganteus* [BLUMENBACH]) und Steppenwisent (*Bison priscus* BOJANUS) als weitere Charakterformen (Abb. 44).

Die bekanntesten Bodenbildungen im Löß Niederösterreichs sind der Kremser Bodenkomplex, der Stillfrieder Komplex (= Linzer Komplex der feuchten Lößlandschaft = Göttweiger Bodenbildung des Übergangsgebietes; Fellabrunner Boden von Oberfellabrunn im Sinne von F. BRANDTNER) und Stillfried-B (= Paudorfer) Bodenbildung, deren zeitliche Einstufung in jüngster Zeit, nicht zuletzt durch absolute Daten und paläomagnetische Meßergebnisse, weitgehend fixiert werden konnte (s. J. FINK). An verschiedenen Profilen (z. B. Stillfried an der March, Ebersbrunn NE Hohenwarth, Wasserwerk bei Langenlois, Krems an der Donau) lassen sich mehrere Bodenbildungen übereinander beobachten. Es sei hier nur auf das in jüngster Zeit dank der Initiative von J. FINK neu untersuchte klassische Profil von der Kremser Schießstätte hingewiesen, deren Sockel das Kremstal-Terrassenniveau (s. o.) bildet. Im beobachtbaren Profil, das nach paläomagnetischen Messungen einer Zeitspanne von mehr als 1 Million Jahre entspricht, treten mehr als 10 Bodenbildungen auf, die nach V. LOŽEK auch paläontologisch durch Schneckenfaunen als jüngstes Ältestpleistozän (Jung-Villafranchium mit *Gastrocopta serotina* LOŽEK knapp unterhalb der eigentlichen Kremser Bodenbildung), als Altpleistozän (Biharium mit *Cepaea nemoralis* LINNÉ bzw. *Helicogona čapeki* PETRBOK) und als Jungpleistozän (mit Kaltfaunen) datierbar sind. Damit ist der Kremser Komplex, der ursprünglich auf Grund seiner intensiven Rotfärbung mit der großen Mindel-Rißwarmzeit parallelisiert wurde, noch älter als ursprünglich angenom-


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20

men, doch sollte dieser Begriff — wie J. FINK betont — als stratigraphischer Begriff fallen gelassen werden.

Der im wesentlichen durch die Braunfärbung gekennzeichnete Stillfrieder Komplex kann nach J. FINK dem Riß-Würm-Interglazial und den Schwankungen zur beginnenden Würmzeit (Amersfoort und Brørup) gleichgesetzt werden. Der Stillfrieder Komplex besteht nach J. FINK einerseits aus (Para-)Braunerden, die auf einen für das letzte Interglazial typischen Waldboden hinweisen, andrerseits aus Humusböden, die mit der Amersfoort- bzw. Brørupschwankung parallelisiert werden können. Stillfried-B entspricht hingegen als Steppenboden dem Interstadial (Warmzeit innerhalb einer Kaltzeit) vor dem Hauptwürm. Letzteres wird durch absolute Daten (um 28.000 Jahre; s. J. FINK) und durch die Lößschneckenfaunen bestätigt, indem die Columella-Fauna über dieser Bodenbildung auftritt.

Hinweise auf das einstige Klima geben auch die in jüngster Zeit durch H. W. FRANKE, M. G. GEYH & H. TRIMMEL mit Hilfe der Radiokarbonmethode gewonnenen absoluten Daten an Höhlensintern (z. B. Große Kollerhöhle im Emmerberg bei Winzendorf). Sinterbildungen sind Anzeichen für Perioden warmfeuchten Klimas. H. W. FRANKE, M. G. GEYH & H. TRIMMEL unterscheiden auf Grund von Modellaltersberechnungen drei Phasen („Frühwürm": 38.000 bis 40.000 Jahre; Stillfried-B: ca. 25.000 Jahre und postglaziale Wärmezeit [Atlantikum] ca. 5700 Jahre).

Auch die Talasymmetrie ist als Auswirkung eines kaltzeitlichen Klimas im periglazialen Bereich zu verstehen, indem als primäre Ursache nach W. SCHLEGEL im wesentlichen die Sonnenstrahlung an Westhängen zu verstärkten Solifluktionserscheinungen (Fließerden, Wanderschuttbildung) in der Auftauzone führte. Die Lößablagerung spielt nach W. SCHLEGEL eine nur sehr untergeordnete Rolle bei der Asymmetrie der Täler, da diese (im östlichen Weinviertel) älter ist als der Löß. Solifluktionsdecken und Blockmeerbildungen sind als periglaziale Erscheinungen weit verbreitet und lassen sich meist mit der jüngsten Kaltzeit in Verbindung bringen (vgl. dazu K. WICHE).

Weitere quartärzeitliche Sedimente sind als Flugsande ausgebildet, die besonders im Marchfeld verbreitet sind und dort richtige Dünen bilden können. Nach ihrem Vorkommen und ihrer petrologischen Zusammensetzung lassen sich

---

Abb. 44. Fossilien aus pleistozänen Ablagerungen (Löß, Schotter, Höhlensedimenten, Spaltenfüllungen). 1 *Mammonteus primigenius* (BLUMENBACH), Wien-V, 2—3 *Bison priscus* BOJANUS (M sup.), Willendorf, 4 *Ursus spelaeus* ROSENMÜLLER, Merkenstein, (M 1—2), 5—6 *Rangifer tarandus* LINNÉ, M inf., Willendorf, 7—8 *Megaloceros giganteus* (BLUMENBACH), M inf., Teufelslucke bei Roggendorf, 9 *Crocuta spelaea* (GOLDFUSS), P inf., Teufelslucke bei Roggendorf, 10 *Coelodonta antiquitatis* BLUMENBACH, M sup., Götzendorf bei Dürnkrut, 11 *Trichia hispida* (LINNÉ), Stillfried an der March, 12 *Arianta arbustorum alpicola* (FERUSSAC), Laaer Berg, 13 *Columella edentula columella* (MARTENS), Stillfried, 14 *Pupilla muscorum* (LINNÉ), Stillfried, 15 *Succinea oblonga* DRAPARNAUD, Stillfried, 16 *Helicogona čapeki* (PETRBOK), Gedersdorf, 17 *Gastrocopta serotina* LOŽEK, Krems, 18 *Dicerorhinus etruscus* (FALCONER), M sup., Hundsheim, 19 *Homotherium moravicum* WOLDRICH, I inf., Hundsheim, 20 *Elephas (Archidiskodon) meridionalis* (NESTI), M inf., Laaer Berg. 1—15 = Jung-Pleistozän, 16—20 = Alt- und Ältest-Pleistozän. Sämtliche Figuren außer 11 bis 17 verkleinert.

nach J. FINK, E. FRASL und H. KÜPPER ältere eiszeitliche und jüngere holozäne Flugsande unterscheiden. Letztere bedecken bei Zwerndorf frühhallstattzeitliche Besiedlungen, bei Carnuntum am rechten Donauufer die Reste der römischen Siedlung, sind also dort erst in nachrömischer Zeit abgelagert worden. Auch die aus dem Retzer Raum durch H. FRANZ und E. FRASL beschriebenen kalkfreien Flugstaubdecken besitzen holozänes Alter.

Gegenüber dem Pleistozän tritt der Einfluß des Holozäns, das die letzten 10.000 Jahre umfaßt, zurück. Wie schon erwähnt, sind Anteile der Donauschotter (mit den Hölzern) holozänen Alters. Dies gilt nicht nur für das Tullner Feld, sondern auch für das Marchfeld, wo in den Schottern der Praterterrasse gleichfalls Stammreste von Eichen auftreten (z. B. Rutzendorf), deren Alter nach J. FINK ungefähr 7000 Jahre beträgt und die von einstigen Hochwässern zeugen. Nach J. FINK (Vortrag vom 10. März 1972) kann hier auch die Dendrochronologie mit Erfolg herangezogen werden, indem etwa die zeitliche Abfolge verschiedener Baumstämme innerhalb begrenzter Horizonte feststellbar ist. Dem Holozän entspricht auch das Auland mit der Zone der sogenannten rezenten Mäander. Sonstige Fluß- und Bachschotter, verschiedene Schuttkegel, Bergsturzreste, Kalktuffe, See- und Moorablagerungen sowie Bodenbildungen und Talfüllungen gehören zu weiteren kennzeichnenden nacheiszeitlichen Ablagerungen. Moore und auch Seetone enthalten mehr oder weniger vollständige pollenführende Profile vom Spätglazial bis zur Gegenwart, die Einblick in die nacheiszeitliche Waldgeschichte geben. So hat W. KLAUS an Hand von Profilen aus Hochmooren des Waldviertels (Schwarzinger Torfstich und Haslauer Moor bei Schrems) die dortige Vegetationsgeschichte vom Spätglazial bis zur jüngeren Nachwärmezeit (jüngeres Subatlantikum) aufzeigen können, die eine zwangslose Parallelisierung mit den von F. FIRBAS für Mitteleuropa eingeführten Stufen (ältere Tundrenzeit, Allerödschwankung, jüngere Tundrenzeit, Präboreal, Boreal, Atlantikum, Subboreal und Subatlantikum) gestatten. In jüngster Zeit konnte W. KLAUS erstmalig auch die spätglaziale Waldgeschichte des südlichen Wiener Beckens an Hand eines Profils aus dem Torfmoor von Matzendorf S Leobersdorf rekonstruieren. Hier bilden interessanterweise Zirben (*Pinus cembra* LINNÉ) und Schwarzkiefern (*Pinus nigra* LINNÉ) den ersten Baumbestand des Alpenostrandes am Ende der älteren Tundren- (= Dryas-)zeit. Die Fichte (*Picea excelsa* [LAMARCK] LINK) fehlt. Die Allerödschwankung ist durch geschlossene Schwarzkiefernwälder gekennzeichnet, die in der jüngeren Tundrenzeit zur Lichtung der Wälder (Waldgrassteppenbildung) mit Rückkehr der Zirbe auf die Randberge des Wiener Beckens führte. Fichten erscheinen hier erstmals im jüngeren Präboreal, Eichen am Beginn des Boreals.

Abgesehen von fossilen oder Reliktböden (z. B. Rotlehm [= Terra rossa] in den Kalkalpen, alten tertiärzeitlichen Verwitterungsdecken mit Kaolin im Waldviertel) sind die heutigen Böden im wesentlichen holozäner Entstehung, deren Bildung vielfach schon im Spätglazial begann. Sie sind das Ergebnis von Untergrund und Klima und sind demnach von den Klimaprovinzen und den geologischen Einheiten abhängig (vgl. J. FINK, H. FRANZ, H. WIESENEDER). So sind nach H. FRANZ für die Zentralzone und die Böhmische Masse vornehmlich Podsolböden, für die Kalkalpen Rendsina- und Terra fusca-Formen und für die

Flyschzone Pseudogleye bzw. Pararendsinen (für den östlichen Teil des Flyschwienerwaldes) charakteristisch, während es im Wiener Becken und der Molassezone je nach Klimagebiet hauptsächlich zur Bildung von (Para-)Tschernosemen und (Para-)Braunerden kommt. Roterden bzw. Rotlehme sind zweifellos fossile Bildungen. Nach H. WIESENEDER & S. SCHARBERT sind Roterden im Bereich des Wiener Beckens an der Plio-Pleistozängrenze (oder im Jungpliozän) gebildet worden. Ähnliches gilt für die roten Lehme mit Schotterzwischenlagen, wie sie aus dem Weinviertel (z. B. längs des Steinbruches bei Niedersulz, Hohenruppersdorf, Gaiselberg und Pirawarth), aber auch vom Wiener Stadtgebiet (Hungerberg, Wien XIX) verschiedentlich bekannt sind und als Rote Lehmserie beschrieben wurden. Es handelt sich bei dieser nahezu 100 m mächtigen Serie nicht um Bodenbildungen, sondern um Sedimente, die vermutlich durch Zusammenschwemmung von Roterden zustandekamen. Diese diskordant auf Ober-Pannon (= Pont) liegende Serie wird einerseits dem jüngeren Pliozän (R. JANOSCHEK), andererseits dem älteren Pleistozän (J. FINK) zugeordnet. Wie schon auf S. 75 erwähnt, sprechen Kleinsäugerfunde im Bereich der Molassezone für ein jungpliozänes Alter. Zur letzten intensiven Ferretisierung dürfte es während der Mindel-Rißwarmzeit gekommen sein. Beispiele für erst in historischer Zeit entstandene Bodenbildungen (Pararendsina) bringt H. FISCHER aus dem Erlauf- und Ybbstal.

Faunistisch und floristisch wirkt sich die nacheiszeitliche Wärmezeit (Atlantikum) durch Einwanderung thermophiler, also wärmeliebender Elemente aus, indem mediterrane, illyrische und pannonische Arten seither in Niederösterreich heimisch sind. Menschliche Einflüsse machen sich bereits vor der Neuzeit bemerkbar durch Tumuli (Grabhügel aus der Hallstattzeit) und Hausberge (sogenannte Simmerlberge als Erdunterbauten von Grenzburgen im Mittelalter), wie sie im Weinviertel verbreitet anzutreffen sind, ferner durch Anzeichen (Halden, Pingen und Stollen) prähistorischer Bergbaue (z. B. Hornstein„bergwerk" von der Antonshöhe bei Mauer im Neolithikum, Kupferbergbau von Prigglitz-Gasteil zur Hallstattzeit) und nicht zuletzt durch die Reste römerzeitlicher Siedlungen, wie etwa Carnuntum.

Tektonik: Anzeichen quartärer Tektonik sind, verglichen mit kreide- und tertiärzeitlichen Ereignissen, relativ gering. Im Bereich des Wiener Beckens konnte Bruchtektonik exakt nachgewiesen werden. Südlich der Donau bildet die entlang mehrerer Brüche (Sollenau—Moosbrunner Linie als Nordwestrand, Goldberg—Wimpassinger Bruch als Südwestbegrenzung und nach R. GRILL die Fortsetzung des Breitenseer Bruches nördlich der Donau) abgesunkene Mitterndorfer Senke eine ungefähr 40 km lange und 2 bis 8 km breite, mit mittelpleistozänen Schottern erfüllte Rinne, die eine Mächtigkeit von fast 150 m erreichen und nach der Zusammensetzung der Schotter aus dem Einzugsgebiet der Piesting stammen. Auch im südlichsten Wiener Becken haben Bohrungen im Untergrund des Schwarzatales bei Ternitz den Nachweis von SW-NE-verlaufenden Störungen (sogenanntes „Schwarza-Lineament") erbracht, an denen der östliche Flügel mit Ternitzer Konglomerat und Jungpleistozän in ähnlicher Weise wie in der Mitterndorfer Senke abgesenkt wurde (s. H. KÜPPER, B. PLÖCHINGER). Nördlich

der Donau sind nach R. GRILL an Stelle der von J. STINY an Hand von Grundwasser-Untersuchungsbohrungen nachgewiesenen Lasseer Senke die Haringsee—Lasseer Senke und die Senke von Markgrafneusiedl—Obersiebenbrunn—Leopoldsdorf im Marchfeld, das richtiger

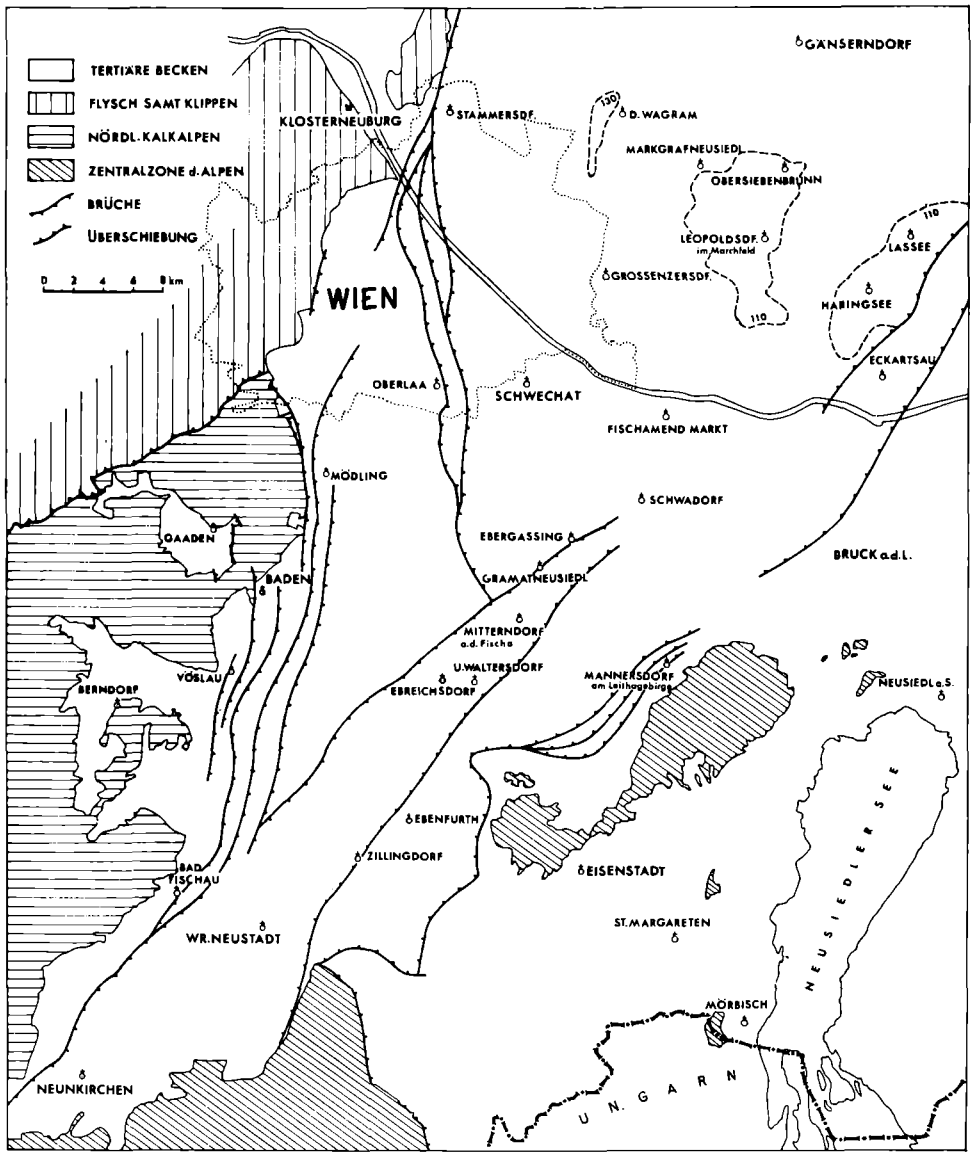


Abb. 45. Das südliche Wiener Becken mit den Staffelbrüchen am West- und Ostrand und den jungen Senken im Marchfeld (Haringsee—Lassee, Markgrafneusiedl—Obersiebenbrunn—Leopoldsdorf im Marchfeld und Aderklaa) und südlich der Donau (Mitterndorfer Senke). Nach R. GRILL, 1968.

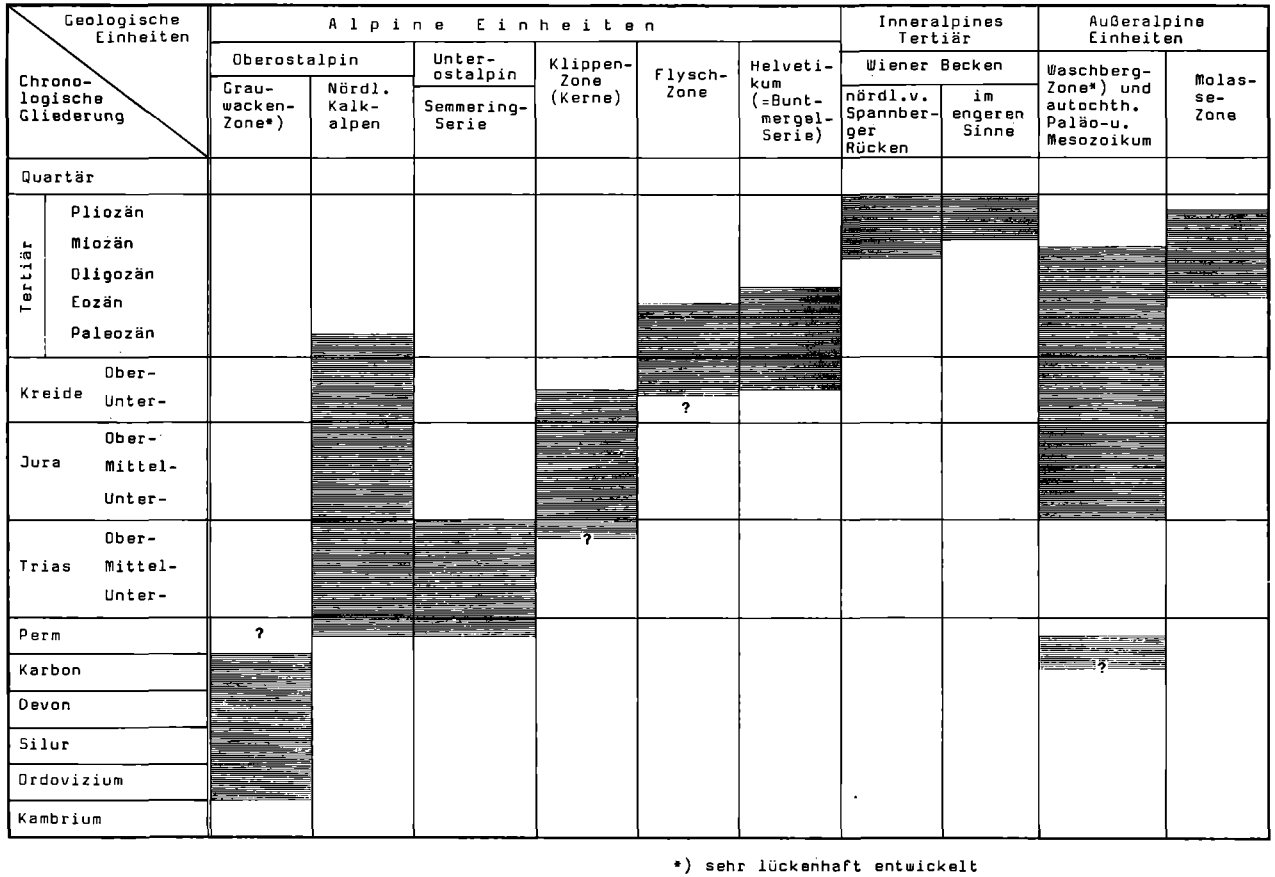
als Donaufeld zu bezeichnen wäre, zu unterscheiden (Abb. 45). Es sind zwei getrennte Senken, von denen die erstgenannte als Längssenke ausgebildet und östlich an den SW-NE-streichenden Breitenseer Bruch geknüpft ist. Als tektonisch bedingte und von über 100 m mächtigen pleistozänen Schottern erfüllte Wannen sind sie in den Tertiärsockel eingesenkt. Diesen Schotterkörpern kommt, wie den meist auf tertiären Tegel liegenden Terrassenschottern, wirtschaftliche Bedeutung als Grundwasserträger bzw. Quellhorizonte zu.

IV. Das Werden der Landschaft

In diesem Kapitel ist der Versuch gemacht, eine Übersicht über die Entstehungsgeschichte der Landschaft Niederösterreichs als Ganzes zu geben. Grundsätzlich sind dazu folgende Gesichtspunkte zu berücksichtigen: 1. Die gegenwärtig auf niederösterreichischem Boden anstehenden Gesteine sind durchaus nicht immer als autochthon, also bodenständig, zu bezeichnen. 2. Gebirgsbildungen haben zu großräumigen Überschiebungen ganzer Schichtstöße und geologischer Einheiten (z. B. Nördliche Kalkalpen, „Klippen"zonen, Flysch) geführt, die ursprünglich weiter im Süden abgelagert wurden. 3. Zeitweise herrschten gegenüber der geokraten Gegenwart richtige thalattokrate Zeiten, d. h. weite Teile waren vom Meer bedeckt; dies gilt besonders für jene Perioden, aus denen mächtige (marine) Ablagerungen bekannt sind. 4. Je weiter man in der Erdgeschichte zurückgeht, desto schwieriger wird die Rekonstruktion der ursprünglichen Verhältnisse, die Beurteilung gleichzeitiger Ereignisse sowie die durch seitherige Abtragung nicht mehr in der ursprünglichen Form, sondern bestenfalls als Konglomerate, Schotter und Sande (vgl. Schwermineralanalysen) überlieferten einstigen Gesteine. 5. Weiters ist die wiederholte Metamorphose von Gesteinen zu berücksichtigen, die nicht nur zur progressiven, sondern auch zur regressiven, also rückschreitenden Umwandlung geführt haben kann, wie dies etwa für Gesteine der Böhmischen Masse und der Zentralzone beschrieben wurde. Sie haben nicht nur das Aussehen und die Struktur, sondern auch den Mineralbestand wesentlich verändert. Hier geben absolute Gesteins- bzw. Mineralaltersdaten wertvolle Hinweise zur Datierung dieser Geschehnisse. Es erscheint daher verständlich, daß diese Geschichte sehr lückenhaft ist und erst für geologisch jüngere Zeiten präzisere Aussagen über die morphologische Entwicklung der Landschaft möglich sind (Tab. 14 und 15).

Zu den ältesten Gesteinen gehören einerseits Anteile des Kristallin der Böhmischen Masse, andrerseits aber auch kristalline Gesteine der Zentralalpen, die als sogenanntes „Altkristallin" etwa in der Silvretta (nach E. JÄGER für Paragneise Zirkon-Alterswerte von 1500 bis 1200 Millionen Jahren) und wohl auch in den Ötztaler Alpen auftreten. Diese Gesteine wurden nicht nur in präkambrischer Zeit abgelagert, sondern wurden auch durch Gebirgsbildungen im Präkambrium aufgefaltet und bilden bereits vor mindestens 1200 Millionen Jahren das einstige Hinterland. Die nächste gesicherte Regionalmetamorphose liegt nach E. JÄGER zwischen 500 und 400 Millionen Jahren. Sie fällt in das Altpaläozoikum (Ordovizium — Silur) und entspricht dem Altersbereich der kaledonischen Gebirgsbildung. Dennoch möchte sie E. JÄGER nur als Vorstadium der variszischen Orogenese auffassen. Während dieser Phase entstanden große Granitkörper in den Zentralalpen (z. B. Ötztaler Alpen und Silvretta; K. SCHMIDT, E. JÄGER, M. GRÜNENFELDER & N. GRÖGLER), die heute, nach der variszischen Metamorphose, als grobkörnige Augengneise vorliegen. Altpaläozoikum ist weiters durch Sedimentgesteine aus der Grauwackenzone (z. B. Silbersbergserie, „erzführende" Kalke und Schiefer) dokumentiert, die als z. T. küstennahe Sedimente im Flachmeerbereich abgelagert wurden sowie regional verbreitete (vulkanische) Deckenergüsse und deren Tuffe (Quarzkeratophyre = „Blasseneckporphyroid"; basische Gesteine = Grünschiefer). Derartige Deckenergüsse waren nicht nur auf den

Bereich der jetzigen Grauwackenzone beschränkt, sondern sind auch aus dem Bereich des Moravikums im außeralpinen Raum in Form von Metavulkaniten (Bittescher Gneis und Pleissinger Gneis) und sogenannten Parageseinen bekannt geworden, die auf die damalige marine Sedimentation hinweisen. Auch große



*) sehr lückenhaft entwickelt

Tabelle 14. Die chronologische Reichweite der einzelnen sedimentären Einheiten Niederösterreichs.

Teile des Kristallins der Zentralalpen wurden im Altpaläozoikum gebildet und liegen heute in metamorpher Form vor. In der Grobgneisserie des Semmeringsystems sind es vermutlich auch altpaläozoische Sedimente, die gegenwärtig als Glimmerschiefer, Amphibolite, Metapelite, Disthenquarzite und Arkosegneise verbreitet auftreten.

Chronologische Gliederung			Jahre in Mill.	wichtige Ereignisse
Känozoikum	Quartär	Holozän	0,01	Entstehung der Kulturlandschaft Postglaziale Wärmezeit Wiederbewaldung
		Pleistozän	2,5-3	Mehrfache Vergletscherung der Alpen Heraushebung der Alpen
	Tertiär	Pliozän		Inneralpines Tertiär: Einbruch des Wiener Beckens; Raxlandschaft; Augensteinlandschaft alpidische Orogenese mit Faltungen, Überschiebungen und Hebung Flysch-Trog Molasse-Trog Kaolinisierung Bruchtektonik und Blattverschiebungen in der Böhmischen Masse
		Miozän		
		Oligozän		
		Eozän		
		Paleozän	65	Gosausedimente Erosionsphase Tiefabwasserlagerungen Klippenraum und Helvetikum außeralpines Mesozoikum und Tertiär in der Waschbergzone
Mesozoikum	Kreide	Ober-		Ausbildung der ostalpinen Geosynklinale Zentralalpines Mesozoikum
		Unter-	135	
	Jura	Ober-		vorwiegend Flachmeersedimente
		Mittel-		
		Unter-	190	
	Trias	Ober-		
		Mittel-		
		Unter-	225	Salinarbildungen
Paläozoikum	Perm	Zechstein		
		Rotliegend	280	Erosionsphase Flächenhafte Abtragung und Verwitterung Aufdringen granitischer Massen im Moldanubikum
	Karbon	Ober-		Metamorphose; Variszische Faltung und Metamorphose
		Unter-	350	
	Devon	Ober-		Paläozoikum der Grauwackenzone Sedimente der Zentralzone Gesteine der Böhmischen Masse
		Mittel-		
		Unter-	400	Granitische Massen im Moravikum ? Kaledonische Gebirgsbildung
	Silur		435	vulkanische Deckenergüsse
	Ordovizium		500	
	Kambrium		570-600	
Prä-Kambrium	Proterozoikum und Archaikum		600-5000	älteste Faltungen (z.B. Assyntische) und Metamorphose von Gesteinen der Zentralzone bzw. der Böhmischen Masse älteste Gesteine ("Altkristallin")

Tabelle 15. Übersicht über das erdgeschichtliche Geschehen und dessen altersmäßige Datierung.

Im Jungpaläozoikum wechselten Zeiten der Sedimentation mit gebirgsbildenden Phasen ab. Unterkarbon ist vielfach in Flyschfazies, Oberkarbon hingegen oft in Molassefazies ausgebildet. Dazwischen erfolgte eine Orogenese, die zusammen mit jüngeren Bewegungen während bzw. am Ende des Oberkarbon das variszische Gebirgssystem bildeten und deren Endphase durch das Aufdringen von granitischen Massen im Moldanubikum der Böhmischen Masse sowie in den Zentralalpen gekennzeichnet sind. Die variszische Orogenese führte zu Faltungen und Überschiebungen sowie zur Metamorphose von Sediment- und Magmagesteinen. Im Bereich der Böhmischen Masse fanden die tektonischen Bewegungen — wenn man von Brüchen und Blattverschiebungen absieht — auf niederösterreichischem Gebiet mit der Überschiebung des Moravikums ihren Abschluß. Damit setzte dort die Abtragung des variszischen Gebirges ein.

Limnische Ablagerungen mit Steinkohlenpflanzen (z. B. Veitscher Decke der Grauwackenzone) zeigen, daß in Senken des variszischen Gebirges zur jüngeren Karbonzeit eine reiche Vegetation existierte, die aus verschiedenen Pflanzenverbänden von ausschließlich aquatischen (Riesenschachtelhalme) über Moorpflanzen (Lepidophyten) zu richtigen Landpflanzen (Farne, Farnsamer und Cordaiten) reichte. Spärliche Reste von pflanzenführendem Oberkarbon im autochthonen Untergrund der Molasse sprechen dafür, daß ähnliche Steinkohlen„wälder" auch im Randbereich der Böhmischen Masse vorhanden waren.

Diese geokratische Entwicklung ist in unserem Bereich auch für das Unter-Perm kennzeichnend. Das variszische Gebirge der Böhmischen Masse war bereits im älteren Perm zu einem Rumpfgebirge abgetragen, wie das Rotliegende von Zöbing bei Langenlois erkennen läßt, das als Restvorkommen des einst flächenhaft verbreiteten Abtragungsschuttes in einem Grabenbereich der Böhmischen Masse als Fortsetzung der Boskowitzer Furche erhalten blieb. War also die Böhmische Masse bereits damals zu einer Art Rumpffläche abgetragen worden, so erfolgten weitere bedeutende tektonische Bewegungen im Bereich der Zentralzone und der Grauwackenzone erst in Zusammenhang mit der alpidischen Gebirgsbildung.

Das Unterperm ist auch im Bereich der Grauwackenzone bzw. der Zentralzone als Erosionsphase entwickelt, wie das Fehlen mariner Ablagerungen bzw. die Arkose-Breccien-Porphyroidserie der Zentralzone, für die P. Faupl ein unterpermisches Alter annimmt, annehmen lassen. In diese Zeit fallen auch die mächtigen Deckenergüsse der Quarzporphyrplatte von Bozen und Lugano, der im jüngeren Unter-Perm die Ablagerung des Grödener Sandsteins folgt. Das Ober-Perm (Zechstein) ist die Zeit der großen Salinarbildungen, wie sie auch in den Randbereichen der alpinen Geosynklinale anzutreffen sind. Die alpinen Steinsalzlager und Haselgebirge sind ebenso typisch für diese Zeit, wie etwa die Bildung des „alpinen Verrucano" als Zeichen der Abtragung und weiteren Einebnung des variszischen Gebirges. Im Gegensatz dazu treten in den Südalpen die marinen Bellerophonschichten auf.

In der Trias kommt es zur Entstehung der alpidischen Geosynklinale, die wir uns als ausgedehntes Flachmeer denken müssen. Unterschiede in den Ablagerungen der Zentralalpen und der Kalkalpen zeigen, daß verschiedene marine Sedimentationsräume vorhanden waren. In der Triaszeit waren in den Ostalpen vom

Norden zum Süden der penninische, unter- (und mittel-) und oberostalpine „Trog“ angeordnet. Im Laufe des Mesozoikums entstand auch nördlich davon ein "Trog“ (Helvetikum) (Abb. 46).

In einem derartigen geosynklinalen Flachmeer bildeten sich die Algenkalke der Mitteltrias, die Riffe, die vor allem in der jüngeren Triaszeit stark in Erscheinung treten, mit den ausgedehnten, stellenweise trockenfallenden Lagunenbereichen (Hauptdolomit und geschichteter Dachsteinkalk) an der Hinterseite und den Beckensedimenten vor dem Riff. In diesem Bereich, allerdings auf submarinen Schwellen, kommt es auch zur Bildung der Hallstätterkalke. Vom landnahen Meeresbereich und vom damaligen Festland selbst zeugen vor allem die Lunzer Schichten mit brackisch-limnischen und terrestrischen Ablagerungen. Die üppige

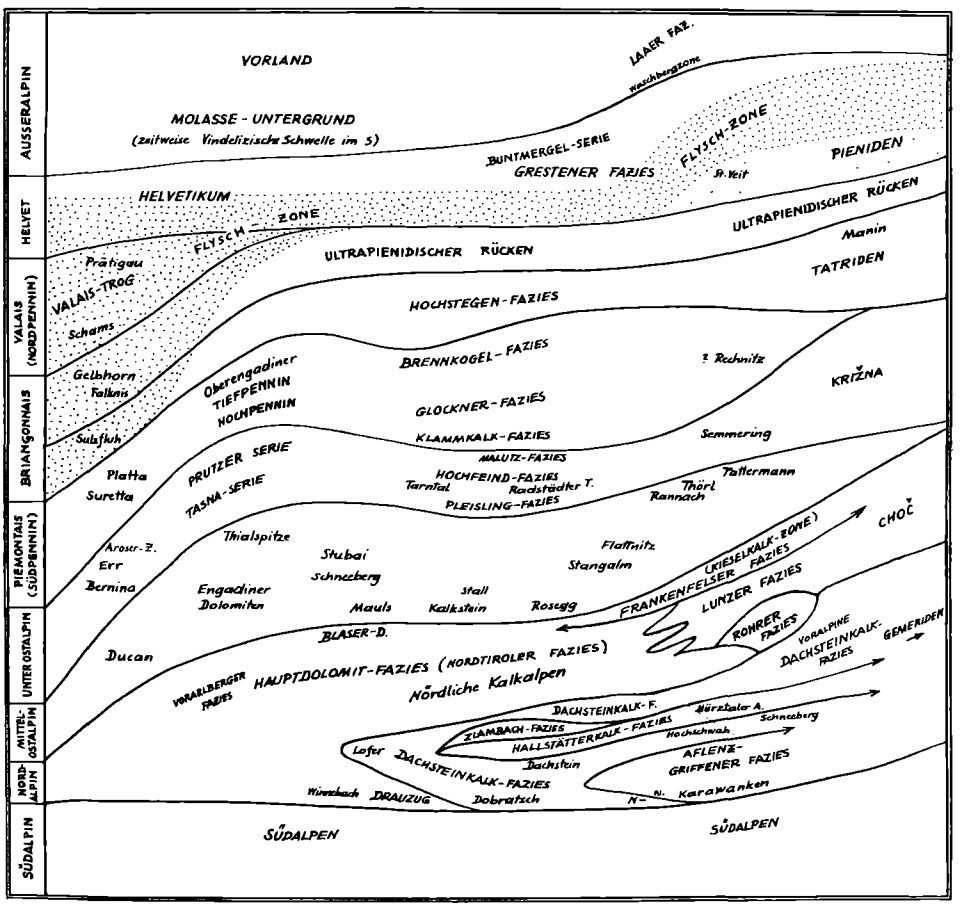


Abb. 46. Die ursprüngliche Anordnung der Fazieszonen der Ostalpen und ihre vermutliche Parallelisierung mit jenen der Westkarpaten in der Auffassung von A. TOLLMANN, 1965. Beachte Position des Klippenraumes (Grestener Fazies und Pieniden), Ausbreitung und Stellung der Flysch-Zone im Westen und Osten sowie die Parallelisierung des Unterostalpins (Semmeringserie) mit der Križna-Einheit und der tieferen kalpalpinen Decken mit der Choč-Einheit. Nach A. TOLLMANN, 1965.

Vegetation spricht ebenso wie die Riff- und Lagunenkalke für ein tropisches Klima, das damals herrschte.

Mit dem Ende der Triaszeit scheint es auch innerhalb der alpinen Geosynklinale zu einem lokalen Trockenfallen gekommen zu sein, da Liaskalke (Lias β) vielfach diskordant auf Obertriaskalke übergreifen und anscheinend in Karsthohlräumen eingelagert wurden. Ansonst kommt es in der Jurazeit zur Absenkung des Meeresbodens innerhalb der Geosynklinale. Nördliche Randgebiete der Schwellenzone im Bereich des Penninikums werden erstmalig überflutet und damit in den Geosynklinalbereich einbezogen. Nördlich dieser Schwellenzone bis zum Rand der Böhmischen Masse erstreckt sich gleichfalls ein Meeresteil, dem die für die alpine Geosynklinale kennzeichnenden Formen weitgehend fehlen und durch andere, außeralpine ersetzt sind, unter denen einzelne „borealen" Charakter besitzen. Die Sedimentation erfolgt keineswegs immer konkordant, wie das diskordante Übergreifen mancher Schichtglieder auf verschiedenaltrigem Untergrund (z. B. Klauskalke im Dogger) erkennen läßt. Auch in der Jurageosynklinale ist die fazielle Gliederung in Lagunen-, Riff- und Beckenfazies auf Grund von Sediment und Fauna möglich. Im jüngeren Jura und in der älteren Kreidezeit kommt es zur Vertiefung des Meeres und damit zur Bildung von Radiolariten und Aptychenschichten, nachdem es in Teilen der kalkalpinen Region bereits zur jüngeren Jurazeit zu tektonischen Bewegungen als Vorphasen der alpidischen Orogenese gekommen war.

In der Kreidezeit führen starke gebirgsbildende Bewegungen zu einer bedeutenden Umgestaltung der Landschaft, indem es zur Deckenbildung und zu weiträumigen Überschiebungen kam. Allerdings gehen, wie schon oben ausgeführt, die Auffassungen über die Auswirkungen dieser Überschiebungen auseinander, da nur eine indirekte Beweisführung möglich ist. Wurden die heute in den Hohen Tauern oder im Semmering—Wechselgebiet fensterartig auftretenden tieferen Deckeneinheiten bereits zur Oberkreidezeit von den höheren (oberostalpinen) Decken überschoben und ganz verdeckt (A. TOLLMANN) oder war dies erst im Alttertiär der Fall (E. CLAR, R. OBERHAUSER)? Unbestritten bleibt die Tatsache, daß es bereits in v o r gosauischer Zeit zur Deckenbildung gekommen ist und daß diesem Ereignis eine Zeit der Abtragung folgte, denn die Gosauablagerungen greifen nicht nur über die Grenzen kalkalpiner Decken hinweg, sondern liegen auch stets diskordant über einem Relief des verschiedenaltrigen kalkalpinen Untergrundes. Dennoch war es eine großflächige Transgression und nicht nur ein fjordartiges Eindringen in vorhandene Täler. Diese Erosionsphase wird auch durch die Bauxitvorkommen im Liegenden der Gosauablagerungen bestätigt. Der Bauxit ist das Endprodukt der unter tropischen Klimabedingungen entstandenen Verwitterung eines lateritischen Bodens.

Die im Stirnbereich der kalkalpinen Decken in der „Mittelkreide" (Alb-Cenoman) auftretenden Konglomerate mit „exotischen" Geröllen sind die ersten Anzeichen dieser tektonischen Bewegungen (Vorcenomane oder Austrische Phasen), denen weitere vor Ablagerung der Gosauschichten (Vorgosauische = Mediterrane Phase) folgten. Nach A. TOLLMANN lieferte der im Norden gelegene sogenannte ultrapienidische Rücken die „exotischen" Gerölle, da das Pennin und Unterostalpin nach der Zusammensetzung der Gesteine als Liefergebiet nicht in

Frage kommen. Nach R. OBERHAUSER stammen diese ortsfremden Gerölle mit Chromitvormacht im Schwermineralspektrum von der später in die Tiefe abgetauchten Ophiolith-Zone des Pennins (vgl. Abb. 47 und 48).

In der Oberkreidezeit (zwischen Unter- und Obercampan) kam es zu einer weiteren bedeutenden Änderung der paläogeographischen Situation. Dies geht aus dem von G. WOLETZ festgestellten Wechsel in den Schwermineralspektren im kalkalpinen Bereich hervor, indem der Umschlag von der Chromit-Zirkonvormacht, die auf basische Eruptiva zurückzuführen ist, zur Granatvormacht, wie sie für metamorphe Gesteine typisch ist, erfolgt. Dieser Wechsel in den Schwermineralspektren wird von A. TOLLMANN mit einer beginnenden Heraushebung bzw. Aufwölbung der Zentralalpen erklärt, da die granatreiche Schüttung am besten aus einem solchen Gebiet abgeleitet werden kann.

In diesem Zusammenhang sind absolute Alterswerte von 80 Millionen Jahren interessant, wie sie von E. R. OXBURGH und Mitarbeiter im Südostrahmen des Tauernfensters durch Kalium-Argonbestimmungen an Glimmern gewonnen wurden. Diese frühalpine Phase konnte auch im Westen des Tauernfensters, im Schneebergerzug, nachgewiesen werden. Demgegenüber liegen nach E. JÄGER die Werte für Gesteine im Tauernfenster um 20 Millionen Jahre. Dies bedeutet nach E. JÄGER, daß die Gesteine innerhalb und außerhalb des Fensters erst vor etwa 20 Millionen Jahren eine kräftige Abkühlung erfahren haben, nach einer Metamorphose, die unter heftigen tangentialen Bewegungen, unter hohem Druck und erhöhter Temperatur bereits vor mehr als 40 Millionen Jahren einsetzte. Die Abkühlung läßt sich mit der Hebung in Verbindung bringen.

Mit Beginn der Oberkreidezeit bildet sich auch der eigentliche Flyschtrog und es kommt zur Ablagerung der typischen Flyschgesteine. Es sind im Gegensatz zu den Gosausedimenten als Flachmeerbildungen richtige Tiefwasserablagerungen. Kam es im Bereich der Kalkalpen zur Bildung küstennaher und sogar zu Süßwasserbildungen, wovon etwa die Flora von Grünbach und die Muthmannsdorfer Reptilfauna zeugen, so fehlen derartige Ablagerungen im Bereich des Flyschtroges. Spärliche Reste von Landpflanzen (einschließlich fossiler Harze) sind durch Trübströme bzw. submarine Gleitungen in große Meerestiefen gelangt und dort abgelagert worden.

Im Norden grenzte das Helvetikum an den Flyschtrog. Da die (Mikro-)Fauna stark von jener des Flysches verschieden ist bzw. kristalline Komponenten auftreten, wird meist ein Rücken zwischen Flysch und Helvetikum angenommen. Weiter nördlich erstreckte sich das außeralpine Mesozoikum, das gegenwärtig unter der Molassezone bzw. lückenhaft in einzelnen Schuppen in der Waschbergzone auftritt. Hier ist der faunistische Unterschied gegenüber dem kalkalpinen Bereich besonders markant bemerkbar, während die Oberkreidesedimente des Helvetikums, besonders im Osten, Anklänge an jene der Flyschzone erkennen lassen. Sie bilden z. T. auch die tektonischen Hüllgesteine der „Klippen"zone und bestätigen somit auch in diesem Bereich die starken tektonischen Bewegungen. Bemerkenswert ist, daß die vorwiegend feinsandigen Schichten im Bereich der Kaumberger Schichten (Laaber Decke) im Gegensatz zu den oft gröberen sandsteinführenden Sedimenten der nördlichen Einheiten (Kahlenberger und Greifensteiner Teildecke) eine Zirkonvormacht im Schwermineralspektrum zeigen. Wäh-

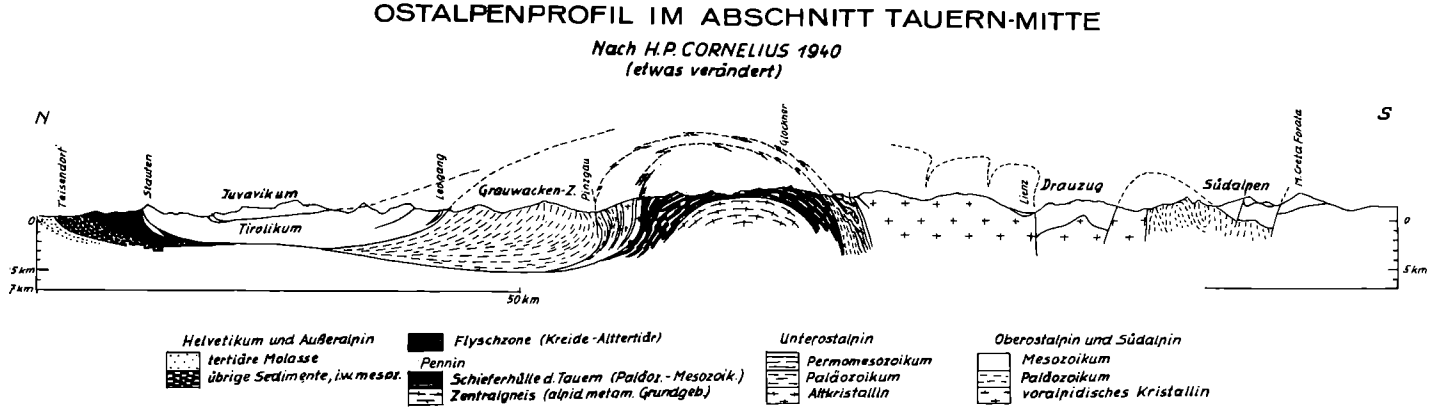


Abb. 47. Schematisches N-S-Profil durch die Ostalpen im Bereich der Hohen Tauern von der Molassezone bis zu den Südalpen. Auffassung im Sinne der Deckenlehre nach H. P. CORNELIUS, 1940, aus E. CLAR, 1965. Oberostalpin (Grauwackenzone und nördliche Kalkalpen) als allochthone Schubmasse über Zentralzone geschoben. Obwohl H. P. CORNELIUS kein Vertreter der Schweregleitung war, erscheint diese für den Vorschub der Nordalpen samt Flysch und Helvetikum über die Molasse doch aus dem Profil hervorzugehen.

rend der Kreidezeit erfolgte auch die Überschiebung des Unterostalpins durch das Oberostalpin, wie das transgressive Übergreifen von Jungeozän auf Semmeringserie im Bereich der östlichen Zentralalpen vermuten läßt.

Zur älteren Tertiärzeit kommt es zu einer Reihe bedeutender Ereignisse, welche die paläogeographische Situation neuerlich wesentlich ändern. Im Bereich der Kalkalpen hält die Sedimentation mit den Gosauschichten verschiedentlich bis ins ältere Tertiär an. Während in der Grünbacher und Gießhübler Mulde Paleozänablagerungen als jüngste Schichtglieder anstehen, treten weiter im Westen auch eozäne Ablagerungen als jüngste Schichtglieder auf. Auch im Flyschtrog und im Helvetikum hält die Sedimentation im Paleozän und im Eozän zunächst noch an. Erst im Laufe des Eozäns kommt es auch hier zur Verlandung, so daß der Alpenkörper damals Festland wurde. Die hier in groben Zügen geschilderte Geschichte der alpidischen Gebirgsbildung wird verständlich, wenn man das erst in den letzten Jahren entwickelte „plate tectonics"-Konzept berücksichtigt, wonach es zur Gebirgsbildung sowohl bei der Kollision von zwei aufeinanderdriftenden Kontinentalschollen, als auch beim Untertauchen der starren Ozean-(boden-) platten unter Kontinentalschollen kommt.

Im außeralpinen Bereich hingegen dauerte die marine Sedimentation an, wie einerseits die Schichtglieder der Waschbergzone dokumentieren, andrerseits der

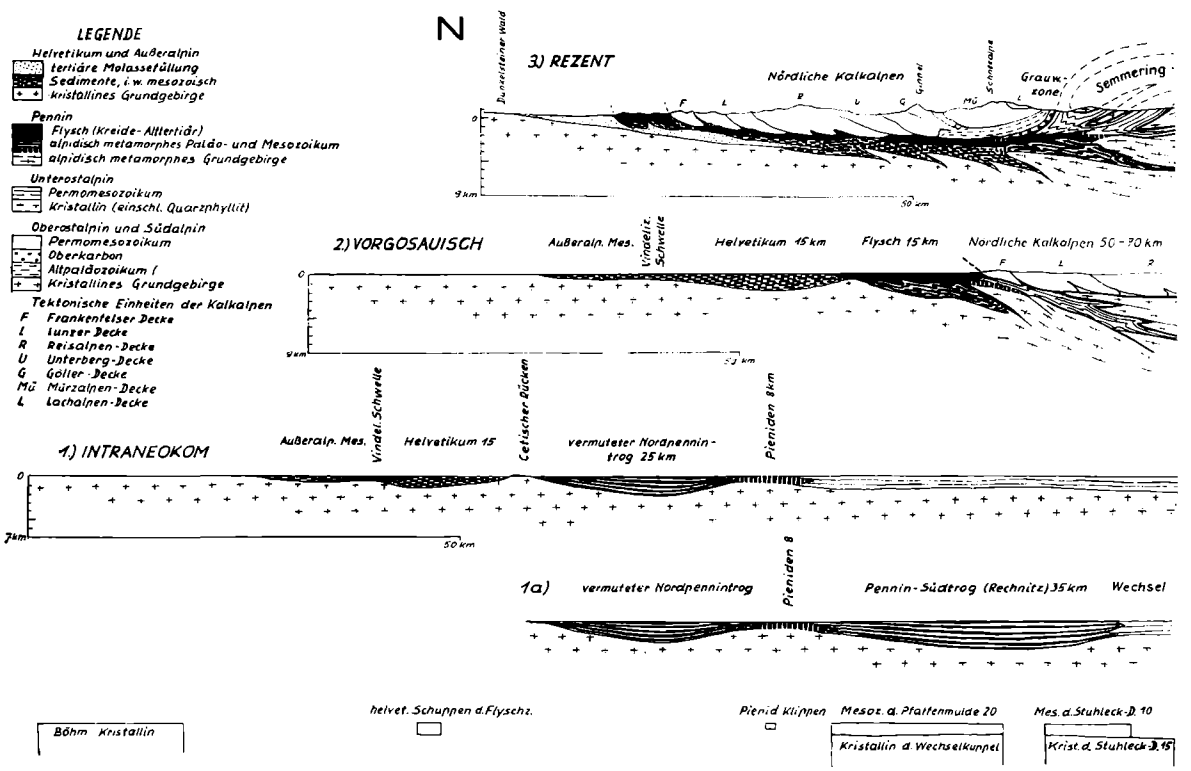
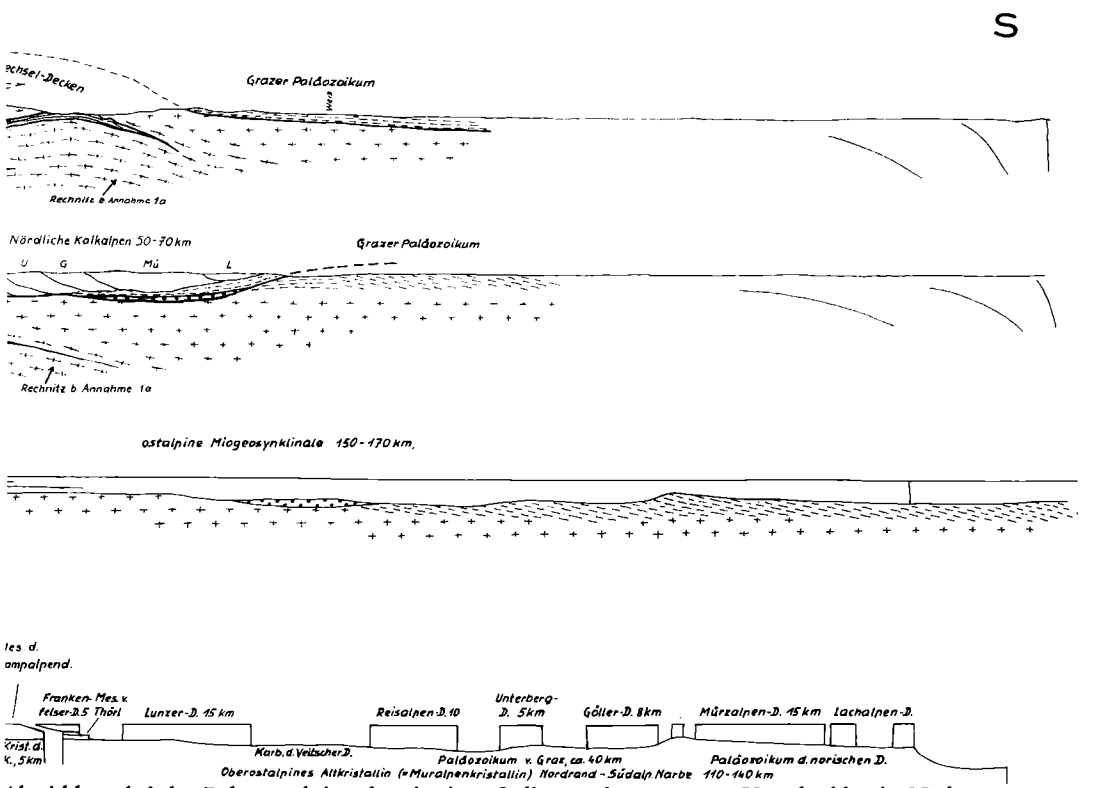


Abb. 48. N-S-Profil durch die Ostalpen im Wechselabschnitt mit dem Versuch einer maßstäblichen
E. CLAR & W. SCHLAGER

nunmehr als Restgeosynklinale zu bezeichnende, neu entstandene Molassetrog beweist. Im Jungeozän kam es vorübergehend zu einer Transgression des Meeres vom (?) Osten her auf den Alpenkörper, von der heute nur mehr Reste in Form mariner Schichtglieder bei Kirchberg am Wechsel, bei Willendorf an der Schneebergbahn und bei Wimpassing am Leithagebirge vorhanden sind.

Nach dem Verlanden von Flyschzone und Helvetikum begannen neuerlich tektonische Bewegungen an der Wende Eozän-Oligozän und führten zur Aufschiebung der Kalkalpen auf den Flysch und damit auch zur Einfaltung der Gosauschichten, ferner zur Faltung und Verschuppung von Flysch und Helvetikum sowie mit Gesteinen der „Klippen"zonen. Diese Überschiebungen werden verschiedentlich mit einem Herausheben der Zentralalpen in Zusammenhang gebracht, das zum „Abgleiten" der alpinen Decken und zur Überschiebung auf die Molasse geführt hat. Die Hauptbewegungen fanden im Oligozän statt und endeten schließlich im Ottnangien. Mit dem endgültigen Verlanden des Alpenkörpers beginnt eigentlich erst die Landschaftsgeschichte in diesem Bereich.

Für die Beurteilung der damaligen Landschaft sind sowohl die Ablagerungen der Molassezone als auch die sogenannten Augensteinschotter im Bereich der Kalkalpen wesentlich. Als Augensteine werden mit G. GÖTZINGER Reste einer Schotterdecke angesehen, die durch Flüsse aus den Zentralalpen in die Kalkalpen



Abwicklung bei der Rekonstruktion der einstigen Sedimentationsströge zur Unterkreidezeit. Nach aus E. CLAR, 1965.

verfrachtet wurden und aus kristallinen Gesteinen, Quarz, Lyditen und anderen ortsfremden Komponenten bestehen. Es sind Gerölle aus den Zentralalpen bzw. der Grauwackenzone, die auf Plateaubergen, auf Gipfeln, in Mulden, Spalten und Höhlen der Nördlichen Kalkalpen in Resten erhalten geblieben sind. Erstmals von F. SIMONY vom Dachsteinplateau beschrieben, sind sie seither wiederholt und verbreitet nachgewiesen worden, so daß diese heute nicht mehr erhaltene Flachlandschaft von N. LICHTENECKER als Augensteinlandschaft bezeichnet wurde. Das Alter dieser Augensteinlandschaft ist seit langem diskutiert und meist mit dem Ennstaltertiär gleichgesetzt worden. Wie A. TOLLMANN in jüngster Zeit auf Grund von Geröllanalysen und Schwermineralspektren, wie sie aus der bayerischen und auch österreichischen Molassezone durch Untersuchungen von E. BRAUMÜLLER, H. FÜCHTBAUER, O. GANSS, A. KRÖLL & G. WESSELY und S. SCHIEMENZ gewonnen wurden, aufgezeigt hat, ist diese Landschaft älter als bisher angenommen. Ursprünglich als Miozän datiert, entspricht das Alter der Augensteinlandschaft dem Mittel- und Jungoligozän. Demnach kam es bereits seit dem jüngsten Altoligozän zur Entwässerung aus den Zentralalpen und ihrer Abtragung bzw. zur Überschotterung der Landschaft noch während des Oligozäns. Während diese Augensteinlandschaft in den Alpen nicht erhalten geblieben ist, wurden Reste einer solchen Altlandschaft am Ostrand der Böhmischen Masse unter den Sedimenten des Eggenburgien (Burdigal) konserviert. Sie sind mit einer Kaolindecke überzogen, die durch die intensive tiefgründige Verwitterung unter dem damaligen (sub-)tropischen Klima entstanden ist. Von diesem Klima zeugen auch die damaligen Kohlenvorkommen (z. B. Klein-Rust) am Randbereich der Molassezone mit ihrer Vegetation aus Palmen, *Lygodium* und Sapotaceen.

Im älteren Miozän machen sich tektonische Bewegungen im südlichen Bereich der Molassezone durch „Nahschotter" aus Flysch- und Helvetikumkomponenten bemerkbar. Neuerliche Bewegungen (Steirische Phase) führen im mittleren Miozän zur weiteren Überschiebung der Molassezone durch die Flyschzone bzw. Helvetikum, die mit randlichen Verschuppungen und Faltungen von Molassesedimenten verbunden sind (vgl. St. Pöltner Aufschiebungslinie). Auch die Waschbergzone, die spätestens im älteren Miozän verlandete, ist in vor„tortonischer" Zeit auf die Molassezone überschoben worden, da Ablagerungen des Ottnangien noch erfaßt sind und Sedimente des Badenien über die Aufschiebungsgrenze transgredieren. In diese Zeit fällt weiters der Einbruch des Korneuburger Beckens. Zudem zeigt die „Kohlenserie" des älteren Mittelmiozäns (Ottnangien) im Bereich des südlichen Wiener Beckens (Hart bei Gloggnitz) Spuren tektonischer Beanspruchung durch Faltungserscheinungen. Diese fehlen den gleichfalls kohlenführenden Basisschichten im Bereich des Triestingtales(St. Veit an der Triesting), die nach A. MARIANI & A. PAPP jünger sind und bereits dem Badenien angehören.

Im älteren Badenien setzte der Einbruch des eigentlichen Wiener Beckens ein, indem einzelne Schollen an ± parallel verlaufenden Staffelbrüchen synsedimentär absanken. Dementsprechend wurde auch der Bereich südlich der Donau überflutet, so daß im Badenien wiederum weite Teile Niederösterreichs vom Meer bedeckt waren. Dieses Meer reichte vom Wiener Becken über die Waschbergzone in die Molassezone und erstreckte sich westwärts bis nach Krems und

weiterhin in die Wachau hinein. Leithagebirge und Kleine Karpaten samt den Hainburger Bergen bildeten Inseln bzw. Halbinseln in dem damaligen Meer, an dessen Randbereichen sich Leithakalke bildeten und das im Westen stellenweise tief in die Kalkalpen eindrang.

In den Kalkalpen selbst kam es im Miozän zur Bildung der sogenannten Raxlandschaft im Sinne von N. LICHTENECKER, die heute noch in Resten auf den Hochflächen besonders der Kalkhochalpen erhalten geblieben ist. Das Alter, aber auch die Entstehung dieser Altlandschaft wird gleichfalls diskutiert (vgl. N. LICHTENECKER, E. SEEFELDER, J. SÖLCH, H. SPREITZER). die Alterseinstufung reicht von Altmiozän (G. GÖTZINGER) über Vor-„Torton" (N. LICHTENECKER, H. RIEDL) bis zum Jung-Miozän-Altpliozän (H. P. CORNELIUS, A. WINKLER-HERMADEN). Es handelt sich um eine meist durch nachträgliche Brüche bzw. Hebungen stockwerkartig gegliederte Kuppenkarstlandschaft mit einer Reliefenergie von wenigen hundert Metern, wie sie H. RIEDL auch aus den Leiser Bergen in der Waschbergzone beschrieben hat, wo eine Verknüpfung mit vor„tortonischen" Talungen und mit Abrasionsplattformen mit Sedimenten des Badenien möglich ist.

In Bereich der Kalkalpen sind derartige Beziehungen nicht exakt herzustellen. Immerhin ist, im Gegensatz zu A. WINKLER-HERMADEN, der unter Hinweis auf die große Mächtigkeit der pannonischen Sedimente am Ostrand der Alpen ein vor-pannonisches Alter der nicht talgebundenen Altflächensysteme für unmöglich hielt, ein vor-pannonisches Alter anzunehmen. Dies ist nach A. TOLLMANN durch den mächtigen Piesting-Triestingschotterkegel möglich, der im Süden dem Fuß des Steilabfalles unter dem Plateau der Hohen Wand angelagert ist und dessen Alter nunmehr als Unterpannon festgelegt werden konnte (s. F. BRIX in B. PLÖCHINGER). Da auch tiefere Systeme verschieden hoch gelegener Altlandschaften (sogenannte Rumpftreppenlandschaft) hoch über den Talböden auftreten, ist auch von diesem Gesichtspunkt aus die Datierung der Raxlandschaft mit dem Pannon auszuschließen. Die Erhaltung dieser Altlandschaft ist mit dem Karstcharakter verknüpft, der zu einer unterirdischen Entwässerung geführt hat. Weiters kann auch in der Terra rossa, die auf den Hochplateaus der Raxlandschaft inselartig als Reliktboden auftritt und von der die ältere, ausgereiftere Rotlehmgeneration nach F. SOLAR aus dem Material der Augensteinschotterdecken hervorgegangen ist, ein Hinweis auf eine vorpannonische Entstehung gesehen werden, sofern die Bildung dieser Terra rossa tatsächlich unter einem (sub-)tropischen niederschlagsreichen Klima erfolgte, wie H. RIEDL annimmt, der sie mit dem Matadero-Rotlehm von Fernando Poo vergleicht. Die Heraushebung der Kalkalpen und die Bildung der großen Längstäler erfolgte jedenfalls erst nach der Entstehung dieser Altlandschaft. Verschiedene hochgelegene Ebenheiten, wie sie etwa vom Rand des Wiener Beckens, vom Ostrand der Böhmischen Masse und aus dem Donautal in der Wachau bekannt sind, können zwar als einstige (marine) Brandungsterrassen angesehen werden, doch trifft dies für die zahlreichen Verebnungsflächen („Hochfluren"), wie sie nicht nur aus den Voralpen, sondern auch von der Böhmischen Masse bekannt sind, nicht zu. Da auch Bruchtektonik als alleinige Ursache ausscheidet, wird hier mit einer einstigen flächenmäßigen Einebnung, wie sie gegenwärtig unter einem Klima mit

Wechsel von Trocken- und Regenzeiten vor sich geht und zu Fußflächen (Pedimenten) führt, gerechnet (s. H. FISCHER). Vereinzelt sind Quarzrestschotterfluren auf diesen Verebnungsflächen zu beobachten (s. B. SCHWAIGHOFER, H. SPREITZER).

Im jüngeren Miozän macht sich die Abschnürung der Paratethys nicht nur in der Verlandung der Molassezone, sondern auch in dem Absinken des Wasserspiegels im Wiener Becken bemerkbar. Lediglich ein schmaler Arm des Sarmatmeeres reicht über die Zayafurche in die Molassezone bis nach Langenlois. Mit dem Rückzug dieses brachyhalinen Meeresarmes im älteren Sarmat setzt die endgültige Verlandung der Molassezone ein und das Flußnetz greift auch auf diesen Bereich über. Im Altpliozän (Pannon) schreitet die Verbrackung fort und es kommt nach einer vorübergehenden Hebung des Wasserspiegels, der etwa durch die Richardshofterrasse des Anningers markiert wird, zu einer Aussüßung und schließlich auch im Wiener Becken zu einer Verlandung. Die Richardshofterrasse ist eine durch mehrere Kliffbildungen als Strandterrasse ausgewiesene morphologische Ebenheit, deren Außenkante in ungefähr 340 m Höhe angelegt ist und bei einer Breite bis zu 2 km über fast 10 km Länge verfolgt werden kann. Die obersten Brandungskerben reichen nach K. WICHE bis in ungefähr 400 m Höhe. Sie wird allgemein als eine zur „Torton"zeit angelegte und während des Pannons vom Seespiegel wieder erreichte und überarbeitete Plattform angesehen; nach A. TOLLMANN ist diese Ebenheit jedoch nur mit dem Pannonsee in Verbindung zu bringen.

Mit der Verlandung der Molassezone im jüngsten Miozän und der an der Wende Sarmat-Pannon nunmehr endgültig nach Osten erfolgenden Entwässerung, die auch durch den Wechsel der Schwermineralspektren der Sedimente im Wiener Becken durch H. WIESENEDER nachgewiesen werden konnte, kann nun auch auf niederösterreichischem Boden von einer Urdonau gesprochen werden. Hochgelegene Schotterfluren am Rande der Böhmischen Masse (z. B. „Hohenwarter Niveau" und „Maisberg"terrasse bei Stratzing) und ausgedehnte Schotterkörper im Weinviertel (Hollabrunner und Mistelbacher Schotterkegel) lassen den damaligen Donauverlauf im nördlichen Niederösterreich erkennen und dokumentieren zugleich die seitherige Erosion. Die damalige Donau mündete im Bereich der Zayafurche in das Wiener Becken. Sie nahm bereits damals den tektonisch vorgezeichneten Verlauf durch die Wachau, während der Durchbruch durch die Wiener Pforte erst im Pleistozän erfolgte, wie Donauterrassenschotter in diesem Bereich erkennen lassen. Auch dieses Durchbruchstal ist tektonisch präformiert (s. S. 76). Im Pleistozän bildete sich die im vorigen Kapitel geschilderte Flußterrassenlandschaft der Donau im Bereich des Tullner Feldes und im Wiener Stadtgebiet, indem der Wechsel von Kalt- und Warmzeiten zur Ausräumung und zur nachfolgenden Aufschotterung führte. Im Alpenvorland wird die jungtertiäre Verebnungsfläche als morphologische Ausgangsform der quartärzeitlichen Gerinne durch fluviatile Formung weitgehend aufgelöst.

Die Hochalpen und Voralpen und auch die höchsten Erhebungen der Böhmischen Masse waren zu Kaltzeiten vergletschert, weite Gebiete waren damals als baumlose Lößsteppe ausgebildet. Die Schneegrenze war während der Kaltzeiten bis auf 1400 m abgesunken, die Baumgrenze um 1000 bis 1300 m tiefer als gegenwärtig. Zu Warmzeiten kam es zum Rückzug der Gletscher und zur

Wiederbewaldung, wobei zuerst Kiefern und Birken auftreten, denen Eichenmischwälder und schließlich Fichte und Tanne folgen. Der letzte große Vorstoß der Gletscher im Hauptwürm führte zu einem extrem kalten und kontinentalen Klima, das die anspruchsvolleren Baumarten weit nach Süden und Osten zurückdrängte und von dem gegenwärtig nur noch Relikte (z. B. Zwergbirke [*Betula nana* LINNÉ] im Hochmoorgebiet von Karlstift) zeugen.

Im Spät- und Postglazial kam es neuerlich zur Wiederbewaldung, indem Kiefern und Zirben als erste Baumarten erscheinen, denen später die Hasel und Eichenmischwälder folgten. Die postglaziale Wärmezeit führte vorübergehend zu einem wärmeren Klima und damit zum Vorkommen wärmeliebender Elemente, wie etwa der immergrünen Steineiche (*Quercus* cf. *ilex* LINNÉ), die durch E. HOFMANN im Melktal bei St. Leonhard für Niederösterreich nachgewiesen werden konnte. So entstand nicht nur die heutige Vegetation und die Tierwelt, sondern auch die Landschaft mit ihren vom Klima und Untergrund abhängigen Böden, die seither durch den Menschen beeinflußt und zur Kulturlandschaft umgewandelt wurde.

V. Rohstoffe

Niederösterreich ist verhältnismäßig reich an Bodenschätzen, doch erreichen die Lagerstätten nur selten größere Ausmaße. Zu den wichtigsten Rohstoffen gehören Erdöl und Erdgas, Kohlen (vorwiegend Braunkohlen), Industriemineralien, Steine und Erden. Sie sind, wie schon in den vorhergehenden Kapiteln erwähnt, verschiedentlich bereits in prähistorischer Zeit gewonnen worden. Von den einst zahlreichen Bergbauen sind gegenwärtig nur mehr wenige in Betrieb. In der folgenden Zusammenstellung sind die Rohstoffe nach den geologischen Einheiten gruppiert, um den Zusammenhang mit diesen aufzuzeigen. In erster Linie sind industriell wichtige Bodenschätze berücksichtigt. Eine Übersicht über die nutzbaren Lagerstätten hat erst kürzlich H. HOLZER in den Erläuterungen zur Lagerstättenkarte Österreichs gegeben. Die Zusammenhänge von Lagerstätten und tektonischen Einheiten bzw. Gebirgsbildungen haben in jüngster Zeit E. CLAR, O. M. FRIEDRICH, W. E. PETRASCHECK und W. TUFAR aufgezeigt.

Kristallin der Böhmischen Masse

Industriell wichtige Rohstoffe im Bereich der Böhmischen Masse stammen vorwiegend aus der moldanubischen Zone. Es sind Lagerstätten von Erzen (kleine, heute bedeutungslose Vorkommen) und Industriemineralien sowie Bausteine. Die wichtigsten früher beschürften bzw. heute in Abbau stehenden Rohstoffvorkommen sind: Eisenerz (z. B. Arzberg bei Eibenstein E Raabs, Kottaun N Geras, Neusiedl-Mosinghof E Habruck und Arzberg N Spitz an der Donau), Silbererz (Limbach SW Vitis), Schwefelkies (Pyrit, bei Krumau am Kamp), Graphit (zahlreiche, z. T. größere Vorkommen: Zettlitz-Fichtelmühl und Zettenreith-Brunngraben SE Raabs, Mühldorf W Spitz an der Donau, Elsenreith, Weinberg und Straßreith N Pöggstall, Rottenhof-Fürholz bei Persenbeug), Magnesit (kleines Vorkommen bei Wanzenau W Rosenburg am Kamp), Kaolin (größter Abbau: Mallersbach bei Hardegg; moravische Schieferzone), Quarz (größte Vorkommen bei Groß-Pertholz, Gföhl, SW Gutenbrunn und bei Lichtenau), Feldspat (aus Pegmatit, für keramische Zwecke; zahlreiche und unter Umständen industriell verwertbare Vorkommen in der moldanubischen Gneis- und Glimmerschieferzone im Dunkelsteiner Wald und längs der Krems), Eisenocker (kleine Lagerstätten bei Wegscheid und Dobersberg), Pflastersteine (z. B. Mauthausener Granit von Mauthausen, Grein, Schrems, Eisgarner Granit von Gmünd, Haugschlag, Amalienhof), Werk- bzw. Dekorationssteine (die meist grau und weiß gebänderten, seltener auch rosa bis gelben Marmore des Waldviertels als Waldviertler, Wachauer, Spitzer oder Mühldorfer Marmor bzw. als Schalen-[Bänder-]Marmore = Kremser Gneis oder österreichischer Cipollino, ferner plattige Granitgneise als Bittescher Gneis von Horn und Diorit [im Handel „Syenit"] von Gebharts bei Schrems usw.) und Bahn- bzw. Straßenschotter (Eisgarner und Eggenburger [= Maissauer] Granit von Limberg, Pulkau, Zellerndorf, kristalline Gesteine

wie Granulite, Gföhler Gneis, Amphibolite, Spitzer Gneis, Quarzit; Ganggesteine vom Lojatal, ferner Augitgneise, Rastenberger Granodiorit von Echsenbach bei Schwarzau sowie Marmore in Hinterhaus bei Spitz usw.).

Molassezone und Inneralpines Tertiär

Die industriell wichtigsten Rohstoffe des Tertiärs sind Braunkohlen, Erdöl und Erdgas. Braunkohlen (Glanz- [G] und Weichbraunkohlen [W] sind aus oligozänen, miozänen und pliozänen Sedimenten bekannt geworden. Oligozäne Glanzbraunkohlen: Viehdorf NNE Amstetten, Beidenstein und Hainstetten SE Neustadtl, Obritzberg-Ederdinger und Oberwölbling-Stratzendorfer Revier W Herzogenburg, Kohlengebiet von Thallern-Tiefenfucha-Angern SE Krems und Starzing-Hagenauer Revier NE Neulengbach. Miozäne Braunkohlen: Langau bei Geras (W), Hart bei Gloggnitz (G), Leiding-Schauerleiten bei Pitten (G), Kulmariegel und Königsberg E Aspang, Schwarzenbach S Mattersburg, Grillenberg und Neusiedl SSE Berndorf (W). Pliozäne Braunkohlen: Kohlengebiet von Sollenau und Neufeld-Zillingdorf-Pöttschinger Revier. Kaolin: Zahlreiche Vorkommen auf der Böhmischen Masse. Größter Abbau bei Mallersbach W Hardegg. Töpferton: Zahlreiche Vorkommen im Jungtertiär auf der Böhmischen Masse. Größte Abbaue bei Horn-Breiteneich, Klein-Pöchlarn und Harth NE Amstetten. Feuerfester Ton: Verschiedene Vorkommen am Süd- und Südostrand der Böhmischen Masse: Krummnußbaum W Pöchlarn, Baumgarten S Mautern, Ober- und Tiefenfucha bei Furth und Kleinrust W Herzogenburg. (Ziegelei-)Tone: Oligozäne, miozäne und pliozäne Tegel (z. B. Sooss bei Baden, Frättingsdorf = Badener Tegel, Vösendorf-Siebenhirten bei Brunn am Gebirge = pannonischer Tegel), Quarzsand (für Gießerei- und Glasindustrie): Zahlreiche, z. T. große Vorkommen im Oligozän am Süd- bzw. Südostrand der Böhmischen Masse und am Südrand des Molassebeckens, z. B. Zelking SW Melk, Tiefenfucha bei Furth, Anzenhof und Obritzberg bei Ober-Wölbling, Haag bei Neulengbach, Bausande und -schotter in der Molassezone und im Wiener Becken verbreitet (besonders zahlreich im Bereich des Hollabrunner und Mistelbacher Schotterkegels). Kieselgur: Größere Vorkommen im Ottnang bei Limberg-Maissau (Limberg, Oberdürnbach). Erdöl: Verschiedene, z. T. sehr große Felder (Matzen) im Jungtertiär des nördlichen Wiener Beckens (Ölträger: Trias-Dolomite, Jura-Kalke, Flyschsandsteine, „helvetische", „tortonische" und sarmatische Sande): Mühlberg, Rabensburg, Hauskirchen-St. Ulrich, Gösting-RAG, Kreuzfeld-Maustrenk, Gaiselberg bei Zistersdorf, Scharfeneck, Hohenruppersdorf, Spannberg, Matzen-Bockfließ, Schönkirchen und Aderklaa. Erdgas: Mehrere Lagerstätten im Wiener Bekken bzw. lokal auch in der Molassezone, z. T. als reine Gasfelder (G) entwickelt, z. T. als Gashorizonte in Verbindung mit Ölfeldern: Wildendürnbach ENE Laa an der Thaya (G), Mühlberg, Alt-Lichtenwarth, Niedersulz (G), Matzen-Bockfließ, Zwerndorf (G), Aderklaa, Enzersdorf-Fischamend (G). Bau- und Dekorationssteine: Zogelsdorfer Stein von Zogelsdorf und Umgebung und Groß-Reipersdorf bei Pulkau; Badener Konglomerat (= Badener Marmor)

vom Rauchstallbrunngraben bei Baden, Leithakalk (-sandsteine) von Mannersdorf, ferner Bad Fischau, Brunn am Steinfeld, Gainfarn, Heiligenkreuz (Bodenberg), Kalksburg, Lindabrunn, Wöllersdorf, Sommerein usw.; Atzgersdorfer Stein (= Cerithienkalk) einst zwischen Liesing-Rodaun und Rosenhügel abgebaut. Süßwasserkalk vom Eichkogel bei Mödling seinerzeit gewonnen. Hollenburg-Karlstettener Konglomerat aus dem Traisental (Dietersdorf, Getzersdorf, Nußdorf an der Traisen, Siegersdorf), Kristallsandstein (verkittete Melker Sande) von Wallsee (Mühlsteine). Quarzsandsteine von Schöngrabern (Baustein).

Waschberg-Zone

Die wichtigsten Rohstoffe der Waschberg-Zone bilden Industriekalke, Bausteine und Ziegeleitone.

Industriekalk, Bausteine und Straßenschotter: Ernstbrunner Kalk (für Kalkerzeugung, Zuckerindustrie und als Straßenschotter) von Ernstbrunn und Dörfles, Leiser Berge, Staatz und Falkenstein, Eozänkalke vom Praunsberg, Wasch- und Michelberg und Bruderndorfer Kalksandstein früher für Hochbauten verwendet. Ziegeleitone: Ziegelei Ernstbrunn („Auspitzer Mergel"). Erdgas bzw. Erdöl: Ameis (Ameiser Sand), Roseldorf N Stockerau.

Flyschzone und „Klippen"zonen

Industriell wichtige Rohstoffe der Flyschzone (einschließlich Klippen) sind Steinkohlen und Bausteine. Das Auftreten von Öl- und Gasspuren ist wirtschaftlich bedeutungslos.

Steinkohlen: Mehrere ehemals beschürfte Vorkommen in den Grestener Schichten (Lias): Großau westlich und Zell-Arzberg östlich Waidhofen an der Ybbs, Hinterholz-Schwarzenberg bei Ybbsitz, Gresten, Bernreith bei Hainfeld. Bau- und Dekorationssteine sowie Straßenschotter: Zahlreiche Steinbrüche auf Flyschsandsteine (besonders Quarzsandsteine, z. B. als Mühl- und Schleifsteine verwendet, wichtigster = Greifensteiner Sandstein) entlang der Donau (St. Andrä, Kierling-Gugging, Altenberg, Greifenstein, Korneuburg, Klosterneuburg), an der Westbahnstrecke (Alt- und Neulengbach, Rekawinkel, Preßbaum, Tullnerbach, Purkersdorf, Gablitz), ferner Waidhofen an der Ybbs, Scheibbs, Sonntagsberg usw. Ruinenmarmor (= tektonisch zerbrochener und wieder verkitteter, durch Eisen- und Manganlösungen gefärbter Mergelkalk der Kahlenbergerschichten, seinerzeit als Dekorationsstein verwendet) von Weidling und vom Bisamberg, Tithon-Neokomkalke (Straßenschotter) der Schöpflklippen, Antonshöhe bei Mauer usw.; Grestener Quarzsandstein (Straßenschotter); Hornsteinkalk des Malm: Antonshöhe bei Mauer usw. Zementmergel: Mergelsteinbildungen des Kreideflysches (Kahlenberger Schichten, „Zementmergelserie") werden verschiedentlich zur Zementerzeugung abgebaut.

Nördliche Kalkalpen

Die Kalkalpen liefern als industriell wichtige Rohstoffe Erze, Kohlen und Industriemineralien sowie Baumaterial.

Eisenerze: Annaberg-Eisenstein, Aluminiumerze (Bauxit): Rothengrub bei Willendorf und Marchgraben bei Dreistetten (Oberkreide). Bleierze (Bleiglanz): Schwarzenberg bei Türnitz und Brandeben bei Gösing. Silbererze: Annaberg, Hocheck-Galmeikogel, Steinkohlen: Lagerstätten in den Lunzer Schichten (z. B. Pramelreith, Holzapfel und Pöllenreith bei Lunz, Gaminger Revier, Bergbau Rehgraben und Soisgraben bei Kirchberg an der Pielach, Bergbau Schrambach S Lilienfeld, Kleinzell SW Hainfeld) und in den Gosauschichten der Grünbach-Neue-Welt-Mulde (z. B. Grünbacher Revier, Neusiedl, Oberhöflein und Zweiersdorf bei Willendorf, Stollhof und Felbring bei Dreistetten). Gips: Lagerstätten hauptsächlich in den Werfener Schichten; z. B. Opponitz, Annaberg, Ranek, Trübenbach N vom Ötscher, Erlaufboden N Wienerbruck, Preinsfeld-Hühnerkogel E Mayerling, Füllenberg bei Heiligenkreuz, Vorderbrühl (Seegrotte) bei Mödling, Puchberg-Pfennigbach und Umgebung. Bau-, Industrie- und Dekorationssteine sowie Straßenschotter: Werfener Schichten (für Tennisplatzbelag), Gutensteiner Kalk („Schwarzer" bzw. „Lindkogler Marmor", „Marmor" vom Privatonberg bei Heiligenkreuz), brecciöser Dachsteinkalk der Ötscher-Decke (von Türnitz, Merkensteiner „Marmor"), Hauptdolomit (Weißkalk, Poliermittel, Straßenschotter), Hallstätter Kalke (Engelsberger und Willendorfer „Marmor"), Jurakalke (Enzesfelder „Marmor", „Marmor" von Schloß Wildegg = Tithonflaserkalk als Ersatz für „Adneter Rot" usw., Hierlatzkalke von Lilienfeld, Gemeindealpe, Ybbsitzer Marmor [= Kelloway-Kalk] von Ybbsitz usw.). Zementmergel: Neokom- und Oberkreidemergel (Lilienfeld, Kaltenleutgeben usw.). Dolomite: Zahlreiche Steinbrüche in den Kalkalpen. Schotter(-grus)- und Sandgewinnung vor allem aus dem Hauptdolomit in Steinbrüchen bzw. Flußbetten der Voralpen.

Grauwackenzone

Die Grauwackenzone ist durch ihren Reichtum an Erz- und Industriemineral-lagerstätten bekannt, deren wichtigste jedoch auf steirischem Gebiet liegen. (Die auf niederösterreichischem Gebiet befindlichen Abbaue liegen sämtlich still.) Eisenerze: Lagerstätten an der Süd- bzw. Ostseite der Rax und des Gahns (Großau, Kleinau und W Edlach und Altenberg bei Hirschwang; Grillenberg bei Payerbach, St. Christoph-Prigglitz-Gasteil und Burg W Ternitz). Kupfererz: Silbersberg NW Gloggnitz. Schwefelkies (Pyrit): Breitenstein (Gamperlgraben) bei Schottwien. Magnesit: Vorkommen W Gloggnitz (Strantzbrüche und Ehrenbeckbruch bei Küb, Weißenbach-Eichberg und Kirchnerbruch bei Schottwien). Talk: Weißenbach W Gloggnitz. Graphit: Vorkommen bei Prein und Breitenstein am Semmering W Klamm. Eisenocker: Breitenstein (Gamperlgraben) bei Schottwien. Straßen(Pflaster-)steine: Wegen großer Druckfestigkeit Grauwackensteine vielfach für den Straßenbau abgebaut.

Zentralzone der Alpen

Die Zentralzone enthält zahlreiche Lagerstätten von Erzen, Industrieminerallien und Bausteinen in der Trias der Semmeringserie und im Kristallin: Eisenerze: Vorkommen im Semmering-Wechselgebiet (Sonnwendstein-Erzkogel, Kirchberg am Wechsel), in der Buckligen Welt SE Neunkirchen (= Bereich Pitten-Thernberg) und bei Sieggraben-Schwarzenbach an der burgenländischen Grenze. Eisenocker: Stickelberg N Hollenthon in der Buckligen Welt. Kupfererze: Lagerstätten bei Trattenbach am Wechsel und Eichbüchl SSE Wiener Neustadt. Blei-Zinkerze: Prinzenkogel im Wechselgebiet, Erzkogel und Südfuß des Großen Otter im Semmering-Mesozoikum. Schwefelkies (Pyrit): Sonnwendstein und Pitten. Antimonerz und Quecksilbererze: In der Rechnitzer Serie von Meltern N Hochneukirchen. Schwerspat (Baryt): Sonnwendstein, Erzkogel, Kleinkogel, Großer Otter und Trattenbach. „Weißschiefer" (Leukophyllit; Weißerde): Vorkommen im Kristallin der Buckligen Welt, u. a. bei Lichtenegg, Hollenthon und Krumbach sowie im Rosaliengebirge; größte Lagerstätte bei Ausschlag-Zöbern S Aspang. Quarz (für Glasindustrie): Mariensee am Wechsel. Quarzit (für industrielle Zwecke): Vorkommen in der Buckligen Welt (Syhrn bei Gloggnitz, Penk-Steyersberg bei Haßbach, Gsollberg und Bromberg bei Thernberg). Quarzsand (für Gießerei- und Glasindustrie): Ausschlag-Zöbern S Aspang (Schlämmrückstand der Weißerde). Gips-Anhydrit: Haidbach- und Göstritzgraben bei Schottwien. Bausteine und -schotter sowie Industriesteine: Zahlreiche Steinbrüche im Kristallin auf verschiedene Augengneise, auf (massige) Amphibolite, Granit von Wolfsthal, „Ballensteiner Kalk" der Hundsheiner Berge für Straßenschotter und zur Kalkgewinnung, auf Dolomite und Quarzite der Semmeringtrias (z. B. Zementwerk von Mannersdorf am Leithagebirge) und tertiäre Sande und Schotter der Buckligen Welt.

Quartär

Die wichtigsten Rohstoffe des Quartärs sind Löß, Bausande und -schotter sowie Torf. Torf: Zahlreiche nacheiszeitliche Vorkommen im Waldviertel (z. B. Karlstift bei Weitra, Umgebung von Schrems und Litschau, Weinsberger Wald). Bausteine: Kalktuffe; große Vorkommen in der Gaissulz bei Ybbsitz, Neustift bei Scheibbs, im Pielachtal usw. Bausande und -schotter: Überaus zahlreiche Vorkommen im gesamten Bundesgebiet, vor allem im Bereich eiszeitlicher Flußterrassen, Lösse und Lehme (Verwitterungslehm, verlehmter Löß und Deckenlehme): Als Ziegelrohstoff in zahlreichen Ziegeleien im Abbau.

Ein regionaler Überblick über die Lagerstätten Niederösterreichs läßt die engen Beziehungen zu den geologischen Großeinheiten erkennen. So sind beispielsweise Kaolin und Weißerden auf die Kristallingebiete der Böhmischen Masse bzw. der Zentralzone beschränkt, industriell wichtige Vorkommen von Quarzsanden und feuerfesten Tonen treten innerhalb der Molassezone am Rand der Böhmischen Masse auf, die alpinen Kohlen- und Gipslager liegen im Streichen der Alpen,

indem sie auf die „Klippen"-Zonen (Lias-Kohlen der Grestener Zone), auf die Lunzer Decke (Trias-Kohlen der Lunzer Schichten, Gosau-Kohlen) bzw. auf die in zwei annähernd parallelen Zügen auftretenden Werfener Schichten (Gips-Anhydrit) beschränkt sind. Industriell wichtige Quarzsandsteine der Flyschzone treten gleichfalls im Streichen der Flysch-Teildecken auf (z. B. Greifensteiner Sandstein) usw.

VI. Hydrogeologie

Die Hydro(geo-)logie, die sich mit den Beziehungen zwischen Gestein und Wasser befaßt, ist grundsätzlich mit dem geologischen Alter der Landschaft verknüpft. Es ist ein Arbeitsgebiet, das vor allem für den Techniker wichtig ist, der sich mit Fragen der Wasserversorgung zu befassen hat (s. T. GATTINGER & H. KÜPPER).

Für die Beurteilung des Auftretens und der Ausbeutung des unterirdischen Wassers ist jedoch der Geologe zuständig. Dieses bildet nämlich wie die Rohstoffe unserer Erdrinde einen außerordentlichen wichtigen Bodenschatz. Wichtig für den Hydrogeologen ist die Kenntnis der außerordentlich mannigfaltigen Beziehungen zwischen Gestein und Wasserführung, auf die in den vorhergehenden Kapitel bereits verschiedentlich hingewiesen werden konnte.

Die für die Grund- und Oberflächenwasser wichtigen Niederschlagsmengen sind in unserem Bundesland nicht nur der Jahreszeit nach, sondern auch dem Gebiet nach sehr verschieden (z. B. pannonische und montane Zone). Außer der Niederschlagsmenge spielen Verdunstung, Versickerungsmöglichkeit und in Zusammenhang damit auch die Vegetationsdecke eine große Rolle sowie das Vorhandensein geeigneter Grundwasserträger (vgl. K. GERABEK).

In diesem Rahmen sind jedoch nur die vom geologischen Untergrund unmittelbar abhängigen Faktoren berücksichtigt, indem vor allem die Beziehungen zwischen Gestein und Hydrologie aufgezeigt werden sollen.

Auf die praktische Bedeutung der Hydrogeologie braucht in einer Zeit, in der der Wasserbedarf unserer Städte und Ortschaften durch den steigenden Lebensstandard und die Industrialisierung ständig zunimmt, nicht besonders hingewiesen werden. Bekannt sind wohl jedem die z. T. seit fast 100 Jahren bestehenden Hochquellenwasserleitungen der Stadt Wien (1873—1898: 1. Wiener Hochquellenwasserleitung aus dem Schneeberg-Raxgebiet; 1900—1910: 2. Wiener Hochquellenwasserleitung aus dem nördlichen Hochschwabgebiet). Es sind Karstquellen, deren Einzugsgebiet durch einen Stollen durch die Schneealpe erst in jüngster Zeit weitert wurde (s. T. GATTINGER), sowie die großen unterirdischen Wasserspeicher, die ihr Wasser sämtlich aus Niederösterreich bzw. der nördlichen Steiermark beziehen und die aus dem Grundwasserkörper der Donau schöpfenden Pumpwerke in der unteren Lobau (= „Tiefquellen"). Der Bau einer weiteren Wasserleitung für Wien im Bereich von Moosbrunn soll das Grundwasser der Mitterndorfer Senke nutzen.

Wesentlich für das Vorkommen und für die Bewegung unterirdischen Wassers ist die Löslichkeit bzw. Durchlässigkeit der Gesteine (Porosität, Klüftung) für das Wasser und ihre Lagerung (konkordant, Anti- oder Synklinalen, Verwürfe u. dgl.), die wiederum im wesentlichen von der Tektonik beeinflußt bzw. abhängig ist.

In Anbetracht der Abhängigkeit der Grundwasservorkommen vom Gestein bzw. Sediment ist auch hier die bereits gebrauchte geologische Großgliederung beibehalten worden.

Was die Entwässerung Niederösterreichs im allgemeinen betrifft, so erfolgt diese, mit Ausnahme des Einzugsgebietes der Lainsitz im Nordwesten Niederösterreichs, das dem Flußgebiet der Elbe angehört, in die Donau.

Die Gesteine der Böhmischen Masse sind, abgesehen von Marmoren und Kalksteinzügen, die gelegentlich Karstschläuche enthalten (z. B. Bruch in Marbach an der Kleinen Krems bei Kottes), im frischen Zustand dicht und nicht wasserleitend. Grundwasser findet sich daher — abgesehen von jüngeren (tertiären und quartären) Deckschichten — nur in den durch Verwitterung entsprechend aufgelockerten Gesteinen, sofern nicht Ton und Lehm als Verwitterungsprodukt diesen lockeren Grus wieder wasserundurchlässig machen. Quellen sind meist häufig, aber in der Regel nicht sehr ergiebig. Sie sind an Kluftsysteme gebunden und finden sich vor allem dort, wo die im Sommer meist wasserlosen Bachtäler die Spaltensysteme anschneiden. Die örtliche Wasserundurchlässigkeit führt zur Entstehung von versumpften Wiesen und von (Hoch-)Mooren, die in Mulden allenthalben auftreten und die im Gegensatz zu Nieder(ungs)mooren von den Niederschlägen gespeist werden (Gesamtfläche der Moore des Waldviertels beträgt nach K. Gerabek 1786 Hektar). Meist läßt bereits der sehr charakteristische Pflanzenbestand anmoorige Stellen erkennen, deren Trockenlegung vielfach schwierig ist. Die Undurchlässigkeit des Bodens begünstigt andererseits die Anlage von Fischteichen.

Im Bereich der Böhmischen Masse herrscht also Mangel an Grundwasser. Andererseits sind die Voraussetzungen für Talsperren (s. Kamptalsperren) recht günstig (Sohlendichte, günstige Einbindung der Sperrmauern usw.). Das Wasser ist meist weich und vielfach eisenhältig.

In der aus marinen und limnischen Sedimenten bestehenden Molassezone mit vielfach eiszeitlicher Bedeckung sind die hydrogeologischen Verhältnisse örtlich stark verschieden, indem vor allem Sande und Schotter ausgezeichnete Grundwasserleiter bilden, die hauptsächlich im Bereich von Flußläufen (Donau, Ybbs, Erlauf, Pielach, Traisen usw.) eine große Rolle für die Wasserversorgung besitzen. Besonders wichtig ist das Tullner Feld (= Kremser Becken) mit seinen quartären Flußschottern als Grundwasserlieferanten, die hier dem (wasserundurchlässigen) Schlier aufliegen. Quartäre bzw. auch jungtertiäre Schotter haben oft an ihrer Basis (zum Tegel bzw. Schlier hin) natürliche Quellaustritte, deren Ergiebigkeit bei Terrassenschottern meist recht befriedigend ist (etwa Quellen am Wagram).

In der Molassezone finden sich im Bereich der Donau die ausgedehntesten Schotterfelder und damit entsprechende Grundwasserträger, die auch von den Talböden der voralpinen Flüsse gespeist werden. Auch gespanntes (= artesisches) Wasser tritt auf (Pulkautal zwischen Retz und Laa).

Die vielfach auf geringe Entfernung wechselnde Beschaffenheit der Sedimente (Tone, Tegel und Mergel als wasserundurchlässige; Sande, Sandsteine und Schotter als durchlässige Schichten) ist die Ursache der verschiedenen Ergiebigkeit von Brunnen. Undurchlässige Schichten sind die Ursache von Flächen, die zu übermäßiger Nässe und Versumpfung neigen, während im Bereich von Flußtälern durch ihren schottrigen Untergrund die Notwendigkeit künstlicher Bewässerung

besteht. Bei Schlieruntergrund kommt es zur Bildung von Böden mit Bittersalz und Salpeter, die sich nach Niederschlägen als weißer Belag ausscheiden. Übermäßig hartes und schlechtes Trinkwasser ist vielfach charakteristisch (vgl. Ortsnamen wie Stinkenbrunn usw.). Bei der Wasserversorgung im Bereich der Molassezone überwiegen die Grundwasserfassungen, zum Teil erfolgt diese auch aus Spaltensystemen des Schliers.

Der oft weite Gebiete bedeckende Löß ist, soweit er nicht verlehmt ist, sehr gut durchlässig. Bekannt sind die durch abfließendes Niederschlagswasser hervorgerufenen „Racheln" im Löß. An der Grenze zwischen Löß und tertiärem Tegel tritt vielfach Grundwasser aus und führt zur Quellbildung bzw. zu örtlicher Versumpfung.

Im Wiener Becken liegen die Verhältnisse z. T. ähnlich wie in der Molassezone, indem am Aufbau des Untergrundes im wesentlichen Tegel, (Kalk-) Sandsteine und Schotter beteiligt sind. Für die Wasserversorgung spielt das Relief der Tegeloberfläche bzw. wasserführende Sandlagen eine entscheidende Rolle. Die Donauschotter bilden wiederum einen wesentlichen Grundwasserträger und die eiszeitlichen, über tertiärem Tegel liegenden Terrassenschotter liefern an ihrer Basis oft Quellen. Im südlichen Wiener Becken bilden die alten Schwarza- und Piestingschwemmkegel im Steinfeld bzw. die in dessen nordöstlicher Fortsetzung gelegene Mitterndorfer Senke einen für die Wasserversorgung Wiens überaus wichtigen Grundwasserträger, der von den aus den Alpen kommenden Flüssen gespeist wird. Diese geben nämlich beim Eintritt ins Becken viel Wasser als Grundwasser ab. Der sich nach Nordosten verfeinernde und dadurch wasserundurchlässiger werdende Schotterkörper führt zu natürlichen Grundwasseraustritten, die sich im Bereich von Moosbrunn als sogenannte „nasse Ebene" mit zahlreichen Quellen, Quelltümpeln und Sumpfwiesen bemerkbar machen (vgl. auch den „Kalten Gang"). Dieses Gebiet hebt sich bereits landschaftlich durch saftiges Grün vom südlich anschließenden Steinfeld mit seinen sonnenverbrannten Feldern und den Föhrenwäldern ab. Meist in den Randgebieten des Wiener Beckens treten zahlreiche Thermen (z. B. Bad Fischau, Leithaprodersdorf, Bad Vöslau, Baden, Oberlaa, Meidling, Mannersdorf, Deutsch-Altenburg; von denen die letztgenannten Schwefelquellen sind) bzw. Mineral- (Mödling, Perchtoldsdorf) und Eisenquellen (Pyrawarth) auf, die an Brüche (Thermenrandstörungen) gebunden sind und die mit Triasgesteinen des Untergrundes in Zusammenhang stehen (s. T. GATTINGER & H. KÜPPER).

Das im Bereich tertiärer Ablagerungen auftretende (z. B. Gebiet von Felixdorf—Matzendorf, Atzgersdorf—Erlaa, ferner Leobersdorf, Bad Vöslau, Mödling, Maria Enzersdorf, Brunn am Gebirge, Liesing, Oberlaa—Inzersdorf), z. T. in sehr ergiebigen Mengen vorkommende artesische Wasser, das im Gebiet von Wien bereits seit der Mitte des 17. Jahrhunderts bekannt ist, verdankt seine Entstehung wasserundurchlässigen Deckschichten (Tegel) über beckenwärts geneigten, auskeilenden (sarmatischen oder pannonischen) Sand- und Schotterlagen. Dadurch und ihrem Einzugsgebiet aus triadischen oder tertiären Kalken entsprechend, sind sie hauptsächlich im Randbereich des Beckens anzutreffen. Das Wasser selbst ist meist sehr hart. Im Leithakalk bzw. in tertiären Breccien treten Klufthöhlen und Karstschläuche wiederholt auf (z. B. Eisensteinhöhle bei Bad Fischau).

Das zweite wichtige Grundwasserreservoir des Wiener Beckens ist das Marchfeld. Auch hier bilden quartäre Flußschotter über tertiärem Tegel den Grundwasserträger. Im mittleren Marchfeld ist die „Lasseer Senke" eine grundwassererfüllte Wanne. Die geringe Niederschlagsmenge (400 bis 600 mm) und die Seichtgründigkeit des Bodens machen freilich eine künstliche Bewässerung der Felder notwendig.

In der Waschberg-Zone bilden („Auspitzer") Mergel das am weitesten verbreitete Sediment. Sie sind meist gut geschichtet und klüftig entwickelt; der Sandgehalt und damit auch die Wasserdurchlässigkeit nimmt nach Westen hin zu, wodurch eine lithologische Ähnlichkeit mit „helvetischen" Ablagerungen der Molassezone vorhanden ist, an die diese Zone im Westen grenzt. Neben diesen und etwas älteren mergeligen Schichtkomponenten treten Kalkgesteine, die zur Verkarstung neigen (z. B. Ernstbrunner Kalk) zurück (Leiser Berge, Staatzer und Falkensteiner Klippen usw.). Durch die starke tektonische Beanspruchung sind diese Kalke außerordentlich klüftig entwickelt und liefern meist an der Basis stärkere Quellaustritte, wobei mergeligen Schichten (Klentnitzer Schichten) Bedeutung als Quellhorizont zukommt. Diese Karstquellen in den Leiser Bergen entsprechen nach H. Riedl dem alten „tortonischen" Vorfluter, da die heutigen Talsohlen um rund 150 m tiefer liegen. Während (Kluft-)Höhlen selten sind (Katzloch im Steinmandl bei Michelstetten, Steinbachhöhle und Klafterbrunnerhöhle S Klement, Staatzloch bei Staatz), sind (kleine) Dolinen(-felder) auf den Ebenheiten der Leiser Berge bzw. der Falkensteiner Klippen häufig. Sie sprechen nach H. Riedl für ein junges Alter dieses seichten Karstes. Die Au- und Michelstettnerbachquelle entsprechen richtigen (Riesen-)Karstquellen.

Demgegenüber verhält sich die Flyschzone hydrogeologisch viel einheitlicher, was vor allem durch den in horizontaler Richtung einförmigen Gesteinscharakter mit dem kennzeichnenden Wechsel von Sandsteinen, Mergel, Mergelkalken und Mergelschiefer verständlich wird. Sehr charakteristisch und überaus zahlreich sind Hangrutschungen und Naßgallen sowie die zu Trockenzeiten weitgehend wasserlosen, nach stärkeren Niederschlägen zu reißenden Wildbächen mit Hochwasser anschwellenden Wasserläufe, indem die mergeligen Schichtkomponenten bzw. Verwitterungslehm ein rasches, weitgehend oberflächliches Abfließen des Regens bewirken (vgl. Wienerwaldsee bei Tullnerbach und die Becken zwischen Hütteldorf und Maria-Brunn als Hochwasserstaubecken für die Wien). In Zusammenhang damit stehen auch die charakteristischen, v-fömig eingeschnittenen Hanggräben (sogenannte Tobeln), die den größten Teil des Jahres trocken liegen und die das Ergebnis der Schurfkraft der nach Regengüssen abfließenden Bäche darstellen (rückschreitende Erosion). Die an sich nicht zu seltenen, jedoch schwachen Quellenaustritte finden sich meist erst in den unteren Teilen dieser Gräben. Ihre Wasserführung schwankt. Ihr Auftreten ist jedoch nicht nur vom Wechsel der Sedimente im Profil abhängig, sondern auch von der stark wechselnden Lage der Schichten (± geneigt bis saiger) und deren Klüftigkeit. Am Fuß von Hängen mit Verwitterungsschutt und Gekriech können Schuttquellen austreten. Infolge der Abdichtung des Bachbettes durch den mitgeführten Schlamm

fehlt ein richtiger Grundwasserträger. Dasselbe wird meist künstlich durch die Regulierungen erreicht, wenn der Bach oder Fluß ein völlig ausgemauertes Bett erhält.

Entsprechend der Gesteinsbeschaffenheit fehlen dem Flysch die für die Kalkalpen kennzeichnenden Höhlen und Höhlensysteme sowie sonstige Karsterscheinungen. Nur im Bereich des Greifensteiner, Laaber und Gablitzer Sandsteines liegen die Verhältnisse infolge Klüftung und Gestein etwas günstiger. Die Härte des Wassers ist im allgemeinen groß, doch sind Schwankungen charakteristisch.

Die hydrogeologischen Verhältnisse in den Kalkalpen sind je nach Gesteinsbeschaffenheit und Tektonik verschieden. Dem Oberflächenrelief und dem Auftreten von wasserundurchlässigen Schichten entsprechend, sind Quellhorizonte an bestimmte Schichtglieder gebunden. Die Quellen sind also vorwiegend Schichtquellen. Den wesentlichsten und hydrogeologisch wichtigsten Anteil bilden die z. T. sehr mächtigen Triaskalke und -dolomite, die als gute Wasserleiter (vor allem durch Klüftung) sehr leicht verkarsten und dadurch die so kennzeichnenden Karsterscheinungen zeigen (Karren, Erdfälle, Dolinen, Karstmulden und -täler, Ponore [= Schwinden], unterirdische Wasserläufe in Höhlensystemen bei oberflächlicher Wasserlosigkeit, Höhlenseen usw.). Diese Karsterscheinungen sind nicht in sämtlichen Abschnitten der Kalkalpen gleich ausgebildet, sondern im wesentlichen auf die großen Kalk- und Dolomitmassen beschränkt, wobei Dolinen, Trichter und Karstmulden vielfach an alte (jungtertiäre) Landoberflächen gebunden sind. Viele Gipfel und Hochplateaus der Kalkalpen sind, sofern sie aus (Trias-)Kalken bestehen, stark verkarstet (Rax, Schneeberg, Hochkar, Hohe Wand, Göller, Gippel, Ötscher, Scheiblingstein, Dürrenstein usw.). Eine eingehende Untersuchung der Karsterscheinungen hat erst kürzlich H. Nagl in den Göstlinger Alpen mit dem Hochkar als bekanntestem Gipfel durchgeführt und dabei nicht nur das Karrenproblem (Nachweis mehrerer ineinandergeschachtelter Karrengenerationen), sondern auch die Entstehung der Rumpfflächentreppen diskutiert. Auch Gipskarren sind bekannt (z. B. Pfennigbach bei Puchberg; s. M. F. Fink).

Die Niederschläge fließen unterirdisch relativ rasch ab, wie Einspeisungsversuche mit Farbstoffen u. dgl. ergeben haben. An steilen bzw. überhängenden Wänden kennzeichnen die sogenannten „Tintenstriche" (Blaualgenbewuchs) das an Klüften austretende Wasser. Die in den Kalken und Dolomiten auftretenden Höhlen sind meist tektonisch präformierte, durch fließendes Wasser entstandene Hohlräume. Als größte der weit über 500 bekannten Höhlen in den niederösterreichischen Kalkalpen seien erwähnt: Geldloch (Ötscher), Nixhöhle bei Frankenfels, Kohlerhöhle bei Erlaufboden, Ötschertropfsteinhöhlen (Kienberg), Schachernhöhle (Hohenberg), Stadelbauerhöhle (Türnitz), Dreidärrischen-Höhle (Anninger) (vgl. R. Pirker & H. Trimmel). Richtige Eishöhlen, wie sie aus dem westlichen Österreich bekannt sind, fehlen. Auch die steilen, schroffen Wände, in denen die wellige Kuppenlandschaft zum Tal abfällt, stehen mit dieser unterirdischen Entwässerung in Zusammenhang. Die unterirdisch entwässerten Gebiete erreichen oft beachtliche Größe. Im Wienerwald sind derartige Erscheinungen selten (z. B. Schwinden des Rohrbaches SW Merkenstein). Allgemein kennzeichnend ist jedoch das Vorkommen schwacher Hochquellen und starker Tal-

quellen sowie das Auftreten sogenannter Speier bei Hochwasser (z. B. Lochbach bei Lunz am See). Zu diesen leicht verkarsteten Gesteinen zählen vor allem Gutensteiner und Reiflinger Kalk, Dachsteinkalk und Hauptdolomit. Demgegenüber bilden die tonigen Werfener Schiefer einen der wichtigsten Quellhorizonte (Höllentalquellen im Höllental, Stixensteinquelle, Kaiserbrunn-, Fuchspaß- [im Sierningbach] sowie die erst später einbezogenen Wasseralm- und Reistalquellen im Naßtal, die zur 1. Wiener Hochquellenwasserleitung zusammengefaßt sind). Die lokale Gipsführung der skythischen Sedimente hat durch dessen leichte Löslichkeit zu Auslaugungserscheinungen und damit zu Dolinen bzw. Gipstrichtern (= Gipskarst) und ganzen, oft durch den künstlichen Abbau des Gipses erweiterten Höhlensystemen (z. B. Füllenberg zwischen Gaaden und Heiligenkreuz, Wagnerkogel in der Hinterbrühl bei Mödling mit der Seegrotte, Kohlerhöhle bei Erlaufboden usw.) und dem Auftreten von Mineralquellen geführt (z. B. Salzquellen aus dem Haselgebirge bei Salzerbad NE Kleinzell in der voralpinen Reisalpen-Decke). Weitere, lokal wichtige Quellhorizonte sind die ebenfalls mergelig entwickelten Partnach-Schichten, die Lunzer, Kössener und Gosau-Schichten, die meist auch landschaftlich als flache, oft versumpfte Wiesen hervortreten.

Eine viel geringere Rolle kommt den Jura- und (Unter-)Kreideschichten zu. Wichtig ist, daß den Kalkalpen, von Flußschotterkörpern, Bergsturzmassen und Schutthalden abgesehen, richtige Grundwasserkörper fehlen. Die im Bereich der einstigen Vereisung auftretenden Moränen (Gletscherwälle) sind im allgemeinen (besonders Grundmoränen) nur schlechte Grundwasserleiter, da sie zu stark verlehmt sind. Die Grundwassererschließung durch Brunnen ist daher in den Kalkalpen meist nur in jungen Schottern der Talböden möglich. Vereinzelte Gebiete sind daher trotz hoher Niederschlagsmengen und trotz der Tatsache, daß die Kalkalpen ein Quellwasserüberschußgebiet sind, ausgesprochene Wassermangelgebiete. Dies gilt vor allem für den Großteil der Almweiden, deren Nutzung durch die Wasserarmut auf den Höhen erschwert wird. Dafür sind die (Tal-)Quellen um so ergiebiger. Gelegentlich treten richtige Sinterquellen auf, die zu mächtigen Kalksinterabsätzen (Kalktuffe) führen können (z. B. St. Anton an der Jessnitz, Neustift). Die Härte des Wassers ist im allgemeinen groß.

Die Grauwackenzone zeigt hydrogeologisch durch die meist nur geringe Durchlässigkeit der Gesteine (Schiefer, schwachmetamorphe Sandsteine usw.) eine Ähnlichkeit mit der Flyschzone bzw. Kristallingebieten mit schwachen, meist hochgelegenen Quellaustritten. Ergiebige Quellen bilden die Ausnahme.

Die Gesteine der Zentralzone verhalten sich in hydrogeologischer Hinsicht, entsprechend ihrer wechselnden Zusammensetzung, recht verschieden. Während die mesozoische — vorwiegend kalkig-dolomitisch entwickelte — Serie gute Wasserleiter umfaßt (mit starken Quellaustritten: z. B. Moosquelle bei Schottwien), die dank der tektonischen Beanspruchung besonders zu Karsterscheinungen neigen (z. B. der klippenartig hervortretende, aus mesozoischen Bänderkalken und Marmoren bestehende Eulenberg bei Kirchberg am Wechsel, der 5 Höhlen enthält, von denen die Hermannshöhle mit ca. 1500 m Streckenlänge die größte Höhle Niederösterreichs ist), ist es in den hauptsächlich aus Gneisen und Glimmerschiefern bzw. Quarziten aufgebauten Gebieten (Wechsel, Bucklige Welt,

Rosalien- und der Kern des Leithagebirges) mit dem Grundwasser und den Quellen ähnlich bestellt wie im Kristallingebiet der Böhmischen Masse. Der als Verwitterungsprodukt entstehende Lehm ist ebenfalls wasserundurchlässig, wodurch versumpfte Talgründe vorhanden sind (z. B. Schlattental) und manche Bäche nach kräftigen Niederschlägen Wildbachcharakter zeigen. Quellen treten meist schon nahe unterhalb der Bergrücken aus und sind von stark schwankender Ergiebigkeit. Talquellen mit größerer und gleichmäßigerer Schüttung sind nur bei entsprechend mächtigen Schuttschichten vorhanden. Das Wasser ist meist weich.

In den mesozoischen und tertiären Kalken der Hainburger Berge und des Leithagebirges treten richtige Karsterscheinungen im Form von Dolinen, Höhlen und fossilführenden Spalten (z. B. Güntherhöhle bei Hundsheim, ferner Hundsheimer Spalte und Spalten im Steinbruch von Deutsch-Altenburg mit alteiszeitlichen Wirbeltierfaunen) auf.

VII. Geologische Aussichtspunkte

Pfaffenberg (327 m) bei Deutsch-Altenburg: Ausblick auf die Ebene des Wiener Beckens (Westen und Norden) und die Kleinen Karpaten (Nordwesten) mit der Porta hungarica der Donau zwischen Braunsberg (mit Abrasionsfläche) und dem Thebener Kogel.

Leopoldsberg (423 m): Überblick über die Ebene des südlichen Wiener Beckens und seine Umrahmung. Alpenabbruch im Westen mit kennzeichnenden Brandungsterrassen (z. B. Nußberg-, Richardshofterrasse), Kleine Karpaten mit Hundsheimer Bergen sowie Leithagebirge im Osten bzw. Südosten. Im Norden Durchbruchstal der Donau durch die Flyschzone sowie deren Fortsetzung im Bisambergzug nördlich der Donau (Blattverschiebung mit Absenkung!), ferner Korneuburger Becken. Im Vordergrund südliches Wiener Stadtgebiet mit eiszeitlichen Donauterrassen.

Tulbinger Kogel (495 m) südlich Königstetten: Überblick über die bewaldeten Hügelzüge der Flyschzone im Nordosten, Osten und Süden sowie auf die Ebene der Molassezone (subalpine und ungefaltete) im Westen (Tullner Becken) mit dem Donaustrom mit Mäandern und dem Wagram.

Michelberg (407 m) im Rohrwald: Ausblick auf die Molassezone mit dem Manhartsberg im Westen, auf die Hügel und Kuppen der Waschberg-Zone samt Flyschdeckschollen (z. B. Karnabrunner Kirchberg) im Norden. Flyschzone im Südosten samt dem Korneuburger Becken und der Wiener Pforte (Durchbruch der Donau).

Petrusberg (241 m) westlich Grund N Hollabrunn: Rundblick über die nördliche Molassezone mit den Leithakalkkuppen vom Buchberg bei Mailberg und vom Locatelliwald im Nordosten, den sehr markanten Juraklippen der Waschberg-Zone im Osten, den Schotterzügen des Hollabrunner Schotterkegels im Süden und der Böhmischen Masse im Westen.

Vitus(= Veits-)berg (414 m) bei Eggenburg: Überblick nach Osten auf die Ebene der Molassezone („außeralpines Wiener Becken") mit Schotterzügen des Hollabrunner Schotterkegels. Im Vordergrund Granitkuppen (mit typischer Wollsackverwitterung) des Thayabatholiten. Im Südwesten (an klaren Tagen) die Alpen am Horizont sichtbar.

Wachau (Blick von Ruine Hinterhaus bei Spitz): Tektonisch z. T. präformiertes Durchbruchstal der Donau in der moldanubischen Zone, das den Dunkelsteiner Wald vom Waldviertel abtrennt mit lößbedeckten Hängen und eiszeitlichen Donauterrassen mit Paläolithstationen (Willendorf usw.).

Franzosenstein (911 m) westlich Traunstein: Überblick nach Westen über die Granitrumpffläche des westlichen Waldviertels. Oberflächlich kennzeichnende Wollsackverwitterung des Granits mit Wackelstein.

Eichkogel (366 m) bei Mödling: Ausblick nach Norden: Ostabfall der Alpen mit kalkalpinen Decken und Flysch mit Brandungsterrassen (Perchtolds-

dorfer Heide usw.). Im Osten und Südosten südliches Wiener Becken mit Leithagebirge und Wiener Neustädter Pforte am Horizont. Im Süden Umgrenzung des Wiener Beckens durch kalkalpine Einheiten mit Einebnungsflächen (bei Bad Vöslau), Kalkmasse der Hohen Wand und die Zentralzone (Semmering und Wechsel, Bucklige Welt und Rosaliengebirge).

Anninger (647 m): Blick gegen Südwesten auf die gesamte Breite der Kalkalpen von den höher aufragenden Hochalpen (Schneeberg) bis zu den Hügelreihen der Flyschzone im Nordwesten.

Reisalpe (1398 m) SE Lilienfeld: Einer der schönsten Aussichtsgipfel der Kalkvoralpen. Gegen Norden Blick auf die Faltenzüge der Lunzer Decke mit (transgredierenden) Gosauschichten (von Lilienfeld). Weiter im Norden Flysch- und Molassezone sowie in der Ferne südlicher Teil der Böhmischen Masse (Sicht bis Traunstein) aufragend. Im Süden Schichtkörper der nächsthöheren kalkalpinen Decken (Unterberg- [= Ötscher-] und Schneeberg-Decke).

Ötscher (1893): Ausblick auf die Voralpen mit Lunzer und Frankenfelser Decke im Norden sowie die Ötscherdecke mit der Unterberg-Teildecke (mit dem Dürrenstein und Königsberg) im Westen, Gemeindealpe annähernd im Süden und auf den Tirolerkogel der (Annaberg-)Reisalpen-„Decke" im Osten sowie auf die Göller„decke" (mit Gippel und Göller) im Südosten bzw. die Kräuterin im Südwesten. Fernblick bis Hochschwab.

Große Kanzel auf der Hohen Wand (1043 m): Blick nach Südwesten auf die Plateauberge der Hochalpen (Gahns und Schneeberg) sowie auf die Gosauschichten des Beckens von Grünbach, unter denen im Mittelgrund die Orbitoidenkalke als bewaldete Hügelreihe hervortreten.

Schneeberg (2075 m): Blick gegen Norden und Nordosten auf Voralpen (Ötscherdecke: Dürre Wand, Mandling-Hocheck) und auf die Hallstätter Decke (Hohe Wand) mit dem vorgelagerten Gosaubecken von Grünbach-Neue Welt.

Sonnwendstein (1523 m) südlich Schottwien (= basale Einheit der Semmeringserie): Im Süden kristalline Schiefer der Wechsellandschaft (Wechselserie). Im Norden Unterostalpin (Permotrias) mit den bewaldeten Hügelzügen der Pretuldecke und den Felswänden (Muschelkalkklippen der Polleros-, Weinzettel- und Pfefferwand) der Adlitzschuppe, die den sanften Rücken der Grauwackenzone vorgelagert sind. Hinter der Grauwackenzone Oberostalpin mit Hochalpen (Rax, Schneeberg, Gahns) und den Voralpen im Hintergrund.

VIII. Geologisches Schrifttum und Geologische Karten

Allgemeine Darstellungen

ANDRUSOV, D.: Geologie der tschechoslowakischen Karpaten I. — 1—263, Berlin: Akademie-Verlag 1964.

ANDRUSOV, D.: Geologie der tschechoslowakischen Karpaten II. — 1—443, Berlin: Akademie-Verlag 1965.

ANDRUSOV, D.: Geológia ceskoslovenských Karpát III. — 1—392, Bratislava: Slow. Akad. Wiss. 1965.

ANDRUSOV, D.: Aperçu général sur la géologie des Carpathes occidentales. — Bull. Soc. géol. France (7) *7*, 1029—1062, Paris 1967.

ANGENHEISTER, G., BÖGEL, H., GEBRANDE, H., GIESE, P., SCHMIDT-THOMÉ, P., & ZEIL, W.: Recent investigations of surficial and deeper crustal structures of the Eastern and Southern Alps. — Geol. Rundschau, *61*, 349—395, Stuttgart 1972.

AUBOUIN, J.: Geosynclines. — 1—335, Amsterdam: Elsevier Publ. Co. 1965.

BECK-MANNAGETTA, P.: Zur Entwicklung der Geologischen Übersichtskarte der Republik Österreich mit tektonischer Gliederung. — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1964, 165—167, Wien 1964.

BECK-MANNAGETTA, P., & PREY, S.: Erläuterungen zur Geologischen Übersichtskarte der Republik Österreich 1 : 1,000.000, Ausgabejahr 1964. — In: Erläuterungen zur Geologischen und zur Lagerstättenkarte 1 : 1,000.000 von Österreich. 7—23, Wien: Geol. B.-Anst. 1966.

BECK-MANNAGETTA, P., GRILL, R., HOLZER, H., & PREY, S.: Erläuterungen zur Geologischen und Lagerstättenkarte 1 : 1,000.000 von Österreich. — 1—65, Wien: Geol. B.-Anst. 1966.

BRIX, F.: Der Raum von Wien im Lauf der Erdgeschichte. — In: Naturgeschichte Wiens I., 27—190, Wien: Jugend & Volk 1970.

BRIX, F.: Erläuterung zur geologischen Karte der Stadt Wien 1 : 50.000. In: Naturgeschichte Wiens III., 1—32, Wien: Jugend & Volk 1972.

CLAR, E.: Ref. über TOLLMAN, A.: Ostalpensynthese. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *56*, 720—724, Wien 1964.

CLAR, E.: Zum Bewegungsbild des Gebirgsbaues der Ostalpen. — Z. dtsch. geol. Ges., *116*, 267—291, Hannover 1965.

CORNELIUS, H. P.: Zur Auffassung der Ostalpen im Sinne der Deckenlehre. — Z. dtsch. geol. Ges., *92*, 271—312, Berlin 1940.

DEL-NEGRO, W.: Neue Vorstellungen über den Bau der Ostalpen. — Jb. Geol. B.-Anst., *105*, 1—18, Wien 1962.

DEL-NEGRO, W.: Das Bildungsgesetz der Alpen und Apenninen. — Salzburg Univ. Reden, *40*, 1—24, Salzburg-München: Pustet 1969.

DEL-NEGRO, W.: Salzburg. — Verh. Geol. B.-Anst., Bundesländerserie, 2. Aufl., 1—101, Wien: Geol. B.-Anst. 1970.

DORN, P., & LOTZE, F.: Geologie von Mitteleuropa. — 4. Aufl. 1—491, 13 Tab., Stuttgart: Schweizerbart 1971.

EXNER, CH.: Einführung in die Geologie von Österreich. — In: Erläuterungen zur Geologischen und zur Lagerstättenkarte 1 : 1,000.000 von Österreich. — 67—75, Wien: Geol. B.-Anst. 1966.

FLÜGEL, H.: Der geologische Bau der Ostalpen. — Forsch. u. Fortschr., *38*, 129—134, Berlin 1964.

GRILL, R., & KÜPPER, H. (Hgeb.): Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Wien. 1 : 75.000 (Ausgabe 1952). — 1—138, Wien: Geol. B.-Anst. 1954.

GRILL, R., KOLLMANN, K., KÜPPER, H., & OBERHAUSER, R. (ed.): Exkursionsführer für das 8. europäische Mikropaläontologische Kolloquium in Österreich. — Verh. Geol. B.-Anst., Sonderheft F, 1—92, Wien 1963.

GWINNER, M. P.: Geologie der Alpen. Stratigraphie, Paläogeographie, Tektonik. — VIII + 477, Stuttgart: Schweizerbart 1971.

HERITSCH, F.: Die Deckentheorie in den Alpen. — Fortschr. Geol. Paläont., *6*, H. 17, 75—210, Berlin 1927.

JÄGER, E.: Gesteinsbildende und orogene Phasen in der Entwicklungsgeschichte der Alpen. — Geol. Jb., Beih. *80*, 185—195, Hannover 1969.

JÄGER, E.: Die Geschichte des alpinen Raumes, erarbeitet mit radiometrischen Altersbestimmungen. — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1971, 250—254, Wien 1971.

JÄGER, E., NIGGLI, E., & WENK, E.: Rb-Sr-Altersbestimmungen an Glimmern der Zentralalpen. — Beih. geol. Karte Schweiz, n. F., *134*, 1—67, Bern 1967.

JÄGER, E., KARL, F., & SCHMIDEGG, O.: Rubidium-Strontium-Altersbestimmungen an Biotit-Muskovit-Granitgneisen (Typus Augen- und Flasergneise) aus dem nördlichen Großvenedigerbereich (Hohe Tauern). — Tschermaks Miner. u. Petrogr. Mitt., (3), *13*, 251—272, Wien 1969.

KOBER, L.: Über Bau und Entstehung der Ostalpen. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *4*, 1—114, Wien 1912.

KOBER, L.: Geologie der Landschaft um Wien. — V + 150, Wien: J. Springer 1926.

KOBER, L.: Der geologische Aufbau Österreichs. — V + 204, Wien: Springer 1938.

KOBER, L.: Wiener Landschaft. — Wiener geogr. Studien, *15*, Wien: Touristik-Verlag 1947.

KOBER, L.: Bau und Entstehung der Alpen. — 2. Aufl., VIII + 379, Wien: Deuticke 1955.

KRAUS, E.: Die Baugeschichte der Alpen I. Vom Archaikum bis zum Ende der Kreide. — XII + 552, Berlin: Akademie-Verlag 1951.

KRAUS, E.: Zur Baugeschichte der Alpen. Versuch einer analytischen und synthetischen Übersicht I und II. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh. 1968, 11—31, 69—88, Stuttgart 1968.

KÜHN, O. (unter Mitwirkung von F. BACHMAYER, H. FLÜGEL, F. KAHLER, A. KIESLINGER, E. LICHTENBERGER, K. METZ, A. PAPP, B. PLÖCHINGER, E. THENIUS & A. TOLLMANN): Österreich—Autriche. — Lexique strat. internat. I, Europe, Fasc. *8*, 1—646, Paris 1962.

KÜPPER, H.: Erläuterungen zu einer tektonischen Übersichtsskizze des weiteren Wiener Raumes. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *53*, 1—33, Wien 1960.

KÜPPER, H.: Ergebnisse aus dem Ostalpenorogen mit Ausblicken auf östlich anschließende Räume. — Geol. Rundsch., *50*, 457—465, Stuttgart 1960.

KÜPPER, H.: Geologie von Wien. Kurzfassung 1964. — Wien-Berlin: Hollinek, Borntraeger 1965.

LAUBSCHER, H. P.: Das Alpen-Dinariden-Problem und die Palinspastik der südlichen Tethys. — Geol. Rdsch., *60*, 813—833, Stuttgart 1971.

LE PICHON, X., FRANCHETEAU, J., & BONNIN, J.: Plate tectonics. — Development in Geotectonics *6*, XII + 300, Amsterdam 1973.

METZ, K.: Grundzüge des geologischen Baues der Steiermark. — In: Die Steiermark; Leute, Leistung. 2. Aufl., 25—73, Graz 1971.

OXBURGH, E. R.: An outline of the geology of the Central and Eastern Alps. The Eastern Alps — A geological Excursion guide. — Proc. Geol. Assoc., *79*, I 1—46, 47—124, London 1968.

OXBURGH, E. R., LAMBERT, R. ST. J., BAADSGAARD, H., & SIMONS, J. G.: Kalium-Argon-Altersbestimmungen am Südostrand des Tauernfensters (Ostalpen). — Verh. Geol. B.-Anst., 1966, 17—33, Wien 1966.

PREY, S.: Stratigraphische Tabellen. — In: Erläuterungen zur Geologischen und zur Lagerstätten-Karte 1 : 1,000.000 von Österreich. — 25—27, Wien: Geol. B.-Anst., 1966.

ROTH, Z.: Die strukturellen Beziehungen in der Grenzzone zwischen den Alpen und Karpaten. — Geol. Prace, *42*, 29—49, Bratislava 1967.

SCHAFFER, F. X.: Geologische Geschichte und Bau der Umgebung Wiens. — VI + 112, Wien: Deuticke 1927.

SCHAFFER, F. X. (u. Mitarb.): Geologie von Österreich. — 2. Aufl. XV + 180, Wien: Deuticke 1951.

SCHÖNENBERG, R.: Einführung in die Geologie Europas. — Rombach Hochschul-Paperback, No *18*, 1—300, Freiburg: Rombach 1971.

SENFTL, E., & EXNER, CHR.: Rezente Hebung der Hohen Tauern und geologische Interpretation. — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1973, 209—234, Wien 1973.

STAUB, R.: Neue Wege zum Verständnis des Ostalpen-Baues. — Veröff. Univ. Innsbruck, *48* (Alpenkdl. Studien *9*), XVI + 352, Stuttgart 1972.

SUESS, F. E.: Grundsätzliches zur Entstehung der Landschaft von Wien. — Z. dtsch. geol. Ges., *81*, 177—236, Berlin 1930.

TERMIER, P.: Les nappes des Alpes orientales et la synthèse des Alpes. — Bull. Soc. géol. France, (4), *3*, 711—766, Paris 1903.

THENIUS, E.: Niederösterreich im Wandel der Zeiten. — 2. Aufl., 1—126, Wien: NÖ-Landesmus. 1962.

THURNER, A.: Die Tektonik der Ostalpen im Sinne der Verschluckungslehre. — Geotekton. Forschg., H. *39*, 1—124, 1 Taf., Stuttgart 1971.
TOLLMANN, A.: Der Deckenbau der Ostalpen auf Grund der Neuuntersuchung des Zentralalpinen Mesozoikums. — Mitt. Geol. Bergbaustud., *10*, 1—62, Wien 1959.
TOLLMANN, A.: Ostalpensynthese. — 1—256, 11 Taf., Wien: Deuticke 1963.
TOLLMANN, A.: Faziesanalyse der alpidischen Serien der Ostalpen. — Verh. Geol. B.-Anst., Sonderheft G, 103—133, Wien 1965.
TOLLMANN, A.: Die alpidischen Gebirgsbildungsphasen in den Ostalpen und Westkarpaten. — Geotekton. Forschg., *21*, 1—156, Stuttgart 1966.
TOLLMANN, A.: Das Längen-Breiten-Verhältnis der geosynklinalen Sedimentströge. — Geol. Rdsch., *56*, 78—94, Stuttgart 1967.
TOLLMANN, A.: Der geologische Bau der Ostalpen. — Österr. in Gesch. u. Lit., *11*, 496—510, Graz 1967.
TOLLMANN, A.: Die paläogeographische, paläomorphologische und morphologische Entwicklung der Ostalpen. — Mitt. Österr. Geogr. Ges., *110*, 224—244, Wien 1968.
TOLLMAN, A.: Die tektonische Gliederung des Alpen-Karpaten-Bogens. — Geologie, *18*, 1131 bis 1155, Berlin 1969.
TOLLMANN, A.: Die Bruchtektonik in den Ostalpen. — Geol. Rdsch., *59*, 278—288, Stuttgart 1969.
TOLLMANN, A.: Ablauf und Bedeutung der alpidischen orogenetischen Phasen in den Ostalpen. — Savez geol. Društava SFRI Tekton. Kom. KBGA, 57—63, Beograd 1971.
TOLLMANN, A.: Überblick über die Neuergebnisse vom geologischen Bau Niederösterreichs. — Unsere Heimat, *42*, 103—140, Wien 1971.
TOLLMANN, A.: Der karpatische Einfluß am Ostrand der Alpen. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *64*, 173—208, Wien 1972.
UHLIG, V.: Der Deckenbau der Ostalpen. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *2*, 462—491, Wien 1909.
VAN BEMMELEN, R. W.: Zur Mechanik der ostalpinen Deckenbildung. — Geol. Rdsch., *50*, 474 bis 499, Stuttgart 1960.
VETTERS, H.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Österreich und seinen Nachbargebieten. (Eine stratigraphisch-petrographische Übersicht). — X + 342, Wien: Geol. B.-Anst., 1947.
WUNDERLICH, H. G.: Zur tektonischen Synthese der Ost- und Westalpen nach 60 Jahren ostalpiner Deckentheorie. — Geol. en Mijnb., *43*, 33—51, s'Gravenhage 1964.

Kristallin der Böhmischen Masse

BACON, CH.: Moldanubische Orthogneise des niederösterreichischen Waldviertels östlich vom Gföhlergneis. — Tschermaks miner. u. petrogr. Mitt., n. F., *37*, 126—172, Wien 1927.
BECKE, F.: Das niederösterreichische Waldviertel. 1. Übersicht der petrographischen Verhältnisse. — Tschermaks miner. u. petrogr. Mitt., *32*, 185—217, Wien 1914.
BEDERKE, E.: Das Alter des moldanubischen Grundgebirges. — Geol. Rdsch., *45*, 167—175, Stuttgart 1956.
BENEŠ, K.: Zum Problem der moldanubischen und assyntischen Faltung im Kerne der Böhmischen Masse. — Krystalinikum, Contr. Petrol. of Cryst. Compl., *1*, 11—29, Prag 1962.
BOROVICZÉNY, F.: Bericht über die geologischen Aufnahmen auf Blatt Amstetten (53) im Jahre 1965. — Verh. Geol. B.-Anst., A 19—A 20, Wien 1966.
DA COSTA, L. A. M.: Structural evolution of the Southern part of the „Rastenberg" Pluton, Bohemian Massif, Lower Austria. — Verh. Geol. B.-Anst. 1965, A 75—A 76, Wien 1966.
DAVIS, G. L., & SCHREYER, W.: Altersbestimmungen an Gesteinen des ostbayerischen Grundgebirges und ihre geologische Deutung. — Geol. Rdsch., *52*, 146—169, Stuttgart 1962.
DUDEK, A.: Zum Problem der moldanubischen Überschiebung im Nordteil der Thayakuppel. — Geologie, *11*, 757—791, Berlin 1962.
DUDEK, A., & SMEJKAL, V.: Das Alter des Brünner Plutons. — Vestnik ustredn. Ustavu geol., *43*, 45—51, Praha 1968.
DUDEK, A., & SUK, M.: The depth relief of the granitoid plutons of the Moldanubicum. — N. Jb. Geol. Paläont., Abh. *123*, 1—19, Stuttgart 1965.
DUDEK, A., & SUK, M.: Zur geologischen Entwicklung des Moldanubikums. — Ber. geol. Ges. DDR, *10*, 147—161, Berlin 1965.

DUDEK, A., & WEISS, J.: The Moravicum. — In: SVOBODA, J. et al.: Regional geology of Czechoslovakia I. 247—277, Praha: Czech. Acad. Sci. 1966.

EPPENSTEINER, W., LISTABARTH, G., & SOHS, F.: Beitrag zur Geologie des mittleren Kamptales (NÖ-Waldviertel). — Mitt. Ges. Geol. Bergbau Stud. Wien, *10*, 117—122, Wien 1959.

ESSAVY, M. A.: About the origin of Aplitic gneiss and Amphibolite inclusions in Silicate-gneiss and spitz gneiss near Spitz/Donau (Austria). — Jb. Geol. B.-Anst., Sonderband *15*, 91—97, Wien 1970.

EXNER, CH.: Über geologische Aufnahmen beim Bau der Kampkraftwerke (Südliche Böhmische Masse). — Jb. Geol. B.-Anst., *96*, 217—252, Wien 1953.

EXNER, CH.: Vergleichende kristallingeologische Exkursionen im mittleren und nördlichen Teil der Böhmischen Masse. — Der Karinthin, Folge *52*, 136—145, Klagenfurt 1965.

EXNER, CH.: Zur Rastenberger Granittektonik im Bereiche der Kamptalwerke (Südliche Böhmische Masse). — Mitt. Geol. Ges. Wien, *61*, 6—39, Wien 1969.

FISCHER, H.: Das Mühl- und Waldviertel I. Vom Aufbau und Werden einer Landschaft. — Natur und Land, *53*, 81—86, Graz 1967.

FRASL, G.: Anzeichen schmelzflüssigen und hochtemperierten Wachstums an den großen Kalifeldspaten einiger Porphyrgranite, Porphyrgranitgneise und Augengneise Österreichs. — Jb. Geol. B.-Anst., *97*, 91—132, Wien 1954.

FRASL, G.: The Bohemian Massiv in Austria. The Moravian Zone. — Internat. Geol. Congr. XXIII Sess., Prague 1968, Guide to Excursion *32 C*, Austria 13—24, Wien 1968.

FRASL, G.: Zur Metamorphose und Abgrenzung der Moravischen Zone im niederösterreichischen Waldviertel. — Nachr. dtsch. geol. Ges., *2*, 55—60, 1970.

FRASL, G., FREH, W., RICHTER, W., & SCHARBERT, H. G.: Exkursion B/I. Moravikum und Moldanubikum nördlich der Donau. — Fortschr. Miner., *42*, 134—147, 1965.

FRITSCH, W.: Über progressive und retrograde Metamorphosen und Anchizone. — Der Karinthin, Folge *62*, 156—166, Klagenfurt 1970.

FUCHS, G.: Zur Altersgliederung des Moldanubikums Oberösterreichs. — Verh. Geol. B.-Anst., 96—117, Wien 1962.

FUCHS, G.: Kristallin: Mühlviertel und Sauwald, südliche Böhmische Masse. Exkursion III/4. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *57*, 281—289, Wien 1964.

FUCHS, G.: Bericht 1965 über Aufnahmen auf den Blättern Großpertholz (17) und Weitra (18). — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1966, A 24, Wien 1966.

FUCHS, G.: Bericht 1969 über geologische Aufnahmen auf den Blättern Gföhl (20) und Horn (21). — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1970, A 26—A 27, Wien 1970.

FUCHS, G.: Zur Tektonik des östlichen Waldviertels (NÖ). — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1971, 424—440, Wien 1971.

FUCHS, G.: Bericht 1970 über geologische Aufnahmen auf den Blättern Gföhl (20) und Horn (21) sowie eine Vergleichsexkursion entlang der Thaya. — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1971, A 32—A 34, Wien 1971.

FUCHS, G., & THIELE, O. (Mit Beiträgen von W. FUCHS & S. SCHARBERT): Erläuterungen zur Übersichtskarte des Kristallins im westlichen Mühlviertel und im Sauwald, Oberösterreich, 1 : 100.000. — 1—96, Wien: Geol. B.-Anst. 1968.

GRABER, H. V.: Intrusionsfolge, Mischprodukte und Bewegungsvorgänge am Südrande der Böhmischen Masse. — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1936, 149—163, Wien 1936.

GROHMANN, H.: Beitrag zur Geochemie österreichischer Granitoide. — Tscherm. Miner. Petrogr. Mitt., (3), *10*, 436—474, Wien 1965.

GROHMANN, H., & SCHROLL, E.: Zur Frage der Abhängigkeit der Konzentrationen seltener Elemente von der Altersfolge der granitoiden Gesteine der südlichen Böhmischen Masse. — Tschermaks Miner. Petrogr. Mitt., (3), *11*, 348—357, Wien 1969.

HARRE, W., KREUZER, H., LENZ, H., & MÜLLER, P.: Datierungsbericht Nr. 5/67. Zwischenbericht über K/Ar- und Rb/Sr-Datierungen von Gesteinen aus dem ostbayerisch-österr. Kristallin. — B.-Anst. f. Bodenforschg., 1—15, Hannover 1967.

HINTERLECHNER, K.: Beiträge zur Geologie der sogen. „Moravischen Fenster". I. Tischnowitz (Schwarzawa-Kuppel). — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1917, 42—64, Wien 1917.

HÖCK, V.: Bericht 1968 über geologische Aufnahmen auf den Blättern Geras (8) und Retz (9). — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1969, A 32—A 33, Wien 1969.

HÖCK, V.: Bericht 1969 über geologische Aufnahmen auf den Blättern Geras (8), Retz (9) und Horn (21). — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1970, A 32—A 33, Wien 1970.

HOLZER, H.: Niederösterreichische Graphitlagerstätten. Exkursion II/3. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *57*, 163—168, Wien 1964.

HOLZER, H., & WIEDEN, P.: Über Halloysit aus der Graphitlagerstätte Wegscheid bei Mühldorf (Niederösterreich). — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1966, 47—52, Wien 1966.

JÄGER, E., GRÜNENFELDER, M., GRÖGLER, N., & SCHROLL, E.: Mineralalter granitischer Gesteine aus dem österreichischen Moldanubikum. (Weinsberger und Mauthausener Granit). — Tschermaks Miner. u. Petrogr. Mitt., (3), *10*, 528—534, Wien 1965.

JANDA, I., SCHROLL, E., & SEDLAZEK, M.: Zum Problem der geochemischen Unterscheidung von Para- und Orthoamphiboliten am Beispiel einiger Vorkommen des Waldviertels und der Ostalpen. — Tscherm. Miner. u. Petrogr. Mitt., *10*, 552—571, Wien 1965.

KAPPEL, F.: Die Eklogite von Meidling im Tal und Mitterbachgraben im niederösterreichischen Moldanubikum südlich der Donau. — N. Jb. Miner., Abh. *107*, 266—298, Stuttgart 1967.

KESSE, G. O.: Contribution to the geology of the area around Ober-Meisling (Krems valley). — Jb. Geol. B.-Anst., Sonderband *17*, 121—138, Wien 1971.

KHAFFAGY, M.: The genesis of the Spitzer gneisses and the Para-Rock series of the Kamp valley in the Lower Austrian Waldviertel. — Jb. Geol. B.-Anst., Sonderband *15*, 67—81, Wien 1970.

KHAFFAGY, M.: The genesis of the Dobra and Krumau complexes of the Kamp valley in the Lower Austrian Waldviertel. Pt. 2 Mineralogy and petrology. — Jb. Geol. B.-Anst., Sonderband *17*, 139—170, Wien 1971.

KHAFFAGY, M.: Zur Geochemie der Spitzer Gneise und der Paragesteinserie des Kamptales, Niederösterreich. — Jb. Geol. B.-Anst., Sonderband *17*, 171—192, Wien 1971.

KIESLINGER, A.: Die Granitblöcke des Waldviertels. — In: Führer „Die Blockheide Eibenstein", 4—9, Wien 1964.

KLOB, H.: Über das Vorkommen eines porphyrischen Granites im Raume Sandl-Karlstift-Liebenau bei Freistadt im oberösterreichischen Mühlviertel (Granit vom Typ „Karlstift"). — Tschermaks Miner. u. Petrogr. Mitt., *14*, 311—323, Wien 1970.

KLOB, H.: Der Freistädter Granodiorit im österreichischen Moldanubikum. — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1971, 98—142, Wien 1971.

KÖHLER, A.: Zur Kenntnis der Ganggesteine im niederösterreichischen Waldviertel. — Tschermaks Miner. u. Petrogr. Mitt., *39*, 125—203, Wien 1928.

KÖHLER, A.: Petrographische Beobachtungen im Kristallin südlich von Melk. — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1937, 206—212, Wien 1937.

KÖHLER, A.: Die moldanubischen Gesteine des Waldviertels (Niederdonau) und seiner Randgebiete. I. Die petrographischen Verhältnisse. — Fortschr. Miner., *25*, 253—316, Stuttgart 1941.

KÖHLER, A.: Zur Entstehung der Granite der Südböhmischen Masse. — Tscherm. Miner. u. Petrogr. Mitt., (3), *1*, 175—184, Wien 1948.

KÖHLER, A., & MARCHET, A.: Die moldanubischen Gesteine des Waldviertels (Niederdonau) und seiner Randgebiete. — Fortschr. Miner., Kristall., Petrogr., *25*, 253—366, Berlin 1941.

KÖLBL, L.: Zur Deutung der moldanubischen Glimmerschieferzone im niederösterreichischen Waldviertel. — Jb. Geol. B.-Anst., *72*, 81—104, Wien 1922.

KÖLBL, L.: Die Stellung des Gföhlergneises im Grundgebirge des niederösterreichischen Waldviertels. — Tschermaks Miner. u. Petrogr. Mitt., *38*, 508—539, Wien 1925.

KÖLBL, L.: Die geologischen Verhältnisse am Nord- und Nordwestrande des Dunkelsteiner Granulitmassivs. — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1926, 155—161, Wien 1926.

KÖLBL, L.: Vorkommen und Entstehung des Kaolins im niederösterreichischen Waldviertel. — Tschermaks Miner. u. Petrogr. Mitt., *37*, 172—200, Wien 1927.

KÖLBL, L.: Der Südrand der Böhmischen Masse. — Geol. Rdsch., *18*, 321—349, Berlin 1927.

KÖLBL, L.: Das Lebenswerk von Franz Eduard Sueß. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *60*, 5—12, Wien 1968.

KOPECNY, V.: Beitrag zur Petrographie des Bittescher Gneises (Nordteil der Thayakuppel). — Sbornik: Geogr. Geol., *12*, 21—34, Prag 1972.

KÜPPER, H.: Elemente eines Profils von der Böhmischen Masse zum Bakony. — Z. dtsch. geol. Ges., *116*, 308—311, Hannover 1965.

KÜPPER, H., MÜLLER, G. u. Mitarb.: Zur Geologie des Gebietes nordöstlich von Göpfritz a. W., NÖ. — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1971, 393—408, Wien 1971.

KUPKA, J. E.: Bericht über geologische Arbeiten im Gebiete des Truppenübungsplatzes Allentsteig. — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1970, A 34—A 37, Wien 1970.

KURAT, G.: Der Weinsberger Granit im südlichen österreichischen Moldanubikum. — Tscherm. Miner. u. Petrogr. Mitt., (3), *9*, 202—227, Wien 1965.

KURZWEIL, H.: Sedimentpetrographische und mineralogische Untersuchungen an Proben aus Bodenprofilen aus dem Gebiet „der Wild", NÖ. — Geoderma, *2*, 229—243, Amsterdam 1968/69.

MALKOVSKY, M.: Tektogenese der Tafeldecke der Böhmischen Masse in Abhängigkeit von den Faltungsphasen in den Alpen und Karpaten. — Geol. práce, *57*, 307—318, Bratislava 1971.

MARCHET, A.: Der Gabbro-Amphibolitzug von Rehberg im niederösterreichischen Waldviertel. — Sitzber. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl. I, *128*, 215—291, Wien 1919.

MASKA, M., & ZOUBEK, V.: The region of the Moldanubian elevation. — In: ZOUBEK, V. (ed.): Tectonic development of Czechoslovakia. Naklad. Českosl. Akad. Věd., 25—51, Praha 1960.

MATURA, A.: Bericht 1969 über Aufnahmen auf Blatt Mautern (37). — Verh. Geol. B.-Anst.,, Jg. 1970, A 37—A 39, Wien 1970.

MEDWENITSCH, W.: Probleme der Geologie Böhmens. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *51*, 357—360 (Vortragsbericht), Wien 1960.

MOCKER, F.: Der Granit von Maissau. — Tschermaks Miner. u. Petrogr. Mitt., *29*, 334—352, Wien 1910.

NEMEC, D.: Die Metamorphose des NE-Randes des Kernes der Böhmischen Masse. — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1968, 189—203, Wien 1968.

NEMEC, D.: Das Quarzgefüge der Thayakuppel. — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1970, 452—468, Wien 1970.

NEMEC, D.: Ganggesteine aus der Umgebung von Raabs (Niederösterreichisches Waldviertel). — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1972, 247—262, Wien 1972.

NICKEL, E.: Das Mischgestein vom Typus Echsenbach (Niederösterreich) und seine Stellung im Rastenberger Tiefenkörper. — N. Jb. Miner., Abh. *81*, 273—314, Stuttgart 1950.

PACLTOVA, B.: Organic remains (Acritarcha Evitt) from the Precambrian (Algonkian) of the Bohemian Massif. — Paläont. Abh. B, *3*, 563—572, Berlin 1970.

PACLTOVA, M.: The Central Bohemian Pluton — a petrographic review and an attempt at a new genetic interpretation. — Krystalinikum, *3* (Contr. Geol. Petrol. cryst. compl.) 99—131, Prag 1965.

PATEL, P. M.: Structural relationship between the Moldanubicum and Moravicum in the southern part of the Svratka Dome (Bohemian Massif). — Sborník Geol. Ved, Geol. (G), *23*, 7—71, Prag 1972.

REISS, R.: Beiträge zur Kenntnis der Gesteine des niederösterreichischen Waldviertels. — Anz. Österr. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., Jg. 1953, 98—103, Wien 1953.

RICHTER, W.: Petrologische Untersuchungen am Mauthausner Granit im österreichischen Moldanubikum. — Tschermaks Miner. u. Petrogr. Mitt., (3), *10*, 265—296, Wien 1965.

RICHTER, W.: Ergebnisse der mineralogisch-petrographischen Neuuntersuchungen an Graniten des österreichischen Moldanubikums. — Tschermaks Miner. u. Petrogr. Mitt., (3), *13*, 306—308, Wien 1969.

SCHARBERT, H. G.: Die Granulite des südlichen Böhmischen Massivs. — Geol. Rdsch., *52*, 112—123, Stuttgart 1962.

SCHARBERT, H. G.: Zur Nomenklatur der Gesteine in Granulitfazies. — Tschermaks Miner. u. Petrogr. Mitt., (3), 8, 591—598, Wien 1963.

SCHARBERT, H. G.: Die Granulite des südlichen niederösterreichischen Moldanubikums I—III. — N. Jb. Miner., Abh. *100;* 59—86, *101*, 27—66, *101*, 210—231, Stuttgart 1963/64.

SCHARBERT, H. G.: Moldanubikum südlich der Donau. Exkursion A/I. — Fortschr. Miner., *42*, 113—118, Stuttgart 1965.

SCHARBERT, H. G.: Zum Granulitproblem im Niederösterreichischen Moldanubikum. — Freiberger Forsch., H. C, *190*, 63—70, Freiberg/ Sachsen 1965.

SCHARBERT, H. G.: Beobachtungen am Granulitkörper von St. Leonhard am Horner Wald (Nie-

derösterreichisches Waldviertel). — Anz. Österr. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., *104*, 201—205, Wien 1967.

SCHARBERT, H. G.: The Bohemian Massif in Austria, Moldanubian Zone. — Intern. geol. Congr. XXIII. Sess., Prague 1968, Guide to Excursion 32 C, 5—12, Wien 1968.

SCHARBERT, H. G., FRASL, G., FREH, W., & RICHTER, W.: Moravikum und Moldanubikum nördlich der Donau (Exkursion B/I). — Fortschr. Miner., *42*, 134—147, Stuttgart 1965.

SCHARBERT, S.: Mineralbestand und Genesis des Eisgarner Granits im niederösterreichischen Waldviertel. — Tschermaks Miner. u. Petrogr. Mitt., (3), *11*, 388—412, Wien 1966.

SCHERMANN, O.: Über Horizontalseitenverschiebungen am Ostrand der Böhmischen Masse. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., *16*, 89—103, Wien 1966.

SCHERMANN, O.: Bericht über die Aufnahmen auf Blatt 37, „Mautern". — Verh. Geol. B.-Anst., 1971, A 68—A 69, Wien 1971.

SCHMIDT, K.: Europa. — Handb. strat. Geol., *13*/I, Präkambrium, 119—251, Stuttgart: Enke 1966.

SCHUHMANN, H.: Über moldanubische Paraschiefer aus dem niederösterreichischen Waldviertel zwischen Gföhler Gneis und Bittescher Gneis. — Tscherm. Miner. u. Petrogr. Mitt., *40*, 73—187, Wien 1930.

SMEJKAL, V., & SATTRAN, V.: Arbeitsergebnisse des geochronologischen Laboratoriums des UUG in Prag (K-Ar-Methode). — Z. angew. Geol., *7*, 253—255, Berlin 1961.

STILLE, H.: Das mitteleuropäische variszische Grundgebirge im Bilde des gesamteuropäischen. — Geol. Jb., Beih. *2*, 1—138, Hannover 1958.

SUESS, F. E.: Die Beziehungen zwischen dem moldanubischen und dem moravischen Grundgebirge in dem Gebiete von Frain und Geras. — Verh. Geol. R.-Anst., Jg. 1908, 395—412, Wien 1908.

SUESS, F. E.: Die moravischen Fenster und ihre Beziehungen zum Grundgebirge des Hohen Gesenkes. — Denkschr. k. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., *78*, 541—631, Wien 1912.

SUESS, F. E.: Intrusionstektonik und Wandertektonik im variszischen Grundgebirge. — VII + 268, 2 Taf., Berlin: Gebr. Borntraeger 1926.

SUESS, F. E.: Das Großgefüge der Böhmischen Masse. — Cbl. Miner., B, 97—109, Stuttgart 1926.

SUESS, F. E.: Ostalpines und Böhmisches Grundgebirge. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *24*, 28—37, Wien 1932.

SUESS, F. E.: Zur Synthese des Variszischen Baues. (Gibt es einen ostvariszischen Bogen?) — N. Jb. Miner. usw., Beil. Bd. *69*, 1—34, Stuttgart 1932.

SVOBODA, J.: The Moravo-Silesian region. — In: ZOUBEK, V. (ed.): Tectonic development of Czechoslovakia, 86—93, Praha 1960.

SVOBODA, J., et al.: Regional geology of Czechoslovakia. Part. I. The Bohemian Massif. — Geol. Survey ČSSR, 1—668, Praha 1966.

TERTSCH, H.: Studien am Westrande des Dunkelsteiner Granulitmassivs (Geol. Beobachtungen). — Tscherm. Miner. u. Petrogr. Mitt., *34*, 209—254, *35*, 177—214, Wien 1917, 1921.

THIELE, O.: Zum Alter der Donaustörung. — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1961, 131—133, Wien 1961.

THIELE, O.: Physikalische Altersbestimmung an Gesteinen des Mühlviertels. — In: Geologie und Paläontologie des Linzer Raumes. Der Boden von Linz. Katalog des Oö. Landesmus., *6*, 23—33, Linz 1969.

TIELE, O.: Bericht 1969 über Aufnahmen auf Blatt Großsiegharts (7). — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1970, A 65—A 67, Wien 1970.

THIELE, O.: Der österreichische Anteil an der Böhmischen Masse und seine Stellung im variszischen Orogen. — Geologie, *19*, 17—24, Berlin 1970.

TOLLMANN, A.: Ein Querprofil durch den Ostrand der Alpen. — Eclogae geol. Helv., *60*, 109—135, Basel 1967.

VEJAR, Z.: Grundfragen des Moldanubikums und seine Stellung in der Böhmischen Masse. — Geol. Rdsch., *60*, 1455—1465, Stuttgart 1971.

WALDMANN, L.: Das Südende der Thayakuppel. — Jb. Geol. B.-Anst., *72*, 183—204, Wien 1922.

WALDMANN, L.: Zum geologischen Bau der Thayakuppel und ihrer Metamorphose. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *21*, 133—152, Wien 1929.

WALDMANN, L.: Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte der Republik Österreich. Blatt Drosendorf. — 1—64, Wien: Geol. B.-Anst. 1931.

WALDMANN, L.: Beiträge zur Kenntnis der moldanubischen Glimmerschieferzone bei Frain an der Thaya. — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1933, 67—76, Wien 1933.
WALDMANN, L.: Das außeralpine Grundgebirge Österreichs. — In: SCHAFFER, F. X.: Geologie von Österreich, 2. Aufl., 1—104, Wien: Deuticke, 1951.
WALDMANN, L.: Das Lebenswerk von Franz Eduard Suess. — Jb. Geol. B.-Anst., *96*, 193—216, Wien 1953.
WALDMANN, L.: Führer zu geologischen Exkursionen im Waldviertel. — Verh. Geol. B.-Anst., Sonderheft E, 1—26, Wien 1958.
WALDMANN, L.: Zum Aufsatz H. G. Scharbert's „Die Granulite der südlichen Böhmischen Masse." Geol. Rdsch., *52*/1962, 112—123 (Erschienen 1963). — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1963, 157—159, Wien 1963.
WALDMANN, L., GRILL, R., & WEINHANDL, R.: Führer zu geologischen Exkursionen im Waldviertel. — Verh. Geol. B.-Anst., Sonderheft E, 1—26, Wien 1958.
WATZNAUER, A.: Das Kristallin am Nordrand der Böhmischen Masse und seine Beziehungen zum Moldanubikum im Süden und skandinavischen Kristallin im Norden. — Geologie, *17*, 695—702, Berlin 1968.
WIESENEDER, H.: Zum Gesteinsbegriff. — Tschermaks Miner. u. Petrogr. Mitt., (3), *11*, 203—208, Wien 1966.
WIESENEDER, H.: Die Beziehung der Granitoide im Untergrund der Nordalpen zum moldanubisch-moravischen und alpin-karpatischen Kristallin. — Tschermarks Miner. u. Petrogr. Mitt., (3), *11*, 459—474, Wien 1966.
WIESENEDER, H.: Bemerkungen zu Themen des XXII. Internationalen Geologenkongresses in New Delhi (Indien). — Mitt. Geol. Ges. Wien, *58*, 239—245, Wien 1966.
WINKLER, H. G. F.: Fortschritte und Wandel auf dem Gebiet der Gesteinsmetamorphose (Kurzfassung). — Geol. Jb., Beih. *80*, 99—101, Hannover 1969.
WINOGRADOW, A. P., TUGARINOW, A. J., ZHIROWA, V. V., SYKÓW S. I., KNORRE, K. G., & LEBEDEW, V. I.: Über das Alter der Granite und Erzvorkommen in Sachsen. — Freiberger Forsch., H. C, *57*, Geologie, 73—85, Berlin 1959.
WURM, A.: Über den Stand der erdgeschichtlichen Forschung im Kristallin des Moldanubikums und Saxothuringikums Mitteleuropas. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh. 65—82, Stuttgart 1964.
ZOUBEK, V.: Moldanubikum und seine Stellung im geologischen Bau Europas. — Freiberger Forsch., H. C, *190*, 129—148, Leipzig 1965.
ZOUBEK, V.: Einige Hauptmerkmale und Probleme des Präkambriums der Böhmischen Masse und der Westkarpaten im gegenseitigen Vergleich. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *60*, 97—108, Wien 1968.
ZOUBEK, V.: Introduction to the geology of Czechoslovakia for the participants of the 23rd Intern. Geol. Congress. — Vestnik ustredn. ústava geol., *43*, 267—280, Praha 1968.
ZOUBEK, V.: Age relations in metamorphic terrains of the Bohemian massif: some methods and results. — Geol. Assoc. Canada, Spec. Pap. No. *5*, 73—81, Ottawa 1969.

Sedimentanteil der Böhmischen Masse

BACHMAYER, F., & VASICEK, W.: Insektenreste aus dem Perm von Zöbing bei Krems in Niederösterreich. — Ann. Naturhist. Mus. Wien *71*, 13—18, Wien 1967.
BERGER, W.: Neue Pflanzenfunde aus dem Rotliegenden von Zöbing (Niederösterreich). — Anz. Österr. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., Jg. 1951, 288—295, Wien 1951.
BERGER, W.: Lebensbilder aus der Vorzeit Österreichs. II. Die Rotliegend-Wüste von Zöbing. — Natur und Land, *37*, 39—43, Wien 1951.
BRIX, F.: Zusammenfassender geologischer Bericht über die Aufschlußbohrung Mauerbach 1 und 1 a. — Unveröff. Ber. ÖMV, 1—122, Wien 1966.
FLÜGEL, E.: Nichtmarine Muscheln aus dem Jungpaläozoikum von Zöbing (Niederösterreich). — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1960, 78—82, Wien 1960.
GRILL, R., & WALDMANN, L.: Zur Kenntnis des Untergrundes der Molasse in Österreich. — Jb. Geol. B.-Anst., *94*, 1—40, Wien 1951.
KAPOUNEK, J., KRÖLL, A., PAPP, A., & TURNOVSKY, K.: Der mesozoische Sedimentanteil des Festlandsockels der Böhmischen Masse. — Jb. Geol. B.-Anst., *110*, 73—91, Wien 1967.

MALECHA, A., & ŠPINAR, Z. V. (mit Mitw. v. N. BORKOVÁ-GABRIELOVÁ, F. NEMEJC, P. PACLTOVÂ, Z. ŘEHÁKOVÁ & J. SLANSKY): Regelung der Terminologie und Charakteristik der mesozoischen und tertiären stratigraphischen Einheiten des südböhmischen Beckens. — Kong. üb. d. s-böhm. Becken v. 19. September 1960, Prag 1960.

NEMEJC, F.: Contribution to the knowledge of the biostratigraphical conditions in the Eastern part of the South Bohemian basin. — Věstn. Ústř. Ustav. Geol., *33*, 317—330, Prag 1958.

NEMEJC, F.: Bedeutung der Fossilfunde auf der Nova reka für die Stratigraphie des südböhmischen Beckens. — Časopis pro miner. a. geol., *4*, 160—163, Praha 1959.

NEMEJC, F., PACLTOVA, B., & ŠPINAR, Z.: Bericht über die stratigraphische und paläontologische Untersuchung des südböhmischen Tertiärbeckens. — Ber. üb. geol. Unters. im Jahr 1953, 131—138, Prag 1954.

PACLTOVÁ, B.: On some Plant Microfossils from Fresh-water Sediments of the Upper Cretaceous (Senonian) in the South-Bohemian basin I. — Sbornik Ústř. Ústav. Geol., *26*, Ser. paleont., 47—102, Praha 1961.

PACLTOVÁ, B.: Plant microfossils (mainly Sporomorphae) from the lignite deposits near Mydlovary in the Ceské Budojovice Basin (South Bohemia). — Sborn. Ústř. Ústav. Geol., *25*, (Ser. paleont.), 1—68, Prag 1961.

PACLTOVÁ, B.: Derzeitiger Stand der paläobotanischen Erforschung der Kreidesedimente in Böhmen. — Ber. Geol. Ges. DDR, *8*, 237—240, Berlin 1963.

PACLTOVÁ, B., & KONZALOVÁ-MAZANCOVÁ, M.: Einige Schlußfolgerungen aus palynologischen Untersuchungen in der Oberkreide der Böhmischen Masse. — Paläont. Abh. B, *3*, 567—572, Berlin 1970.

PAPP, A., & TURNOVSKY, K.: Die Ergebnisse der Aufschlußarbeiten der ÖMV-AG in der Molassezone Niederösterreichs in den Jahren 1957—1963 II. — Erdöl-Z., *80*, 93—99, Wien 1964.

SCHERMANN, O.: Bericht über die Neukartierung des Perms bei Zöbing (Blätter 21 und 38). — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1971, A 67—A 68, Wien 1971.

TOLLMANN, A.: Die Faziesverhältnisse im Mesozoikum des Molasseuntergrundes der West- und Ostalpen und im Helvetikum der Ostalpen. — Erdöl-Z., *79*, 41—52, Wien 1963.

VOHRYZKA, K.: Geologie und radiometrische Verhältnisse in den jungpaläozoischen Sedimenten von Zöbing, NÖ. — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1958, 182—187, Wien 1958.

WIESENEDER, H.: Vulkanite im Untergrund der Molassezone Niederösterreichs. — Tscherm. Miner. u. Petrogr.. Mitt., *10*, 157—169, Wien 1965.

WIESENEDER, H.: Volcanic rocks in the Basement of the Molasse zone in Eastern Austria. — In: Paleovolcanite of the Bohemian Massif, 179—184, Prag 1966.

Molassezone und inneralpines Tertiär

ABERER, F.: Bau der Molassezone östlich der Salzach. — Z. dtsch. geol. Ges., *113*, 266—279, Hannover 1962.

BACHMANN, A., & PAPP, A.: Vorkommen und Verbreitung der Silicoflagellaten im Neogen Österreichs. — Giorn. Geol., (2), *25*, 117—126, Bologna 1968.

BACHMANN, A., PAPP, A., & STRADNER, H.: Mikropaläontologische Studien im „Badner Tegel" von Frättingsdorf, NÖ. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *56*, 117—210, Wien 1963.

BACHMAYER, F. (Hgeb.): Erdöl in Österreich. — 1—108, Wien: Verlag Natur und Technik 1957.

BERGER, W.: Der gegenwärtige Stand der Tertiärbotanik im Wiener Becken. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 344—350, Stuttgart 1951.

BERGER, W.: Die jungtertiären Floren des Wiener Beckens und ihre Bedeutung für die Paläoklimatologie und Stratigraphie. — Berg- u. Hüttenmänn. Mh., *97*, 125—127, Leoben 1952.

BERGER, W.: Flora und Klima im Jungtertiär des Wiener Beckens. — Z. dtsch. geol. Ges., *105*, 228—233, Hannover 1954.

BERGER, W.: Pflanzenreste aus dem Mittelmiozän (Helvet) des Teiritzberges bei Stetten in Niederösterreich. — Ann. Naturhist. Mus., *61*, 90—95, Wien 1957.

BERGER, W.: Pflanzenreste aus dem Mittelmiozän (Laaer Schichten) von Laa an der Thaya in Niederösterreich. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *61*, 1—5, Wien 1969.

BERGGREN, W. A.: Neogene chronostratigraphy, planktonic foraminiferal zonation, and the radiometric time scale. — Föld. Közl., *101*, 162—169, Budapest 1971.

BOBIES, C. A.: Über die Pedalion-Korallenfazies im Wiener Becken und Eisenstädter Becken. — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1958, 38—44, Wien 1958.

BRIX, F.: Grundzüge der Feld-Radiometrie mit Ergebnissen radiometrischer Messungen in Niederösterreich. — Erdöl-Z., *75*, 9—21, Wien 1959.

BRIX, F.: Chemische und physikalische Hilfsmittel zur stratigraphischen Gliederung fossilarmer Schichten mit Beispielen aus der Molassezone bei Tulln. — Erdöl-Z., *76*, 249—265, Wien 1960.

BRIX, F., & GÖTZINGER, K.: Zur Geologie der Beckenfüllung des Rahmens und des Untergrundes. — Erdöl-Z., *80*, 57—76, Wien 1964.

BRIX, F. E., GÖTZINGER, K. G. H., KRÖLL, A. J., & LOGIGAN, ST. D.: New results of exploration in the molasse-zone of Lower Austria. — Proc. 6th World Petrol Contr., C, Sect. 1, Pap. 3, 1—19, Frankfurt/M. 1963.

BUDAY, T., & CICHA, I.: Neue Ansichten über die Stratigraphie des unteren und mittleren Miozäns des Inneralpinen Wiener Beckens und des Waagtales. — Geol. Práce, *43*, 3—56, Bratislava 1956.

BUDAY, T., & ŠPIČKA, V.: Die zentralkarpatischen Einheiten im Untergrund des tschechoslovakischen Anteils des Wiener Beckens. — Sborn. geol. věd, Geol. (G), *7*, 107—148, Prag 1965.

CICHA, I., & SENEŠ, J.: Probleme der Beziehung zwischen Bio- und Chronostratigraphie des jüngeren Tertiärs. — Geol. Zbornik Slov. Akad. vied, *22*, 209—228, Bratislava 1971.

CICHA, I., HAGN, H., & MARTIN, E.: Das Oligozän und Miozän der Alpen und der Karpaten. Ein Vergleich mit Hilfe planktonischer Organismen. — Mitt. Bayer. Staatssammlung Paläont. histor. Geol. *11*, 279—293, München 1971.

CICHA, I., SENEŠ, J., & TEJKAL, J.: Zur Frage des Helvets s. str. und zum sog. Oberhelvet im paratethyschen Gebiet. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *52*, 74—84, Wien 1960.

CICHA, I., SENEŠ, J., & TEJKAL, J. J.: Proposition pour la création de Néostratotypes et l'établissement d'une échelle chronostratigraphique dite ouverte. — Giorn. Geol., (2), *35*, 297—311, Bologna 1969.

ČTYROKY, P.: Interregional correlation of Rzehakia (Oncophora) series in Euroasia. — Giorn. Geol., (2a), *25*, 273—287, Bologna 1970.

ČTYROKY, P.: Die Molluskenfauna der Rzehakia-(Oncophora-)Schichten Mährens. — Ann. Naturhist. Mus., *76*, 41—141, Wien 1972.

DOLENKO, G. N.: Conditions of the formation of crude oil in deposits of the Vienna Basin (russ.). — Contr. Probl. Orig. and migrat. oil., 238—251, Kiew 1965.

ELLISON, F.: Das Tertiär von Melk und Loosdorf. — Mitt. Alpenländ. Geol. Ver., *33* (= Mitt. Geol. Ges. Wien), 35—86, Wien 1942.

FACHVERBAND der Erdölindustrie Österreichs (Hgeb.): Austria Oil gas. — 1—28, Wien 1971.

FREILINGER, G.: Das Konglomerat von Moosbierbaum (Basis der Molasse) und die Granodiorite des Molasseuntergrundes SW von Tulln. — Diss. Philos. Fak. Univ. Wien, No. 20.968, 1—139, Wien 1963.

FRIEDL, K.: Der Steinberg-Dom bei Zistersdorf und sein Ölfeld. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *29*, 21—290, Wien (1936) 1937.

FRIEDL, K.: Das Wiener Becken. — In: Erdöl in Österreich, 55—75, Wien: Verlag Natur und Technik 1957.

FRIEDL, K.: The oilfields of the Vienna basin. — V. Welterdölkongr., Sect. I, pap. 48, New York 1959.

FRIEDL, K.: Die Tektonik des Wiener Beckens. — Mitt. Geol. Ges., *52*, 123—124, Wien 1960.

FRIEDL, K., & KÖLBL, L.: Erdölfelder, Zentrales Wiener Becken. — Exkursion II/2. Mitt. Geol. Ges. Wien, *57*, 157—161, Wien 1964.

FUCHS, W.: Tertiär und Quartär der Umgebung von Melk. — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1964, 283—299, Wien 1964.

FUCHS, W.: Bericht 1966 über Aufnahmen auf den Blättern Obergrafendorf (55), St. Pölten (56), Spitz (37) und Krems (38). — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1967, A 24—A 26, Wien 1967.

FUCHS, W.: Bericht 1968 über Aufnahmen auf den Blättern Obergrafendorf (55), St. Pölten (56) und Krems (38). — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1969, A 28—A 31, Wien 1969.

GÖTZINGER, G., & VETTERS, H.: Der Alpenrand zwischen Neulengbach und Kogl, seine Abhängigkeit vom Untergrund in Gesteinsbeschaffenheit und Gebirgsbau. — Jb. Geol. B.-Anst., *73*, 1—38, Wien 1923.

GRILL, R.: Stratigraphische Untersuchungen mit Hilfe von Mikrofaunen im Wiener Becken und den benachbarten Molasse-Anteilen. — Öl und Kohle, *37*, 595—602, Berlin 1941.

GRILL, R.: Über mikropaläontologische Gliederungsmöglichkeiten im Miozän des Wiener Beckens. — Mitt. Reichsamt f. Bodenfschg. Zweigst. Wien, *6*, 33—44, Wien 1943.

GRILL, R.: Exkursion in das Korneuburger Becken und das nördliche Inneralpine Wiener Becken. — Verh. Geol. B.-Anst., Sonderheft A, 7—20, Wien 1951.

GRILL, R.: Über die Verbreitung des Badener Tegels im Wiener Becken. — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1955, 113—120, Wien 1955.

GRILL, R.: Die stratigraphische Stellung des Hollenburg-Karlstettener Konglomerats (Niederöst.). — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1957, 113—119, Wien 1957.

GRILL, R.: Erdgeschichte des Bezirkes Korneuburg. — Heimatbuch Korneuburg, 14—50, Korneuburg 1957.

GRILL, R.: Über den geologischen Aufbau des Außeralpinen Wiener Beckens. — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1958, 44—54, Wien 1958.

GRILL, R.: Untergrenze und Gliederung des Miozäns im Wiener Becken. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *52*, 125—132, Wien 1960.

GRILL, R.: Aufnahmen 1960 auf Blatt Krems an der Donau (38), mit Anschlußbegehungen auf Blatt Spitz (37). — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1961, A 33—35, Wien 1961.

GRILL, R.: Aufnahmen 1962 auf den Blättern Krems an der Donau (38) und Spitz (37). — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1963, A 25—A 26, Wien 1963.

GRILL, R.: Erläuterungen zur Geologischen Karte des nö. Weinviertels und zu Blatt Gänserndorf. Flyschausläufer, Waschbergzone und angrenz. Teilen d. flachlag. Molasse, Korneuburg. Becken, Inneralp. Wr. Becken nördl. der Donau. — 1—155, Wien: Geol. B.-Anst. 1968.

GRILL, R.: Bericht 1968 über Aufnahmen auf Blatt Krems an der Donau (38). — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1969, A 31—A 32, Wien 1969.

GRILL, R.: Bericht 1969 über Begehungen auf den Blättern Wien und Preßburg der österreichischen Karte 1 : 200.000. — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1970, A 29—A 32, Wien 1970.

GRILL, R.: Bericht über Begehungen auf den Blättern Wien und Preßburg der Österreichischen Karte 1 : 200.000. — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1971, A 37—A 40, Wien 1971.

GRILL, R., & KAPOUNEK, J.: Waschbergzone und Erdölfelder. Der Außenrand des alpin-karpatischen Gebirges bei Wien. — Exkursion II/1. Mitt. Geol. Ges. Wien, *57*, 147—155, Wien 1964.

GRILL, R., & KÜPPER, H. (unter Mitarb. v. G. GÖTZINGER, E. LICHTENBERGER & G. ROSENBERG): Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Wien 1 : 75.000 (Ausgabe 1952). — 1—138, Wien: Geol. B.-Anst. 1954.

GRILL, R., & WALDMANN, L.: Zur Kenntnis des Untergrundes der Molasse in Österreich. — Jb. Geol. B.-Anst., *94*, 1—40, Wien 1951.

GRILL, R., KAPOUNEK, J., & PAPP, A.: Vienna Basin and Molasse Region north of the Danube. — Internat. geol. Congr.., 23. Sess., Prague 1968, Guide to Exc. 33 C. 5—17, Vienna 1968.

GRILL, R., KAPOUNEK, J., KÜPPER, H., PAPP, A., PLÖCHINGER, B., PREY, S., & TOLLMANN, A.: Neogene Basins and Sedimentary units of the Eastern Alps near Vienna. — Internat. geol. Congr., 23. sess., Guide to Excursion 33 C, Austria, 1—75, Prag 1968.

HAWLE, H., KRATOCHVIL, H., SCHMIED, H., & WIESENEDER, H.: Reservoir geology of the carbonate oil and gas reservoir of the Vienna basin. — Proc. 7th World Petrol. Congr., Pt. 2, 371—395, London 1967.

HÖFER, H.: Das Braunkohlenvorkommen in Hart bei Gloggnitz in Niederösterreich. — Ber. über allgem. Bergmannstag in Wien 1903, 93—99, Wien: Zentralver. Bergwerksbes. Österr. 1904.

HOERNES, R., & AUINGER, M.: Gasteropoden der Meeresablagerungen der ersten und zweiten miocänen Mediterranstufen in der österr.-ungarischen Monarchie. — Abh. k. k. Geol. R.-Anst., *12*, 1—382, Wien 1879—1882.

HOLZKNECHT, M., & SPIČKA, V.: Zum Problem der Grenze zwischen der Lanzendorfer Serie und dem Karpat im Wiener Becken. — Věstnik ústředn. ústavu geol., *44*, 239—246, Praha 1969.

JANOSCHEK, R.: Das Inneralpine Wiener Becken. — In: F. X. SCHAFFER: Geologie von Österreich. 2. Aufl., 252—693, Wien: Deuticke 1951.

JANOSCHEK, R.: Das inneralpine Wiener Becken als Beispiel eines kleinen Sedimentationsraumes mit reicher Ölführung. — Erdöl-Z., *71*, 75—82, Wien 1955.

JANOSCHEK, R.: The inner-alpine Vienna basin. — In: Habitat of Oil, The Amer. Assoc. Petrol. geol., 1134—1152, New York 1958.

JANOSCHEK, R.: Überblick über den Aufbau der Neogengebiete Österreichs. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *52*, 149—158, Wien 1960.

JANOSCHEK, R.: Das Tertiär in Österreich. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *56*, 319—360, Wien 1964.

JANOSCHEK, R. H., & GÖTZINGER, K. G. H.: Exploration from Oil and gas in Austria. — In: The exploration from Petroleum in Europe and North Africa, 161—180, London 1969 (1970).

KAPOUNEK, J., & HORVATH, S.: Die Bohrung Schönkirchen Tief 32 als Beispiel für den Aufschluß einer Lagerstätte im tiefen Anteil der Kalkalpen. — Erdöl-Erdgas-Z., *84*, 396—407, Wien 1968.

KAPOUNEK, J., & PAPP, A.: Der Vulkanismus in der Bohrung Orth 1 und die Verbreitung von Grobschüttungen zwischen dem Spannberger Rücken und der Donau. — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1969, 114—123, Wien 1969.

KAPOUNEK, J., KÖLBL, L., & WEINBERGER, F.: Results of new explorations in the basement of the Vienna Basin. — Proc. 6th World Petrol. Congr., Sect. 1, Frankfurt/M. 1963, 205—220, Frankfurt 1963.

KAPOUNEK, J., PAPP, A., & TURNOVSKY, K.: Grundzüge der Gliederung von Oligozän und älterem Miozän in Niederösterreich nördlich der Donau. — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1960, 217—226, Wien 1960.

KAPOUNEK, J., KAUFMANN, A., KRATOCHVIL, H., & KRÖLL, A.: Die Erdöllagerstätte Schönkirchen Tief im alpin-karpatischen Beckenuntergrund. — Erdöl-Z., *80*, 305—317, Wien 1964.

KAPOUNEK, J., KRÖLL, A., PAPP, A., & TURNOVSKY, K.: Die Verbreitung von Oligozän, Unter- und Mittelmiozän in Niederösterreich. — Erdöl-Erdgas-Z., *81*, 109—116, Wien-Hamburg 1965.

KLAUS, W.: Die Palynologie als stratigraphische Methode im Tertiär. — Hdb. stratigr. Geol. III/1, 359—384, Stuttgart: Enke 1959.

KÖLBL, L.: Sedimentationsformen tortoner Sande im mittleren Teil des inneralpinen Wiener Beckens. — Jb. Geol. B.-Anst., *100*, 117—135, Wien 1957.

KÖLBL, L.: Die Lagerstättenwässer des Matzener Sandes. — Erdöl-Z., *73*, 242—251, Wien 1957.

KÖLBL, L.: Art und Verteilung der Sedimentkörper im Torton des Erdölfeldes Matzen (Wiener Becken). — Eclogae geol. Helv., *51*, 999—1069, Basel 1958.

KÖLBL, L.: Die Tiefenwässer des Erdölfeldes Matzen. — Erdöl-Z., *74*, 406—415, Wien 1958.

KÖLBL, L.: Geologische Studie über die Bildung der tortonen Zwischenhorizonte von Matzen und die Entstehung ihrer Lagerstätten. — Erdöl-Erdgas-Z., *82*, 45—65, Wien 1966.

KÖLBL, L.: Herkunft und Chemismus von Tiefenwässern aus dem Beckenuntergrund von Aderklaa-Breitenlee. — Erdöl-Erdgas-Z., *86*, 52—58, Wien 1970.

KOREN, ST., & WESSELY, K. (Hgeb.): Die österreichische Erdölwirtschaft. — Österr. Inst. Wirtschaftsforschg., Sonderheft H, *10*, 1—37, Wien 1957.

KREJCI-GRAF, K.: Grundfragen der Ölgeologie. — Schr. a. d. Ber. d. Brennstoffgeol., *4*, VI, 182, Stuttgart: Enke 1930.

KREJCI-GRAF, K.: Zur Geochemie des Wiener Beckens III. — Erdöl-Erdgas-Z., *85*, 304—309, Wien 1969.

KREJCI-GRAF, K., ERNST, W., HUBER, W., KRAUS, F., STADLER, G., & WERNER, H.: Zur Geochemie des Wiener Beckens. II. Bor und Jod. — Chemie der Erde, *27*, 143—150, Jena 1968.

KREUTZER, N.: Mächtigkeitsuntersuchungen im Neogen des Ölfeldes Matzen. — Erdöl-Erdgas-Z., *87*, 38—49, Wien 1971.

KRÖLL, A.: Ergebnisse der geophysikalischen Untersuchungen. — Erdöl-Z., *80*, 221—227, Wien 1964.

KRÖLL, A., & WESSELY, G.: Neue Ergebnisse beim Tiefenaufschluß im Wiener Becken. — Erdoel-Erdgas-Z., *89*, 400—413, Wien 1973.

KRÖLL, A., & WIESENEDER, H.: The origin of oil and gas deposits in the Vienna basin (Austria). — Intern. geol. Congr., 24th sess., Montreal 1972, Sect. 5, 153—160, Montreal 1972.

KÜHN, O.: Eine inneralpine Eozänfauna aus Niederösterreich. — Anz. Österr. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., Jg. 1957, 71—76, Wien 1957.

KÜPPER, H.: Geologische Beobachtungen im Raum S und SW von Wien (Flysch, Kalkalpen und Tertiär). — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1953, 71—73, Wien 1953.

KÜPPER, H.: Uroberfläche und jüngste Tektonik im südlichen Wiener Becken. — Kober-Festschr., 376—386, Wien 1953.

KÜPPER, H.: Das Inneralpine Wiener Becken südlich der Donau. — Erläut. z. geol. K. der Umgebg. von Wien (Ausg. 1952), 123—132, Wien: Geol. B.-Anst. 1954.

KÜPPER, H.: Ergebnisse aus dem Ostalpenorogen mit Ausblicken auf östlich anschließende Räume. — Geol. Rdsch., *50*, 457—465, Stuttgart 1960.

KÜPPER, H., & BOBIES, C. A.: Das Tertiär am Ostrande des Anninger. — Jb. Geol. B.-Anst., *77*, 1—27, Wien 1927.

KÜPPER, H., GRILL, R., & ZIRKL, E.: Kieselsintergerölle im Pannon des südlichen Wiener Beckens. — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1958, 188—191, Wien 1958.

LANGER, I. F.: Geologische Beschreibung des Bisamberges. — Jb. Geol. B.-Anst., Jg. 1938, 351—393, Wien 1938.

MARIANI, A., & PAPP, A.: Zur Kenntnis der Molluskenfauna von St. Veit a. d. Triesting (Niederösterreich). — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1966, 141—147, Wien 1966.

MARKS, P.: A revision of the smaller Foraminifera from the Vienna Basin. — Contr. Cushman Found. Foram. Res., *2*, Pt. 2, 33—73, Ithaca 1951.

MARKS, P., & PAPP, A.: Vindobonian. — Giorn. Geol., (2), *37*, 233—235, Bologna 1971.

MEINHOLD, R.: Stand der organisch-geochemischen Forschung in bezug auf erdöl-geologische Probleme. — Z. angew. Geol., *18*, 241—250, Berlin 1972.

MESSINGER, P.: Die Erdölindustrie Österreichs im Jahre 1970. — Erdöl-Erdgas-Z., *87*, 325—329, Wien 1971.

MESSINGER, P., & ORASCH, R.: Erdöl und Erdgas in Österreich. — Erdöl-Erdgas-Z., *86*, 74—81, Wien 1970.

MILLES, R., & PAPP, A.: Über das Vorkommen sarmatischer Schichten im Außeralpinen Wiener Becken. — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1957, 130—136, Wien 1957.

MIRÓ, R. C.: Heavy mineral content of Burdigalian and Helvetian sediments of the Molasse basin, Lower Austria. — Jb. Geol. B.-Anst., Sonderband, *17*, 193—213, Wien 1971.

OBRITZHAUSER-TOIFL, H.: Pollenanalytische (palynologische) Untersuchungen an der untermiozänen Braunkohle von Langau bei Geras, NÖ. — Sitzber. Österr. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., I, *163*, 325—374, Wien 1954.

ÖMV-AG: Jahresübersicht 1971, Ressort Geologie. — 1—11, Wien 1972.

PAPP, A.: Das Sarmat von Hollabrunn. — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1948, 110—112, Wien 1948.

PAPP, A.: Das Pannon des Wiener Beckens. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *39—41*, 99—193, Wien 1951.

PAPP, A.: Zur Kenntnis des Jungtertiärs in der Umgebung von Krems a. d. Donau (NÖ). — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1952, 122—126, Wien 1952.

PAPP, A.: Die Molluskenfauna des Pannon im Wiener Becken. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *44*, 85—222, Wien 1953.

PAPP, A.: Die Molluskenfauna im Sarmat des Wiener Beckens. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *45*, 1—112, 20 Taf., Wien 1954.

PAPP, A.: Bemerkungen über Vorkommen und Variabilität der Bivalvengattung Oncophora. — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1955, 120—133, Wien 1955.

PAPP, A.: Fazies und Gliederung des Sarmats im Wiener Becken. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *47*, 35—98, Wien 1956.

PAPP, A.: Probleme der Grenzziehung zwischen der helvetischen und tortonischen Stufe im Wiener Becken. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *49*, 235—256, Wien 1958.

PAPP, A.: Vorkommen und Verbreitung des Obereozäns in Österreich. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *50*, 251—270, Wien 1958.

PAPP, A.: Die biostratigraphischen Grundlagen der Gliederung des Neogens in Österreich. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *52*, 177—180, Wien 1960.

PAPP, A.: Über das Vorkommen sarmatischer Schichten bei Langenlois am Kamp (NÖ). — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1962, 361—363, Wien 1962.

PAPP, A.: Die biostratigraphische Gliederung des Neogens im Wiener Becken. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *56*, 225—317, Wien 1963.

PAPP, A.: Mollusken aus dem Aderklaaer Schlier. — Ann. Naturhist. Mus. Wien, *71*, 341—346, Wien 1967.

PAPP, A.: Zur Nomenklatur des Neogens in Österreich. — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1968, 9—27, Wien 1968.

PAPP, A.: Die Koordinierung des Miozäns in der Paratethys. — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1969, 2—6, Wien 1969.

PAPP, A., & MARKS, P.: Pannonian. — Giorn. Geol., (2), *37*, 145—146, Bologna 1971.

PAPP, A., & SCHMID, M. E.: Zur Entwicklung der Uvigerinen im Badenien des Wiener Beckens. — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1971, 47—58, Wien 1971.

PAPP, A., & SENEŠ, J.: Sarmatien. — Giorn. Geol., (2), *37*, 175—177, Bologna 1971.

PAPP, A., & THENIUS, E.: Über die Grundlagen der Gliederung des Jungtertiärs und Quartärs in Niederösterreich. — Sitzber. Österr. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., I, *158*, 753—787, Wien 1949.

PAPP, A., & THENIUS, E.: Vösendorf — ein Lebensbild aus dem Pannon des Wiener Beckens. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *46*, 1—109, Wien 1954.

PAPP, A., & TURNOVSKY, K.: Die Entwicklung der Uvigerinen im Vindobon (Helvet und Torton) des Wiener Beckens. — Jb. Geol. B.-Anst., *96*, 117—142, Wien 1953.

PAPP, A., & TURNOVSKY, K.: Die Ergebnisse der Aufschlußarbeiten der ÖMV-AG in der Molassezone Niederösterreichs in den Jahren 1957—1963. II. Paläontologisch-biostratigraphische Ergebnisse. — Erdöl-Z., *80*, 93—99, Wien 1964.

PAPP, A., RÖGL, F., & STEININGER, F.: Führer zur Paratethys-Exkursion 1970 in die Neogen-Gebiete Österreichs. — 1—57, Wien: Paläont. Inst. Wien 1970.

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.-Anst., Jg. 1971, 59—62, Wien 1971.

PAPP, A., RÖGL, A., SENEŠ, J., & STEININGER, F.: Grundlagen der Gliederung im Neogen der Zentralen Paratethys. — Com. Néogène Méditerr., Lyon 1971 (im Druck).

PETRASCHEK, W.: Vulkanische Tuffe im Jungtertiär am Alpenostrande. — Sitzber. Österr. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., I, *149*, 145—154, Wien 1940.

PLÖCHINGER, B.: Der Hauptrandbruch des Wiener Beckens im Raume Perchtoldsdorf—Kalksburg. — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1958, 61—70, Wien 1958.

PLÖCHINGER, B.: Bericht 1968 über Aufnahmen im Gaadener Becken und im Schwechattalgebiet (Blatt 58). — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1969, A 47—A 48, Wien 1969.

PREY, S.: Ergebnisse der bisherigen Forschungen über das Molassefenster von Rogatsboden (NÖ). — Jb. Geol. B.-Anst., *100*, 299—358, Wien 1957.

PREY, S.: Tertiär im Nordteil der Alpen und im Alpenvorland Österreichs. — Z. dtsch. Geol. Ges., *109*, 624—637, Hannover 1958.

RICHTER, M.: Die Molassefenster in der Flyschzone von Niederösterreich. — N. Jb. Geol. Pal., Mh., 31—46, Stuttgart 1950.

RÖGL, F.: Die miozäne Foraminiferenfauna von Laa an der Thaya in der Molassezone von Niederösterreich. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *61*, 63—123, Wien 1969.

ROTH, Z.: Das geologische Profil des Karpatenrandes zwischen den mährischen Beskiden und der mährischen Pforte. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *56*, 503—513, Wien 1964.

RUTSCH, R. F.: Région-type et faciès de la molasse. — Arch. Sci. (Soc. Phys. Hist. natur. Genève), *24*, 11—15, Genève 1971.

SCHAFFER, F. X.: Das Erdölvorkommen in der Urmannsau bei Kienberg, Niederdonau. — Ber. Rst. Bodenfschg., Jg. 1941, 36—38, Wien 1941.

SCHAFFER, F. X., & GRILL, R.: Die Molassezone. — In: F. X. SCHAFFER: Geologie von Österreich. 2. Aufl., 694—760, Wien: Deuticke 1951.

SCHIPPEK, F.: Die Erdgasfelder der Österr. Mineralölverwaltung. — Atti Conv. Milano Giac. gassif. Europa occident., *1*, 283—332, Rom 1959.

SCHLICKUM, W. R.: Die beiden miozänen Brackwasserbecken der süddeutschen Molasse und ihre Molluskenfauna. — Senckenbergiana Lethaea, *52*, 569—581, Frankfurt 1971.

SCHMIDEGG, O.: Bericht über die geologische Aufnahme des Bergbaugebietes von Pitten (Blatt Neunkirchen-Aspang). — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1939, 80—81, Wien 1939.

SCHROLL, E.: Gallium im Erdöl. — Anz. Österr. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., *98*, 105—106, Wien 1961.

SCHÜTT, H.: Die Landschnecken der untersarmatischen Rissoenschichten von Hollabrunn, NÖ. — Arch. Molluskenkde. *96*, 199—222, Frankfurt 1967.

SCHULTZ, O.: Die Selachierfauna (Pisces, Elasmobranchii) des Wiener Beckens und seiner Randgebiete im Badenien (Miozän). — Ann. Naturhist. Mus. Wien, *75*, 311—341, Wien 1971.

SENEŠ, J.: Les problèmes interrégionaux de paléogéographie de la Parathethys. — Giorn. Geol., (2), *35*, 333—339, Bologna 1969.

SENEŠ, J., & MARINESCU, F.: Palaeogeographie des Neogens der zentralen Paratethys. — Com. Mediterr. Neogene Strat., Arb. gr. f. Paratethys, 1—14, Bratislava 1971.

SIEBER, R.: Die Fauna des Schlierbasisschuttes des Steinberggebietes von Zistersdorf (NÖ). — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1953, 202—208, Wien 1953.

SIEBER, R.: Systematische Übersicht der jungtertiären Bivalven des Wiener Beckens. — Ann. Naturhist. Mus., *60*, 169—201, Wien 1955.

SIEBER, R.: Systematische Übersicht der jungtertiären Gastropoden des Wiener Beckens. — Ann. Naturhist. Mus., *62*, 132—192, Wien 1958.

SIEBER, R.: Die Tortonfauna von Steinabrunn bei Drasenhofen (Bez. Mistelbach, NÖ). — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1958, 142—155, Wien 1958.

SIEBER, R.: Zur makropaläontologischen Zonengliederung im österreichischen Tertiär. — Erdöl-Zeitschr. *74*, 108—110, Wien-Hamburg 1958.

SIEBER, R.: Systematische Übersicht der jungtertiären Amphineura, Scaphopoda und Cephalopoda des Wiener Beckens. — Ann. Naturhist. Mus., *63*, 274—278, Wien 1959.

SNASKY, A. N.: Abhängigkeit des spezifischen Gewichts des Erdöls von der stratigraphischen Teufe. — Z. angew. Geol., *7*, 303—306, Berlin 1961.

SOKAL, J.: Geologische Untersuchungen in der Molassezone südlich von Melk. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien, *9*, 53—56, Wien 1958.

SOKOLOW, W. A. et al.: The general schema of petroleum and gas formation, alteration and migration in the earth's crust. — In: Advance in Organic Geochemistry, 279—288 (Pergamon Press) 1969.

SPÖRKER, H.: The mechanical problems of drilling to great depths. — 8th World Petrol. Congr. Moscow Proc. Geophys. Explor. drilling et Product., *3*, 123—129, London 1971.

STEININGER, F.: Die Molluskenfauna aus dem Burdigal (Unter-Miozän) von Fels am Wagram in Niederösterreich. — Denkschr. Österr. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., *110*, Abh. 5, 1—87, Wien 1963.

STEININGER, F.: Bericht 1966 über Aufnahmen im Tertiär und Quartär des Horner Beckens auf Blatt 4555 (Horn). — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1967, A 45—A 47, Wien 1967.

STEININGER, F.: Bericht 1967 über Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 4555 (Horn). — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1968, A 60—A 61, Wien 1968.

STEININGER, F.: Bericht 1968 über Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 4555 (Horn). — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1969, A 69—A 73, Wien 1969.

STEININGER, F., SENEŠ, J. et Mitarb.: Die Eggenburger Schichtengruppe und ihr Stratotypus. — Chronostratigraphie und Neostratotypen. Miozän der Zentralen Paratethys, *2*, 1—827, Bratislava 1971.

STOWASSER, H.: Einige Bausteine zur Tektogenese des Wiener Beckens. — Erdöl-Z., *74*, 395—400, Wien 1958.

STOWASSER, H.: Strukturbildung am Steinbergbruch im Wiener Becken. — Erdöl-Erdgas-Z., *82*, 188—191, Wien-Hamburg 1966.

STRADNER, H.: Bericht 1961 über Vorkommen von kieselschaligen Mikrofossilien im Tertiär des nördlichen Niederösterreich. — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1962, A 107—A 108, Wien 1962.

STRADNER, H.: Die Ergebnisse der Aufschlußarbeiten der ÖMV-AG in der Molassezone Niederösterreichs in den Jahren 1957—1963 III. Ergebnisse der Nannofossil-Untersuchungen. — Erdöl-Z., *80*, 133—139, Wien 1964.

STRADNER, H.: On the ultrastructure of Miocene Archaeomonadaceae (Phytoflagellates) from Limberg, Lower Austria. — Proc. 2nd Plankt. Conf. Roma 1970, *2*, 1183—1199, Rom 1971.

STRAUSZ, L.: Über die pannonische Stufe (Pliozän). — Föld. Közl., *101*, 118—119, Budapest 1971.

SVAGROVSKY, J.: Das Sarmat der Tschechoslowakei und seine Molluskenfauna. — Acta Geol. et Geogr. Univ. Comenianae, Geol. No. 26, 1—473, Bratislawa 1971.

TAUBER, A. F.: Die Bedeutung rezenter mariner und limnischer Geröllwanderung für das Auftreten von exotischen Geröllen mit Beispielen aus den tertiären Sedimenten des Wiener Beckens. — Jb. R. Stelle Bodenforschg., *61*, 79—108, Berlin 1941.

THENIUS, E.: Die jungtertiären Wirbeltierfaunen und Landfloren des Wiener Beckens und ihre Bedeutung für die Neogenstratigraphie. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *52*, 203—209, Wien 1960.

TOLLMANN, A.: Die Mikrofauna des Burdigal von Eggenburg (Niederösterreich). — Sb. Österr. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., *166*, 165—213, Wien 1957.

TOTH, G.: Paläobiologische Untersuchungen über die Tortonfauna der Gaadener Bucht. — Palaeobiologica, *7*, 496—530, Wien 1942.

TOTH, G.: Das Torton von Perchtoldsdorf. — Annal. Naturhist. Mus., *56*, 400—409, Wien 1948.

TOTH, G.: Zur Kenntnis des österreichischen Miozäns. — Annal. Naturhist. Mus., *57*, 163—178, Wien 1950.

TRAUTH, F.: Das Eozänvorkomen bei Radstadt im Pongau und seine Beziehungen zu den gleichaltrigen Ablagerungen bei Kirchberg am Wechsel und Wimpassing am Leithagebirge. — Denkschr. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., *95*, 171—278, Wien 1928.

TURNOVSKY, K.: Zonengliederung mit Foraminiferenfaunen und Ökologie im Neogen des Wiener Beckens. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *56*, 211—224, Wien 1963.

VASS, D., BAGDASARJAN, G. P., & KONEČNY, V.: Absolute age of several stages of the West-Carpathian Miocene. — Geol. prace, *51*, 91—97, Bratislava 1970.

VEIT, E.: Molasse und alpin-karpatischer Überschiebungsrand in Niederösterreich und Südmähren. — N. Jb. Geol. Pal., Abh. *97*, 149—188, Stuttgart 1953.

VERHOEVE, D.: Identification of the benthonic Foraminifera of the „Badener Tegel", Early Tortonian, at Sooss near Baden, Austria, illustr. by some scanning electron microscope photographs. — Bull. Soc. belge Géol., Paléont., Hydrol., *79*, 25—54, Bruxelles 1970.

VETTERS, H.: Die Braunkohlenvorkommen bei Neulengbach, Starzing und Hagenau in Niederösterreich. — Jb. Geol. B.-Anst., *73*, 39—61, Wien 1923.

WANDERER, E.: Beiträge zur Sedimentpetrographie des Flysch-Molasse-Randes zwischen Neulengbach und Sieghartskirchen. — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1969, 73—98, Wien 1969.

WEINHANDL, R.: Stratigraphische Ergebnisse im mittleren Miozän des Außeralpinen Wiener Beckens. — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1957, 120—130, Wien 1957.

WIESENEDER, H.: Die Verteilung der Schwermineralien im nördlichen Inneralpinen Wiener Becken und ihre geologische Deutung. — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1952, 207—222, Wien 1952.

WIESENEDER, H.: Das Gestaltungsbild des Wiener Beckens. — Petermanns Geogr. Mitt., Erg. H. No. 262, 183—197, Gotha 1957.

WIESENEDER, H.: Zur Lithogenesis des Matzener Sandes. — Erdöl-Z., *74*, 403—405, Wien-Hamburg 1958.

WIESENEDER, H.: Zur Erdölgeologie des Wiener Beckens. — Z. dtsch. geol. Ges., *109*, 652—653, Hannover 1958.

WIESENEDER, H.: Das Wiener Becken als Erdölprovinz. — Erdöl und Kohle, *12*, 533—537, Berlin 1959.

WIESENEDER, H.: Ergebnisse sedimentologischer und sedimentpetrographischer Untersuchungen im Neogen Österreichs. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *52*, 213—223, Wien 1960.

WIESENEDER, H.: Die Erdöl-Muttergesteinsfrage im Wiener Becken. — Erdöl-Z., *80*, 479—486, Wien 1964.

WIESENEDER, H.: Klassifikation und Entstehung terrigener und karbonatischer Sedimentgesteine. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *64*, 219—236, Wien 1972.

WIESENEDER, H., & MAURER, I.: Ursachen der räumlichen und zeitlichen Änderung des Mineralbestandes der Sedimente des Wiener Beckens. — Eclogae geol. Helv., *51*, 1155—1172, Basel 1958.

WIESENEDER, H., & SCHARBERT, S.: Ein Latit-Tuffit in der Laaer Serie („Helvet") des Wiener Beckens. — Tschermaks Miner. u. Petrogr. Mitt., *14*, 159—167, Wien 1970.

WIESENEDER, H., & ZIRKL, E. J.: Glastuffit von Linenberg bei Zistersdorf. — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1957, 136—145, Wien 1957.

WINKLER-HERMADEN, A.: Die jungtertiären Ablagerungen an der Ostabdachung der Zentralalpen und das inneralpine Tertiär. — In: F. X. SCHAFFER: Geologie von Österreich, 2. Aufl., 414—524, Wien: Deuticke 1951.

WOLETZ, G.: Die Bedeutung der Schwermineral-Analyse für die Stratigraphie und ihre Anwendung in Österreich. — Erdöl-Z., *71*, 53—55, Wien 1955.
WOLETZ, G.: Die Schwermineral-Analyse als Hilfsmittel für Prospektion und Stratigraphie. — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1958, 172—182, Wien 1958.

Waschbergzone

AL-SHAIBANI, S. K.: An Upper Maastrichtian foraminiferal fauna from Dörfles, Lower Austria. — Jb. Geol. B.-Anst., Sonderband *17*, 105—119, Wien 1971.
ANDRUSOV, D.: Sedimentationszonen in der Nordkarpatischen Geosynklinale. — Geol. Rdsch., *56*, 69—78, Stuttgart 1967.
BACHMANN, A.: Silicoflagellaten aus dem Eggenburgien von Ernstbrunn (NÖ). — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1971, 552—569, Wien 1971.
BACHMAYER, F.: Das Mesozoikum der niederösterreichischen Klippen. — Z. dtsch. geol. Ges., *109*, 659—660, Hannover 1958.
BACHMAYER, F.: Bericht über Aufsammlungsergebnisse im Jahre 1957: Die Haidhofschichten im Raum von Ernstbrunn und Asparn a. d. Zaya auf Kartenblatt Mistelbach (24). — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1958, 293—295, Wien 1958.
BACHMAYER, F.: Bericht über Aufsammlungs- und Kartierungsergebnisse. Die Bruderndorfer Schichten (Danien) der Waschbergzone auf den Blättern Stockerau (40) und Mistelbach (24). — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1960, A 118—A 119, Wien 1960.
BACHMAYER, F.: Bericht über Kartierungs- und Aufsammlungsergebnisse im Bereich der Waschbergzone auf Blatt Stockerau (40). — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1961, A 14—A 17, Wien 1961.
BACHMAYER, F.: Bericht über Detailkartierung und Aufsamlungsergebnisse im Bereich der Waschbergzone auf Blatt Stockerau (40): Die eozänen Niederhollabrunner Kalke (Pfaffenholzschichten). — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1962, A 13, Wien 1962.
BACHMAYER, F.: Beiträge zur Paläontologie oberjurassischer Riffe. II. Die Aptychen der Klentnitzer Serie in Österreich. — Ann. Naturhist. Mus. Wien, *66*, 125—138, Wien 1963.
BACHMAYER, F.: Untersuchung einer Kluftfüllung im Steinbruch Staatz (Kantendorf), nördliches Niederösterreich. — Ann. Naturhist. Mus. Wien, *67*, 181—187, Wien 1964.
BACHMAYER, F., & GRILL, R.: Exkursion Waschbergzone (äußere Klippenzone). Exkursionsführer zur Tagung Geol. Ges. Wien 1958. — 1—8, Wien 1958.
CICHA, I., CHMELIK, F., PICHA, F., & STRÁNIK, Z.: Übersicht über den heutigen Stand der Forschungen in der Molassezone Ždanicer-Pouzdřaner Einheit Süd-Mährens. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *56*, 445—468, Wien 1964.
ČTYROKY, P.: Die eozäne Fauna der Moutnice-Kalke (Südmähren). — Sbornik geol. Věd, Paleont., *8*, 71—102, Prag 1966.
FLÜGEL, E., & FRANZ, H. E.: Über die lithogenetische Bedeutung von Coccolithen in Malmkalken des Flachwasserbereiches.— Eclogae geol. Helv., *60*, 1—17, Basel 1967.
GLAESSNER, M. F.: Geologische Studien in der äußeren Klippenzone. — Jb. Geol. B.-Anst., *81*, 1—23, Wien 1931.
GLAESSNER, M. F.: Die alpine Randzone nördlich der Donau und ihre erdölgeologische Bedeutung. — Petroleum, *33*, No. 43, 1—8, Berlin-Wien 1937.
GOHRBANDT, K.: Die Kleinforaminiferenfauna des obereozänen Anteils der Reingruber Serie bei Bruderndorf (Bezirk Korneuburg, Niederösterreich). — Mitt. Geol. Ges. Wien, *54*, 55—145, Wien 1962.
GRILL, R.: Der Flysch, die Waschbergzone und das Jungtertiär um Ernstbrunn (Niederösterreich). — Jb. Geol. B.-Anst., *96*, 65—116, Wien 1953.
GRILL, R.: Erläuterungen zur Geologischen Karte der Umgebung von Korneuburg und Stockerau. 1 : 50.000. Ausgabejahr 1957. — 1—52, Wien: Geol. B.-Anst. 1962.
GRILL, R.: Erläuterungen zur geologischen Karte des nordöstlichen Weinviertels und zu Blatt Gänserndorf. — 1—155, Wien: Geol. B.-Anst. 1968.
HOLZER, H., & KÜPPER, K.: Geologische Beobachtungen am Hollingstein (Waschbergzug). — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1953, 146—150, Wien 1953.
KOHN, V.: Geologische Beschreibung des Waschbergzuges. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *4*, 117—142, 1 Taf., Wien 1911.

KÜHN, O.: Neue Untersuchungen über die dänische Stufe in Österreich. — Rept. Internat. Geol. Congr. 21. Sess.; Pt. V, 161—169, Kopenhagen 1960.
KÜHN, O.: Die Bruderndorfer Schichten nördlich Wien. — Anz. Österr. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., Jg. 1960, 49—52, Wien 1960.
KÜHN, O.: Eozänkorallen aus Österreich. — Sitzber. Österr. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., I, *175*, 317—355, Wien 1966.
KÜHN, O. et al.: Das Danien der äußeren Klippenzone bei Wien. — Geol. pal. Abh., n. F., *17*, 493—576, Jena 1930.
KÜPPER, H., & RUTTNER, A. W.: Bericht über die Tätigkeit der Anstalt. — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1970, A 3—A 16, Wien1970.
PAPP, A.: Die Fauna der Michelstettener Schichten in der Waschbergzone (Niederösterreich). — Mitt. Geol. Ges. Wien, *53*, 209—248, Wien 1961.
PAPP, A.: Die Nummulitenfauna vom Michelberg (Waschbergzone) und aus dem Greifensteiner Sandstein (Flyschzone). — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1962, 281—290, Wien 1962.
PETRASCHECK, W.: Zur Frage des Waschberges und der alpin-karpathischen Klippen. — Verh. Geol. R.-Anst., Jg. 1914, 146—152, Wien 1914.
PREY, S.: Vergleichende Betrachtungen über Westkarpaten und Ostalpen im Anschluß an Exkursionen in die Westkarpaten. — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1965, 69—107, Wien 1965.
RIEDL, H.: Beiträge zur Morphologie des Gebietes der Leiser Berge und des Falkensteiner Höhenzuges. — Mitt. Österr. Geogr. Ges., *102*, 65—76, Wien 1960.
RZEHAK, A.: Die Foraminiferenfauna der alttertiären Ablagerungen von Bruderndorf in Niederösterreich. — Ann. Naturhist. Mus. Wien, *6*, 1—12, Wien 1891.
SIEBER, R.: Eozäne und oligozäne Makrofaunen Österreichs. — Sber. Öster.. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., I, *162*, 359—376, Wien 1953.
SIEBER, R.: Der Stand der Erforschung des österreichischen Mitteleozäns. — Ann. Int. geol. Publ. Hungar., *54*,275—278, Budapest 1971.
STRADNER, H.: Bericht 1961 über die Aufsammlung von mesozoischen und alttertiären Nannoplanktonmaterialien aus der Waschbergzone (Niederösterreich). — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1962, A 106—A 107, Wien 1962.
STRADNER, H.: New contributions to Mesozoic stratigraphy by means of nannofossils. — Sixth World Petrol. Congr., Sect. 1, Pap. 4, 1—6, Frankfurt 1963.
TERCIER, J.: Sur l'extension de la zone ultrahelvétique en Autriche. — Eclogae geol. Helv., *29*, 213—250, Basel 1936.

Flysch- und „Klippen"zonen

ABERER, F.: Beiträge zur Stratigraphie und Tektonik der Randzonen der nördlichen Kalkalpen zwischen Neustift und Konradsheim. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *39—41*, 1—73, 3 Taf., Wien 1951.
ANDRUSOV, D.: Die geologische Entwicklung der Klippenzone und der zentralen Westkarpaten. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *51*, 1—18, Wien 1960.
ANDRUSOV, D.: Neues in der Deutung des Baues der inneren Klippenzone der Karpaten. — Abh. dtsch. Akad. Wiss., Kl. III, 59—61, Berlin 1960.
ANDRUSOV, D.: Sedimentationszonen in der Nordkarpatischen Geosynklinale. — Geol. Rdsch., *56*, 69—78, Stuttgart 1967.
ANDRUSOV, D.: Grundriß der Tektonik der nördlichen Karpaten. — Slow. Akad. Wiss., 1—188, Bratislava 1968.
BACHMAYER, F.: Ein bemerkenswerter Fund: Myrica-Früchte im Flyschharz. — Ann. Naturhist. Mus. Wien, *72*, 639—643, Wien 1968.
BERGER, W.: Die Pflanzenreste im Flysch. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *58*, 233—239, Wien 1966.
BERGER, W.: Ein Marattiaceen-Stammrest aus dem Oberkreideflysch von Wien-Rosental. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *59*, 151—155, Wien 1967.
BERTLE, H.: Steinbruch Dopplerhütte. Ein Beispiel der Verformung geologischer Körper vor den Toren Wiens. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., *19*, 189—194, Wien 1970.
BIRKENMAJER, K.: Remarks on the geology of Grestener Klippenzone, Voralpen (Austria). — Bull. Acad. Polon. Sci., Sér. Sci. géol., *9*, 205—211, Krakau 1961.

BIRKENMAJER, K.: Remarks on the geology of the Pieninische Klippenzone near Vienna (Austria). — Bull. Acad. Polon. Sér. Sci., géol., *10*, 19—25, Krakau 1962.

BORZA, K.: Die Mikrofazies und Mikrofossilien des Oberjuras und der Unterkreide der Klippenzone der Westkarpaten. — Slowak. Akad. Wiss., 1—301, Bratislava 1969.

BOUMA, A. H.: Sedimentology of some Flysch deposition. A graphic approach to facies interpretation. — 1—168, Amsterdam: Elsevier 1962.

BRINKMANN, R.: Die Ammoniten der Gosau und des Flysches in den nördlichen Ostalpen. — Mitt. geol. Staatsinst., *15*, 1—14, Hamburg 1935.

BRINKMANN, R., GUNDLACH, K., LIEGTERS, H., & RICHTER, W.: Mesozoische Epirogenese und Palaeogeographie in den österreichischen Nordalpen. — Geol. Rdsch., *28*, 438—447, Stuttgart 1937.

BRIX, F.: Beiträge zur Stratigraphie des Wienerwaldflysches auf Grund von Nannofossilfunden. — Erdöl-Z., *77*, 89—100, Wien 1961.

BRIX, F.: Neue Beiträge zur Geologie der Flyschzone bei Wien. Vortrag. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *57*, 675, Wien 1965.

BRIX, F.: On the stratigraphy and lithology of the Flysch Zone in the surroundings of the Hagenbach-Valley (Northern Vienna woods), Austria. — Ann. Soc. géol. Pologne, *39*, 455—469, Krakau 1969.

BRIX, F.: Der Raum von Wien im Lauf der Erdgeschichte. — In: Naturgeschichte Wiens I, 27—190, Wien: Jugend und Volk 1970.

BRIX, F., & GÖTZINGER, K.: Die Ergebnisse der Aufschlußarbeiten der ÖMV-AG in der Molassezone Niederösterreichs in den Jahren 1957—1963. I. — Erdöl-Z., *80*, 57—76, Wien 1964.

CISZEWSKA, K., & KSIAZKIEWICZ, K.: Ein Vergleich des Wienerwald-Flysches mit dem Karpaten-Flysch. — Bull. Acad. Polon. Sci. (A), 1937, 493—507, Krakau 1937.

EXNER, CH., & ZIRKL, E.: Serpentin und Ophikalzit vom Steinbruch „Tommach" bei Gstädt (Klippenzone bei Waidhofen a. d. Ybbs). — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1962, 45—49, Wien 1962.

FAUPL, P.: Der Granit des Leopold-von-Buch-Denkmales (Vorbericht). — Anz. Österr. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl. *109*, 158—164, Wien 1973.

FAUPL, P., GRÜN, W., LAUER, G., MAURER, R., PAPP, A., SCHNABEL, W., & STURM, M.: Zur Typisierung der Sieveringer Schichten im Flysch des Wienerwaldes. — Jb. Geol. B.-Anst., *113*, 73—158, Wien 1970.

FRIEDL, K.: Stratigraphie und Tektonik der Flyschzone des östlichen Wienerwaldes. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *13*, 1—80, 2 Taf., Wien 1920.

FRIEDL, K.: Über die Beziehungen der nordalpinen zur karpathischen Flyschzone. — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1922, 72—75, Wien 1922.

FRIEDL, K.: Über die Bedeutung der den Außenrand unserer Flyschzone durchsetzende Querbrüche. — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1922, 132—136, Wien 1922.

FRIEDL, K.: Zur Tektonik der Flyschzone des östlichen Wienerwaldes. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *23*, 128—141, 2 Taf., Wien 1931.

FUCHS, TH.: Welche Ablagerungen haben wir als Tiefseebildungen zu betrachten. — N. Jb. Miner. etc., Beil. Bd. *2*, Stuttgart 1883.

FUCHS, W.: Neue Funde tieferer Oberkreide in der Flyschzone bei Wien. — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1963, 24—28, Wien 1963.

GASSER, U.: Erste Resultate über die Verteilung von Schwermineralen in verschiedenen Flyschkomplexen der Schweiz. — Geol. Rdsch., *56*, 300—308, Stuttgart 1967.

GÖTZINGER, G.: Abriß der Tektonik des Wienerwaldflysches. — Ber. R.-Anst. f. Bodenfschg., *5/8*, 73—80, Wien 1944.

GÖTZINGER, G.: Analogien im Eozänflysch der mährischen Karpaten und der Ostalpen. — Ber. R.-Anst. f. Bodenfschg., 1944, 139—160, Wien 1944.

GÖTZINGER, G.: Landschafts- und formenkundliche Lehrwanderungen im Wienerwald. — 1—55, 8 Taf., Wien: Touristik-Verlag 1946.

GÖTZINGER, G.: Neue Funde von Fossilien und Lebensspuren und die zonare Gliederung des Wienerwaldflysches. — Jb. Geol. B.-Anst., *94*, 223—272, Wien 1951.

GÖTZINGER, G.: Der Flysch zwischen Wien und Salzburg. — Verh. Geol. B.-Anst., Sonderheft C, 95—98, Wien 1952.

GÖTZINGER, G.: Die Flyschzone. — In: Erläuterung geol. Karte Umgebung Wien 1 : 75.000 (Ausg. 1952), 43—93, Wien (Geol. B.-Anst.) 1954.

GÖTZINGER, G., & BECKER, H.: Zur geologischen Gliederung des Wienerwaldflysches (Neue Fossilfunde). — Jb. Geol. B.-Anst., *82*, 343—396, Wien 1932.

GÖTZINGER, G., & BECKER, H.: Zur Stratigraphie des Wienerwaldflysches östlich der Traisen. — Anz. Österr. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., Jg. 1933, 33—36, Wien 1933.

GÖTZINGER, G., & BECKER, H.: Neue geologisch-stratigraphische Untersuchungen im Flysch des Wienerwaldes. — Anz. Österr. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., Jg. 1934, 1—6, Wien 1934.

GÖTZINGER, G., & BECKER, H.: Neue Fährtenstudien im ostalpinen Flysch. — Senckenbergiana, *16*, 77—94, Frankfurt 1934.

GÖTZINGER, G., & EXNER, CH: Kristallingerölle und -scherlinge des Wienerwaldflysches und der Molasse S der Donau. — Skizz. z. Antlitz d. Erde (Kober-Festschr.), 81—106, Wien 1953.

GÖTZINGER, G., & VETTERS, H.: Der Alpenrand zwischen Neulengbach und Kogl, seine Abhängigkeit vom Untergrund in Gesteinsbeschaffenheit und Gebirgsbau. — Jb. Geol. B.-Anst., *73*, 1—38, Wien 1923.

GOTTSCHLING, P.: Zur Geologie der Hauptklippenzone und der Laaber Teildecke im Bereich der Glashütte bei Bernreith (Niederösterreich). — Mitt. Geol. Ges. Wien, *58*, 23—86, Wien 1966.

GRILL, R.: Beobachtungen an Großaufschlüssen im Flysch des Wienerwaldes. — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1962, 249—258, Wien 1962.

GRÜN, W.: Die Autobahnaufschlüsse im Bereich der Westeinfahrt Wien. — Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 1—234, Wien 1967.

GRÜN, W.: Flysch microfauna of the Hagenbach valley (Northern Vienna woods), Austria. — Ann. Soc. géol. Pologne, *39*, 305—334, Krakau 1969.

GRÜN, W., LAUER, G., NIEDERMAYER, G., & SCHNABEL, W.: Die Kreide-Tertiärgrenze im Wienerwaldflysch bei Hochstraß (Niederösterreich). — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1964, 226—283, Wien 1964.

GRÜN, W., KITTLER, G., LAUER, G., PAPP, A., & SCHNABEL, W.: Studien in der Unterkreide des Wienerwaldes. — Jb. Geol. B.-Anst., *115*, 103—186, Wien 1972.

HARTL, H.: Die Kalkalpen-Flyschgrenze in Niederösterreich. — Erdöl-Z., *67*, 59—61, Wien 1951.

HEKEL, H.: Nannoplanktonhorizonte und tektonische Strukturen in der Flyschzone nördlich von Wien (Bisambergzug). — Jb. Geol. B.-Anst., *111*, 293—337, Wien 1968.

HILTERMANN, H.: Neuere paläontologische Daten zum Flysch-Problem. — Erdöl-Erdgas-Z., *84*, 151—157, Wien 1968.

JAEGER, R.: Grundzüge einer stratigraphischen Gliederung der Flyschbildungen des Wienerwaldes. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *7*, 122—172, Wien 1914.

JANOSCHEK, R., KÜPPER, H., & ZIRKL, E. J.: Beiträge zur Geologie des Klippenbereiches bei Wien. —Mitt. Geol. Ges. Wien, *47*, 235—308, Wien 1956.

KIESLINGER, A.: Zur Geschichte des Wiener Sandsteins. — Unsere Heimat, n. F., *11*, 151—200, Wien 1938.

KRÖLL, A., & WESSELY, G.: Neuere Erkenntnisse über Molasse, Flysch und Kalkalpen auf Grund der Ergebnisse der Bohrung Urmannsau 1. — Erdöl-Z., *83*, 342—353, Wien 1967.

KRYSTYN, L.: Fauna und Fazies der Klausschichten (Dogger/Oxford) im Ostteil der Nördlichen Kalkalpen (Österreich). — Diss. Philos. Fak. Univ. Wien, No. 24.005, 1—183, Wien 1971.

KSIAZKIEWICZ, M.: Geology of the Northern Carpathians. — Geol. Rdsch., *45*, 369—411, Stuttgart 1957.

KSIAZKEWICZ, M.: Sedimentation in the Carpathian flysch sea. — Geol. Rdsch., *47*, 418—425, Stuttgart 1958.

KSIAZKIEWICZ, M.: Observations on the ichnofauna of the Polish Carpathians. — In: CRIMES, T. P., & HARPER, J. C.: Trace fossils, 283—322, Liverpool: Seel House Press 1970.

KUENEN, PH. H.: Problems concerning source and transportation of Flysch sediments. — Geol. en Mijnbouw, n. s., *20*, 329—339, s'Gravenhage 1958.

KUENEN, PH. H., & CAROZZI, A.: Turbidity currents and sliding in geosynklinal basins of the Alps. — J. Geol., *61*, 363—373, Chicago 1953.

KUENEN, PH. H., & MIGLIORINI, C. I.: Turbidity currents as a cause of graded bedding. — J. Geol., *58*, 91—127, Chicago 1950.

KÜPPER, H.: Beobachtungen in der Hauptklippenzone bei Stollberg, NÖ. — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1962, 263—268, Wien 1962.
KÜPPER, H.: Wiener Sandstein und Flysch (Bemerkungen zu Fragen klassischer und moderner Nomenklaturen). — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1962, 246—249, Wien 1962.
KÜPPER, I.: Alttertiäre Foraminiferenfaunen in Flyschgesteinen aus dem Untergrund des nördlichen Inneralpinen Wiener Beckens (Österr.). — Jb. Geol. B.-Anst., *104*, 239—271, Wien 1961.
KUNZ, B. W. L.: Die Fauna der Neuhauser Schichten von Waidhofen a. d. Ybbs, NÖ (Dogger, Klippenzone). — Sitzber. Österr. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., I, *173*, 231—276, Wien 1964.
LAUER, G.: Der Kalkalpennordrand im Raume von Ybbsitz. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., *19*, 103—130, Wien 1970.
LAUER, G.: Die Nannoflora des Steinbruches Sievering. — Jb. Geol. B.-Anst., *113*, 82—92, Wien 1970.
LEUCHS, K.: Die Beziehungen zwischen Gosau- und Flyschfazies. — Sitzber. Österr. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., I, *156*, 167—180, Wien 1947.
MAHEL, M.: Charakteristische Züge der Westkarpaten-Geosynklinale und die Beziehungen einiger ihrer Einheiten zu solchen der Ostalpen. — Jb. Geol. B.-Anst., *106*, 429—447, Wien 1963.
MATEJKA, A., & LESKO, B.: Der Flysch und die innere Klippenzone in der Ostslowakei zwischen Hanusovice und Humeneré. — Geol. Sbornik, *4*, 160—162,Bratislava 1953.
NIEDERMAYR, G.: Beiträge zur Sedimentpetrographie des Wienerwald-Flysches. — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1966, 106—141, Wien 1966.
NOTH, R.: Foraminiferen aus Unter- und Oberkreide des österreichischen Anteils an Flysch, Helvetikum und Vorlandvorkommen. — Jb. Geol. B.-Anst., Sonderband *3*, 1—91, Wien 1951.
NOTH, R., & WOLETZ, G.: Zur Altersfrage der Kaumberger Schichten. — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1954, 143—151, Wien 1954.
OBERHAUSER, R.: Die Kreide im Ostalpenraum Österreichs in mikropaläontologischer Sicht. — Jb. Geol. B.-Anst., *106*, 1—88, Wien 1963.
OBERHAUSER, R.: Zur Frage des vollständigen Zuschubes des Tauernfensters während der Kreidezeit. — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1964, 47—51, Wien 1964.
OBERHAUSER, R.: Zur Geologie der West-Ostalpen-Grenzzone in Vorarlberg und im Prätigau unter besonderer Berücksichtigung der tektonischen Lagebeziehungen. — Z. dtsch. geol. Ges., *116*, 440—446, Hannover 1965.
OBERHAUSER, R.: Beiträge zur Kenntnis der Tektonik und der Paläogeographie während der Oberkreide und dem Paläogen im Ostalpenraum. — Jb. Geol. B.-Anst., *111*, 115—145, Wien 1968.
PAPP, A.: Orbitoiden aus dem Oberkreideflysch des Wienerwaldes. — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1956, 133—143, Wien 1956.
PAPP, A.: Das Vorkommen von Lebensspuren in einzelnen Schichtgliedern im Flysch des Wienerwaldes. — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1962, 290—294, Wien 1962.
PREY, S.: Helvetikum in der oberösterreichischen Flyschzone. — Verh. Geol. B.-Anst., Sonderheft C, 98—102, Wien 1952.
PREY, S.: Flysch, Klippenzone und Kalkalpenrand bei Scharnstein und Grünau (Oberösterreich). — Jb. Geol. B.-Anst., *96*, 300—343, Wien 1953.
PREY, S.: Streiflichter zum Problem der „Scherlinge" in der Flyschzone. — Verh. Geol. B.-Anst., Jg.1953, 138—145, Wien 1953.
PREY, S.: Ergebnisse der bisherigen Forschungen über das Molassefenster von Rogatsboden (NÖ). — Jb. Geol. B.-Anst., *100*, 299—358, Wien 1957.
PREY, S.: Tertiär im Nordteil der Alpen und im Alpenvorland Österreichs. — Z. dtsch. geol. Ges., *109*, 624—637, Hannover 1958.
PREY, S.: Gedanken über Flysch und Klippenzonen in Österreich anläßlich einer Exkursion in die polnischen Karpaten.— Verh.Geol. B.-Anst., Jg. 1960, 197—214, Wien 1960.
PREY, S.: Neue Gesichtspunkte zur Gliederung des Wienerwald-Flysches. — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1962, 258—262, Wien 1962.
PREY, S.: Flysch und Helvetikum in Salzburg und Oberösterreich. — Z. dtsch. geol. Ges., *113*, 282—292, Hannover 1962.
PREY, S.: Flyschzone des Wienerwaldes. Exkursion II/5. Wienerwald, Flysch, Kalkalpen, Gosau. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *57*, 181—186, Wien 1964.

PREY, S.: Vergleichende Betrachtungen über Westkarpaten und Ostalpen im Anschluß an Exkursionen in die Westkarpaten. — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1965, 69—107, Wien 1965.
PREY, S.: Neue Gesichtspunkte zur Gliederung des Wienerwaldflysches (1. Fortsetzung). — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1965, 107—118, Wien 1965.
PREY, S.: Bericht (1965) über geologische Untersuchungen im Flysch des Wienerwaldes auf Blatt 58 (Baden). — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1966, A 41—A 42, Wien 1966.
PREY, S.: The Flysch Zone near Vienna. — Internat. geol. congr., 23. sess., Prague 1968, Guide to Exc. 33 C, 30—47, Wien 1968.
PREY, S.: Neue Gesichtspunkte zur Gliederung des Wienerwaldflysches (2. Fortsetzung). — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1968, 155—170, Wien 1968.
PREY, S.: Probleme im Flysch der Ostalpen. — Jb. Geol. B.-Anst., *111*, 147—174, Wien 1968.
PREY, S.: Bericht 1968 über geologische Untersuchungen im Wienerwald (Lainzer Tiergarten) auf Blatt 58 (Baden). — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1969, A 50—A 52, Wien 1969.
PREY, S.: Zur Entstehung des Flysches der Ostalpen im Sinne der Theorie der turbidity currents. — Anz. Österr. Akad. Wiss., Jg. 1970, 190—200, Wien 1970.
PREY, S.: Über tektonische Bewegungen in der Flyschzone der Ostalpen. — Savez Geol. drustava SFRJ, *1971*, 48—55, Beograd 1971.
PREY, S.: Mehrmalige Schweregleitungen als Denkmöglichkeit zur Auflösung der Strukturen im Bereich der Hauptklippenzone des Wienerwaldes. — Anz. Österr. Akad. Wiss., Jg. 1971, 188—192, Wien 1971.
PREY, S.: Bericht 1971 über geologische Untersuchungen im Wienerwald auf den Blättern 40 (Stockerau), 41 (Deutsch-Wagram) und 58 (Baden). — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1972, A 64—A 65, Wien 1972.
PREY, S.: Neue Forschungsergebnisse über Bau und Stellung der Klippenzone des Lainzer Tiergartens in Wien (Österreich). — Festschr. 75. Geburtstag D. ANDRUSOV, Bratislava 1970 (im Druck).
PREY, S.: Der südöstlichste Teil der Flyschzone in Wien, ausgehend von der Bohrung Flötzersteig 1. Verh. Geol. B.-Anst., 67—94, Wien 1973.
PREY, S., & BRIX, F.: Exkursion südliche Flyschzone im Wienerwald. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *62*, 237—239, 2 Abb., Wien 1970.
PROKOP, F.: Geologie der Kalkalpen — Flyschgrenze um St. Veit/Gölsen, NÖ. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.,*3*, 1—26, Wien 1950.
RICHTER, M.: Die Allgäu-Vorarlberger Flyschzone und ihre Fortsetzung nach Westen und Osten. — Z. dtsch. Geol. Ges., *108*, 156—174, Hannover 1956.
RUTTNER, A.: Das Flyschfenster von Brettl am Nordrand der niederösterreichischen Kalkalpen. — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1960, 227—236, Wien 1960.
RUTTNER, A.: Geologische Aufnahmen 1958 im Gebiet südlich von Gresten (Blatt Ybbsitz 71). — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1959, A 67—A 69, Wien 1959.
SCHAUB, H.: Flyschfragen im Bau der Alpen. — Verh. naturf. Ges. Basel, *72*, 333—342, Basel 1961.
SCHNABEL, W.: Zur Geologie des Kalkalpennordrandes in der Umgebung von Waidhofen a. d. Ybbs, Niederösterreich. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., *19*, 131—188, Wien 1970.
SCHNABEL, W.:Bericht 1970 über geologische Arbeiten auf Blatt Ybbsitz (71). — Verh. Geol. B.-Anst., Jg.1971, A 80—A 81, Wien 1971.
SCHNABEL, W.: Bericht 1971 über geologische Arbeiten auf Blatt Neulengbach (57). — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1972, A 71—A 73, Wien 1972.
SCHNABEL, W.: Bericht 1971 über geologische Arbeiten auf Blatt Ybbsitz (71). — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1972, A 73—A 75, Wien 1972.
SEILACHER, A.: Zur ökologischen Charakteristik von Flysch und Molasse. — Eclogae geol. Helv., *51*, 1062—1078, Basel 1959.
SEILACHER, A.: Tektonischer, sedimentologischer oder biologischer Flysch? — Geol. Rdsch., *56*, 189—200, Stuttgart 1967.
SPENGLER, E.: Die nördlichen Kalkalpen, die Flyschzone und die Helvetische Zone. — In: SCHAFFER, F. X.: Geologie von Österreich, 2. Aufl., 302—413, Wien 1951.
STILLE, H.: Der geotektonische Werdegang der Karpaten. — Beih. z. Geol. Jb., H. *8*, 1—239, Hannover 1953.

STRADNER, H.: Vorkommen von Nannofossilien im Mesozoikum und Alttertiär. — Erdöl-Z., *77*, 77—88, Wien 1961.
TAUBER, A. F.: Neue Fossilfunde im Klippenhüllflysch bei Wien. — Mitt. R.-Anst. f. Bodenfschg. Zweigst. Wien, n. F., *1*, 145—154, Wien 1940.
TERCIER, J.: Sur l'extension de la zone ultrahelvétique en Autriche. — Eclogae geol. Helv., *29*, 213—250, Basel 1936.
TERCIER, J.: Le Flysch dans la sedimentation alpine. — Eclogae geol. Helv., *40*, 163—198, Basel 1948.
TOLLMANN, A.: Die Fortsetzung des Briançonnais in den Ostalpen. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *57*, 469—478, Wien 1965.
TOLLMANN, A.: Die Neuergebnisse der geologischen Forschung in Österreich. — Naturhistorikertagung 1965, Beiblätter, 5—57, Wien 1966.
TOLLMANN, A.: Bemerkungen zu faziellen und tektonischen Problemen des Alpen-Karpaten-Orogens. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., *18*, 247—248, Wien 1968.
TOLLMANN, A.: Die tektonische Gliederung des Alpen-Karpaten-Bogens. — Geologie, *18*, 1131—1155, Berlin 1969.
TRAUTH, F.: Die Grestener Schichten der österreichischen Voralpen und ihre Fauna. — Betr. Paläont. Geol. Öst.-Ung. Orient, *22*, 1—78, Wien 1909.
TRAUTH, F.: Die „Neuhauser Schichten", eine litorale Entwicklung des kalkalpinen Bathonien. — Verh. Geol. R.-Anst., Jg. 1919, 333—339, Wien 1919.
TRAUTH, F.: Über die Stellung der „pieninischen Klippenzone" und die Entwicklung des Jura in den niederösterreichischen Kalkalpen. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *14*, 105—265, Wien 1921 (1922).
TRAUTH, F.: Geologie der Klippenregion von Ober St. Veit und des Lainzer Tiergartens. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *21*, 35—132, 3 Taf., Wien 1929 (1930).
TRAUTH, F.: Die fazielle Ausbildung und Gliederung des Oberjura in den nördlichen Ostalpen. — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1948, 145—218, Wien 1950.
TRÜMPY, R.: Die helvetischen Decken der Ostschweiz: Versuch einer palinspastischen Korrelation und Ansätze zu einer kinematischen Analyse. — Eclogae geol. Helv., *62*, 105—142, Basel 1969.
UHLIG, V.: Über die Tektonik der Karpathen. — Sitzber. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., I, *116*, 871—982, Wien 1907.
WIESENEDER, H.:Zur Petrologie der Flyschgesteine des Wienerwaldes. — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1962, 273—280, Wien 1962.
WIESENEDER, H.: Zur Deutung sedimentärer Strukturen in klastischen Sedimenten. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *54*, 249—260, Wien 1962.
WIESENEDER, H.: Zur Petrologie der ostalpinen Flyschzone. — Geol. Rdsch., *56*, 227—240, Stuttgart 1967.
WIESENEDER, H., & ZIRKL, E. J.: Ein Diabas im Untergrund des Wiener Beckens. — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1956, 177—180, Wien 1956.
WOLETZ, G.: Schwermineralanalysen von klastischen Gesteinen aus dem Bereich des Wienerwaldes. — Jb. Geol. B.-Anst., *94*, 167—194, Wien 1951.
WOLETZ, G.: Schwermineralanalysen von Gesteinen aus Helvetikum, Flysch und Gosau. — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1954, 151—152, Wien 1954.
WOLETZ, G.: Zur schwermineralogischen Charakterisierung der Oberkreide- und Tertiärsedimente des Wienerwaldes. — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1962, 268—272, Wien 1962.
WOLETZ, G.: Charakteristische Abfolgen der Schwermineralgehalte in Kreide- und Alttertiärschichten der Nördlichen Ostalpen. — Jb. Geol. B.-Anst., *106*, 89—119, Wien 1963.
WOLETZ, G.: Schwermineralvergesellschaftungen aus ostalpinen Sedimentationsbecken der Kreidezeit. — Geol. Rdsch., *56*, 308—320, Stuttgart 1967.
WOLETZ, G.: Schwermineralanalysen von Kreidesandsteinen aus den westlichen Karpaten (Bericht 1966). — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1967, A 65, Wien 1967.
ZADORLAKY-STETTNER, N.: Neue geologische Beobachtungen aus dem Wienerwald. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., *11*, 111—116, Wien 1960.
ZADORLAKY-STETTNER, N.: Neue Schwermineralanalysen aus dem östlichen Wienerwald. — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1961, A 113—115, Wien 1961.

ZAPFE, H., & SEDLACEK, M.: Kristallin- und Eruptivscherlinge im Flysch bei Hütteldorf. — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1937, 215—219, Wien 1937.
ZEIL, W.: Merkmale des Flysch. — Abh. deutsch. Akad. Wiss., Kl. III, H. *1*, 206—215, Berlin 1960.

Nördliche Kalkalpen

AMPFERER, O.: Geologische Untersuchungen über die exotischen Gerölle und die Tektonik in den österreichischen Gosauablagerungen. — Dschr. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., *96*, 1—56, Wien 1918.
ANDRUSOV, D.: Aktuelle Probleme der Karpatentektonik. — Verh. Geol. B.-Anst., Sonderheft G, 1—10, Wien 1965.
ARTHABER, G. VON: Die Cephalopodenfauna der Reiflingerkalke. — Beitr. Paläont. Geol. Österr. Ung. u. Orient, *10*, 1—112, 192—242, Wien 1896.
ARTHABER, G. VON: Die alpine Trias des Mediterran-Gebietes. — Lethaea geogn.: Trias, 223—475, Stuttgart 1906.
ASSERETO, R.: Die Binodosus-Zone. Ein Jahrhundert wissenschaftlicher Gegensätze. — Sitzber. Österr. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., I, *179*, 25—53, Wien 1970.
AUBOUIN, J.: Geosynclines. — Developm. in Geotectonics, *1*, XV + 335, Amsterdam: Elsevier 1965.
BAUER, F.: Karsthydrogeologische Untersuchungen im Schneealpenstollen in den steirisch-niederösterreichischen Kalkalpen. — Steir. Beitr. Hydrogeol., 1969, 193—214, Graz 1969.
BECK-MANNAGETTA, P.: Stellungnahme zu E. Spengler's Kritik an der Tektonischen Übersichtskarte von Niederösterreich. — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1958, 116—117, Wien 1958.
BILGÜTAY, U.: Some Triassic Calcareous Algae from Plackles (Hohe Wand, Lower Austria). — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1968, 65—77, Wien 1968.
BITTNER, A.: Hernstein in Niederösterreich I: Die geologischen Verhältnisse. — XII + 174, Wien: Hölder 1886.
BITTNER, A.: Über die Auffindung der Fauna des Reichenhaller Kalkes im Gutensteiner Kalk bei Gutenstein. — Verh. Geol. R.-Anst., Jg. 1897, 201—202, Wien 1897.
BOLZ, H.: Die Zlambach-Schichten (alpine Obertrias) unter besonderer Berücksichtigung der Ostrakoden, 1: Ostracoden der Zlambach-Schichten, besonders Bairdiidae. — Senckenbergiana Lethaea, *52*, 129—283, Frankfurt 1971.
BRAUMÜLLER, E.: Besprechung von A. TOLLMANN: Die alpidischen Gebirgsbildungsphasen in den Ostalpen und Westkarpaten. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *59*, 303—325, Wien 1967.
BRINKMANN, R.: Zur Schichtfolge und Lagerung der Gosau in den Nördlichen Ostalpen. — Sitzber. Preuß. Akad. Wiss., phys. Kl. 1934, 470—477, Berlin 1934.
BUDAY, T., & ŠPIČKA, V.: Die zentralkarpatischen Einheiten im Untergrund des tschechoslowakischen Anteils des Wiener Beckens. — Sbornik geol. věd (G), *7*, 107—148, Prag 1965.
BUNZA, G., & KOZUR, H.: Beiträge zur Ostracodenfauna der tethyalen Trias I und II. — Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, *1*, 1—76, Innsbruck 1971.
CATALANO, R., & LIGUORI, V.: Facies a calpionelle della Sicilia occidentale. — Proc. 2nd Plankt. Conf. Roma 1970, *1*, 167—209, Rom 1971.
CORNELIUS, H. P.: Erläuterungen zur geologischen Karte des Raxgebietes. — Geol. B.-Anst., 1—54, Wien 1936.
CORNELIUS, H. P.: Schichtfolge und Tektonik im Gebiete der Rax. — Jb. Geol. B.-Anst., *87*, 133—194, Wien 1937.
CORNELIUS, H. P.: Zur Auffassung der Ostalpen im Sinne der Deckenlehre. — Z. dtsch. Geol. Ges., *92*, 271—310, Berlin 1940.
CORNELIUS, H. P.: Gibt es eine „alpin-dinarische Grenze"? — Mitt. Geol. Ges. Wien, *36—38*, 231—244, Wien 1949.
CORNELIUS, H. P.: Basische Eruptivgesteine aus der Untertrias von Puchberg am Schneeberg (NÖ). — Anz. Österr. Akad. Wiss., *87*, 108—110, Wien 1950.
CORNELIUS, H. P.: Zum Beitrag der jugendlichen Hebung der Alpen. — Mitt. Geogr. Ges. Wien, *92*, 161—171, Wien 1950.

CORNELIUS, H. P.: Die Geologie des Schneeberggebietes. — Jb. Geol. B.-Anst., Sonderband 2, 1—111, 1 Kte., Wien 1951.

CORNELIUS, H. P.: Zur Frage der Absatzbedingungen der Radiolarite. — Geol. Rdsch., *39*, 216—221, Stuttgart 1951.

CZURDA, K.: Parameter und Prozesse der Bildung bituminöser Karbonate (bituminöser Hauptdolomit). — Mikrofazies und Mikrofauna der Alpinen Trias, Innsbruck 1972, 7—8, Innsbruck 1972.

DEL-NEGRO, W.: Bemerkungen zu F. Trauth' neuer Synthese der östlichen Nordalpen. — Verh. Geol. B.-Anst., 111—113, Wien 1938.

DEL-NEGRO, W.: Zum Streit über die Tektonik der Ostalpen. — Z. dtsch. geol. Ges., *93*, 34—40, Berlin 1941.

DEL-NEGRO, W.: Zur Herkunft der Hallstätter Gesteine in den Salzburger Kalkalpen. — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1968, 45—53, Wien 1968.

DIENER, C.: Grundzüge der Biostratigraphie. — VIII + 304, Wien: Deuticke 1925.

DIENER, C.: Leitfossilien der Trias. — In: Leitfossilien, 1—118, Berlin: Borntraeger 1925.

ERKAN, E.: Die exotischen Gerölle in der Gosau-Kreide der nordöstlichen Kalkalpen. — Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 1—154, 7 Taf., Wien 1970.

EXNER, CH., & ERKAN, E.: Authigene Plagioklase in Kalkgeröllen der Gosauschichten bei Puchberg am Schneeberg (NÖ). — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1971, 153—162, Wien 1971.

FABRICIUS, F.: Die Rät- und Lias-Oolithe der nordwestlichen Kalkalpen. — Geol. Rdsch., *56*, 140—170, Stuttgart 1967.

FABRICIUS, F., FRIEDRICHSEN, H., & JACOBSHAGEN, V.: Zur Methodik der Paläotemperatur-Ermittelung in Obertrias und Lias der Alpen und benachbarter Mediterran-Gebiete. — Verh. Geol. B.-Anst., 594—693, Wien 1970.

FARÈS, F., & LASNIER, J.: Les Tintinnoidiens fossiles, leur position stratigraphique et leur répartition en Algérie du Nord. — Proc. 2nd Plankt. Conf. Roma 1970, *1*, 539—553, Rom 1971.

FENNINGER, A.: Riffentwicklung im oberostalpinen Malm. — Geol. Rdsch., *56*, 171—185, Stuttgart 1967.

FENNINGER, A.: Faktorenanalyse nordalpiner Malmkalke. — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1970, 618—636, Wien 1970.

FENNINGER, A., & HOLZER, H. L.: Fazies und Paläogeographie des oberostalpinen Malms. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *63*, 52—141, Wien 1972.

FINK, M. H.: Tektonik und Höhlenbildung in den niederösterreichischen Kalkalpen. — Die Höhle, wiss. Beil., *11*, Ld. Ver. Höhlenkunde in Wien und NÖ, 1—128, Wien 1967.

FISCHER, A. G.: The Lofer Cyclothems of the Alpine Triassic. — Bull. Kansas Geol. Surv., *169*, 107—149, Topeka 1964.

FLÜGEL, E.: Zur Mikrofazies der alpinen Trias. — Jb. Geol. B.-Anst., *106*, 205—228, Wien 1963.

FLÜGEL, E., & KIRCHMAYER, M.: Typlokalität und Mikrofazies des Gutensteiner Kalkes (Anis) der nordalpinen Trias. — Mitt. Naturwiss. Ver. Steiermark, *93*, 106—136, Graz 1963.

FLÜGEL, H. W.: Die Lithogenese der Steinmühl-Kalke des Arracher Steinbruches (Jura, Österreich). — Sedimentology, *9*, 23—53, Amsterdam 1967.

FLÜGEL, H. W.: Revision der von Toula 1913 aus dem Jägerhauskalk bei Baden beschriebenen Spongien. — Anz. Österr. Akad. Wiss., Jg. 1971, 48—51, Wien 1971.

FUCHS, W.: Über Ursprung und Phylogenie der Trias-„Globigerinen" und die Bedeutung dieses Formenkreises für das echte Plankton. — Verh. Geol. B.-Anst., 1967, 135—176, Wien 1968.

FUCHS, W.: Eine alpine, tiefliassische Foraminiferenfauna von Hernstein in Niederösterreich. — — Verh. Geol. B.-Anst., 66—145, Wien 1970.

GARRISON, R. E., & FISCHER, A. G.: Deep-water limestones and radiolarites of the Alpine Jurassic. — Soc. econom. Paleont u. Miner., Spec. Publ., *14*, 20—56, 1969.

GESSNER, D.: Gliederung der Reiflinger Kalke an der Typlopalität Großreifling a. d. Enns (Nördliche Kalkalpen). — Z. dtsch. geol. Ges., *116*, 696—708, Hannover 1966.

GEYER, G.: Erläuterungen zur geologischen Karte Österr.-Ungarns. Blatt Gaming-Mariazell. — Geol. R.-Anst., 1—34, Wien 1908.

HARTL, H.: Geologie der Kalkalpen und der Flyschzone im Raume Frankenfels und Plankenstein, NÖ. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., *2*, 1—21, Wien 1950.

HARTL, H.: Die Kalkalpen-Flyschgrenze in Niederösterreich. — Erdöl-Z., *67*, 59—61, Wien 1951.

HAWLE, H., KRATOCHVIL, H., SCHMIED, H., & WIESENEDER, H.: Reservoir geology of the carbonate oil and gas reservoir of the Vienna basin. — Proc. 7th World Petrol. Congr., 371—395, London 1967.

HERAK, M.: Comparative study of some Triassic Dasycladaceae in Yugoslavia. — Geol. Vjesnik, *18*, 3—34, Zagreb 1965.

HERITSCH, F.: Das Alter des Deckenschubes in den Ostalpen. — Sitzber. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., I, *121*, 615—632, Wien 1912.

HERTWECK, G.: Das Fenster von Ödenhof, NÖ. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., *9*, 35—52, Wien 1958.

HERTWECK, G.: Die Geologie der Ötscherdecke im Gebiet der Triesting und der Piesting und die Frage der alpin-karpatischen Abbiegung in den niederösterreichischen Kalkalpen. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., *12*, 1—84, Wien 1961.

HERTWECK, G.: Die tektonische Gliederung der Kalkalpen im Bereich des Schwechattales und des Hohen Lindkogels (NÖ) (vorl. Mitt.). — Anz. Österr. Akad. Wiss., Jg. 1964, 229—237, Wien 1964.

HERTWECK, G.: Schwechatfenster und Schwechathalbfenster (Niederösterreichische Kalkalpen). — Anz. Österr. Akad. Wiss., Jg. 1965, 39—44, Wien 1965.

HÖLLER, H.: Ein vulkanischer Tuff aus den Reiflinger Kalken, E von Großreifling. — Anz. Österr. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., *100*, 323—324, Wien 1963.

HOHENEGGER, J., & LOBITZER, H.: Die Foraminiferen-Verteilung in einem obertriadischen Karbonatplattform-Beckenkomplex der östl. Nördlichen Kalkalpen (Dachsteinkalk-Aflenzerkalk im südöstlichen Hochschwabgebiet, Steiermark). — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1971, 458—485, Wien 1971.

HRUBESCH, K.: Gosau-Landschnecken des Coniac von Unterlaussa bei Windisch-Garsten, Oberösterreich. — Mitt. Bayer. Staats-Smlg. Paläont. histor. Geol., *5*, 121—126, München 1965.

JACOBSHAGEN, V.: Zur Gliederung der mediterranen Trias I. Die Grenze Ladin/Karn. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh. 1961, 477—483, Stuttgart 1961.

JONG, K. A. DE: Paläogeographie des ostalpinen oberen Perms, Paläomagnetismus und Seitenverschiebungen. — Geol. Rdsch., *56*, 103—115, Stuttgart 1967.

KALTENEGGER, W., PREISINGER, A., & RÖGL, F.: Paläotemperaturbestimmungen an aragonitschaligen Mollusken aus dem alpinen Mesozoikum. — Palaeogeogr., Palaeoclimat. u. Palaeoecology, *10*, 273—285, Amsterdam 1971.

KLAUS, W.: Mikrosporen-Stratigraphie der ostalpinen Salzberge. — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1953, 161—175, Wien 1953.

KLAUS, W.: Zur Einstufung alpiner Salztone mittels Sporen. — Z. dtsch. geol. Ges., *116*, 544—548, Hannover 1965.

KLAUS, W.: Zwei Pflanzenreste der alpinen Trias mit ihren Sporen (*Lueckisporites* und *Decussatisporites*). — Verh.Geol. B.-Anst., Jg. 1966, 172—177, Wien 1967.

KLAUS, W.: Möglichkeiten der Stratigraphie im „Permoskyth". — Verh. Geol. B.-Anst. 1972, 33—34, Wien 1972.

KLAUS-GOTTSCHLING, H.: Vorläufiger Bericht über geologische Neuaufnahmen in der Losensteiner Kreidemulde (Ennstal, OÖ). — Anz. Österr. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., *105*, 97—100, Wien 1968.

KOBER, L.: Untersuchungen über den Aufbau der Voralpen am Rande des Wiener Beckens. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *4*, 63—116, 4 Taf., Wien 1911.

KOBER, L.: Der Deckenbau der östlichen Nordalpen. — Denkschr. k. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., *88*, 345—396, 2 Taf., Wien 1912 (1913).

KOBER, L.: Der geologische Aufbau Österreichs. — V + 204, 1 Taf., Wien: J. Springer 1938.

KOCKEL, C. W.: Die nördlichen Kalkalpen zur Kreidezeit. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *15*, 63—168, Wien 1922.

KOLLMANN, H. A.: Actaeonellen (Gastropoda) aus der ostalpinen Oberkreide. — Ann. Naturhist. Mus., *68*, 243—262, Wien 1965.

KOLLMANN, H. A.: Itruvien (Itieriidae, Gastropoda) aus dem Wiener Raum. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *60*, 13—21, Wien 1968.

KOLLMANN, H. A.: Zur Gliederung der Kreideablagerungen der Weyerer Bögen (OÖ). — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1968, 126—137, Wien 1968.

KOLLMANN, K.: Ostracoden aus der alpinen Trias. II. Weitere Bairdiidae. — Jb. Geol. B.-Anst., *106*, 121—203, Wien 1963.

KOZUR, H., & MOSTLER, H.: Neue Conodonten aus der Trias. — Ber. naturwiss.-mediz. Ver. Innsbruck, *58*, 429—464, Innsbruck 1970.

KRASSER, F.: Über die fossile Kreideflora von Grünbach in Niederösterreich. — Anz. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl. *43*, 41—43, Wien 1906.

KRAUS, E.: Neue Überlegungen zum Bau der Alpen. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *47*, 141—158, Wien 1956.

KRISTAN, E.: Neues vom Puchberger Becken, Ödenhoffenster und Semmering-Mesozoikum. — Mitt. Ges. Geol. u. Bergbaustud., *4*, 43—46, Wien 1956.

KRISTAN, E.: Geologie der Hohen Wand und des Miesenbachtales (Niederösterreich). — Jb. Geol. B.-Anst., *101*, 249—291, 2 Taf., Wien 1958.

KRISTAN-TOLLMANN, E.: Stratigraphisch wertvolle Mikrofossilien aus dem Oberjura und Neokom der nördlichen Kalkalpen. — Erdöl-Z., *78*, 637—649, Wien 1962.

KRISTAN-TOLLMANN, E.: Beiträge zur Mikrofauna des Rhät. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., *14*, 125—148, Wien 1964.

KRISTAN-TOLLMANN, E.: Die Osteocrinusfazies, ein Leithorizont von Schwebecrinoiden im Oberladin-Unterkarn der Tethys. — Erdöl u. Kohle, Erdgas u. Petrochemie, *23*, 781—789, 1970.

KRISTAN-TOLLMANN, E.: Beiträge zur Mikrofauna des Rhät. III. Foraminiferen aus dem Rhät des Königsbergzuges bei Göstling (Niederösterreich). — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., *19*, 1—14, Wien 1970.

KRÖLL, A., & WESSELY, G.: Geologische Ergebnisse des Tiefenaufschlusses im Untergrund des Wiener Beckens. — Vortrag Geol. Ges. Wien, 26. Jänner 1973, Wien 1973.

KRYSTYN, L.: Stratigraphie und Fauna des Klauskalkes (Dogger) im Steinbruch Neumühle NÖ. — Anz. Österr. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., *107*, 55—59, Wien 1971.

KRYSTYN, L.: Stratigraphie, Fauna und Fazies der Klaus-Schichten (Dogger/Oxford) in den östlichen Nordalpen. — Verh. Geol. B.-Anst., 1971, 486—509, Wien 1971.

KRYSTYN, L.: Die Oberbajocium- und Bathonium-Ammoniten der Klaus-Schichten des Steinbruches Neumühle bei Wien (Österreich). — Ann. Naturhist. Mus., *76*, 195—310, Wien 1972.

KÜHN, O.: Zur Stratigraphie und Tektonik der Gosauschichten. — Sitzber. Österr. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., I, *156*, 181—200, Wien 1947.

KÜPPER, H.: Das Anningergebiet. — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1926, 63—73, Wien 1926.

KÜPPER, H.: Der Kalkalpenrand bei Kaumberg, NÖ. — Jb. Geol. B.-Anst., *92*, 117—128, 1 Taf., Wien 1949.

KÜPPER, H.: Zur Diskussion über die Decken-Tektonik der nördlichen Kalkalpen. — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1956, 227—229, Wien 1956.

KÜPPER, H.: Die Ergebnisse der Bohrung Urmannsau als Beitrag zur Alpengeologie. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *60*, 65—68, Wien 1968.

KÜPPER, H., PAPP, A., & ZIRKL, E. J.: Zur Kenntnis des Alpenabbruches am Westrand des Wiener Beckens. — Jb. Geol. B.-Anst., *94*, 41—42, Wien 1950.

KÜPPER, H., ROSENBERG, G., & LICHTENBERGER, E.: Die Kalkalpen. — In: Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Wien, 1 : 75.000 (Ausg. 1952). — 10—43, Wien: Geol. B.-Anst. 1954.

KUNZ, B. W. L.: Eine Fauna aus dem oberen Dogger der niederösterreichischen Kalkvoralpen (unterer Reitmauerkalk, Frankenfelser Decke). — Ann. Naturhist. Mus., *70*, 263—293, Wien 1967.

LAHN, E.: Zum geologischen Bau des Rax- und Schneealpengebietes. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *23*, 1—34, Wien 1931.

LAHN, E.: Der Bau des Ötschergebietes (Niederösterr. Kalkvoralpen). — Centralbl. Miner. etc., 218—226, Stuttgart 1933.

LAHN, E.: Der Bau der niederösterr.-steirischen Kalkhochalpen (Schneebergalpen). — N. Jb. Miner. Geol. Pal., Beil. Bd. *71*, 241—266, Stuttgart 1934.

LEIN, R.: Zur Cenomantransgression im Raum von Alland (NÖ). — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., *19*, 15—25, Wien 1970.

LEINE, L.: Rauhwacken und ihre Entstehung. — Geol. Rundschau, *60*, 488—524, Stuttgart 1971.

LEISCHNER, W.: Zur Mikrofazies kalkalpiner Gesteine. — Sitzber. Österr. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., Abt. I, *168*, 839—882, Wien 1959.

LEUCHS, K.: Sedimentationsverhältnisse im Mesozoikum der Nördlichen Kalkalpen. — Geol. Rdsch., *17*, 151—159, Berlin 1926.

LEUCHS, K.: Anisisch-ladinische Grenze und ladinische Hallstätter Fazies in den Nordalpen. — Sitzber. Österr. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., I, *156*, 445—459, Wien 1947.

LICHTENECKER, N.: Die Rax. — Geogr. Jber. Österr., *13*, 150—170, Wien: Deuticke 1926.

LÖCSEI, J.: Die geröllführende Mittelkreide der östlichen Kalkvoralpen (Abschnitt Losenstein—Wien). — Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, No. 23.342, 1—207, 20 Taf., Wien 1970.

LÖGTERS, H.: Vorläufige Mitteilung über neue Cenomanvorkommen in den nördlichen Kalkalpen. — Verh. Geol. B.-Anst., 224—226, Wien 1938.

MAHEL, M., BUDAY, T. et al.: Regional Geology of Czechoslovakia. Pt. II. The West Carpathians. — Geol. Surv. Czechosl. Academ. 1—723, Prag 1968.

MARINER, F.: Untersuchungen über die Tektonik des Höllensteinzuges bei Wien. — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1926, 73—93, Wien 1926.

MEDWENITSCH, W.: Probleme der alpinen Salzlagerstätten. — Z. dtsch. Geol. Ges., *115*, 863—866, Hannover 1966.

MOJSISOVICS, E. v.: Die Cephalopoden der mediterranen Triasprovinz. — Abh. Geol. R.-Anst., *10*, 1—322, Wien 1882.

MOSTLER, H.: Conodonten und Holothuriensklerite aus den norischen Hallstätter-Kalken von Hernstein (Niederösterreich). — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1967, 177—188, Wien 1968.

MOSTLER, H.: Über einige Holothurien-Sklerite aus der Süd- und Nordalpinen Trias. — Festbd. Geol. Inst. Univ. Innsbruck, 300-Jahr-Feier, 339—360, Innsbruck 1970.

MOSTLER, H., OBERHAUSER, R., & PLÖCHINGER, B.: Die Hallstätter-Kalk-Scholle des Burgfelsens Hernstein (NÖ). — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1967, 27—36, Wien 1968.

NEUBAUER, W.: Geologie der nordöstlichen Kalkalpen um Lilienfeld. Der Typus voralpinen Deckenbaues. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., *1*, 3—44, Wien 1949.

OBERHAUSER, R.: Die Kreide im Ostalpenraum Österreichs in mikropaläontologischer Sicht. — Jb. Geol. B.-Anst., *106*, 1—86, Wien 1963.

OBERHAUSER, R.: Zur Kenntnis der Foraminiferengattungen *Permodiscus, Trocholina* und *Triasina* in der alpinen Trias und ihre Einordnung zu den Archaedisciden. — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1964, 106—210, Wien 1964.

OBERHAUSER, R.: Zum Vorkommen der Foraminiferengattung *Austrocolomia* in der ostalpinen Trias. — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1967, 193—199, Wien 1967.

OBERHAUSER, R.: Stratigraphisch-paläontologische Hinweise zum Ablauf tektonischer Ereignisse in den Ostalpen während der Kreidezeit. — Geol. Rundschau *62*, 96—106, Stuttgart 1973.

OBERHAUSER, R., & PLÖCHINGER, B.: Das rhätische Foraminiferenkalkvorkommen bei Wopfing (NÖ). — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1968, 98—104, Wien 1968.

OTT, E.: Biofazielle Gliederung des Wettersteinkalkes. — Sympos. Mikrofazies und Mikrofauna der Alpinen Trias in Innsbruck 1972, 39—40, Innsbruck 1972.

OTT, E.: Zur Kalkalgen-Stratigraphie der alpinen Trias. — Sympos. Mikrofazies und Mikrofauna der Alpinen Trias in Innsbruck 1972, 40—41, Innsbruck 1972.

OTT, E.: Die Kalkalgen-Chronologie der alpinen Mitteltrias in Angleichung an die Ammoniten-Chronologie. — N. Jb. Geol. Paläont., Abh. *141*, 81—115, Stuttgart 1972.

OTT, E.: Neufunde anisischer Dasycladaceen (Kalkalgen) in Österreich. — Anz. Österr. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl. *109*, 187—200, Wien 1973.

PAPP, A.: Orbitoiden aus der Oberkreide der Ostalpen (Gosauschichten). — Sitzber. Österr. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., I, *164*, 303—315, Wien 1955.

PAYCI, E.: Die Geologie der Kalkalpen im Gebiet von Kleinzell bei Hainfeld (Niederösterreich). — Diss. Philos. Fak. Univ. Wien, 1—86, 1966.

PIA, J. v.: Die Gliederung der alpinen Mitteltrias auf Grund von Diploporen. — Anz. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., *62*, 214—217, Wien 1926.

PLÖCHINGER, B.: Zur Geologie der Umgebung von Hirtenberg/Triesting. — Verh. Geol.B.-Anst., Jg. 1957, 239—243, Wien 1957.

PLÖCHINGER, B. (mit Beitrag von R. OBERHAUSER; R. PRODINGER & R. WEINHANDL): Der Hauptrandbruch des Wiener Beckens im Raume Perchtoldsdorf-Kalksburg. — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1958, 61—71, Wien 1958.

PLÖCHINGER, B.: Perchtoldsdorf im geologischen Aufbau der Alpen. — Perchtoldsdorf Heimatbuch, 15—29, Wien-München 1958.

PLÖCHINGER, B.: Bericht 1959 über Aufnahmen auf den Blättern Neulengbach (57) und Baden (58). — Verh. Geol. B.-Anst., A 61, Wien 1960.

PLÖCHINGER, B.: Bericht 1959 über Aufnahmen auf Blatt Puchberg/Schneeberg (75). — Verh. Geol. B.-Anst., A 62—A 63, Wien 1960.

PLÖCHINGER, B.: Der Kalkalpenrand bei Alland im Schwechattal (NÖ). — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1960, 56—71, Wien 1960.

PLÖCHINGER, B.: Kurzbericht über die Mesozoikum-Konferenz 1959 in Budapest und die Frage des Zusammenhanges der Sedimentationsräume des alpinen und des ungarischen Mesozoikums. — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1960, 214—217, Wien 1960.

PLÖCHINGER, B.: Bericht 1960 über Aufnahmen auf den Blättern Puchberg/Schneeberg (75) und Neunkirchen (105). — Verh. Geol. B.-Anst., A 50—A 52, Wien 1961.

PLÖCHINGER, B.: Die Gosaumulde von Grünbach und der Neuen Welt (Niederösterreich). — Jb. Geol. B.-Anst., *104*, 354—441, Wien 1961.

PLÖCHINGER, B.: Zur tektonischen Gliederung des Kalkalpenabschnittes zwischen der Hohen Wand und der Rax (NÖ). — Mitt. Geol. Ges. Wien, *55*, 55—60, Wien 1963.

PLÖCHINGER, B.: Kalkalpen. Exkursion II/5, Wienerwald, Flysch, Kalkalpen, Gosau. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *57*, 187—191, Wien 1964.

PLÖCHINGER, B. (mit Beitrag von R. OBERHAUSER & G. WOLETZ): Die Kreide-Paleozänablagerungen in der Gießhübler Mulde, zwischen Perchtoldsdorf und Sittendorf (NÖ). — Mitt. Geol. Ges. Wien, *56*, 469—501, Wien 1964.

PLÖCHINGER, B.: Bericht 1965 über Aufnahmen im Schwechattal-Lindkogelgebiet (Blatt Baden, 58). — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1966, A 36—A 38, Wien 1966.

PLÖCHINGER, B.: Erläuterungen zur Geologischen Karte des Hohe Wand-Gebietes (NÖ). 1 : 25.000. — 1—142, Wien: Geol. B.-Anst. 1967.

PLÖCHINGER, B.: Bericht 1966 über Aufnahmen in Schwechattal-Lindkogelgebiet (Blatt Baden, 58). — Verh. Geol. B.-Anst., 1967, A 35—A 36, Wien 1968.

PLÖCHINGER, B.: Bericht 1966 über Aufnahmen zwischen Hengst- und Erbsattel (Blatt 4953/1 und 2). — Verh. Geol. B.-Anst., 1967, A 33—A 34, Wien 1968.

PLÖCHINGER, B.: The Northern Limestone Alps near Vienna. — Internat. Geol. Congr. 23. Sess. Prague 1968, Guide to Exc. 33 C, 48—65, Wien 1968.

PLÖCHINGER, B.: Exkursion am 28. Mai 1967: Stratigraphische Fixpunkte im Bereich der Göller Decke und der Hohe-Wand-Decke. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *60*, 187—191, Wien 1968.

PLÖCHINGER, B.: Geschützte Gesteinsaufschlüsse der Kreideformation in Niederösterreich. — Natur und Land, *55*, No. 1, 3—5, Wien 1969.

PLÖCHINGER, B.: Erläuterungen zur Geologischen-Geotechnischen Karte 1 : 10.000 des Schwechattal-Lindkogelgebietes W Baden (NÖ). — 1—58, Kte. 1 : 10.000. — Wien: Geol. B.-Anst. 1970.

PLÖCHINGER, B.: Bericht 1970 über geologische Aufnahmen am Anninger; Revision Schwechattal, Blatt 58. — Verh. Geol. B.-Anst., 1971, A 53—A 56, Wien 1971.

PLÖCHINGER, B., & PREY, S.: Profile durch die Windischgarstener Störungszone im Raum Windischgarsten—St. Gallen. — Jb. Geol. B.-Anst., *111*, 175—211, Wien 1968.

PLÖCHINGER, B., & PREY, S.: Der Wienerwald. — Sammlung geol. Führer. Berlin: Borntraeger 1973 (im Druck).

PLÖCHINGER, B.: Aufnahmen 1971 im kalkalpinen Wienerwald (Blatt 58, Baden). — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1972, A 57—A 59, Wien 1972.

PODBRANY, I.: Die Gosauschichten der Ostalpen. Beitr. z. Geschichte der geologischen Erforschung Österreichs III. — Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 18.141, 296 S., Wien 1951.

POKORNY, G.: Die Actaeonellen der Gosauformation. — Sitzber. Österr. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., I, *168*, 945—978, Wien 1956.

POLL, K.: Die Diskussion des Deckenbaues in den Nördlichen Kalkalpen I u. II. — Zbl. Geol. Paläont. I., 889—916, 1079—1116, Stuttgart 1967.

POLL, K.: Zur Geologie der Weyerer Bögen (Nördliche Kalkalpen). — Erlanger geol. Abh., *88*, 1—43, Erlangen 1972.

PROKOP, F.: Kalkalpen-Flyschgrenze um St. Veit/Gölsen. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., *3*, 1—26, Wien 1951.

REYMENT, R. A.: Neubeschreibung von Redtenbacherschen Ammoniten-Originalen aus den Gosau-Schichten. — Acta Univ. Stockholmiensis, Contr. geol., *2*, 31—49, 12 Taf., Stockholm 1958.

ROSENBERG, G.: Berichte aus den Nördlichen und Südlichen Kalkalpen. A. Die Actaeonellenkalke von Kaltenleutgeben. — Verh. Geol. B.-Anst., 165—176, Wien 1956.

ROSENBERG, G.: Geleitwort zu den Tabellen der Nord- und Südalpinen Trias der Ostalpen. — Jb. Geol. B.-Anst., *102*, 477—479, Taf. 16—18, Wien 1959.

ROSENBERG, G.: Grundsätzliches zur Frage des Deckenbaues in den Weyerer Bögen. — Verh. Geol. B.-Anst., 95—102, Wien 1960.

ROSENBERG, G.: Übersicht über den Kalkalpen-Nordostsporn um Kalksburg (Wien und Niederösterreich). — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1961, 171—176, Wien 1961.

ROSENBERG, G.: Die Bucht der Langenberge zwischen Kaltenleutgeben und Sulz (NÖ). Ein Beispiel kalkalpinen Baues am Flyschrand. — Jb. Geol. B.-Anst., *104*, 443—464, Wien 1961.

ROSENBERG, G.: Rand-Kalkalpines aus den Weyerer Bögen. — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1965, 2—8, Wien 1965.

ROSENBERG, G.: Der kalkalpine Wienerwald um Kaltenleutgeben (NÖ und Wien). — Jb. Geol. B.-Anst., *108*, 115—153, Wien 1965.

ROSENBERG, G.: Kammerstein (Ruine) — Bierhäuslberg (NÖ). — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1965, 9—19, Wien 1965.

ROSENBERG, G.: Bericht 1964—1965 über die Aufnahme in der weiteren Umgebung Wiens. — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1966, A 44—A 50, Wien 1966.

ROSENBERG, G. (mit Beiträgen von W. KLAUS & R. OBERHAUSER): Geleitworte zu den Tabellen des Nord- und Südalpinen Jura der Ostalpen. — Jb. Geol. B.-Anst., *109*, 173—175, Wien 1966.

ROSENBERG, G.: Bericht 1967—1968 über die Aufnahme in der weiteren Umgebung Wiens. — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1969, A 53—A 61, Wien 1969.

ROSENBERG, G.: Die Kalkalpenfront Mödlingtal-Dornbach (Niederösterreich). — Jb. Geol. B.-Anst., *113*, 161—188, Wien 1970.

ROSENBERG, G., & ZIRKL, E. J.: Ein Diabas-Vorkommen (Eruptivbreccie) in der Frankenfelser Decke von Kalkenleutgeben (NÖ). — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1963, 16—24, Wien 1963.

RUTTNER, A.: Querfaltung im Gebiet des oberen Ybbs- und Erlauftales (Niederösterr. Kalkalpen). — Jb. Geol. B.-Anst., *93*, 99—128, Wien 1948.

RUTTNER, A.: Aufnahmen auf Blatt Gaming-Mariazell (4854) und versch. lagerstättenkdl. Arbeiten (Ber. 1951). — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1952, 37—40, Wien 1952.

RUTTNER, A.: Bericht über geologische Aufnahmen auf den Blättern Ybbsitz (71) und Mariazell (72). — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1958, 248—251, Wien 1958.

RUTTNER, A.: Geologische Aufnahmen 1961 im Gebiet Vordere Tormäuer-Puchenstuben auf Blatt Mariazell (72). — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1962, A 56—A 60, Wien 1962.

RUTTNER, A.: Das Fenster von Urmannsau und seine tektonische Stellung. — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1963, 6—16, Wien 1963.

RUTTNER, A. W.: Die Bauxit-Vorkommen der Oberkreide in den Ostalpen und deren paläogeographische Bedeutung. — Ann. Inst. Geol. Publ. Hungar. *54*, 131—134, Budapest 1971.

SCHAUBERGER, O.: Zur Genese des alpinen Haselgebirges. — Z. dtsch. geol. Ges., *105*, 736—751, Hannover 1955.

SCHLAGER, W.: Hallstätter- und Dachsteinkalk-Fazies am Gosaukamm und die Vorstellung ortsgebundener Hallstätter Zonen in den Ostalpen. — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1967, 50—70, Wien 1967.

SCHLAGER, W.: Das Zusammenwirken von Sedimentation und Bruchtektonik in den triadischen Hallstätterkalken der Ostalpen. — Geol. Rdsch., *59*, 289—308, Stuttgart 1969.

SCHNABEL, W.: Zur Geologie des Kalkalpennordrandes in der Umgebung von Waidhofen/Ybbs, Niederösterreich. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., *19*, 131—188, Wien 1970.

SCHÖLLNBERGER, W.: Zur Genese von Dolomitgesteinen, erläutert an Beispielen aus dem Salzkammergut. — Vortrag Geol. Ges. 19. November 1971, Wien 1971.

SCHROLL, E.: Über den Wert geochemischer Analysen bei stratigraphischen und lithologischen Untersuchungen von Sedimentgesteinen am Beispiel ausgewählter Profile der ostalpinen Trias. — Geol. Sbornik, *18*, 315—330, Bratislava 1967.

SCHROLL, E.: Beitrag zur Geochemie des Bariums in karbonatischen Gesteinen und klastischen Sedimenten der ostalpinen Trias. — Tschermaks Miner.-Petrogr. Mitt. *15*, 258—278, Wien 1971.

SCHWAN, W.: Zur Definition und Deutung des Strukturtyps „Decke". — N. Jb. Geol. Paläont., Abh. *124*, 168—219, Stuttgart 1966.

SCHWINGHAMMER, R.: Zur Stratigraphie des Neokom des Großen Flösselberges, Kaltenleutgeben, NÖ. — Vortrag Paläont. Koll. 29. Jänner 1971, Wien 1971.

SIEBER, R.: Vorkommen, Zusammensetzung und Verbreitung von Wirbeltierfaunen des nordalpinen Rhät. — Anz. Österr. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., Jg. 1958, 1—4, Wien 1958.

SOLOMONICA, P.: Zur tektonischen Stellung der Kieselkalkzone zwischen Wien und Altenmarkt a. d. Triesting. — Anz. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., *68*, 137—139, Wien 1931.

SOLOMONICA, P.: Zur Geologie der sog. Kieselkalkzone am Kalkalpenrande bei Wien und der angrenzenden Gebiete. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *27*, 1—119, 1 Kte., Wien 1935.

SPENGLER, E.: Über die Länge und Schubweite der Decken in den nördlichen Kalkalpen. — Geol. Rdsch., *19*, 1—26, Berlin 1928.

SPENGLER, E.: Der geologische Bau der Kalkalpen des Traisentales und des oberen Pielachgebietes. — Jb. Geol. B.-Anst., *78*, 53—144, 2 Taf., Wien 1928.

SPENGLER, E.: Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Schneeberg—St. Ägyd. — 1—108, Wien: Geol. B.-Anst. 1931.

SPENGLER, E.: Die Puchberg-Mariazeller-Linie und deren Bedeutung für den Gebirgsbau der östlichen Nordalpen. — Jb. Geol. B.-Anst., *81*, 487—531, 2 Taf., Wien 1931.

SPENGLER, E.: Bemerkungen zu der Arbeit F. Trauth's: „Über die tektonische Gliederung der östlichen Nordalpen." — Verh. Rst. Bodenfschg. Zweigst. Wien, 139—150, Wien 1939.

SPENGLER, E.: Die nördlichen Kalkalpen, die Flyschzone und die helvetische Zone. — In: F. X. SCHAFFER: Geologie von Österreich, 2. Aufl., 302—413, Wien: Deuticke 1951.

SPENGLER, E.: Versuch einer Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der Decken der Nördlichen Kalkalpen. — Jb. Geol. B.-Anst., *96*, *99* u. *102*, 1—64, 1—74, 193—312, 4 Taf., Wien 1953, 1956 und 1959.

SPENGLER, E.: Zur Frage des Deckenbaues der Nördlichen Kalkalpen. — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1957, 201—212, Wien 1957.

SPENGLER, E.: Bemerkungen zu A. Thurner: „Die Puchberg- und Mariazeller-Linie" und zur tektonischen Übersichtskarte von Niederösterreich von P. Beck-Mannagetta. — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1957, 258—266, Wien 1957.

SPENGLER, E.: Les zones de facies du trias des Alpes Calcaires septentrionales et leurs rapports avec la structure des nappes. — Livre Mém. P. Fallot, *2*, 465—475, Paris 1963.

SPITZ, A.: Der Höllensteinzug bei Wien. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *3*, 351—433, Wien 1910.

SPITZ, A.: Die nördlichen Kalkketten zwischen Mödling und Triestingbach. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *12*, 1—115, Wien 1919.

STEINER, P.: Die Eingliederung der Weyerer Bögen und der Groß-Reiflinger Scholle in den Faltenbau des Lunzer-Reichraminger Deckensystems. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., *14/15*, 267—298, Wien 1965.

STEINHAUSER, W.: Die Geologie der Ötscher Decke zwischen Untersberg und Furth (NÖ). — Mitt. Ges. Geol.Bergbaustud., *10*, 95—116, Wien 1959.

STOWASSER, H.: Bericht über den Diskussionsabend „Tiefbohrungen in den Ostalpen zu geowissenschaftlichen Zwecken". — Mitt. Geol. Ges. Wien, *63*, 289—295, Wien 1972.

SUMMESBERGER, H.: Stellungnahme zu einigen Schichtennamen der nordalpinen Mitteltrias („Diploporen"-Gesteine). — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., *16*, 71—83, Wien 1966.

SUMMESBERGER, H.: Zum Typusprofil des Gutensteiner Kalkes. Stellungnahme zu E. Flügel & M. Kirchmayer 1962. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., *16*, 85—88, Wien 1966.

SUMMESBERGER, H., & WAGNER, L.: Der Stratotypus des Anis (Trias). — Ann. Naturhist. Mus. Wien, *76*, 515—538, Wien 1972.

TERMIER, M. P.: Les nappes des Alpes orientales et la synthèse des Alpes. — Bull. Soc. géol. France, (4), *3*, 711—766, Paris 1903.

THURNER, A.: Die Puchberg- und Mariazeller Linie. — Sitzber. Österr. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., I, *160*, 639—672, Wien 1951.

THURNER, A.: Morphologie und Tektonik der nördlichen Kalkalpen. — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1955, 155—168, Wien 1955.

THURNER, A.: Die Bedeutung des Nord- und Südrahmens für die Tektonik der Nördlichen Kalkalpen. — Abh. dtsch. Akad. Wiss., Kl. III, H. 1 (E. Kraus-Festschr.), 19—35, Berlin 1960.

THURNER, A.: Die Baustile in den tektonischen Einheiten der Nördlichen Kalkalpen. — Z. dtsch. geol. Ges., *113*, 367—389, Hannover 1962.

THURNER, A.: Kritische Betrachtungen zur „Mürzalpendecke" E. u. A. Tollmann. — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1963, 69—79, Wien 1963.

TIEDT, L.: Die Nerineen der österreichischen Gosauschichten. — Sitzber. Österr. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., I, *167*, 483—517, Wien 1958.

TOLLMANN, A.: Der Deckenbau der Ostalpen auf Grund der Neuuntersuchung des zentralalpinen Mesozoikums. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien, *10*, 1—62, Wien 1959.

TOLLMANN, A.: Neue Ergebnisse über den Deckenbau der Ostalpen auf Grund fazieller und tektonischer Untersuchungen. — Geol. Rdsch., *50*, 506—516, Stuttgart 1960.

TOLLMANN, A.: Die Frankenfelser Deckschollenklippen der Grestener Klippenzone als Typus tektonischer Deckschollenklippen.— Sitzber. Österr. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., I, *171*, 115—124, Wien 1962.

TOLLMANN, A.: Die Gliederung der östlichen Kalkhochalpen. — Anz. Österr. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., *99*, 103—105, Wien 1962.

TOLLMANN, A.: Die Rolle des Ost-West-Schubes im Ostalpenbau. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *54*, 229—247, Wien 1962.

TOLLMANN, A.: Die Antiklinalen der Schneebergdecke und ihr Alter. — Anz. Österr. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., *100*, 132—143, Wien 1963.

TOLLMANN, A.: Zur Frage der Faziesdecken in den Nördlichen Kalkalpen und zur Einwurzelung der Hallstätter Zone (Ostalpen). — Geol. Rdsch., *53*, 151—168, Stuttgart 1964.

TOLLMANN, A.: Analyse der Weyerer Bögen und der Reiflinger Scholle. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., *14*, 89—124, Wien 1964.

TOLLMANN, A.: Übersicht über die alpidischen Gebirgsbildungsphasen in den Ostalpen und Westkarpaten. — Mitt. Ges. Geol. u. Bergbaustud., *14*, 81—88, Wien 1964.

TOLLMANN, A.: Zur alpidischen Phasengliederung in den Ostalpen. — Anz. Österr. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., *101*,237—246, Wien 1964.

TOLLMANN, A.: Das Permoskyth in den Ostalpen sowie Alter und Stellung des „Haselgebirges". — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 270—299, Stuttgart 1964.

TOLLMANN, A.: Die Fortsetzung des Briançonnais in den Ostalpen. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *57*, 469—478, Wien 1965.

TOLLMANN, A.: Die Auswirkung der Jungkimmerischen Phase in den Nördlichen Kalkalpen und Stellungnahme zu E. Flügel „Ein neues Vorkommen von Plassenkalk ...". — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 495—504, Stuttgart 1965.

TOLLMANN, A.: Faziesanalyse der alpidischen Serien der Ostalpen. — Z. dtsch. geol. Ges., *116*, 359—389, Hannover 1965.

TOLLMANN, A.: Der geologische Bau des Erlaufgebietes im Raum der Tormäuer. — Unsere Heimat, *37*, 237—248, Wien 1966.

TOLLMANN, A.: Die alpidischen Gebirgsbildungs-Phasen in den Ostalpen und Westkarpaten. — Geotekton. Forschg., *21*, 1—156, Stuttgart 1966.

TOLLMANN, A.: Geologie der Kalkvoralpen im Ötscherland als Beispiel alpiner Deckentektonik. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *58*, 103—207, Wien 1966.

TOLLMANN, A.: Das Längen-Breiten-Verhältnis der geosynklinalen Sedimentröge. — Geol. Rdsch., *56*, 78—94, Stuttgart 1967.

TOLLMANN, A.: Stirnschuppen und Dachschuppen, wenig bekannte tektonische Strukturformen — erläutert an Beispielen aus den östlichen Kalkalpen, Österreich. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., *7*05—730, Stuttgart 1967.

TOLLMANN, A.: Tektonische Karte der Nördlichen Kalkalpen. 1. Teil: Der Ostabschnitt. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *59*, 231—253, Wien 1967.

TOLLMANN, A.: Bemerkungen zu faziellen und tektonischen Problemen des Alpen-Karpaten-Orogens. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien, *18*, 207—218, Wien 1968.

TOLLMANN, A.: Tektonische Karte der Nördlichen Kalkalpen. 2. Teil: Der Mittelabschnitt. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *61*, 124—181, Wien 1969.

TOLLMANN, A.: Der Deckenbau der westlichen Nord-Kalkalpen. — N. Jb. Geol. Paläont., Abh. *136*, 80—133, Stuttgart 1970.

TOLLMANN, A.: Für und wider die Allochthonie der Kalkalpen sowie ein neuer Beweis für ihren Fernschub. — Verh. Geol. B.-Anst., 324—345, Wien 1970.

TOLLMANN, A.: Ostalpen-Tektonik I. — Geotekton. Forschg., H. *34*, II + 90, Stuttgart: Schweizerbart 1970.

TOLLMANN, A.: Betrachtungen zum Baustil und Mechanismus kalkalpiner Überschiebungen. — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1971, 358—390, Wien 1971.

TOLLMANN, A.: Zur Rehabilitierung des Deckenbaues in den westlichen Nordkalkalpen. — Jb. Geol. B.-Anst., *114*, 273—360, Wien 1971.

TOLLMANN, A.: Alter und Stellung des alpinen Verrucano in den Ostalpen. — Verh. Geol. B.-Anst., 1972, 83—95, Wien 1972.

TOLLMANN, A.: Zur Frage der Geschwindigkeit des Deckenschubes. — Geol. Rundschau *61*, 965—974, Stuttgart 1972.

TOLLMANN, A.: Die Neuergebnisse über die Trias-Stratigraphie der Ostalpen. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. *21*, 65—113, Innsbruck 1972.

TOLLMANN, A., & KRISTAN-TOLLMANN, E.: Die Mürzalpendecke — eine neue hochalpine Großeinheit der östlichen Kalkalpen. — Sitz. Ber. Österr. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., Abt. I, *171*, 7—39, Wien 1962.

TOLLMANN, A., & KRISTAN-TOLLMANN, E.: Geologische und mikropaläontologische Untersuchungen im Westabschnitt der Hallstätter Zone in den Ostalpen. — Geologica u. Palaeontologica, *4*, 87—145, Marburg 1970.

TOTH, R.: Die östlichen Vorlagen des Wiener Schneeberges. — Ann. Naturhist. Mus., *49*, 1—42, Wien 1938.

TOULA, F.: Geologische Exkursionen im Gebiete des Liesing- und des Mödlingbaches. — Jb. Geol. R.-Anst., *55*, 243—326, Wien 1905.

TOULA, F.: Die Acanthicus-Schichten im Randgebirge der Wiener Bucht bei Gießhübl (Mödling WNW). — Verh. Geol. R.-Anst., Jg. 1907, 299—305, Wien 1907.

TOULA, F.: Oberer Lias am Inzersdorfer Waldberge (nördlich von Gießhübl), im Randgebirge der Wiener Bucht. — Verh. Geol. R.-Anst., Jg. 1908, 209—232, Wien 1908.

TOZER, E. T.: A standard for Triassic time. — Bull. geol. Surv. Canada, *156*, 1—103, Ottawa 1967.

TRAUTH, F.: Über die tektonische Gliederung der östlichen Nordalpen. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *29* (Sueß-Festschr.), 473—573, Wien 1937.

TRAUTH, F.: Geologie des Kalkalpenbereiches der zweiten Wiener Hochquellenleitung. — Abh. Geol. B.-Anst., *26*, H. 1, 99 S., 12 Taf., Wien 1948.

TRAUTH, F.: Zur Geologie des Voralpengebietes zwischen Waidhofen an der Ybbs und Steinmühl ötlich von Waidhofen. — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1954, 89—142, Wien 1954.

TRÜMPY, R.: Remarks on the preorogenic history of the Alps. — Geol. en Mijnbouw, *20*, 340—352, s'Gravenhage 1958.

TRÜMPY, R.: Der Werdegang der Geosynklinale. — Geol. Rdsch., *50*, 4—7 Stuttgart 1960.

TRUNKO, L.: Neues zur Geologie von Ungarn. — Zbl. Geol. Paläont. II, 1971, 465—491, Stuttgart 1972.

VAN BEMMELEN, R. W.: Zur Mechanik der ostalpinen Deckenbildung. — Geol. Rdsch., *50*, 474—499, Stuttgart 1960.

VÉGH-NEUBRANDT, E.: Bemerkungen zur Gattung *Paramegalodus* und Aufstellung des neuen Genus *Rhaetomegalodon*. — Anz. Österr. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., *106*, 120—125, Wien 1970.

VENING MEINESZ, F. A.: Die Entstehung von Faltengebirgen, Mittelgebirgen, von Kontinenten und Ozeanen. — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1959, 4—19, Wien 1959.

VOZÁR, J.: Der perm-mesozoische Vulkanismus in den Westkarpaten und Ostalpen. — Geol. práce, Zprávy, *44/45*, 149—162, Bratislava 1968.

WAGNER, L.: Die Entwicklung der Mitteltrias in den östlichen Kalkvoralpen im Raum zwischen Enns und Wiener Becken. — Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, No. 23.625, 1—202, 25 Taf., Wien 1970.

WENDT, J.: Genese und Fauna submariner sedimentärer Spaltenfüllungen im mediterranen Jura. — Palaeontographica A, *136*, 122—192, Stuttgart 1971.

WESSELY, G. (mit Beiträgen von W. KLAUS, K. KOLLMANN & H. STRADNER): Ein Fossilfundpunkt im Lias von Groisbach (NÖ) und seine geologische Stellung. — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1967, 37—50, Wien 1967.

WIESENEDER, H.: Genesis und Speichereigenschaften des alpinen Hauptdolomites. — Erdöl-Erdgas-Z., *84*, 434—438, Wien-Hamburg 1968.

WOLETZ, G.: Charakteristische Abfolgen der Schwermineralgehalte in Kreide- und Alttertiärschichten der nördlichen Ostalpen. — Jb. Geol. B.-Anst., *106*, 89—119, Wien 1963.

WOLETZ, G.: Vergleich der Kreide- und Tertiärablagerungen vom Krappfeld (Kärnten) mit solchen aus den nördlichen Kalkalpen. — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1965, A 66—A 68, Wien 1965.

WOLETZ, G.: Schwermineralvergesellschaftungen aus ostalpinen Sedimentationsbecken der Kreidezeit.— Geol. Rdsch., *56*, 308—320, Stuttgart 1967.

YEN, T. C. J.: A brackish gastropod fauna of the Lunz strata. — Ann. Naturhist. Mus., *68*, 269—272, Wien 1965.

ZANKL, H.: Zur Rekonstruktion des Paläoklimas aus dem mikrofaziellen Bild mesozoischer Flachwasserkalke. — Geol. Rdsch., *54*, 241—250, Stuttgart 1964.

ZANKL, H.: Die Karbonatsedimente der Obertrias in den nördlichen Kalkalpen. — Geol. Rdsch., *56*, 128—139, Stuttgart 1967.

ZAPFE, H.: Megalodontiden aus der O-Trias des südlichen Wienerwaldes. — Anz. Österr. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., Jg. 1950, 243—250, Wien 1950.

ZAPFE, H.: Faziesfragen des nordalpinen Mesozoikums. — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1959, 122—128, Wien 1959.

ZAPFE, H.: Das Mesozoikum in Österreich. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *56*, 361—399, Wien 1964.

ZAPFE, H.: Fragen und Befunde von allgemeiner Bedeutung für die Biostratigraphie der alpinen Obertrias. — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1967 13—27, Wien 1967.

ZAPFE, H.: Beiträge zur Paläontologie der nordalpinen Riffe. Die Fauna der Zlambachmergel der Fischerwiese bei Aussee, Steiermark. — Ann. Naturhist. Mus., *70*, 413—480, Wien 1967.

ZAPFE, H.: Beiträge zur Paläontologie der nordalpinen Riffe. *Rhaetomegalodon* aus dem Dachsteinkalk der nö. Voralpen. — Ann. Naturhist. Mus., *73*, 141—159, Wien 1969 (1970).

ZAPFE, H.: Die Stratotypen des Anis, Tuval und Nor und ihre Bedeutung für die Biostratigraphie und Biostratinomie der alpinen Trias. — Ann. Inst. Geol. Publ. Hungar., *54*, 579—590, Budapest 1971.

ZAPFE, H.: Aktuelle Fragen und Ergebnisse in der Biostratigraphie und Fazieskunde der alpinen Trias. — Vortrag Österr. Paläont. Ges. 14. März 1972, Wien 1972.

Grauwackenzone

BECK-MANNAGETTA, P.: Referat über: R. SCHÖNENBERG: Das variszische Orogen im Raume der Südostalpen. — 1970. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *63*, 260—261, Wien 1972.

BERGER, W.: Lebensbilder aus der Vorzeit Österreichs. I. Der Steinkohlenwald der Semmering-Grauwacke. — Natur und Land, *36*, 94—101, Wien 1950.

CLAR, E.: Geologische Begleitbemerkungen zu O. M. Friedrichs Lagerstättenkarte der Ostalpen. — Radex-Rdsch., Jg. 1953, H. 7/8, 408—416, Radenthein 1953.

CORNELIUS, H. P.: Zur Einführung in die Probleme der nordalpinen Grauwackenzone. — Mitt. R.-Anst. f. Bodenforschg., Zweigst. Wien, *2*, 1—8, Wien 1941.

CORNELIUS, H. P.: Das Vorkommen altkristalliner Gesteine im Ostabschnitt der nordalpinen Grauwackenzone zwischen Ternitz und Turnau. — Mitt. R.-Anst. Bodenforschg., Zweigst. Wien, *2*, 19—52, Wien 1941.

CORNELIUS, H. P.: Zur Paläogeographie und Tektonik des alpinen Paläozoikums. — Sitzber. Österr. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., I, *159*, 281—290, Wien 1950.

CORNELIUS, H. P.: Bemerkungen zur Geologie der Riebeckitgneise in der Grauwackenzone des Semmeringgebietes. — Tscherm. Miner. Petrogr. Mitt., (3), *2*, 24—26, Wien 1951.

CORNELIUS, H. P.: Gesteine und Tektonik im Ostabschnitt der nordalpinen Grauwackenzone, vom Alpenostrand bis zum Aflenzer Becken. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *42/43*, 1—234, Wien 1952.

CZERMAK, F.: Zur Kenntnis der ersten Fossilfunde vom steirischen Erzberge, nebst einigen neuen Beobachtungen über petrographische Verhältnisse und Fossilführung des Sauberger Kalkes. — Jb. Geol. B.-Anst., *81*, 97—109, Wien 1931.

EBERHARDT, N., & MOSTLER, H.: Ein Beitrag zur Alterseinstufung der Wildschönauer Schiefer (Grauwackenzone, Tirol). — Anz. Österr. Akad. Wiss., Jg. 1966, 3—8, Wien 1966.

FLAJS, G.: Zum Alter des Blasseneck-Porphyroids bei Eisenerz (Steiermark, Österreich). — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., H. 6, 368—378, Stuttgart 1964.

FLAJS, G.: Conodontenstratigraphische Untersuchungen im Raum von Eisenerz, Nördliche Grauwackenzone. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *59*, 157—212, Wien 1967.

FLAJS, G., FLÜGEL, H., & HASLER, A.: Bericht über stratigraphischen Untersuchungen im ostalpinen Altpaläozoikum im Jahre 1962. — Anz. Österr. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., *100*, 125—127, Wien 1963.

FLÜGEL, H.: Das Paläozoikum in Österreich. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *56*, 401—443, Wien 1964.

FLÜGEL, H. W.: Fortschritte in der Stratigraphie des ostalpinen Paläozoikums (1964—1969). — Zbl. Geol. Paläont., I, Jg. 1970, 661—687, Stuttgart 1970.

FLÜGEL, H. W., & SCHÖNLAUB, H. P.: Geleitworte zur stratigraphischen Tabelle des Paläozoikums von Österreich. — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1972, 187—198, Wien 1972.

FRITSCH, W.: Eine tektonische Analyse des Steirischen Erzberges. — Berg- u. Hüttenmänn. Mon. H., *105*, 225—231, Leoben 1960.

GLAESSNER, M. F.: Augensteinschotter im Bereich des Semmeringkalks und die geologischen Verhältnisse des Fundgebietes. — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1935, 167—171, Wien 1935.

HAMPL, F.: Urzeitlicher Kupfererzbergbau im südöstlichen Niederösterreich. — Archaeol. Austriaca, *13*, 46—72, Wien 1953.

HERITSCH, F.: Geologische Studien in der „Grauwackenzone" der nordöstlichen Alpen. II. — Sitzber. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., *118*, 115—135, Wien 1909.

HERITSCH, F.: Versteinerungen vom Erzberg bei Eisenerz. — Jb. Geol. B.-Anst., *81*, 111—142, Wien 1931.

JAEGER, H.: Kritische Bemerkungen zu einigen Angaben über Graptolithenfunde in den Ostalpen. — Anz. Österr. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., Jg. 1969, 173—177, Wien 1969.

KRISTAN-TOLLMANN, E.: Sandschalige Foraminiferen aus dem Silur der Nördlichen und Südlichen Grauwackenzone Österreichs. — N. J. Geol. Paläont., Abh. *137*, 249—283, Stuttgart 1971.

METZ, K.: Die tektonische Stellung diaphthoritischen Altkristallins in der steirischen Grauwackenzone. — Cbl. Miner. etc., B, Jg. 1937, 328, Stuttgart 1937.

METZ, K.: Die stratigraphische und tektonische Baugeschichte der steirischen Grauwackenzone. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *44*, 1—84, Wien (1951) 1953.

MOHR, H.: Zur Tektonik und Stratigraphie der Grauwackenzone zwischen Schneeberg und Wechsel. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *3*, 104—213, Wien 1910.

MOHR, H.: Ein neuer Pflanzenfund im metamorphen Carbon der Ostalpen und seine Stellung im alpinen Bauplan. — Cbl. Miner., Geol. Paläont. *B*, 98—107, Stuttgart 1933.

MOHR, H.: Geologische Nachlese im Raume von Vöstenhof bei Ternitz (NÖ). — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1960, 119—130, Wien 1960.

MOSTLER, H.: Conodonten aus der westlichen Grauwackenzone. — Verh. Geol. B.-Anst., 223—226, Wien 1964.

MOSTLER, H.: Conodonten aus dem Paläozoikum der Kitzbühler Alpen (Tirol). — Verh. Geol. B.-Anst., 163—167, Wien 1965.

MOSTLER, H.: Bericht über stratigraphische Untersuchungen in der westlichen Grauwackenzone. — Anz. Österr. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., 37—39, Wien 1965.

MOSTLER, H.: Das Silur im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., *18*, 89—150, Wien 1968.

MOSTLER, H.: Struktureller Wandel und Ursachen der Faziesdifferenzierung an der Ordoviz/Silurgrenze in der nördlichen Grauwackenzone (Österreich). — Festbd. Geol. Inst. anläßlich 300-Jahr-Feier Univ. Innsbruck, 507—522, Innsbruck 1970.

MOSTLER, H.: Ein Beitrag zu den Magnesitvorkommen im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone (Tirol und Salzburg). — Arch. Lagerstforschg. Ostalpen, *11*, 113—125, Leoben 1970.

PETRASCHECK, W. E.: Die zeitliche Gliederung der ostalpinen Metallogenese. — Sitzber. Österr. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., I, *175*, 57—74, Wien 1966.

PETTIN, R.: Eine geologische Neubearbeitung des Gebietes zwischen Gloggnitz und Semmering. — Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, No. 20. 307, 1—139, Wien 1960.

PHADKE, A. V.: Petrology and structure of the Riebeckit gneiss from the area near Gloggnitz in the Graywacke Zone of Austria. — Jb. Geol. B.-Anst., *110*, 199—216, Wien 1967.

PLÖCHINGER, B.: Bericht 1957 über Aufnahmen aus den Blättern Puchberg/Schneeberg (75) und Neunkirchen (105). — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1958, 243—246, Wien 1958.

PLÖCHINGER, B.: Bericht 1958 über Aufnahme auf den Blättern Puchberg/Schneeberg (75) und Neunkirchen (105). — Verh. Geol. B.-Anst., A 57—A 60, Wien 1959.

SCALABRINI ORTIZ, J.: Geology of the area north of Gloggnitz. — Verh. Geol. B.-Anst. 1966, A 81—A 182 (Abstract), Wien 1966.

SCHERP, A.: Vorschlag einer Nomenklatur tonig-sandiger Sedimentgesteine nach vorwiegend makroskopischen Kennzeichen, entwickelt unter besonderer Berücksichtigung der Gesteine des oberen und mittleren Siegen. — N. Jb. Geol. Paläont., Abh. *116*, 199—222, Stuttgart 1963.

SCHMIDT, W.: Grauwackenzone und Tauernfenster. — Jb. Geol. St. Anst., *71*, 101—116, Wien 1921.

SCHÖNENBERG, R.: Über das Altpaläozoikum der südlichen Ostalpen (Karawanken—Klagenfurter Becken—Saualpenkristallin). — Geol. Rdsch., *56*, 473—480, Stuttgart 1967.

SCHÖNENBERG, R.: Das variszische Orogen im Raum der Südostalpen. — Geotekton. Forschg., *35*, 1—22, Stuttgart 1970.

SCHWINNER, R.: Geröllführende Schiefer und andere Trümmergesteine aus der Zentralzone der Ostalpen. — Geol. Rdsch., *20*, 211—244 u. 343—370, Stuttgart 1929.

SCHWINNER, R.: Die Zentralzone der Ostalpen. — In: F. X. SCHAFFER: Geologie von Österreich. 2. Aufl., 105—232, Wien 1951.

THURNER, A.: Gebirgsbildung und Erzführung in der Grauwackenzone. — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1947, 83—94, Wien 1949.

TOLLMANN, A.: Tabelle des Paläozoikums der Ostalpen. — Mitt. Ges. Geol. Bergbau stud., *13*, 213—228, 1 Tafel (Taf. 11), Wien 1963.

TOLLMANN, A.: Exkursion Semmering-Grauwackenzone. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *57*, 193—203, Wien 1964.

TOLLMANN, A.: Mesozoic of the Central Alps in the Semmering Area. — Internat. Geol. Congr. 23. Sess., Prague 1968, Guide to Exc. 33 C, 66—75, Vienna 1968.

TOLLMANN, A., & FAUPL, P.: Alpiner Verrucano im Semmering- und Wechselgebiet. — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1972, 107—118, Wien 1972.

TOULA, F.: Beiträge zur Kenntnis der Grauwackenzone der nördlichen Alpen. — Verh. Geol. R.-Anst., Jg. 1877, 240—244, Wien 1877.

TOULA, F.: Geologische Untersuchungen in der Grauwackenzone der nordöstlichen Alpen mit besonderer Berücksichtigung des Semmering-Gebietes. — Denkschr. k. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., *50*, 121—185, Wien 1885.

WALLISER, O. H.: Conodontenchronologie des Silurs (= Gotlandium) und des tieferen Devons mit besonderer Berücksichtigung der Formationsgrenze. — Sympos. Silur-Devon, Bonn-Bruxelles 1960, 281—287, Stuttgart 1962.

WIESENEDER, H.: Über die Gesteinsbezeichnung Grauwacke. — Tschermaks Miner. Petrogr. Mitt., (3), *7*, 451—454, Wien 1961.

WIESENEDER, H.: Wien—Semmering—Birkfeld. Exkursion B II / B III. — Fortschr. Miner., *42*, 148—154, Stuttgart 1965.

ZEMANN, J.: Zur Kenntnis der Riebeckitgneise des Ostendes der nordalpinen Grauwackenzone. — Tschermaks Miner. Petrogr. Mitt., (3), *2*, 1—23, Wien 1951.

Zentralzone

ANGEIRAS, A. G.: Geology of Kirchberg am Wechsel and Molz valley areas (Semmering window), Lower Austria. — Jb. Geol. B.-Anst., *110*, 217—243, Wien 1967.

ANDRUSOV, D.: Geologie der tschechoslowakischen Karpaten I. — 1—303, 73 Abb., 33 Taf. (slow. m. dtsch. Res.), Bratislava:Verlag Slowak. Akad. Wiss. 1958.

ANDRUSOV, D.: Geologie der tschechoslowakischen Karpaten. II. — 1—375, Prag 1959.

ARMSTRONG, R. L., JÄGER, E., & EBERHARDT, P.: A comparison of K-Ar and Rb-Sr ages on Alpine biotites. — Earth Planetary Sci. Letters, *1*, 13—19, 1966.

BAUER, F. K.: Gipslagerstätten im zentralalpinen Mesozoikum (Semmering, Stanzertal). — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1967, 70—90, Wien 1967.

BECK, H., & VETTERS, H.: Zur Geologie der kleinen Karpathen. — Beitr. Geol. u. Paläont. Österr.-Ung., *16*, 1—106, Wien 1904.

BECK-MANNAGETTA, P.: Bemerkungen zu A. Tollmann's tektonischer Synthese der Ostalpen. — Geol. Rdsch., *50*, 517—524, Stuttgart 1960.

BECK-MANNAGETTA, P : Über das Westende der Pannonischen Masse. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *59*, 139—150, Wien 1967.

BECK-MANNAGETTA, P.: Versuch einer tektonischen Gliederung der östlichen Zentralzone der Ostalpen. — Anz. Österr. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., *106*, 70—73, Wien 1970.

BERAN, A.: Beiträge zur Verbreitung und Genesis phengitführender Gesteine in den Ostalpen. — Tschermaks Miner. u. Petrogr. Mitt., (3), *13*, 115—130, Wien 1969.

BISTRITSCHAN, K.: Ein Beitrag zur Geologie des Wechselgebietes. — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1939, 111—115, Wien 1939.

CLAR, E.: Zur Einfügung der Hohen Tauern in den Ostalpenbau. — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1953, 93—104, Wien 1953.

CLAR, E.: Zum Bewegungsbild des Gebirgsbaues der Ostalpen. — Verh. Geol. B.-Anst., Sonderheft G, 11—35, Wien 1965.

CLAR, E.: Bemerkungen für eine Rekonstruktion des variszischen Gebirges in den Ostalpen. — Z. dtsch. geol. Ges., *122*, 161—167, Hannover 1971.

CŽJŽEK, J.: Geologische Verhältnisse der Umgebung von Hainburg, des Leithagebirges und der Ruster Berge. — Jb. Geol. R.-Anst., *3*, 177, Wien 1852.

CŽJŽEK, J.: Das Rosaliengebirge und der Wechsel in Niederösterreich. — Jb. Geol. R.-Anst., *5*, 465—529, Wien 1854.

ERICH, A.: Neuere Untersuchungen in der Grauwackenzone von Bernstein im Burgenland. — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1945, 66—70, Wien 1945.

ERICH, A.:Die Grauwackenzone von Bernstein. — Diss. Philos. Fak. Univ., Wien 1953.

ERICH, A.: Die Grauwackenzone von Bernstein (Burgenland, Niederösterreich). — Mitt. Geol. Ges. Wien, *53*, 53—115, Wien 1961.

ERICH, A.: Zur regionaltektonischen Stellung der Rechnitzer Serie (Burgenland-Niederösterreich). — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1966, 72—85, Wien 1966.

ERICH, A.: Zur weiteren Kennzeichnung der Grüngesteine in der Bernsteiner Zone der Rechnitzer Serie. — Tschermaks Miner. u. Petrogr. Mitt., (3), *11*, 93—120, Wien 1966.

EXNER, CH.: Beitrag zur Kenntnis der jungen Hebung der östlichen Hohen Tauern. — Mitt. Geogr. Ges. *91*, 186—196, Wien 1949.

EXNER, CH.: Der rezente Sial-Tiefenwulst unter den östlichen Hohen Tauern. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *39—41*, 39—41, Wien 1951.

EXNER, CH.: Beobachtungen (1957) im Kristallin der Buckligen Welt und des Hochwechsels (Kartenblätter 105 u. 106). — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1958, 206—208, Wien 1958.

EXNER, CH.: Geologie der peripheren Hafnergruppe (Hohe Tauern). — Jb. Geol. B.-Anst., *114*, 1—119, Wien 1971.

FAUPL, P.: Zur Geologie des Gebietes Trattenbach und Fröschnitz, NÖ—Stmk. (Wechselgebiet). — Anz. Österr. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., *104*, 412—418, Wien 1967.

FAUPL, P.: Geologische Studien an den kristallinen Schiefern des südlichen Wechselgebietes im Raum von Bruck a. d. Lafnitz, Steiermark. — Anz. Österr. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl. *106*, 101—104, Wien 1970.

FAUPL, P.: Zur Geologie des NW-Abschnittes des Wechselgebietes zwischen Trattenbach (NÖ) und Fröschnitz (Stmk.) — Österreich. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., *19*, 27—90, Wien 1970 (1971).

FAUPL, P.: Zur Geologie und Petrographie des südlichen Wechselgebietes. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *63*, 22—51, Wien 1972.

FAUPL, P.: Alpiner Verrucano im nördlichen und westlichen Wechselgebiet (Niederösterreich—Steiermark). — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1972, 113—118, Wien 1972.

FLÜGEL, H.: Die tektonische Stellung des „Alt-Kristallins" östlich der Hohen Tauern. — N. Jb. Geol., Paläont., Mh., 202—220, Stuttgart 1960.

FLÜGEL, H.: Versuch einer geologischen Interpretation einiger absoluter Altersbestimmungen aus dem ostalpinen Kristallin. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 613—625, Stuttgart 1964.

FRASL, G.: Der heutige Stand der Zentralgneisforschung in den Ostalpen. — Joanneum, Mineral. Mitt. Bl., *2*, 41—63, Graz 1957.

FRASL, G.: Zur Seriengliederung der Schieferhülle in den mittleren Hohen Tauern. — Jb. Geol. B.-Anst., *101*, 323—472, Wien 1958.

FRASL, G., & FRANK, W.: Einführung in die Geologie und Petrographie des Penninikums im Tauernfenster mit besonderer Berücksichtigung des Mittelabschnittes im Oberpinzgau, Land Salzburg. — Der Aufschluß, Sonderheft H, *15*, 30—58, Heidelberg 1966.

FUCHS, G.: Bericht 1959 über geologische Aufnahmen des kristall. Untergrundes im Raume Sauerbrunn—Forchtenau (Burgenland). — Bl. 76, 77, 106 u. 107. — Verh. Geol B.-Anst., Jg. 1960, A 30—A 32, Wien 1960.

FUCHS, G.: Bericht 1960 über geologische Aufnahmen des kristallinen Untergrundes im Raume Frohsdorf—Hochwolkersdorf—Scheiblingkirchen (76, 106 und 107). — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1961, A 24—A 25, Wien 1961.

FUCHS, G.: Neue tektonische Untersuchungen im Rosaliengebirge (Niederösterreich, Burgenland). — Jb. Geol. B.-Anst., *105*, 19—37, Wien 1962.

FUCHS, G.: Zur tektonischen Stellung der mittleren Hohen Tauern. — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1962, 81—96, Wien 1962.

FUCHS, W.: Geologie des Ruster Berglandes (Burgenland). — Jb. Geol. B.-Anst., *108*, 155—194, Wien 1965.

GRÖGLER, N., GRÜNENFELDER, M., & SCHROLL, E.: Bleiisotopenhäufigkeit in Bleiglanzen der Ostalpen. — Anz. Österr. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., *98*, 106—110, Wien 1961.

HALBMAYER, H.: Zur Geologie des Gebietes zwischen Aspang und Mönichkirchen, Niederösterreich (Wechselgebiet). — Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 1—241, Wien 1970.

HUSKA, G.: Zur Geologie der Umgebung von Waldbach, südwestliches Wechselgebiet, Steiermark. — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1970, 61—65, Wien 1970.

JÄGER, E.: Das Alter von Graniten und Gneisen. — Tschermaks Miner. u. Petrogr. Mitt., (3), *11*, 304—316, Wien 1966.

KAMENICKY, J.: Die Regionalmetamorphose in den Westkarpaten. — Acta Geol. Acad. Scient. Hungar., *11*, 3—13, Budapest 1967.

KIRCHMAYER, M.: Beitrag zur Kenntnis des Semmering-Quarzites, Steiermark, Österreich. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 33—43, Stuttgart 1961.

KOBER, L.: Die tektonische Stellung des Semmering-Wechselgebietes. — Tschermaks Miner. u. Petrogr. Mitt., *38*, 268—276, Wien 1925.

KRISTAN, E.: Neues vom Puchberger Becken, Ödenhoffenster, Semmering-Mesozoikum. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., *4*, 43—46, Wien 1956.

KRISTAN, E., & TOLLMANN, A.: Zur Geologie des Semmering-Mesozoikums. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., *8*, 75—90, Wien 1957.

KRISTAN-TOLLMANN, E., & TOLLMANN, A.: Das mittelostalpine Rhät-Standardprofil aus dem Stangalm-Mesozoikum (Kärnten). Mit Vergleich zum unter- und oberostalpinen Rhät. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *56*, 539—589, Wien 1964.

KRISTAN-TOLLMANN, E., & TOLLMANN, A.: Crinoiden aus dem zentralalpinen Anis (Leithagebirge, Thörler Zug und Radstädter Tauern). — Wiss. Arb. Burgenland, *36*, 1—55, Eisenstandt 1967.

KÜMEL, F.: Die Sieggrabener Deckscholle im Rosaliengebirge (Niederösterreich, Burgenland). — Miner.-Petrogr. Mitt., *47*, 141—184, Wien 1935.

LECHNER, K.: Kristallines Grundgebirge. — In: Erläuterungen zur geologischen Karte Mattersburg—Deutschkreutz. — 9—26, Wien: Geol. B.-Anst. 1957.

LEMBERGER, P.: Geologische Neuaufnahme des Wechselgebietes im Raume Aspang—St. Corona—Trattenbach. — Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 1—110, Wien 1970.

LINKE, W.: Mineralogie und Petrologie ostalpiner Tonschiefer. — Tschermaks Miner. Petrogr. Mitt., *14*, 7—25, Wien 1970.

MADER, K.: Die Schwerkraftmessungen des Bundesamtes für Eich- und Vermessungswesen. — Verh. Geol. B.-Anst., Sonderheft C, 84—86, Wien 1952.

METZ, K.: Ein Beitrag zur Frage der Fortsetzung des Semmeringmesozoikums nach Westen. — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1945, 91—103, Wien 1947.

METZ, K.: Zur Frage der voralpidischen Bauelemente in den Alpen. — Geol. Rdsch., *40*, 261—275, Stuttgart 1952.

METZ, K.: Gedanken zu baugeschichtlichen Fragen der steirisch-kärntnerischen Zentralalpen. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *50*, 201—250, Wien 1958.

METZ, K.: Das ostalpine Kristallin im Bauplan der östlichen Zentralalpen. — Sitzber. Österr. Akad. Wiss. I, mathem.-naturwiss. Kl., *174*, 229—278, Wien 1965.

METZ, K.: New synthetic aspects of the tectonics of the Eastern section of the Austrian Central alps. — Tectonophysics, *3*, 129—146, Amsterdam 1966.

MOHR, H.: Zur Tektonik und Stratigraphie der Grauwackenzone zwischen Schneeberg und Wechsel (NÖ). — Mitt. Geol. Ges. Wien, *3*, 104—213, Wien 1910.

MOHR, H.: Versuch einer tektonischen Auflösung des Nordostsporns der Zentralalpen. — Dschr. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., I, *88*, 633—652, Wien 1912.

MOHR, H.: Geologie der Wechselbahn (insbesondere des großen Hartberg-Tunnels). — Dschr. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., *82*, 321—379, Wien 1914.

MOHR, H.: Das Gebirge um Vöstenhof bei Ternitz. — Denkschr. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., *98*, 141—162, Wien 1922.

MOHR, H.: Ist das Wechselfenster ostalpin? — 1—12, Graz: Leuschner 1919.

MOHR, H.: Über einige Beziehungen zwischen Bau und Metamorphose in den Ostalpen. — Abh. dtsch. geol. Ges. Berlin *75*, 114—133, Berlin 1923.

NEUGEBAUER, J., & KLEINSCHMIDT, G.: Ansatz zu einer echten Stratigraphie im metamorphen Altpaläozoikum der Ostalpen. — Z. dtsch. geol. Ges., *122*, 113—122, Hannover 1971.

PAHR, A.: Untersuchungen über den Bau und die tektonische Stellung der Rechnitzer Schieferinsel (Burgenland). — Diss. Phil. Fak. Univ. 19.296, 1—103, Wien 1955.

PAHR, A.: Ein Beitrag zur Geologie des nordöstlichen Sporns der Zentralalpen. — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1960, 274—283, Wien 1960.

PREY, S.: Zur Geologie der Nordwestabdachung des Leithagebirges zwischen Hof und Kaisersteinbruch. — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1946, 72—80, Wien 1949.

PREY, S.: Notizen zum Problem des zentralalpinen Mesozoikums. — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1963, 61—68, Wien 1963.

RICHARZ, ST. P.: Über die Geologie der Kleinen Karpaten, des Leithagebirges und des Wechsels. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *1*, 26—33, Wien 1908.

RICHARZ, ST. P.: Der südliche Teil der Kleinen Karpaten und die Hainburger Berge. — Jb. Geol. R.-Anst., *58*, 1—48, Wien 1909.

RICHARZ, ST. P.: Die Umgebung von Aspang am Wechsel (NÖ). Petrogr. u. geologisch untersucht. — Jb. Geol. B.-Anst., *61*, 285—338, 1 Taf., Wien 1911.

RIEDMÜLLER, A. G.: Zur Geologie des NW-Teiles der Buckligen Welt. — Diss. Philos. Fak. Univ. Wien, Nr. 22.311, 1—274, Wien 1967.

ROTH-FUCHS, G.: Erklärende Beschreibung der Formen des Leithagebirges. — Geogr. Jber. a. Österr., *13*, 29—106, Wien 1926.

SCHMIDT, K., JÄGER, E., GRÜNENFELDER, M., & GRÖGLER, N.: Rb-Sr- und U-Pb-Altersbestimmungen an Proben des Ötztalkristallins und des Schneeberger Zuges. — Eclogae geol. Helv., *60*, 529—536, Basel 1967.

SCHMIDT, W. J.: Geologie des neuen Semmeringtunnel. — Dschr. Österr. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., *109*, 2. Abh., 59 S., 8 Taf., 4 Ktn., Wien 1952.

SCHMIDT, W. J.: Bericht über die Untersuchung des Lagerungsverhältnisses zwischen der Schieferinsel von Meltern und dem umgebenden Kristallin. — Anz. Österr. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., *92*, 231—233, Wien 1955.

SCHMIDT, W. J.: Die Schieferinseln am Ostrand der Zentralalpen. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *47*, 360—365, Wien 1956.

SCHÖNENBERG, R.: Das variszische Orogen im Raume der Südost-Alpen. — Geotekton. Forschg., H. *35*, 1—22, Ostalpen-Tektonik II, Stuttgart 1971.

SCHÖNLAUB, H. P.: Schwamm-Spiculae aus dem Rechnitzer Schiefergebirge und ihr stratigraphischer Wert. — Jb. Geol. B.-Anst. *116*, 35—49, Wien 1973.

SCHWINNER, R.: Die Zentralzone der Ostalpen. — In: F. X. SCHAFFER: Geologie von Österreich, 2. Aufl., 105—232, Wien: Deuticke 1951.

SÖLCH, J.: Das Semmeringgebiet. — Wiener Geogr. Studien, *16*, 1—42, Wien: Freytag 1948.

SOHS, F.: Das Neogen am Westrand des Leithagebirges. — Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 1—191, Wien 1964.

THURNER, A.: Die Metamorphose in den meso- bis epizonalen kristallinen Schiefern des Murauer Gebietes. — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1970, 469—476, Wien 1970.

TOLLMANN, A.: Semmering und Radstädter Tauern. Ein Vergleich in Schichtfolge und Bau. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *50*, 325—354, Wien 1958.

TOLLMANN, A.: Der Deckenbau der Ostalpen auf Grund der Neuuntersuchung des zentralalpinen Mesozoikums. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., *10*, 1—62, 1 Taf., Wien 1959.

TOLLMANN, A.: Neue Ergebnisse über den Deckenbau der Ostalpen auf Grund fazieller und tektonischer Untersuchungen. — Geol. Rdsch., *50*, 506—514, Stuttgart 1960.

TOLLMANN, A.: Stellungnahme zur Diskussion und zu den Bemerkungen von P. BECK-MANNAGETTA. — Geol. Rdsch., *50*, 524—528, Stuttgart 1960.

TOLLMANN, A.: Semmering-Grauwackenzone. Exkursion II/6. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *57*, 193—203, Wien 1964.

TOLLMANN, A.: Gehören die Tatriden zum Unterostalpin oder Pennin? — Geol. Sbornik, *16*, 273—279, Bratislava 1965.

TOLLMANN, A.: Die Fortsetzung des Briançonnais in den Ostalpen. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *57*, 469—478, Wien 1965.

TOLLMANN, A.: Bericht 1966 über Aufnahmen im Semmeringgebiet (Blatt 104, 105). — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1967, A 50—A 52, Wien 1967.

TOLLMANN, A.: Beitrag zur Frage der Skyth-Anis-Grenze in der zentralalpinen Fazies der Ostalpen. — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1968, 28—45, Wien 1968.

TOLLMANN, A.: Mesozoic of the Central Alps in the Semmering Area (Exc. IV). — Führer 23. Internat. Geol. Kongr. Prag, Exk. 33 C, 66—75, Wien: Geol. B.-Anst. 1968.

TOLLMANN, A.: Die deckentektonische Gliederung der östlichen Zentralzone der Ostalpen an Hand alter und neuer Daten. — Zbl. Geol. Paläont. I, 978—1002, Stuttgart 1970.

TOLLMANN, A.: Bericht über Aufnahmen im Semmeringsystem zwischen Göstritz und Kranichberg, Blatt 105 — Neunkirchen. — Verh. Geol. B.-Anst., 1971, A 89—A 93, Wien 1971.

TOLLMANN, A., & FAUPL, P.: Alpiner Verrucano im Semmering- und Wechselgebiet. — Verh. Geol. B.-Anst., 1972, 107—118, Wien 1972.

TOULA, F.: Die Semmeringkalke. — N. Jb. Miner., Geol. Paläont. II, 153—163, Stuttgart 1899.

TOULA, F.: Führer für die Exkursion auf den Semmering. — Exkursionsführer 9. Intern. Geol. Kongr. Wien 1—50, Wien 1903.

TRAUTH, F.: Das Eozän von Radstadt, Kirchberg am Wechsel und Wimpassing am Leithagebirge. — Dschr. Österr. Akad. Wiss. *95*, 171—278, Wien 1918.

TRUNKO, L.: Geologie von Ungarn. — Beitr. region. Geol. Erde *8*, IX + 257, Berlin: Borntraeger 1969.

TUFAR, W.: Die alpidische Metamorphose an Erzlagerstätten am Ostrand der Alpen. — Z. dtsch. Geol. Ges., *116*, 512—520, Hannover 1965.

TUFAR, W.: Das Problem der ostalpinen Metallogenese, beleuchtet am Beispiel einiger Erzparagenesen vom Alpenostrand. — Sitzber. Österr. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., I, *177*, 1—20, Wien 1969.

TUFAR, W.: Die Erzlagerstätten des Semmering- und Wechselgebietes. — Tschermaks Miner. u. Petrogr. Mitt., *13*, 313—320, Wien 1969.

UHLIG, V.: Zweiter Bericht über geologisch-tektonische Untersuchungen in den Radstädter Tauern. — Sitzber. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., I, *117*, 1379—1422, Wien 1908.

UHLIG, V.: Der Deckenbau in den Ostalpen. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *2*, 462—491, Wien 1909.

VACEK, M.: Über die geologischen Verhältnisse des Rosaliengebirges. — Verh. Geol. R.-Anst., Jg. 1891, 309—317, Wien 1891.

VENDEL, M.: Über die Beziehungen des Kristallinunterbaues Transdanubiens und der Ostalpen. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *51*, 281—294, 1960.

VETTERS, W.: Zur Geologie des SW-Abschnittes des Wechselgebietes zwischen Rettenegg und Feistritzsattel (Steiermark, Österreich). — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., *19*, 71—102, Wien 1970.

WALDMANN, L.: Zur Geologie des Rosaliengebirges. — Anz. Österr. Akad. Wiss., mathem.-naturw. Kl., *67*, 182—183, Wien 1930.

WESSELY, G.: Geologie der Hainburger Berge. — Jb. Geol. B.-Anst., *104*, 273—349, 6 Taf., Wien 1961.

WIEDEN, P., & HAMILTON, G.: Die Weißerde von Aspang. — Miner. Petr. Mitt., 3. F., 45—50, Wien 1953.

WIESENEDER, H.: Petrographische Untersuchungen im Kristallin östlich der Wechselserie. — Anz. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., 219—221, Wien 1930.

WIESENEDER, H.: Studien über die Metamorphose im Kristallin des Alpen-Ostrandes. — Tscherm. Mineral.-Petrogr. Mitt., *42*, 136—178, Wien 1931.

WIESENEDER, H.: Studien über die Metamorphose im Altkristallin des Alpen-Ostrandes. I. Teil. Umgebung von Aspang-Kirchschlag. — Miner. Petrogr. Mitt., n. F., *42*, 136—181, Leipzig 1932.

WIESENEDER, H.: Ergänzungen zu den Studien über die Metamorphose im Altkristallin des Alpen-Ostrandes. — Miner. Petrogr. Mitt., 317—324, Leipzig 1937.

WIESENEDER, H.: Die Korund-Spinellfelse der Oststeiermark als Restite einer Anatexis. — Miner. Mittbl. Joanneum, *1*, 1—30, Graz 1961.

WIESENEDER H.: Die alpine Gesteinsmetamorphose am Alpen-Ostrand. — Geol. Rdsch., *52*, 238—246, Stuttgart 1963.

WIESENEDER, H.: Wien—Semmering—Birkfeld (Exkursion B II/B III). — Fortschr. Miner., *42*, 148—154, Stuttgart 1965.

WIESENEDER, H.: Die Beziehungen der Granitoide im Untergrund der Nordalpen zum moldanubisch-moravischen und alpin-karpatischen Kristallin. — Tschermaks Miner. Petrogr. Mitt., (3), *11*, 459—474, Wien 1966.

WIESENEDER, H.: The Eastern end of the Central Alps. — Internat. geol. Congr., XXIII sess., Prague 1968, Guide to Excursion 32 C, Austria, 25—42, Vienna 1968.

WIESENEDER, H.: Gesteinsserien und Metamorphose im Ostabschnitt der österreichischen Zentralalpen. — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1971, 344—357, Wien 1971.

Quartär und Werden der Landschaft

BAEDEKER, D.: Beiträge zur Morphologie der Gruppe der Schneebergalpen. — Geogr. Jber. a. Österr., *12*, 5—100, Wien 1922.

BINDER, H.: Die malakologische Auswertung der Lößabfolge von Stillfried a. d. March. — Vortrag Paläont. Koll. 29. Jänner 1971, Wien 1971.

BRANDTNER, F.: Über die relative Chronologie des jüngeren Pleistozäns Niederösterreichs. — Archaeol. Austriaca, *5*, 101—113, Wien 1950.

BRANDTNER, F.: Jungpleistozäner Löß und fossile Böden in Niederösterreich. — Eiszeitalter u. Gegenwart, *4/5*, 49—82, Öhringen 1954.

BRANDTNER, F.: Lößstratigraphie und paläolithische Kulturabfolge in Niederösterreich und in den angrenzenden Gebieten. — Eiszeitalter u. Gegenwart, *7*, 127—175, Öhringen 1956.

BRANDTNER, F. J. et al.: More on Upper Paleolithic archaeology. — Current Anthropology, *2*, 427—454, 1961.

BRAUMÜLLER, E.: Der Südrand der Molassezone im Raume von Bad Hall. — Erdöl-Z., *75*, 122—130, Wien 1959.

BÜDEL, J.: Alte und junge Züge im Antlitz der Wiener Landschaft. — Mitt. Geogr. Ges., *76*, 177—194, Wien 1933.

BÜDEL, J.: Die morphologische Entwicklung des südlichen Wiener Beckens und seiner Umrahmung. — Berliner Geogr. Arb., H. *4*, 1—73, Stuttgart 1933.

BÜDEL, J.: Fossiler Tropenkarst in der Schwäbischen Alb und den Ostalpen, seine Stellung in der klimatischen Schichtstufen- und Karstentwicklung. — Erdkunde, *5*, 168—170, Bonn 1951.

CORNELIUS, H. P.: Die eiszeitliche Vergletscherung im Semmeringgebiet. — Z. f. Gletscherkunde, *21*, 197—202, Leipzig: Borntraeger 1933.

EHRENBERG, K. (Red.): Die Teufels- oder Fuchsenlucken bei Eggenburg (NÖ). — Denkschr. Österr. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., *112*, 1—15[illegible], Wien 1966.

EPPENSTEINER, W., VAN HUSEN, D., & KRZEMIEN, R.: Beobachtungen an pleistozänen Driftblöcken des Marchfeldes. — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1973, 331—336, Wien 1973.

FINK, J.: Das Marchfeld. — Verh. Geol. B.-Anst., Sonderheft D, 88—116, Wien 1955.

FINK, J.: Zur Korrelation der Terrassen und Lösse in Österreich. — Eiszeitalter u. Gegenwart, *7*, 49—77, Öhringen 1956.

FINK, J.: Quartärprobleme des Wiener Raumes. — Geomorph. Studien, Machatschek-Festschr., 199—207, 1 Taf., Gotha 1957.

FINK, J.: Bemerkungen zur Bodenkarte Niederösterreichs. — Mitt. Österr. Bodenkdl. Ges., *4*, 45—58, Wien 1960.

FINK, J.: Der östliche Teil des nördlichen Alpenvorlandes. — Exkursionen durch Österreich. — Mitt. Österr. Bodenkdl. Ges., H. *6*, 26—51, Wien 1961.

FINK, J.: Die Südostabdachung der Alpen. — Mitt. Österr. Bodenkdl. Ges., H. *6*, 123—183, Wien 1961.

FINK, J.: Leitlinien einer österreichischen Quartärstratigraphie. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *53*, 249—266, Wien 1961.

FINK, J.: Die Ortsgemeinde Moosbrunn als Beispiel einer Kartierungsgemeinde. — Mitt. Österr. Bodenkdl. Ges., H. *6*, 76—78, Wien 1961.

FINK, J.: Zur Gliederung des Jungpleistozäns in Österreich. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *54*, 1—25, Wien 1962.

FINK, J.: Studien zur absoluten und relativen Chronologie der fossilen Böden in Österreich. II. Wetzleinsdorf und Stillfried. — Archaeol. Austriaca, *31*, 1—18, Wien 1962.

FINK, J.: Die Gliederung der Würmeiszeit in Österreich. — Rep. VIth Internat. Congr. Quatern. Warsaw 1961, 451—462, Lodz 1964.

FINK, J.: Die Subkommission für Lößstratigraphie der internationalen Quartärvereinigung. — Eiszeitalter u. Gegenwart, *15*, 229—235, Öhringen 1964.

FINK, J.: The Pleistocene in Eastern Austria. — Geol. Soc. Amer., Spec. Pap. *84*, 179—199, New York 1965.

FINK, J.: Die Paläogeographie der Donau. — Limnologie der Donau III u. IV. 1—50, Stuttgart 1966.

FINK, J.: Die Subkommission für Lößstratigraphie der Internationalen Quartärvereinigung. — Eiszeitalter u. Gegenwart, *19*, 289—300, Öhringen 1968.

FINK, J.: Nomenklatur und Systematik der Bodentypen Österreichs. — Mitt. Österr. Bodenkdl. Ges., *13*, 3—95, Wien 1969.

FINK, J.: Le loess en Autriche. — Bull. Ass. franc. d'étude Quatern. 17—21, 1969.

FINK, J.: Fortschritte in der österreichischen Quartärforschung. — Vortrag Geol. Ges. Wien, 10. März 1972, Wien 1972.

FINK, J.: Zur Morphogenese des Wiener Raumes. — Z. Geomorph. n. F., Suppl. Bd. *17*, 91—117, Berlin-Stuttgart 1973.

FINK, J., & MAJDAN, H.: Zur Gliederung der pleistozänen Terrassen des Wiener Raumes. — Jb. Geol. B.-Anst., *97*, 211—249, 2 Taf., Wien 1954.

FINK, J., GRILL, R., & KÜPPER, H. (und Mitarbeiter): Beiträge zur Pleistozänforschung in Österreich. Exkurs. zw. Salzach u. March. — Verh. Geol. B.-Anst., Sonderheft D, 157 S., Wien 1955.

FINK, J., GRILL, R., & KÜPPER, H.: Exkursion Deutsch-Wagram—Marchegg—Schloßhofer Platte—Carnuntum (10. Mai 1956). — Mitt. Geol. Ges. Wien, *49*, 426—431, Wien 1958.

FINK, M. H.: Beiträge zur Geomorphologie der Voralpen zwischen Erlauf und Traisen. — Geogr. Jber. a. Österr., *32*, 130—159, Wien 1969.

FINK, M. H.: Der Dürrenstein, ein Karstgebiet in den niederösterreichischen Alpen. — Die Höhle, wiss. Beih. No. 22, 1—144, Wien 1973.

FINK, M. H.: Beobachtungen über Gipskarren. — Mitt. Österr. Geogr. Ges. *115*, 170—173, Wien 1973.

FISCHER, HANS: Natürliche Landschaften und Probleme der Landformung am Ostrand der Alpen erklärt am Stuhleck-Panorama. — Arb. Gr. Natur- u. Hochgeb.kde. u. alp. Karstforschg. Österr. Alpen-Ver., No. *12*, 1—66, Wien 1967.

FISCHER, HEINRICH: Über glaziale Bildungen aus dem Gebiet von Annaberg und dem mittleren Erlauftal (Niederösterreich). — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1957, 253—258, Wien 1957.

FISCHER, H.: Fossile, begrabene Böden aus dem Bereich von Texing, NÖ. — Verh. Geol. B.-Anst., 90—94, Wien 1960.

FISCHER, H.: Vorläufiger Bericht zur Quartärgeologie des untersten Ybbstales (NÖ). — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1962, 151—156, Wien 1962.

FISCHER, H.: Zur Quartärgeologie des untersten Ybbstales (NÖ). — Verh. Geol. B.-Anst., 39—61, Wien 1963.

FISCHER, H.: Zur Quartärgeologie der Hochterrasse im Großen und Kleinen Erlauftal, Niederösterreich. — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1964, 312—360, Wien 1964.

FISCHER, H.: Über Bodenbildungen aus historischer Zeit im Raume des südwestlichen Niederösterreich. — Verh. Geol. B.-Anst., 190—203, Wien 1966.

FISCHER, H.: Über Stockwerkprofile, über alte, fossile und relikte Bodenbildungen aus Niederösterreich. — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1969, 51—72, Wien 1969.

FISCHER, H.: Erstes Profil aus dem Bereich des älteren Deckenschotterniveaus im Raume von Haag, Niederösterreich. — Verh. Geol. B.-Anst., 1971, 528—551, Wien 1971.

FÖRSTER, H., & LEONHARDT, J.: Die Ötztaler Masse — ein präkambrisches Element in den Ostalpen? — Geol. Rdsch., *61*, 69—87, Stuttgart 1972.

FRANKE, H. W., GEYGH, M. G., & TRIMMEL, H.: Ergebnisse der Radiokarbondatierung von Sintergenerationen aus der Großen Kollerhöhle bei Winzersdorf (NÖ). — Mitt. Österr. Geogr. Ges., *113*, 269—276, Wien 1971.

FRANZ, H. (mit Beitr. v. G. FRASL & K. WEIDSCHACHER): Zur Kenntnis der jungquartären Ablagerungen und Böden im Leithagebirge und im Raum von Retz. — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1957, 146—196, Wien 1957.

FRANZ, H.: Die Böden Österreichs. — Mitt. Österr. Bodenkdl. Ges., H. *6*, 5—20, Wien 1961.

FRANZ, H.: Die Hochalpenexkursion. a) Wien—Raxalpe. — Mitt. Österr. Bodenkdl. Ges., *6*, 79—81, Wien 1961.

FRANZ, H., & SOLAR, F.: Das Raxplateau und seine Böden. — Mitt. Österr. Bodenkdl. Ges., *6*, 81—101, Wien 1961.

FRASL, E.: Schwermineraluntersuchungen an quartären Deckschichten des Marchfeldes. — Verh. Geol. B.-Anst., Sonderheft D, 116—123, Wien 1955.

FRASL, G. (mit Beitr. v. E. FRASL & K. WEIDSCHACHER): Zur Kenntnis der jüngeren quartären Ablagerungen und Böden im Leithagebirge und im Raum von Retz. — Verh. Geol. B.-Anst., 146—195, 9 Abb., Wien 1957.

FRENZEL, B.: Über die offene Vegetation der letzten Eiszeit am Ostrand der Alpen. — Verh. Zool.-Botan. Ges., *103/104*, 110—143, Wien 1964.

FUCHS, W.: Bericht 1962 über Aufnahmen auf den Blättern Obergrafendorf (55) und Melk (54). — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1963, A 19—A 20, Wien 1963.

FUCHS, W.: Ein Beitrag zum stratigraphischen Aussagewert fossiler Bodenbildungen und von Vollschottern quartärer Terrassen aus der Sicht des Feldgeologen. — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1968, 171—178, Wien 1968.

FUCHS, W.: Bericht 1969 über Aufnahmen auf den Blättern Obergrafendorf (55), St. Pölten (56) und Krems (38). — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1970, A 27—A 29, Wien 1970.

FUCHS, W.: Bericht 1970 über Aufnahmen auf den Blättern Melk (54), Obergrafendorf (55) und Spitz (37). — Verh. Geol. B.-Anst., 1971, A 35—A 36, Wien 1971.

FUCHS, W.: Tertiär und Quartär am Südostrand des Dunkelsteiner Waldes. — Jb. Geol. B.-Anst., *115*, 205—245, Wien 1972.

FÜCHTBAUER, H.: Sedimentpetrographische Untersuchungen in der älteren Molasse nördlich der Alpen. — Eclogae geol. Helv., *57*, 157—298, Basel 1964.

FÜCHTBAUER, H.: Die Sandsteine in der Molasse nördlich der Alpen. — Geol. Rdsch., *56*, 266—300, Stuttgart 1967.

GANSS, O.: Das süddeutsche Molassebecken — ein Überblick. — Z. dtsch. geol. Ges., *105*, 303—306, Hannover 1956.

GERMAN, R.: Glazial oder interglazial? Gedanken zur zeitlichen Einstufung der Terrassen der Südostabdachung der Alpen. — Mitt. Österr. Geogr. Ges., *107*, 1—19, Wien 1965.

GÖTZINGER, G.: Zur Frage des Alters der Oberflächenformen der östlichen Kalkhochalpen. — Mitt. Geogr. Ges. Wien, *56*, 39—57, Wien 1913.

GÖTZINGER, G.: Neue Studien über die Oberflächengestaltung des Wienerwaldes und dessen Untergrund. — Mitt. Geogr. Ges. Wien, *76*, 115—128, Wien 1933.

GRILL, R.: Exkursionsweg Absberg—Stockerau—Korneuburg—Wien. — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1955, 78—81, Wien 1955.

GRILL, R.: Exkursionsweg Enns—Krems. — Verh. Geol. B.-Anst., Sonderheft D, 63—65, Wien 1955.

GRILL, R.: Bericht über Begehungen auf den Blättern Wien und Preßburg der Österreichischen Karte 1 : 200.000. — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1971, A 37—A 40, Wien 1971.

GROSS, H.: Die österreichische Löß-Chronologie, ihre Berichtigung und Anwendung auf das obere Pleistozän im österreichischen Moränen-Gebiet. — Quartär, *19*, 65—80, Bonn 1969.

HASSINGER, H.: Zur Frage der alten Flußterrassen bei Wien. — Mitt. Geogr. Ges., *48*, 196—219, Wien 1905.

HASSINGER, H.: Geomorphologische Studien aus dem inneralpinen Wiener Becken und seiner Randgebirge. — Penck's Geogr. Abh., *8*, H. 3, Wien 1905.

HASSINGER, H.: Beiträge zur Physiogeographie des inneralpinen Wiener Beckens und seiner Umrandung. — Festbd. A. Penck, Bibl. Geogr. Hdb., n. F., 160—197, Stuttgart: Engelhorn's Nachf. 1918.

HAVINGA, A. J.: A palynological investigation in the Pannonian climate region of Lower Austria. — Rev. Palaeobotany & Palyn. *14*, 319—352, Amsterdam 1972.

HEUBERGER, H.: Die Alpengletscher im Spät- und Postglazial. Eine chronologische Übersicht. — Eiszeitalter u. Gegenwart, *19*, 270—275, Öhringen 1968.

HOFMANN, E., KÜHNELT, W., & PIA, J.: Immergrüne Eichen im Alluvium Niederösterreichs. — Sitzber. Akad. Wiss., I, *143*, 293—298, Wien 1934.

HOLZER, H.: Ein Beitrag zur Frage nach der Herkunft des Lösses. Auf sedimentpetrograph. Grundlage. — Z. Gletscherkde. u. Glazialgeol., *2*, 80—90, 2 Taf., Innsbruck 1953.

KLAUS, W.: Pollendiagramme der Moore des niederösterreichischen Waldviertels. — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1960, 72—77, Wien 1960.

KLAUS, W.: Pollendiagramme der Moore des niederösterreichischen Waldviertels. II. Das Schremser Moor (Schwarzinger Torfstich). — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1961, 128—130, Wien 1961.

KLAUS, W.: Zur pollenanalytischen Datierung von Quartärsedimenten im Stadtgebiet von Wien, südlichen Wiener Becken und Burgenland. — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1962, 20—38, Wien 1962.

KLAUS, W.: Spätglazial-Probleme der östlichen Nordalpen: Salzburg — Inneralpines Wiener Becken. — Ber. dtsch. botan. Ges., *85*, 83—92, Stuttgart 1973.

KÖLBL, L.: Studien über den Löß. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *23*, 85—121, Wien 1930.

KOLLMANN, K.: Die ersten Ostracoden aus dem Pleistozän von Wien. — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1962, 38—45, Wien 1962.

KRÖLL, A., & WESSELY, G.: Neue Erkenntnisse über Molasse, Flysch und Kalkalpen auf Grund der Ergebnisse der Bohrung Urmannsau 1. — Erdöl-Z., *83*, 342—353, Wien 1967.

KÜMEL, F.: Eiszeitlicher Brodelboden in Niederösterreich und im Burgenland. — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1937, 108—113, Wien 1937.

KÜPPER, H.: Eiszeitspuren im Gebiet von Wien. — Sitzber. Österr. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., I, *159*, 199—206, Wien 1950.

KÜPPER, H.: Kalk- und Quarzschotter im Pleistozän aus dem Bereich des unteren Fischa-Tales (NÖ). — Anz. Österr. Akad. Wiss., Jg. 1951, 171—179, Wien 1951.

KÜPPER, H. (mit Beitr. v. A. PAPP, B. PLÖCHINGER & G. WOLETZ): Neue Daten zur jüngsten Geschichte des Wiener Beckens. — Mitt. Geogr. Ges., *94*, 10—30, Wien 1952.

KÜPPER, H.: Eine Exkursion in den Quartärbereich des Schwarza-Sierningtales. — Mitt. Geogr. Ges. Wien, *97*, 20—27, Wien 1955.

KÜPPER, H.: Exkursionen im Wiener Becken südlich der Donau mit Ausblicken in den pannonischen Raum. — Verh. Geol. B.-Anst., Sonderheft D, 127—136, Wien 1955.

KÜPPER, H.: Zur Geschichte der Wiener Pforte. — Mitt. Geogr. Ges., *100*, 161—181, Wien 1958.

KÜPPER, H.: Erläuterungen zu einer tektonischen Übersichtsskizze des weiteren Wiener Raumes. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *53*, 1—33, Wien 1960.

KÜPPER, H.: Pleistozän im südlichen Wiener Becken. — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1962, 8—20, Wien 1962.

KÜPPER, H.: Das südliche Wiener Becken. Wassernutzung und eiszeitliche Landschaftsentwicklung. — Mitt. Österr. Geogr. Ges., *104*, 161—171, Wien 1962.

KÜPPER, H.: Border Area between the Southern Vienna Basin and the Pannonian Plain. — Internat. Geol. Congr., 23. Sess., Prague 1968, Guide to Exc. 33 C, 18—29, Vienna 1968.

KÜPPER, H.: Quartäre Tektonik im Untergrund des Schwarzatales bei Ternitz, NÖ. — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1971, 522—527, Wien 1971.

KÜPPER, H., & BOBIES, C. A.: Zur Auflösung von Morphogenese und Tektonik am Rande des Wiener Beckens. — Sitzber. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., I, *136*, 1—23, Wien 1927.

KÜPPER, H., MÜLLER, G., & THIELE, O.: Göpfritz. Geologisch-tektonische Informationsfahrt. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *63*, 273—274, Wien 1972.

KÜPPER, H., PAPP, A., & ZAPFE, H.: Zur Kenntnis der Simmeringterrasse bei Fischamend a. d. Donau, NÖ. — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1954, 153—161, Wien 1954.

LICHTENBERGER, J.: Die Marchfeldlandschaft im Wandel der Zeiten. — 4. Jber. B-Gymn. Gänserndorf, 16—35, Gänserndorf 1953.

LICHTENECKER, N.: Die Rax. — Geogr. Jahresber. aus Österr., *13*, 150—170, Wien 1926.

LICHTENECKER, N.: Beiträge zur morphologischen Entwicklungsgeschichte der Ostalpen. I. Die nordöstlichen Alpen. — Geogr. Jber. aus Österreich, *19*, 1—82, 8 Taf., Wien 1938.

LOŽEK, V.: Stratigraphische Bedeutung der Quartärmollusken. — Rep. VIth Internat. Congr. Quaternary Warsaw 1961, *2*, 131—143, Lodz 1964.

LOŽEK, V.: Mittel- und jungpleistozäne Löss-Serien in der Tschechoslowakei und ihre Bedeutung für die Löss-Stratigraphie Mitteleuropas. — Rep. VIth Internat. Congr. Quatern., Warsaw 1961, *4*, 525—549, Lodz 1964.

LOŽEK, V.: Das Problem der Lößbildung und die Lößmollusken. — Eiszeitalter u. Gegenwart, *16*, 61—75, Öhringen 1965.

LOŽEK, V.: Über die malakozoologische Charakteristik der pleistozänen Warmzeiten mit besonderer Berücksichtigung des letzten Interglazials. — Ber. dtsch. Ges. Geol. Wiss., A, Geol.-Paläont., *14*, 439—469, Berlin 1969.

LOŽEK, V.: Die Bedeutung der Lößserien und deren Molluskenfauna für die Quartärstratigraphie. — Vortrag Paläont. Koll. v. 16. Oktober 1970, Wien 1970.

LOŽEK, V.: Zum Problem der Zahl der quartären Klimaschwankungen. — Quartär, *22*, 1—16, Bonn 1971.

NAGL, H.: Glaziale Formen und Ablagerungen im Gebiet der oberen Ybbs (Hochkar—Göstling—St. Georgen—Reith). — Sitzber. Österr. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., I, *176*, 91—123, Wien 1968.

NAGL, H.: Zur Rekonstruktion der pleistozänen Vereisung im alpinen Ybbstal. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *63*, 185—202, Wien 1972.

PANOS, V.: Der Urkarst im Ostflügel der Böhmischen Masse. — Z. Geomorph., n. F., *8*, 105—162, Berlin 1964.

PENCK, A., & BRÜCKNER, E.: Die Alpen im Eiszeitalter. I. Die Eiszeiten in den nördlichen Ostalpen. — XVI + 393, Leipzig: Ch. Tauchnitz 1909.

PENCK, A., & BRÜCKNER, E.: Die Alpen im Eiszeitalter III. Die Eiszeiten in den Südalpen und im Bereich der Ost-Abdachung der Alpen. — XII + 717—1197, Leipzig: Ch. Tauchnitz 1909.

PIFFL, L.: Die Exkursion von Krems bis Absberg. — Verh. Geol. B.-Anst., Sonderheft D, 70—78, Wien 1955.

PIFFL, L.: Eine altpleistozäne Schotterflur um Langenlois. — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1959, 132—140, Wien 1959.

PIFFL, L.: Der Wagram des Tullner Beckens. — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1964, 299—312, Wien 1964.

PIFFL, L.: Zur Gliederung des Tullner Feldes. — Ann. Naturhist. Mus. Wien, *75*, 293—310, Wien 1971.

PLÖCHINGER, B.: Schotteruntersuchungen von Proben aus der Mitterndorfer Sencke (Inneralpines Wiener Becken). — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1958, 108—113, Wien 1958.

RABEDER, G.: Neue Grabungsergebnisse von plio-pleistozänen Wirbeltierfundstellen. — Vortragsbericht im Paläont. Seminar vom 15. Februar 1972, Wien 1972.

RIEDL, H.: Beiträge zur Morphologie des Gebietes der Leiser Berge und des Falkensteiner Höhenzuges. — Mitt. Österr. Geogr. Ges., *102*, 65—76, Wien 1960.

RIEDL, H.: Bemerkung zur Altersfrage eiszeitlicher Terrassen im östlichen Arbestaler Hügelland. — Unsere Heimat, *34*, 33—37, Wien 1963.

RIEDL, H.: Neue Beiträge zum Problem Raxlandschaft — Augensteinlandschaft. — Mitt. Österr. Geogr. Ges., *108*, 98—109, Wien 1966.

RIEDL, H.: Gedanken zur Initialgenese der Buckligen Welt und des Hochwechsels. — Geogr. Jber. Österr. *33*, 35—42, Wien 1971.

RIEHL-HERWIRSCH, G.: Vorstellungen zur Paläogeographie — Verrucano. — Verh. Geol. B.-Anst., 1972, 97—106, Wien 1972.

ROSKOSNY, J.: Das Hornsteinbergwerk auf der Antonshöhe bei Mauer. — Unsere Heimat, *35*, 34—38, Wien 1964.

RUNGALDIER, R.: Der Löß in Niederösterreich, seine Bedeutung und Verbreitung. — Jb. Landes-Kde. NÖ, n. F., *34*, 20—35, 1 Kte., Wien 1960.

RUTTNER, A.: Aufnahmen auf Blatt Ybbsitz (51) und Mariazell (72) sowie lagerstättenkundliche Arbeiten auf diesem Blatt und auf Blatt Reichraming (69). — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1954, 60—76, Wien 1954.

SCHADN, H. P.: Die Hausberge und verwandte Wehranlagen in Niederösterreich. — Prähistor. Forschg., *3*, 1—268, Horn-Wien 1953.

SCHAFFER, F. X.: Die alten Flußterrassen im Gemeindegebiet der Stadt Wien. — Mitt. Geogr. Ges., *45*, 325—331, Wien 1902.

SCHAFFER, F. X.: Zur Frage der alten Flußterrassen in Wien. — Mitt. Geogr. Ges., *47*, 91—95, Wien 1904.

SCHIEMENZ, S.: Schotteranalyse und Paläogeographie der subalpinen Molasse Südbayerns. — Z. dtsch. geol. Ges., *105*, 396—401, Hannover 1955.

SCHLEGEL, W.: Alte Abtragungssysteme und Quartärterrassen im östlichen Weinviertel. — Geogr. Jahresber. Österr., *28*, 80—111, Wien 1961.

SCHLEGEL, W.: Die asymmetrischen Täler des östlichen Weinviertels. — Mitt. Österr. Geogr. Ges., *103*, 246—266, Wien 1961.

SCHWAIGHOFER, B.: Bericht 1969 über Aufnahmen auf Blatt Zwettl (19) N-Hälfte. — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1970, A 61—A 64, Wien 1970.

SEEFELDNER, E.: Zur Altersfrage der Abtragungsflächen in den nordöstlichen Ostalpen. — Mitt. Geogr. Ges. Wien, *76*, 128—150, Wien 1933.

SIEBER, R.: Fossilführung und Molluskenfaunen im Quartär Österreich. — Anz. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., H. *5*, 37—42, Wien 1956.

SÖLCH, J.: Das Semmeringproblem. Eine geomorphologische Betrachtung. — In: Zur Geographie des Wiener Beckens, Heiderich-Festschr., 15—32, Wien: Seidel & Sohn 1923.

SOLAR, F.: Zur Kenntnis der Böden auf dem Raxplateau. — Mitt. Österr. Bodenkdl. Ges., H. *8*, 1—71, Wien 1964.

SPREITZER, H.: Altlandschaften und Vorzeitformen in den österreichischen Donauländern. — Tijdschr. konin. Nederl. Aardrijkskund. Genootsch., *83*, 303—310, Amsterdam 1966.

STINY, J.: Zur Kenntnis jugendlicher Krustenbewegungen im Wiener Becken. — Jb. Geol. B.-Anst., *82*, 75—102, Wien 1932.

SUESS, F. E.: Grundsätzliches zur Entstehung der Landschaft von Wien. — Z. dtsch. geol. Ges., *81*, 177—236, Berlin 1930.

THENIUS, E.: Neue Wirbeltierfunde aus dem Ältestpleistozän von Niederösterreich. Zur Stratifizierung der pleistozänen Donauterrassen. — Jb. Geol. B.-Anst., *99*, 259—271, Wien 1956.
THENIUS, E.: Niederösterreich im Wandel der Zeiten. Grundzüge der Erd- und Lebensgeschichte von Niederösterreich. — 1—126, Wien: NÖ-Landesmuseum 1962.
TOLLMANN, A.: Die paläogeographische und morphologische Entwicklung der Ostalpen. — Mitt. Österr. Geogr. Ges., *110*, 224—244, Wien 1968.
TOLLMANN, A., & KRISTAN-TOLLMANN, E.: Das Alter des hochgelegenen „Ennstal-Tertiärs". — Mitt. Österr. Geogr. Ges., *104*, 337—347, Wien 1962.
TRIMMEL, H.: Zur Frage des Alters alpiner Karsthöhlen. — Die Höhle, *1*, 45—46, Wien 1950.
TRIMMEL, H.: Die Große Kollerhöhle bei Emmerberg (NÖ). Ein Beispiel für den geologischen Aussagewert des Höhlensinters. — Die Höhle, *18*, 13—17, Wien 1967.
TROLL, C.: Strukturböden, Solifluktion und Frostklimate der Erde. — Geol. Rdsch., *34*, 545—694, Stuttgart 1944.
WENTY, K.: Morphogenetische Kenntnisse vom Wiener Boden. — Unsere Heimat *32*, 204—209, Wien 1961.
WENTY, K.: Beobachtungen zur Geologie des Wienerberges. — Unsere Heimat *38*, 193—204, Wien 1967.
WICHE, K.: Der Eichkogel und die Strandformen am Ostabfall des Anningers. — Geogr. Jber. aus Österr., *23*, 146—152, Wien 1949.
WICHE, K.: Ergebnisse klimamorphologischer Untersuchungen im Wienerwald. — Sitzber. Österr. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., I, *167*, 173—198, Wien 1958.
WIEDEN, P.: Kaolinlagerstätte Mallersbach. Die Kaolinlagerstätten im Raum Mallersbach (NÖ). — Znaim (ČSSR). — Mitt. Geol. Ges. Wien, *57*, 169—179, Wien 1964.
WIESENEDER, H., & SCHARBERT, S.: Über Roterdevorkommen in der Oststeiermark. — Joanneum, Miner. Mitt. Bl., *1/2*, 53—57, Graz 1971.
WINKLER-HERMADEN, A.: Zur geomorphologischen und geologischen Entwicklungsgeschichte der Ostabdachung der Zentralalpen in der Miozänzeit. — Geol. Rdsch., *17*, 36—68, 196—217 und 291—310, Berlin 1926.
WINKLER-HERMADEN, A.: Zum Entstehungsproblem und zur Altersfrage der ostalpinen Oberflächenformen. — Mitt. Geogr. Ges. Wien, *92*, 171—190, Wien 1950.
WINKLER-HERMADEN, A.: Die jungtertiären Ablagerungen an der Ostabdachung der Zentralalpen und das inneralpine Tertiär. — In SCHAFFER, F. X. (Hrsg.): Geologie von Österreich, 2. Aufl. 414—524, Wien: Deuticke 1951.
WINKLER-HERMADEN, A.: Ergebnisse und Probleme der quartären Entwicklungsgeschichte am östlichen Alpensaum. — Denkschr. Österr. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl. *110*, (1), VIII+ 180 S., Wien 1955.
WINKLER-HERMADEN, A.: Geologisches Kräftespiel und Landformung. — 1—822, Wien: Springer 1957.
WOLF, M. H.: Morphologische Untersuchung des Dunkelsteinerwaldes und seiner tertiären Randzone. — Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, No. 22.861, 1—189, Wien 1968.
ZWITTKOVITS, F.: Klimabedingte Karstformen in den Alpen, den Dinariden und im Taurus. — Mitt. Österr. Geogr. Ges., *108*, 72—97, Wien 1966.

Rohstoffe und Hydrogeologie

BACHMAYER, F. (Hrsg.): Erdöl in Österreich. — 1—108, Wien: Verlag Natur und Technik 1957.
BARDOSSY, G.: Miner.-petrographische Untersuchung einiger Bauxite aus den niederösterreichischen Kalkalpen. — In B. PLÖCHINGER: Die Gosaumulde von Grünbach und der Neuen Welt. — Jb. Geol. B.-Anst., *104*, 405—414, Wien 1961.
BAUER, F. K.: Gipslagerstätten im zentralalpinen Mesozoikum (Semmering, Stanzertal). — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1967, 70—90, Wien 1968.
BRIX, F. E., GÖTZINGER, K. G. H., KRÖLL, A. J., & LOGIGAN, ST. D.: New results of exploration in the Molasse-zone of Lower Austria. — Proc. VIth World Petrol. Congr. Sect. I, Pap. 3, 1—19, Frankfurt/M. 1963.
BUCHTA, H., LEUTNER, E., & WIESENEDER, H.: The extractable organic matter of pelite and carbonate sediments of the Vienna Basin. — 6th World Petrol. Congr. Sect. I, Pap. 5, Frankfurt/M.
CLAR, E.: Ostalpine Vererzung und Metamorphose. — Verh. Geol. B.-Anst. 1945, 29—37, Wien 1945.

CLAR, E.: Über die Herkunft der ostalpinen Vererzung. — Geol. Rdsch., *42*, 107—127, Stuttgart 1953.
CLAR, E., & FRIEDRICH, O.: Ostalpine Vererzung und Metamorphose. — Verh. Geol. B.-Anst., 1945, 29—37, Wien 1947.
DOLEZEL, P., & SCHROLL, E.: Zur Geochemie der ostalpinen Siderite. — Geologija, Razprave in Poročila *15*, 343—351, Ljubljana 1972.
FINK, M. H.: Tektonik und Höhlenbildung in den niederösterreichischen Kalkalpen. — Die Höhle, wiss. Beih., *11*, 1—128, Wien 1967.
FISCHER, H.: Formsande im Raum von Statzendorf. — Montan. Rdsch., H. *3*, 327—329, Wien 1955.
FRIEDL, K.: Der Steinberg-Dom bei Zistersdorf und sein Ölfeld. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *29*, 21—290, Wien 1937.
FRIEDL, K.: Die österreichischen Erdölvorkommen. — Erdöl-Z., *72*, H. 6, Wien 1956.
FRIEDL, K.: Das Wiener Becken. — In BACHMAYER, F. (Hrsg.): Erdöl in Österreich, 55—75, Wien: Verlag Natur und Technik 1957.
FRIEDL, K.: The oil fields of the Vienna Basin. — Proc. Vth World Petrol. Congr., Sect. I, 865—881, New York 1959.
FRIEDL, K., & KÖLBL, L.: Exkursion II/2: Erdölfelder, zentrales Wiener Becken. — In: Geol. Führer zur Exkursion durch die Ostalpen. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *57*, 157—161, Wien 1964.
FRIEDRICH, O. M.: Tektonik und Erzlagerstätten in den Ostalpen. — Berg- u. Hüttenmänn. Mh., *93*, 131—136, Wien 1942.
FRIEDRICH, O. M.: Neue Betrachtungen zur ostalpinen Vererzung. — Karinthin, *45/46*, 210—228, Klagenfurt 1962.
FRIEDRICH, O. M.: Die Vererzung der Ostalpen, gesehen als Glied des Gebirgsbaues. — Arch. Lagerstättenforschg. in den Ostalpen, *8*, 1—136, Leoben 1968.
GATTINGER, T. E.: Baugeologischer Bericht über den neuen Österreicherstollen bei Scheibbs, NÖ. — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1972, 225—236, Wien 1972.
GATTINGER, T. E.: Geologie und Baugeschichte des Schneealpenstollens der I. Wiener Hochquellenleitung (Steiermark-Niederösterreich). — Abh. Geol. B.-Anst. *30*, 1—60, Wien 1973.
GATTINGER, T., & KÜPPER, H.: Trinkwasser, Thermen und Tektonik im südlichen Wiener Becken. — Exkursion II/7. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *57*, 205—216, Wien 1964.
GERABEK, K.: Grundwasserverhältnisse und Quellen Niederösterreichs und ihre Bedeutung für die Wasserwirtschaft. — Diss. Hochsch. f. Bodenkultur, D 508, 1—86, (MS), Wien 1947.
GÖTZINGER, G.: Karsterscheinungen in den Voralpen (mit Beitr. v. F. BAUER). — Mitt. Geogr. Ges., *94*, 83—91, Wien 1952.
GÖTZINGER, G.: Der voralpine Karst und seine Gesetzmäßigkeiten. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *48*, 33—47, Wien 1956.
GRILL, R.: Österreichs aufgeschlossene Erdölreserven und seine Erdölhoffnungsgebiete. — Erdöl-Z., *72*, 411—417, Wien 1956.
GRILL, R.: Die österreichischen Erdölgebiete. Überblick der erdölgeologischen Verhältnisse Österreichs. — In: Erdöl in Österreich, 47—54, Wien 1957.
GRILL, R.: Die aufgeschlossenen Erdölreserven Österreichs und die Aussichten auf Entdeckung neuer Felder. — In: Erdöl in Österreich, 93—99, Wien 1957.
GRILL, R., & KAPOUNEK, J.: Exkursion II/1. Waschbergzone und Erdölfelder. — In: Geol. Führer zu Exkursionen durch die Ostalpen. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *57*, 147—155, Wien 1964.
GRUBINGER, H.: Gespannte Grundwässer im südlichen Wiener Becken. — Österr. Wasserwirtsch., *3*, H. 11, 241—246, 267—274, Wien: Springer 1951.
HERAK, M., & STRINGFIELD, V. T.: Karst; Important Karst regions of the Northern Hemisphere. — Amsterdam: Elsevier 1972.
HINTERLECHNER, E.: Über die alpinen Antimonit-Vorkommen (Maltern, NÖ, Schlaining, Deutschwestungarn). — Jb. Geol. R.-Anst., *67*, 341—404, Wien 1917.
HIRSCH, M.: Das österreichische Erdgas. — Erdöl-Z., *76*, 9—13, Wien 1960.
HOCK, R.: Das Meerauge und seine benachbarte Mineralquelle bei Sulzbach im Triestingtal. — Unsere Heimat, *25*, 160—164, Wien 1954.
HÖFER, H.: Das Braunkohlenvorkommen in Hart bei Gloggnitz in Niederösterreich. — Ber. allg. Bergmannstagung in Wien 1903, 93—99, Wien: Zentralver. Bergwerksbes. Österr. 1904.
HOFBAUER, R.: Neue Graphitbergbaue im niederösterreichischen Waldviertel. — Montan. Rdsch. 1962, 82—84, Wien 1962.
HOLZER, H. (mit einem Beitrag von E. J. ZIRKL): Über einige weitere niederösterreichische Graphitlagerstätten. — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1963, 79—91, Wien 1963.
HOLZER, H.: Niederösterreichische Graphitlagerstätten. Exkursion II/3. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *57*, 163—168, Wien 1964.

HOLZER, H.: Die Flinzgraphitvorkommen im außeralpinen Grundgebirge Ober- und Niederösterreichs. — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1964, 360—371, Wien 1964.

HOLZER, H. (mit einem Beitrag von R. GRILL): Erläuterungen zur Karte der Lagerstätten mineralischer Rohstoffe der Republik Österreich. — Geol. B.-Anst., 29—65, Wien 1966.

HOLZER, H., & NEUWIRTH, K.: Über den ehemaligen Eisensteinbergbau Kottaun bei Geras, Niederösterreich. — Montan-Rdsch., 1962, 191—193, Wien 1962.

HOLZER, H., & WIEDEN, P.: Über Halloysit aus der Graphitlagerstätte Wegscheid bei Mühldorf (Niederösterreich). — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1966, 47—52, Wien 1966.

HOLZER, H., & ZIRKL, E. J.: Weitere Mitteilungen über niederösterreichische Graphitlagerstätten. — Verh. Geol. B.-Anst., 1962, 316—330, Wien 1962.

HUSKA, G.: Zur Geologie und Tektonik der Weißerdelagerstätte Aspang am Ostrand des Wechselfensters (Niederösterreich). — Mitt. Geol. Ges. Wien, *64*, 109—136, Wien 1972.

JANDA, I., & SCHROLL, E.: Geochemische Untersuchungen an Graphitgesteinen. — Internat. Geol Congr. 21st Session, Pt. I, 40—53, Kopenhagen 1960.

JANOSCHEK, R.: The Inner-alpine Vienna Basin. An example of a small sedimentary area with rich oil accumulation. — Habitat of Oil; A Symposium, 1134—1152, Tulsa 1958.

JANOSCHEK, R., & GÖTZINGER, K. G. H.: The exploration for oil and gas in Austria. — In: The Exploration for Petroleum in Europe and North Africa, 161—180, Dorking: Adlard & Son Ltd. 1969

KAPOUNEK, J., KÖLBL, L., & WEINBERGER, F.: Results of new exploration in the basement of the Vienna Basin. — Proc. VIth World Petrol. Congr., Sect. I, 205—211, Frankfurt/M. 1963.

KAPOUNEK, J., KAUFMANN, A., KRATOCHVIL, H., & KRÖLL, A.: Die Erdöllagerstätte Schönkirchen Tief im alpin-karpatischen Beckenuntergrund. — Erdöl-Z., *80*, 305—317, Wien 1964.

KARRER, F.: Geologie der Kaiser-Franz-Josefs-Hochquellen-Wasserleitung. — Abh. Geol. R.-Anst., *9*, 1—420, Wien 1877.

KAUFMANN, A., KÖLBL, L., KRATOCHVIL, H., & WIESENEDER, H.: Reservoir rocks, fluids and energy system of the Matzen Field in the Vienna Basin. — Proc. VIth World Petrol. Congr., Sect. II, 151—172, New York 1959.

KIESLINGER, A.: Zur Frage der Entstehung einiger alpiner Talklagerstätten. — Cbl. Miner., 1923, 463—469, Stuttgart 1923.

KIESLINGER, A.: Steinhandwerk in Eggenburg und Zogelsdorf. — Unsere Heimat, *8*, 141—161, 177—193, Wien 1935.

KIESLINGER, A.: Zur Geschichte des Wiener Sandsteins. — Unsere Heimat, n. F., *11*, 151—200, Wien 1938.

KIESLINGER, A.: Die Steine von St. Stephan. — 1—488, Wien: Herold 1949.

KIESLINGER, A.: Gesteinskunde für Hochbau und Plastik. — Österr. Gewerbe-Buch, 1—200, Wien: Gewerbe-Verlag 1951.

KIESLINGER, A.: Höhlen und Steinbrüche. — Die Höhle, *8*, H. 4, 89—99, Wien 1957.

KIRNBAUER, F.: Der Kaolin-, Ton- und Quarzbergbau in Österreich und seine wirtschaftliche Bedeutung. — Montan Rdsch., *9*, 225—227, Wien 1961.

KIRNBAUER, F.: Nutzbare Tonvorkommen im österreichischen Alpenvorland. — Archaeol. Austr., Beih. *10*, 89—99, Wien 1969.

KÖLBL, L.: Vorkommen und Entstehung des Kaolins im niederösterreichischen Waldviertel. — Tschermaks Miner.-Petrogr. Mitt., *37*, 173, Wien 1927.

KÖLBL, L.: Entstehung und Diagenese von Tiefwässern aus dem kalkalpinen Untergrund des Wiener Beckens. — Erdoel-Erdgas-Z., *83*, 72—80, Wien 1967.

KOZLOWSKI, C.: Der Mineralbestand österreichischer Bauxite. — Karinthin, F. *33*, 156—161, Knappenberg 1956.

KREJCI-GRAF, K., HECHT, F., & PASSLER, W.: Über Ölfeldwässer des Wiener Beckens. — Geol. Jb., *74*, 161—210, Hannover 1957.

KÜPPER, H.: Die hydrogeologische Situation des Wiener Beckens südlich der Donau. I—III. — Gas, Wasser, Wärme 1948, H. 12, 1949, H. 10 u. 1950. H. 3, Wien 1948—1950.

KÜPPER, H.: Die Grundwasserverhältnisse im Schwarzatal zwischen Neunkirchen und Gloggnitz (NÖ). — Österr. Wasserwirtsch., *4*, 259—263, Wien 1952.

KÜPPER, H.: Geologie und Grundwasservorkommen im südlichen Wiener Becken (mit Beitr. v. W. PRODINGER & G. WOLETZ). — Jb. Geol. B.-Anst., *97*, 161—210, Wien 1954.

KÜPPER, H.: Geologie und Grundwasserbilanz im südlichen Wiener Becken. — Z. dtsch. geol. Ges., *106*, 75—81, Hannover 1955.

KÜPPER, H. (mit Beitr. v. W. PRODINGER & R. WEINHANDL): Geologie der Heilquelle Deutsch-Altenburg (NÖ). — Jb. Geol. B.-Anst., *104*, 351—358, Wien 1961.

LECHNER, K., RUTTNER, A., & GRILL, R.: Karte der Lagerstätten von Erzen, Kohlen, industriell nutzbaren Mineralien, Erdöl und Erdgas in Niederösterreich und in den angrenzenden Gebieten, 1 : 500.000, Niederösterreich-Atlas. — Wien: Freytag-Berndt & Artaria 1958.

LEHMANN, O.: Über Quellen und Grundwasser. — Geogr. Jber. aus Österr., *13*, 1—28, Wien 1925.

LEITMEIER, H.: Orogenese und Vererzung im Raume der Ostalpen. — Kober-Festschr., 228—254, Wien 1953.

LOGIGAN, ST., & DIEM, E.: Die Ergebnisse der Aufschlußarbeiten der ÖMV-AG in der Molassezone Niederösterreichs in den Jahren 1957—1963. V. Lagerstättenstudie über die Gasvorkommen Wildendürnbach und Ameis. — Erdöl-Z., *80*, 251—255, Wien 1964.

MAURIN, V., & ZÖTL, J.: Die Untersuchung der Zusammenhänge unterirdischer Wässer mit bes. Berücks. d. Karstverhältnisse. — Steir. Beitr. z. Hydrogeol., Jg. 1959, 1—184, Graz 1959.

MAYERHOFER, R. J.: Von alten Bergbauen in Niederösterreich. — Natur u. Land, *33*, 122—124, Wien 1946.

MOHR, H.: Über die Schwerspatlagerstätten des Semmeringgebietes (NÖ). — Berg- u. Hüttenm. Mh. *99*, 101—132, Wien 1954.

MONTAN.-RUNDSCHAU: Sonderheft Steine und Erden. — Montan. Rdsch., *9*, 139—230, Wien 1961.

NAGL, H.: Karstmorphologische und -hydrologische Beobachtungen in den Göstlinger Alpen. — Die Höhle, *21*, 9—32, Wien 1970.

NEUBAUER, W.: Die steinkohleführenden Lunzer Schichten von Schrambach-Lilienfeld und ihre bergmännische Bedeutung. — Berg- u. Hüttenm. Mh., *94*, 319—333, Wien 1949.

NEUNER, K. H.: Die Gipslagerstätten des Semmerings. — Berg- u. Hüttenm. Mh., *109*, 319—331, Leoben 1964.

PETRASCHECK, W.: Kohlengeologie der Österreichischen Teilstaaten. I. — 1—272, Wien: Verlag f. Fachlit. 1922—1925.

PETRASCHECK, W.: Kohlengeologie der Österreichischen Teilstaaten. II. — 273—484, Katowice: Kattowitzer Buchdruck- u. Verlags Akc. 1926/29.

PETRASCHECK, W.: Lagerstätten nutzbarer Minerale, Steine und Erden in Österreich. — Z. f. Berg-, Hütten- u. Salinenwesen i. Dtsch.-Reich, *85*, 266—273, Berlin 1937.

PETRASCHECK, W.: Die alpine Metallogenese. — Jb. Geol. B.-Anst., *90*, 129—149, Wien 1947.

PETRASCHECK, W. E.: Großtektonik und Erzverteilung im mediterranen Kettensystem. — Sitzber. Österr. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., I, *164*, 109—130, Wien 1955.

PETRASCHECK, W. E.: Die österreichische Lagerstättenforschung in den letzten 25 Jahren. — Montan. Rdsch., Sonderheft „Leobner Bergmannstag", 3—8, Wien 1962.

PETRASCHECK, W. E.: Die zeitliche Gliederung der ostalpinen Metallogenesen. — Sitzber. Österr. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., Abt. I, *175*, 57—74, Wien 1966.

PETRASCHECK, W. E.: Methoden und Aufgaben der Lagerstättensuche in Österreich. — Almanach Österr. Akad. Wiss., *120*, 172—182, Wien 1971.

PFEIFFER, J.: Vorkommen, Aufbereitung und Verwendung von Talk und Leukophyllit in Österreich. — Montan. Rdsch., Sonderheft „Steine und Erden", 162—169, Wien 1961.

PIRKER, R.: Die Warme Lucke im Gösingberg bei Ternitz (Niederösterreich). — Die Höhle, *8*, H. 1, 19—23, Wien 1957.

PIRKER, R., & TRIMMEL, H. (Hrsg.): Karst und Höhlen in Wien und Niederösterreich. Mit einem Höhlenverzeichnis. — 1—182, 1 Kte., Wien: Verlag für Jugend und Volk 1954.

REDLICH, K. A.: Das Karbon auf dem Semmering und seine Magnesite. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *7*, 205—222, Wien 1914.

RIEDL, H.: Der Karst der Juraklippen in der niederösterreichischen Waschbergzone. — Die Höhle, *8*, 1—8, Wien 1957.

RIEDL, H.: Die Verkarstung des mesozoischen Bereiches der niederösterreichischen Waschbergzone (Leiser Berge). II. Bericht. — Die Höhle, *9*, 80—84, Wien 1958.

RIEDL, H.: Formengebung und Sedimententstehung in der Nixhöhle bei Frankenfels (NÖ). — Die Höhle, *11*, 33—45, Wien 1960.

RUTTNER, A.: Zur Geologie niederösterreichischer und burgenländischer Kohlenvorkommen. — Verh. Geol. B.-Anst., Sonderheft C, 67—71, Wien 1952.

SCHAUBERGER, O., & TRIMMEL, H.: Das österreichische Höhlenverzeichnis. — Die Höhle, *3*, 33—36, Wien 1952.

SCHIPPEK, F.: Die Entwicklung der Erdgasproduktion in Österreich. — Atti Conv. Milano I. Accad. Naz. Lincei Ente-Nation. Idrocarb. 1957, 257—282, Roma 1959.

SCHIPPEK, F.: Die Erdgasfelder der österreichischen Mineralölverwaltung. — Atti Convegno Milano 1957, Giacim. Gassiferi Europa occid. I, 283—332, Rom: Accad. Nazion. Lincei 1959.

SCHIPPEK, F.: Die Erdgasvorkommen in Österreich. — Erdöl-Z., *79*, 21—32, Wien 1963.

SCHMÖLZER, A.: Die Vorkommen nutzbarer Gesteine Österreichs unter bes. Berücksichtigung der Bedürfnisse des Straßen- und Bergbaues. — 1—28, Wien: Verlag Österr. Straßenges. 1930.

SCHWINNER, R.: „Ostalpine Vererzung und Metamorphose" als Einheit? — Verh. Geol. B.-Anst., Jg. 1946, 52—61, Wien 1949.

SCHWINNER, R.: Gebirgsbau, magmatische Zyklen und Erzlagerstätten in den Ostalpen. — Berg- u. Hüttenmänn. Mh., *94*, 134—143, Wien 1949.

SOLAR, E.: Die Hackenmauerneishöhle am Scheiblingstein bei Lunz am See (NÖ). — Die Höhle, *8*, 13—14, Wien 1957.

STINI, J.: Zur Kenntnis der Herkunft der Badner Heilquellen. — In: Skizzen zum Antlitz der Erde (Kober-Festschr.), 315—322, Wien 1953.

SUESS, E.: Der Boden der Stadt Wien nach seiner Bildungsweise, Beschaffenheit und seinen Beziehungen zum bürgerlichen Leben. Eine geologische Studie. — 1—326, 1 Kte., Wien: Braumüller 1862.

THURNER, A.: Hydrogeologie. — XIV + 350, Wien: Springer 1967.

TRIMMEL, H.: Die Kohlerhöhle bei Erlaufboden (Niederösterreich). — Die Höhle, *3*, 46—54, Wien 1952.

TRIMMEL, H.: Ergänzungen 1955 des Höhlenverzeichnisses von Niederösterreich. — Die Höhle, *6*, 71—74, Wien 1955.

TRIMMEL, H.: Fortschritte in der Kenntnis der Höhlen Niederösterreichs. 2. Erg. d. Höhlenverzeichn. v. Niederösterreich. — Die Höhle, *9*, 73—80, Wien 1958.

TRIMMEL, H. (ed.): Österreichs längste und tiefste Höhlen. — Die Höhle, wiss. Beih. *14*, 1—64, Wien 1966.

TRIMMEL, H.: Österreichs tiefste Höhlen — Stand 1968. — Die Höhle, *20*, 23, Wien 1969.

TUFAR, W.: Die Erzlagerstätten des Wechselgebietes. — Joanneum, Miner. Mitt.-Bl., H. *1*, 1—60, Graz 1963.

TUFAR, W.: Die Kupferlagerstätte von Trattenbach (Niederösterreich). — Tscherm. Miner. u. Petrogr. Mitt., (3), *12*, 140—181, Wien 1968.

TUFAR, W.: Das Problem der ostalpinen Metallogenese beleuchtet am Beispiel einiger Erzparagenesen vom Alpenostrand. — Sitzber. Österr. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., I, *177*, 1—20, Wien 1969.

TUFAR, W.: Die Eisenlagerstätte von Pitten (Niederösterreich). Ein Beitrag zum Problem der ostalpinen Spatlagerstätten. — Joanneum, Miner. Mitt. Bl. *1*, 101—154, Graz 1972.

TUFAR, W.: Neue Aspekte zum Problem der ostalpinen Spatlagerstätten am Beispiel einiger Paragenesen vom Ostrand der Alpen. — Geologija, Razprave in Poročila *15*, 221—230, Ljubljana 1972.

VENDEL, M.: Zur Entstehung der Thermen des Wiener Beckens. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *55*, 183—208, Wien 1963.

VETTERS, H.: Geologisches Gutachten über die Wasserversorgung der Stadt Retz. — Jb. Geol. R.-Anst., *67*, 461—480, Wien 1917.

VETTERS, H.: Die Braunkohlenvorkommen in Neulengbach, Starzing und Hagenau in Niederösterreich. — Jb. Geol. B.-Anst., *73*, 39—61, Wien 1923.

VETTERS, H.: Über die Möglichkeit von Erdölvorkommen in der nordalpinen Flyschzone Österreichs. — Bohrtechnische Ztg., *56*, 65—73, Wien 1938.

WAAGEN, L.: Nutz- und Baugesteine. — Zur Geographie des Wiener Beckens; Heiderich-Festschr., 38—50, Wien: Seidel & Sohn 1923.

WAAGEN, L.: Die Bergbaue des Wiener Beckens. — Zur Geographie des Wiener Beckens; Heiderich-Festschr., 33—37, Wien: Seidel & Sohn 1923.

WALDMANN, L.: Studien über ältere Eisensteinbaue im nördlichen Waldviertel. — Verh. Geol. B.-Anst., Sonderheft C, 49—55, Wien 1952.

WALDNER, F.: Die Hermannshöhle und die übrigen Höhlen im Eulenberge bei Kirchberg a. W. — Niederdonau — Natur und Kultur, H. *15*, 1—23, Wien 1942.

WEBER, F.: Die Ergebnisse der geophysikalischen Messungen in der Mineralwassertiefbohrung Oberlaa. — Erdoel-Erdgas-Z., *83*, 397—402, Wien 1967.

WIEDEN, P.: Kaolinlagerstätte Mallersbach. Die Kaolinlagerstätten im Raum Mallersbach (NÖ) — Znaim (ČSSR). — Exkursion II/4. Mitt. Geol. Ges. Wien, *57*, 169—179, Wien 1964.

WIEDEN, P., & HAMILTON, G.: Die Weißerde von Aspang. — Tschermaks Miner.-Petrogr. Mitt., 3. F., 35—50, Wien 1952.

WIESENEDER, H.: Zur Kenntnis der neuen Erdöl- und Erdgasvorkommen im Wiener Becken. — Erdöl und Kohle, *9*, 357—363, Hamburg 1956.

WIESENEDER, H.: Die Erdöl-Muttergesteinsfrage im Wiener Becken. — Erdoel-Z., *80*, 479—486, Wien 1964.

WIESENEDER, H.: Exkursion A/III. Ölfelder des Wiener Beckens. — Fortschr. Miner., *42*, 132—133, Stuttgart 1965.

WIESENEDER, H.: Genesis und Speichereigenschaften des alpinen Hauptdolomites. — Erdoel-Erdgas-Z., *84*, 434—438, Wien 1968.

WIESENEDER, H.: Neue Aspekte zur Geochemie des Erdöls. — Vortrag Geol. B.-Anst. 23. November 1972, Wien 1972.

ZAPFE, H.: Zur Altersfrage der Braunkohle von Langau bei Geras in Niederösterreich. — Berg- u. Hüttenm. Mh., *98*, 12—16, Wien 1953.

ZAPFE, H.: Die geologische Altersstellung österreichischer Kohlenlagerstätten nach dem gegenwärtigen Stand der Kenntnisse. — Berg- u. Hüttenm. Mh., *101*, 71—81, Wien 1956.

ZÖTL, J.: Beitrag zu den Problemen der Karsthydrographie mit besonderer Berücksichtigung der Frage des Erosionsniveaus. — Mitt. Geogr. Ges. Wien, *100*, 101—130, Wien 1958.

ZWITTKOVITS, F., & KURZ, W.: Zum Problem der Karrenbildung in den Nördlichen Kalkalpen. — Anz. Österr. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., Jg. 1963, 33—43, Wien 1963.

Geophysik

BENDEFY, L.: Angaben zur Kenntnis der Tiefenstruktur des Pannonischen Beckens. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *63*, 1—21, Wien 1972.

CLOOS, H.: Der tiefere Untergrund der Alpen nach neuen seismischen Messungen. — Geol. Rdsch., *53*, 630—649, Stuttgart 1949.

CLOOS, H.: Der Untergrund der Alpen im Lichte neuerer geophysikalischer Untersuchungen. — Erdöl und Kohle, *19*, 81—87, Hamburg 1966.

GANGL, G.: Ein Beitrag zur Seismizität des Alpenostrandes (Erdbeben in Niederösterreich). — Mitt. Erdbeben-Komm., n. F. 68, 1—22, (Österr. Akad. Wiss.), Wien: Springer-Verlag 1969.

KAUTSKY, F.: Die Erdbeben des östlichen Teiles der Ostalpen, ihre Beziehungen zur Tektonik und zu den Schwereanomalien. — Mitt. Erdbeben-Komm. n. F., *58*, 1—48, Wien 1924.

KAUTSKY, F.: Die jüngeren Verbiegungen in den Ostalpen und ihr Ausdruck im Schwerebild. — Sitzber. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., *133*, 411—421, Wien 1925.

KÜPPER, H.: Quasikraton und Orthogeosynklinale (Ostalpen und Böhmische Masse im Kenntnisbild der heutigen Geologie). — Eclogae geol. Helv., *58*, 73—85, Basel 1965.

SCHEFFER, V.: Geophysikalische Angaben zur Tektonik des Grenzgebietes der Ostalpen. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *55*, 61—84, Wien (1962) 1963.

SCHEFFER, V.: Regionale geophysikalische Übersicht des Grenzgebietes der Ostalpen. — Föld. Közl., *95*, 5—21, Budapest 1965.

SCHWINNER, R.: Homologien und Analogien in der Tektonik der Ostalpen. — Jb. Geol. B.-Anst., *90*, 95—115, Wien 1947.

SUESS, E.: Die Erdbeben Niederösterreichs. — Denkschr. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl. *33*, 61—98, Wien 1873.

TOPERCZER, M.: Ein Beitrag zur Seismotektonik der Ostalpen. — Kober-Festschr. 72—80, Wien 1953.

TRAPP, E.: Die Erdbeben Österreichs 1949—1960. — Mitt. Erdbeben-Komm. n. F. *67*, 1—23, Wien 1961.

Geologische, lagerstättenkundliche und pedologische Karten

Übersichtskarten 1 : 500.000:

ARNBERGER, E. (Redakt.): Atlas von Niederösterreich und Wien. 142 Blätter. — Kartograph. Anst. Freytag, Berndt & Artaria, Wien 1951—1958.

BECK-MANNAGETTA, P.: Tektonische Übersichtskarte von Niederösterreich. — Atlas von Niederösterreich, Bl. 10, Wien 1955.

FINK, J.: Die Bodentypen Niederösterreichs. — Ibid., Bl. 22, Wien 1958.

FINK, J.: Profile und Legende zur Bodentypenkarte Niederösterreichs. — Ibid., Bl. 23, Wien 1958.

LECHNER, K., RUTTNER, A., & GRILL, R.: Lagerstättenkarte von Niederösterreich und der angrenzenden Gebiete. — Ibid., Bl. 11, Wien 1958.

MEISINGER, A.: Naturdenkmale, Natur- und Landschaftsschutzgebiete in Niederösterreich. — Ibid., Bl. 132, Wien 1955.

THENIUS, E.: Niederösterreich. Übersicht des geologischen Baues sowie des Fossilinhaltes der Gesteine. — Wien (Geol. B.-Anst.) 1962.

VETTERS, H.: Geologische Karte der Republik Österreich und ihrer Nachbargebiete. 1 : 500.000, Wien (Geol. B.-Anst.) 1933 (s. a. Atlas von Niederösterreich, Bl. 8, Wien 1954).

Geologische Karten 1 : 200.000:

FRIEDL, K.: Geologische Karte des Inner- und Außeralpinen Wiener Beckens (Quartär abgedeckt). — Wien (ÖMV) 1957.

Geologische Spezialkarten 1 : 75.000:

GÖTZINGER, G., GRILL, R., KÜPPER, H., & VETTERS, H.: Geologische Karte der Umgebung von Wien. — Wien (Geol. B.-Anst.) 1952.

GRILL, R. (mit Beitr. von F. BACHMAYER, K. FRIEDL, R. JANOSCHEK & J. KAPOUNEK): Geologische Karte des nordöstlichen Weinviertels. — Wien (Geol. B.-Anst.) 1961.

Geologische Spezialkarte der Republik Österreich: Blätter Auspitz-Nikolsburg (1907), Drosendorf (1925), Enns-Steyr (1913), Gänserndorf (1954), Gaming-Mariazell (1907), Litschau-Gmünd (1950), Mürzzuschlag (1936), St. Pölten (1907), Schneeberg-St. Aegyd a. N. (1931), Nordöstliches Weinviertel (1961), Wiener Neustadt (1916), Znaim (1898). — Wien (Geol. B.-Anst.).

Geologische Spezialkarten 1 : 50.000:

BRIX, F.: Geologische Karte der Stadt Wien. In: Naturgeschichte Wiens III. — Wien (Jugend und Volk) 1972.

GRILL, R. (mit Beiträgen von G. GÖTZINGER & F. BACHMAYER): Geologische Karte der Umgebung von Korneuburg und Stockerau. Wien (Geol. B.-Anst.) 1957.

Geologische Spezialkarten 1 : 25.000:

CORNELIUS, H. P.: Geologische Karte der Rax. — Wien (Geol. B.-Anst.) 1936.

CORNELIUS, H.P.: Geologische Karte des Schneeberggebietes. — Wien (Geol. B.-Anst.) 1951.

PLÖCHINGER, B. (mit Beitr. von F. BRIX & H. KÜPPER): Geologische Karte des Hohe-Wand-Gebietes. — Wien (Geol. B.-Anst.) 1964.

Geologische Spezialkarten 1 : 10.000:

PLÖCHINGER, B.: Geologisch-geotechnische Karte des Schwechattal-Lindkogelgebietes W Baden, NÖ. — Wien (Geol. B.-Anst.) 1970.

Erdgeschichtliche Formations- und Alterstabelle

(Daten nach The Phanerozoic Time-scale, 1964, und SCHTSCHERBAKOW, 1961)

Mill. Jahre			
0	ca. 1,5—2	Quartär	Känozoikum (Erd-Neuzeit)
		Tertiär	
	65		
100		Kreide	Mesozoikum (Erd-Mittelalter)
	136		
		Jura	
	190—195		
200		Trias	
	225		
		Perm	Paläozoikum (Erd-Altertum)
	280		
300		Karbon	
	345		
		Devon	
	395		
400		Silur	
	340—440		
		Ordovizium	
500	500		
		Kambrium	
	570		
		Proterozoikum	Präkambrium
	ca. 1800—1900		
		Archaikum	
	ca. 2600—2700		
		Katarchaikum	
	ca. 3400—3500		

Tabelle 16.

Register

A

Acanthicus-Kalke bzw. Schichten 126, 128
„Actaeonellenkalke" 132, 136
Aderklaaer Konglomerat 66, 67
Aderklaaer Schichten 66, 57
Aderklaaer Schlier 66
„Äußere Klippenzone" = Waschbergzone
Agsbacher Schichten 90, 96
Aggsbacher Störung 30
Alpen-Karpatenvorland = Molassezone
alpidische Gebirge 7
alpidische Phasen 195
„Alpiner Verrucano" 112
„Alpino-dinarische" Linie 109
Altersdatierung, absolute 18, 22
„Altkristallin" 190, 192
Altlengbacher Schichten 90, 92
Altmannser Grobsande 56, 61
Ameiser Sand 56, 61
Amphibolite 18, 22, 27
Amphibolitfazies (= Mesozone) 28, 164, 169
Amphisteginenmergel 68
Anchizone (Grauwackenfazies) 15
Andlersdorfer Konglomerat 66, 68
Annaberger Decke 142
Annaberger Dolomite 114, 115
Annaberger Kalke 114, 115
Anzenbach-Schichten 131
„Aon"-Schiefer 115, 118
Aptychen-Kalke 99
Aptychen-Schichten 126, 131
Arsenal-Terrasse 176, 178
Arzberg Kalke 99, 102
Arzberg Mergel 99, 102
Artesisches Wasser 212
Asterocyclinen-Sandstein 94
Atlantikum 187
Atzgersdorfer Stein 71
Auersthaler Konglomerat 67
Augensteinlandschaft 192, 200
Augensteinschotter 199
„Auspitzer Mergel" 56, 60
autochthones Mesozoikum 33, 34, 35, 40, 53
autochthones Paläozoikum 34, 40
Auwaldschotter 85

B

Bactryllienmergel 117
Badener Bruch 64
Badener Konglomerat 66, 68
Badener Tegel 66
Badenien (= „Torton") 65
Bannholz-Schotter 66, 68
Barmsteinkalke 126, 130
Bartbergschichten 99, 102
Bauxit 126, 133, 195
Bergbaue, prähistorische 151, 187
Bernreither Breccie 99, 102
Bernstein-Rechnitzer-Köszeg-Schiefergebirge = Rechnitzer Serie
Binnentertiär der Böhm. Masse 36
Bisambergbruch 39, 64
Bisamberg, Gipfelschotter vom 71
Bisamberg-Terrasse 71
Bittescher Gneis 17, 18, 19, 20, 21, 23, 24, 25, 27
Bittescher Gneis-(Decke) Einheit 24, 25
„Blasseneckporphyroid" 152, 190
Blasseneck-Serie 151
Blassensteinschichten 99, 102
Blaue Serie 66, 73
Bockfließer Bruchsystem 76
Bodenbildungen, eiszeitliche 178, 181, 182, 183
Böhmische Masse 9, 12, 13, 15 ff.
  Gliederung 19
  Gesteine 17
  Tektonik 25 ff.
Bolivinen-Buliminen-Zone 66, 68
Boskowitzer Furche 30, 31
Brandungsterrassen 71, 201
Braunerden 185, 187
Brennberger Blockstrom 85
Brucker Pforte 177
Bruderndorfer Schichten 56
Bryozoenmergel 68
Buchbergkonglomerat 43, 47
Bunte Schiefer 90, 91, 92, 97, 99
Bunte Serie (im Moldanubikum) 25, 27
Buntmergelserie (= Helvetikum) 89, 97, 99, 102, 104, 105, 107, 108, 110
„Burdigal"-Schlier 43

C

„Cardita-Schichten" 115, 118
Cenoman-Klippenzone 105
Cenoman-Randschuppe 140, 141, 142
Cenoman-Randzone 105
„Cerithien-Schichten" 66, 72
Cetischer Rücken 109
Cibicides-Elphidium-Schlier 66
Cidaritenkalke 119
Colospongienkalk = Jägerhauskalk
Congerienschichten 72
Crinoidenkalke, rote 99, 100
„Cryptoceras"-Mergel = Zementmergel
Cyclammina-Bathysiphon-Schlier 66

D

Dachsteinkalk 115, 119, 124
Deckenlehre 11
Deckenschotter 176, 178
Decken, tektonische 11
Deckschollen, kalkalpine
(Hernstein, Wopfing, Gösing usw.) 142, 145, 147
Deckscholle von Sieggraben 166, 167
Diaphthorese 18, 28, 163, 164
Diatomeenschiefer 43, 48
Diendorfer Störung 30, 31, 32
Diendorf, Scholle von 30
Diorit 18, 22
Doblerbergstörung 62, 106
Dobra-Gneis 22, 25
Dogger-Fleckenmergel 126
Donaubruch 38, 62, 76, 81
Donaufeld 178, 179
Donaustörung 30
Donauterrassen 176, 177, 178, 180
Donauvorläufer 50
Drosendorfer Einheit 25, 29

E

Eggenburger Schichten 43, 45
Eggenburger Serie 43, 44
Eggenburgien (= „Burdigal") 41, 65
Eichberg-Konglomerat 43, 48
Eichhorner Bruch 53
Eichhorner Tiefscholle 53, 64
Eichkogelbruch 64
Eisenschüssige Tone und Sand 56, 61
Eiskeile 180
Eklogite 22, 23, 27
Elphidium hauerinum-Zone 66, 72
Elphidium reginum-Zone 66, 72
Engelsberger Marmor 121
Enzesfelder Kalke 125, 126
Epizone (Grünschieferfazies) 15
Erdgasfelder des Wiener Beckens 77 ff.
Erdölfelder des Wiener Beckens 77 ff.
Ernstbrunner Bruch 38
Ernstbrunner Kalk 38, 39, 54, 56
Ernstbrunner Querstörung 62
Ernstbrunner Tonmergelserie 61
Ervilien-Schichten 66, 72
„Erzführende Kalke" 152, 153
Erzvorkommen
Böhmische Masse 204
Grauwackenzone 207
Nördliche Kalkalpen 207
Zentralzone 208
„Exotische Gerölle" 132, 195

F

Fächerzone = Kahlenberger Teildecke
Falkensteiner Bruch 39, 53
Fallbacher Querbruch 38
Fallbacher Querstörung 62
Faltenzone = Laaber Einheit
Fazies, Definition 11
Feld 178, 179
Felser Sande 47
„Fenstermolasse" 52
Fenster, tektonische 28, 112
Annabergfenster 143
Brettlfenster 140
Florianifenster 156, 157
Hengstfenster 141, 145, 146
Höfleiner Fenster 141, 145
Jessnitzfenster 141, 142
Ödenhoffenster 141, 145, 146
Rogatsboden 37
Schmelzfenster 141, 143
Schwechat(tal-)fenster 141, 143, 144
Texing 37
Urmannsau 112, 140, 141, 142, 147
Wechsel 150, 160
Fleckenmergel 99, 126, 131
Flora von Grünbach 135
Florianifenster 156, 157
Florianischichten 153
Flugsande 178, 185
Flysch-Deckschollen 61
Flyschnordzone 88, 89, 108
Flysch, „Ostalpiner" 108
Flyschsüdzone 88, 89, 95, 108
Flyschzone 85 ff.
Fossilien 92, 93
„Rhenodanubische" 108
Stratigraphie 89, 90
Tektonik 105 ff.
„Forellenstein" = Riebeckitgneis
Formationstabelle 272
Frankenfelser Decke 110, 138, 140, 141, 142
Fugnitzer Kalksilikatschiefer 24, 25
Further Kalk 115

G

Gaadener Becken 67, 68
Gablitzer Schichten 90, 92, 94
Gabbro 18, 22
Gauderndorfer Sande 43, 44
Gaultflysch 90
Gebirgsbildung = Orogenese
Gebmannsberger Bruch 38, 62, 82
Gedersdorfer Lößlandschaft 180
Gelbe (Bunte) Serie 66, 73
Geopetalschichtung 87, 89
Geosynklinalen 14

Gerichtsfeldterasse 180
Geschiebe, gekritzte 180
Gesteinsalter 18
Gföhler Einheit 25, 29
Gföhler Gneis 17, 18, 19, 20, 21, 22, 23, 27
Gießhübler Schichten 126, 138
Gipsvorkommen
der Nördlichen Kalkalpen 207
der Zentralzone 208
Glaukonitsandsteinserie 90, 95
Glimmerschiefer
der Böhmischen Masse 18, 21, 22, 24
der Zentralzone 161, 163, 164
Glimmerschieferzone 22, 25, 28
Globigerinenschichten 56
Gmünder Schichten 36
Gobelsberger Terasse 178, 179
Göller-(Teil-)Decke 140, 141, 142
Göstlinger Schichten bzw. Kalke 115, 116
Göstlinger Teildecke 139
Göttweiger Bodenbildung
= Stillfried-A-Bodenbildung
Gosau(basis-)breccien und
-Konglomerate 135, 136
Gosauschichten 126, 133, 134
Granit
Aspanger 163
Eggenburger 18, 24
Eisgarner 18, 20, 21, 22
Eselsberg- 163
Kirchberger 163
Maissauer 18, 24
Mauthausener 18, 20, 21, 22
Rastenberger 20, 21
Retzer 24
Thaya- 18, 20, 21
Weinsberger 18, 20, 21, 22
Wolfsegger 20, 21
Granitgneise der Zentralzone 163
Granodiorit, Rastenberger 18, 22
Granulite 17, 18, 19, 20, 21, 23, 25,27,28
Granulitmassiv
des Dunkelsteiner Waldes 22, 42
von Blumau-Göpfritz 22
von Pöchlarn-Wieselburg 22
Graphit
der Böhmischen Masse 204
der Grauwackenzone 207
Graphit-Karbon 152, 154
Graphitschiefer 23
Grauwackenzone 149 ff., 170, 171, 191
Fossilien 154
Stratigraphie 151 ff.
Tektonik 155 ff.
Greifensteiner Einheit 89, 106
(Teil-)Decke 88, 106
Schuppenzone 88
Greifensteiner Schichten 90, 94
Grestener Arkose 98
Grestener Klippenzone 97, 104, 108
Grestener Schichten 98, 99
Grobgneisserie 158, 161, 163, 166
Grünschiefer
der Grauwackenzone 152
der Zentralzone 164, 166
Grünschieferfazies (= Epizone) 28, 164, 169
Grunder Schichten 43, 49
Grundwasser 210 ff.
Gutensteiner Kalke 114, 115
Gutensteiner Rauhwacke 114, 115

H

Haidhof-Querstörung 38, 62
Haidhofschichten 38, 39, 56, 57
Hainburger Berge 168
Hallstätter Decke (= Mürzalpen-Decke)
140, 141, 145
Hallstätter Kalke 115, 117, 121
Halobienschiefer = Reingrabener Schiefer
Haringsee-Lasseer Senke 188
Harter Becken 82
Haselgebirge 112, 113, 115, 193
Hauptdolomit 98, 99, 115, 120
Hauptklippenzone 88, 89, 97, 104
Helfenser Bruch 38, 62, 82
Helvetikum 14, 86, 106, 107, 191, 194, 196,
197, 198
Hernalser Tegel 66, 71
Hierlatzkalke 125, 126
Hinterholzer Konglomerat 98, 99
Hippuriten-(riff-)kalk 134, 136
Hochmoore 211
Hochquellen 214
Hochterrasse 176, 178
Höbersdorfer Terrasse 178
Höhlen 214
Höhlensinter 185
„Hohenwarther Niveau“ 178
Hohe-Wand-Decke 121, 141, 145, 146
Hois-Schichten 90, 96
Hollabrunner Schotterkegel 43, 49, 50
Hollabrunn-Laaer-Scholle 51
Hollenburg-Karlstettener Konglomerat
43, 50
Hollingstein-Kalk 56, 58
Holozän 186
Hornstein-Aptychenkalke 102
Hornstein„bergwerk“
(Antonshöhe) 187
Hornsteinkalke 126, 127
Hütteldorfer Schichten 90, 95

Hydrogeologie
Böhmische Masse 211
Flyschzone 213
Grauwackenzone 215
Molassezone 211
Nördliche Kalkalpen 214
Waschbergzone 213
Wiener Becken 212
Zentralzone 215

I

Inneralpines Tertiär 63 ff., 191
Inneralpines Wiener Becken
s. Wiener Becken
„Innere Klippenzonen" s. Klippenzonen
Inoceramenmergel bzw. -schichten 126, 134, 136, 137
Intrusionstektonik 25
Inzersdorfer Tegel 66, 73
Itruvienkalke 126, 133

J

Jägerhauskalk 115, 117
Jurensis-Schichten 126
Juvavikum 138

K

Kahlenberger (Teil-)Decke 88, 106
Einheit 89, 106
Fächerzone 88
Kahlenberger Schichten 90, 91
Kaledonische Gebirge 7
Kalkalpen, Nördliche
s. Nördliche Kalkalpen
Kalksburger Schichten 125, 126
Kalktuffe 215
Kaltzeiten, eiszeitliche 174, 181
Kaolin 17
Karpatien (= Ober-„Helvet") 65
Karren 214
Karsterscheinungen (Höhlen usw.) 214, 215, 216
Katazone (Granulit- und Eklogitfazies) 15, 25
Kaumberger Schichten 90, 96
Kernserie = Grobgneisserie
„Keuper, Bunter" 162
Kieselkalke 125, 126
Kieselkalkschuppe = Cenoman-Randschuppe 140, 141
Kirchberg am Wechsel,
Eozän von 85
Klaus-Schichten 126, 127
Kleine Karpaten 168
Klementer Schichten 55, 56
Klentnitzer Schichten 38, 39, 55, 56
Klippen 63
„Klippen" von Staatz, Falkenstein 53
Klippenhülle 107
„Klippenhüllflysch" 99, 103
Klippenkerne 108
„Klippen"zone(n) 88, 89, 97 ff., 191
„äußere" = Waschbergzone
Fossilien der, 100, 101
Grestener 97, 99
„innere" 53, 97
Lainzer = St. Veiter Klippenzone
Pienidische = St. Veiter Klippenzone
St. Veiter 97, 99
Stratigraphie 98, 99
Subalpine = Grestener Klippenzone
Tektonik 105 ff.
Tiergarten = St. Veiter Klippenzone
Kössener Schichten 98, 99, 115, 123
Köszeg-Rechnitzer Serie =
Rechnitzer Serie
Kohlenvorkommen
der Kalkalpen 207
der Klippenzonen 206
der Molassezone 205
des Wiener Beckens 205
Konradsheimer Schichten 99, 102
Korneuburger Becken 63, 80 ff.
Fossilien 70, 71
Korneuburger Schichten 66, 67, 82
Kremser Bodenkomplex 178, 183
Kremsfeldschotter 178, 179
Kremstal-Terasse(Niveau) 178, 179, 183
Kristallsandstein von Wallsee 42
Krumbacher Schotter 85
Kryoturbationen 180

L

Laaber Einheit 89, 106
Faltenzone 88
Schichten 90, 96
(Teil-)Decke 88, 95, 106
Laaerberg-Terrasse 176, 178
„Laaer Fazies-(Trog)" 33, 34
Laaer Schichten 43, 49
Laaer Serie 82
„Lachalpen-Decke" 145
Lageniden-Zone 50, 66, 68
Laimenzonen (= Verlehmungszonen) 180
Lainzer Tiergarten-Klippenzone =
St. Veiter Zone
Lasseer Senke 80
Laubenstein-Kalk 126, 127
Lebensspuren des Flysch 91, 92, 93, 94
Leithagebirge 167
Leithakalk
der Molassezone 43

des Wiener Beckens 66, 68, 69
detritärer 71
Leitzersdorfer Aufschiebung 38, 62
Leopoldsdorfer Bruchsystem 64
Leukophyllit 163, 208
Lias-Fleckenmergel 125
„Liegendsande" der Eggenburger Serie 45
Lignite 72
Löß 180 ff.
Loibersdorfer Schichten 43, 44
Losensteiner Schichten 126, 132
Lunzer Decke 110, 139, 140, 141, 142
Lunzer Flora 118
Lunzer Musterfaltenland 139
Lunzer Schichten 115, 118
Luschitzer Serie 67
Lydite 152

M

Mactra-Schichten 66, 72
Mailberger Abbruchzone 16, 30, 51
Mailberger Bruchsystem 40
„Maisberg"-Terrasse 178, 179
Malvensien (= Pannon i. e. S.) 73
Mannswörther (Zwischen-)Terrasse 178, 180
Mariazell-Puchberg-Hernstein-Linie 142
Markgrafneusiedler Bruch 39
Markgrafneusiedl-Obersiebenbrunn-Leopoldsdorfer Senke 188
Matzener Sand 69, 79
„Maurerberg"-Terrasse 178
Melker Sande 42, 43
Melker Serie 42, 43
Menilitopal 48
„Meso-Europa" 7
Mesozoikum, autochthones
Allgemeines 31, 88
Stratigraphie 31, 35
Tektonik 36
Mesozone (Amphibolitfazies) 15
Metamorphite 8
Metamorphose 25, 163, 164, 169
Michaelerbergschichten 99, 104
Michelstettener Schichten 38, 39, 56, 60
Mineralalter von Gesteinen 18
Mineralquellen 215
Mistelbacher (Hoch-)Scholle 53, 64, 76
Mistelbacher Schotterkegel 66, 73
Mittelostalpin = Tattermannschuppe
Mitterndorfer Senke 80, 187, 188, 210, 212
Mönichkirchener Blockstrom 85
Molasse
aufgeschuppte 34
autochthone 40, 51
gefaltete 40
gestörte 40, 88
inneralpine 41
subalpine 34, 37, 38, 40, 51, 63, 88
subkarpatische 37, 63
ungestörte 40
Vorland- 34
Molassefenster (Rogatsboden, Texing) 37, 41, 52, 105
Molassezone 36 ff., 191
Fossilien der 46, 47
Stratigraphie 41, 43
Tektonik 51 ff.
Moldanubikum 19, 22 ff.
Moldanubische Überschiebung 19, 27
Molter Schichten 43, 44
Monotone Serie (des Moldanubikum) 27
Moosbierbaumer Brüche 17
Moosbierbaumer Konglomerat 41, 43
Moosbierbaumer Störung 30
Moränen(-wälle), eiszeitliche 174, 175
Moravikum 19, 23 ff., 27
Moravische Linie 19
„moravischer Marmor" 25
„Mucronatenschichten" 55, 56
Mühlberg-Flur 180
Mühlbergkalke 126, 130
Mürbsandsteinführende „Oberkreide" 90, 97
Mürzalpen-Decke 121, 140, 141, 145
Mürztaler Kalke und Mergel 115, 119
Mylonitisierung 168
Mylonitzonen 28

N

„Neo-Europa" 7
„Neokomflysch" 90
Neuhauser Schichten 99
Neuhaus-Rothwalder Überschiebung 142
Neumühler Bruch 30
Niederhollabrunner Kalk 56, 58
Niederterrasse 178, 179
Nieder(ungs-)moore 211
„Niemtschitzer Schichten" 56, 58
Nördliche Kalkalpen 109 ff., 191
Deckenbau 110, 140, 141
Deckenbildung 195
Fossilien 122, 123, 128, 129
Stratigraphie 112, 126
Tektonik 110, 138 ff.
Nonion granosum-Zone 66, 72
Norische Decke 150, 152, 155
Norische Linie 155
Nußberg-Terrasse 71, 176
Nußdorfer Bruch 64

O

Oberalmer Schichten 126, 130
Oberostalpin 8, 150, 155, 160, 170, 171, 191, 197, 198, 199

Ölschiefer 120
Ötscher Decke 110, 140, 141, 142, 143
Ollersbacher Konglomerat 47
Oncophora-Sande 48
Oncophora-Schichten 43, 48, 66
Ophiolith-Zone 196
Opponitzer
  Gips 115
  Rauhwacke 115
  Schichten 115, 119
Orbitoidensandsteine 92, 126, 134, 136
Orbitolinenschichten 99, 126, 132
Orogenese (= Gebirgsbildung)
  alpidische 148, 192
  assyntische 24, 28, 192
  herzynische = variszische
  kaledonische 192
  variszische 28, 192
Orther Konglomerat 66, 67
Orthogesteine, Definition 18
Ostalpen, einstige Fazieszonen 194
Ostalpine Einheiten
  mittel-ostalpin 7, 158
  oberostalpin 7, 145, 155
  unterostalpin 7, 145, 158
Osteocrinusfazies 117
Ottnangien (= Unter-„Helvet") 65

P

„Paläo-Europa" 7
Paläomagnetische Methode 174
Pannon (= Alt-Pliozän) 72, 73
Paragesteine, Definition 18
Pararendsinen 187
Paratethys 65, 202
Parndorfer Platte 177
Partnachschichten 115, 117
Patellensande 47
Paudorfer Bodenbildung =
  Stillfried-B-Bodenbildung 178, 183
Pausramer Schuppe 51
Pedologische Methode 173
Pennin(ikum) 14, 86, 108, 159, 160, 165, 166,
  197, 198, 199
Perm von Zöbing 12, 27, 31, 32, 37
Pfahlstörung 30
Pielacher Tegel 42, 43
Pieniden 14, 88
Pienidische (Klippen-)Zone 88, 97, 104
Pikrite 103
„Pilzfalte" vom Leopoldsberg 106
Placklesschichten = Zlambachschichten
Plassenkalk 126, 130
Plateauberge (Rax, Gahns, Hohe Wand usw.)
  111, 120
Podsolböden 186
Plattenkalk 115
Pleissinger Einheit 24
Pleissinger Gneis 24
Pleistozän (= Eiszeit)
  Fossilien 184, 185
  Gliederung 73
Pleurotomentegel 68
Plutonite 22, 168
Pötzleinsdorfer Sande 66
Pollenanalyse 173
Pont (= jüngeres Altpliozän) 73
Posidonienmergel 100
Posidonienschichten 99
Poysbrunner Bruch 76
Poysbrunner Randscholle 53
Prater-Terrasse 176, 178, 186
Prebichl-Schichten 112, 115, 152
Prinzersdorfer Sande 43, 48
Pseudogleye 187
Puchenstubener Kalk 124
Purkersdorfer Schichten 99, 103

Q

Quartär
  Gliederung 173
  Tektonik 187
Quellhorizonte 215
Querstörungen in den Kalkalpen 147, 148

R

Racheln (im Löß) 181
Radio-Karbonmethode 173, 174, 185
Radiolarite 99, 100, 126, 128
Radschiefer-Serie 152, 153
Raminger Kalk 117
„Ramsau-Dolomit" 115, 116
Rand-Cenoman = Cenoman-Klippenzone
Rastenberger Granodiorit 17
Rauchenwarther Platte 177
Raxlandschaft 111, 192, 201
Rechnitzer Schieferinsel 160
Rechnitzer Serie 158, 159, 165, 168, 169
Reiflinger Schichten 115
Reingrabener Schiefer 115, 118
Reingruber Serie 38, 39, 56, 58
Reisalpen (Teil-)Decke 110, 140, 141, 142
Reiselsberger Sandstein 90, 97, 103
Rendsina-Böden 186
Retzer Sande 47
Richardshofterrasse 71
Riebeckitgneis 152
Rissoen-Schichten 43, 50, 66, 72
Ritzendorfer Schichten 56, 61
Robulus-Schlier 43
Rodelstörung 30
Rötschieferquarzite 161

Rogatsboden, Molassefenster von 37
Rohrbacher Konglomerat 66, 75
Rohstoffe
Böhmische Masse 204
Flyschzone 206
Grauwackenzone 207
Inneralpines Tertiär 205
„Klippen"zonen 206
Molassezone 205
Nördliche Kalkalpen 207
Quartär 208
Waschbergzone 206
Zentralzone 208
Rosaliengebirge 158, 161, 163
Roßfeldschichten 126, 131
Rotalien-Zone 66, 68
Rote Lehmserie 66, 75, 178, 187
Rotenbergschichten 99, 102
Roterden 187
Rothneusiedler Konglomerat 67
Rotlehm 186, 187
Rudistenriffe 135
„Ruinenmarmor" 92
Rumpftreppenlandschaft 201
Rumunischer Rücken 109
Rzehakia- (= Oncophora-)Schichten 48

S

Saalfeldner Rauhwacke 114, 115
Salmannsdorfer Schichten 99, 102
Sandschaler-Zone 66, 68
„Sandstreifenschlier" 43
St. Pöltner Störung 38, 51
St. Veiter-(Klippen-)Zone 88, 89, 97, 105
Sarmatmeer 71
Schäffern-Sieggrabener Serie 158, 160, 166
Schattwalder Schichten 115, 124
Scheibbsbachschichten 99, 102
Schiefrige Tonmergel (der Waschbergzone) 61
Schlier, älterer 42, 43
von Platt und Zellerndorf 43, 48
Schlierbasisschutt 66
Schliermergelkomplex 66
Schneeberg-Decke 141, 145, 146
Schöpfl-(Klippen-)Zone 88, 89
Schottenhof-Schichten 99, 104
Schottenhof-Zone 88, 89, 97, 104, 107
Schrambachschichten 126, 131
Schrattenberger Bruch 39, 53, 64
Schürflinge, tektonische 28, 141, 147
Schuppenzone = Greifensteiner Teildecke
Schwarza-Lineament 187
Schwarzawa-(= Svratka-)Fenster 24, 25
Schwefelquellen (s. a. Thermen) 212
Schwermineralanalyse, -spektren 11, 89, 92, 137, 138, 196
Scutellensande 47
Sedimentationströge, einstige 194, 198, 199
„Seichtwasserkreide" 99
Semmeringquarzit 161
Semmering-Serie 158, 161, 162, 167, 191
-System 158, 160, 161, 168, 169, 170, 171
Senninger Aufschiebung 38
Serpentin 18, 22, 23, 27, 166
Seyringer-Terrasse 179
Sieggrabener Scholle 166, 168
Sieveringer Schichten 99, 103
Silbersbergserie 152, 190
Simmeringer Terrasse 176
Sinnersdorfer Konglomerat 85
Sitzendorfer Scholle 51
Solifluktionserscheinungen 185
Spannberger Rücken 65, 67
Spiroplectammina-carinata-Zone 68
Spitzer Gneis 18, 20, 21, 22, 23, 24, 27
Spitzer Marmore 23
Staatzer Fazies(-trog) 33
Staatzer Querstörung 62
Stadt-Terrasse 176, 178
Starhemberg-Kalk 115, 124
Steinabrunner Störung 16
Steinalm-Dolomit bzw. -Kalk 115, 116
Steinbergbruch 39, 53, 64, 76, 78
Steinbergflysch 90, 95
Steinitzer Einheit 63
Steinmühl-Kalke 126, 130
Stillfried-A-Bodenbildung 178, 183, 185
Stillfried-B-Bodenbildung 178, 183, 185
Stillfrieder Komplex 182, 183, 185
Stollberger Schichten 99, 102
Südalpen 14
Süßwasserkalk, von Ameis 66, 71
vom Eichkogel 73
Sulzbach-Decke 139, 140, 141, 142

T

Tachert 44
Tannheimer Schichten 126, 132
Tattermannschuppe 150, 158, 161, 168, 170, 171
Tauernfenster 11, 14, 196
Tellinensande 44
Ternitzer Konglomerat 180, 187
Terra fusca 186
Terra rossa 186
Texing, Molassefenster von 37
Thaya-Batholith 24
Thaya-Kuppel 24, 25
Thaya-Masse 24
Thebener Pforte 177
„Theresianum"-Terrasse 176, 178
Thermen 64, 212

„Thermenlinie“ 64
Thörler Kalk 161
Tiefbohrungen 34, 35, 38, 39, 64
Tiefquellen 210
Tiefscholle des Wiener Beckens 76
Tirolikum 138, 140, 141, 142
Trübströme 88, 92
Tschernoseme 187
Tullner Feld 179

U

Ultra-Helvetikum 14, 86, 105
Ultrapienidischer Rücken 109, 132
Unterberg-(Teil-)Decke 140, 141, 142
Unterostalpin(e Einheit) 150, 158, 160, 169, 170, 171, 191, 197, 198, 199
Urdonau 202
„Ur-Europa“ 7
Urmannsau, Fenster von 112

V

Variszische Gebirge 7
Variszische Gebirgsbildung
  s. u. Orogenese
„Veitscher Decke“ 152, 155
Veitscher Magnesit-Karbon 152
Verarmungszone des Sarmat 66, 72
Vergletscherung, eiszeitliche 174, 175
Verlehmungszonen = Laimenzonen
Verrucano
  alpiner 112, 161, 193
  ostalpiner 112
Vilser Kalk 126, 127
Vindelizische Schwelle 109
Vorfaltungszone der Molasse 38, 40, 51, 88
Vulkanismus
  im Klippenbereich 103
  im Wiener Becken 80
  in den Kalkalpen 114, 116

W

„Wackelsteine“ 17
Wärmezeit, postglaziale 203
Wagram 178, 179
Wandertektonik 25
„Wandkalke“ der Hohen Wand 121
Warmzeiten, eiszeitliche 181
Waschberg-Ernstbrunner-Klippen-Zone = Waschberg-Zone
Waschbergkalk 38, 39, 56, 57
Waschberg-Nikolsburger-Zone = Waschberg-Zone
Waschbergzone 52 ff., 191
  Fossilien der 58, 59
  Stratigraphie 54, 56
  Tektonik 61 ff.
Wechseleinheit 164
Wechsel-Fenster 150, 160
Wechselserie 158, 160, 164, 168
Weitersfelder Stengelgneis 19, 20, 21, 24, 27
Werfener Schichten 113, 115
Wettersteindolomit 116
Wettersteinkalk 115, 116
Weyerer Bögen 147
Wiener Becken
  „außeralpines“ = Molassezone
  Erdöl- und Erdgaslagerstätten 78 ff.
  Fossilien des 70, 71, 74, 75
  inneralpines 53, 63 ff.
  Stratigraphie 65, 66
  Tektonik 76 ff.
  Untergrund 83, 84
Wienerberg-Terrasse 176, 178
Wiesmather Aplitgneis 163
Willendorf, Eozän von 85
Willendorfer „Marmor“ 121, 207
Wöllersdorfer Schotterkegel 180
Wördener Schichten 90, 92
Wolfpassinger Schichten 89, 91
Wolfsthaler Granodiorit 168
Wollmannsberger Störung 16
Wollsackverwitterung 17
Würflacher Wildbachschotter 66, 76
Würnitzer Querstörungssystem 62

Y

Ybbsitzer Marmor 207

Z

Zellenkalk 121
Zeller Schichten 99
Zementmergel 126, 131
Zementmergel-Serie 90, 97
Zentralzone 158 ff.
  Gliederung 159 ff.
  Tektonik 168 ff.
Zistersdorfer Fläche 180
Zistersdorfer Hochscholle 80
Zlambach-Schichten 115, 124
„Zliv-Gmünder-Serie“ 36
Zöberner Breccie 85
Zöbing, Perm von 12, 27, 31, 32, 37
Zogelsdorfer Stein 43, 45
Zweiersdorfer Schichten 126, 137

Druckfehlerberichtigungen
zu E. THENIUS
Niederösterreich (1974)

Seite 11, 2. Absatz, letzte Zeile: L.KOBER anstelle L.KÖLBL
Seite 17, 2. Absatz, 1. Zeile: Böhmische anstelle Bömische
Seite 27, Legende: Kalksilikat anstelle Kaksilikat
Seite 48, 3. Absatz, 3. Zeile: Prinzersdorf anstelle Prinzendorf
Seite 99, 2. Zeile von unten: benannt anstelle bekannt
Seite 279 "Ruinenmarmor" 91 anstelle 92
Seite 280 Trübströme 87 anstelle 88