

RONALD PESCHEL

ERLÄUTERUNGEN ZUR
„GEOLOGISCHEN KARTE VON LINZ UND
UMGEBUNG“ *

(nach J. SCHADLER, 1964)

(Mit 6 Abbildungen und 1 Faltkarte)

Manuskript eingelangt am 7. Juli 1983

Anschrift des Verfassers:

Dr. Ronald PESCHEL, A-9500 Villach, Zeno-Goes-Straße 5

EXPLANATORY NOTES TO THE
“GEOLOGICAL MAP OF LINZ AND SURROUNDINGS”
(after J. SCHADLER, 1964)

SUMMARY

The area around Linz is geologically situated at the passage from the Molasse Zone to the crystalline basement of the Bohemian Massif. A major part of the map concerns the Lichtenberg tectonic unit (Lichtenbergscholle) with its typical pearl gneiss, a product of Hercynian metamorphism. The Lichtenberg unit is tectonically moved to the north along the Rodl fault and must be interpreted as a part of the partly-migmatized Sauwald tectonic unit.

* Dieser Beitrag bildet gleichzeitig die textliche Ergänzung der im Heft 6 des vom Kulturamt der Stadt Linz herausgegebenen „Linzer Atlas“ erschienenen „Geologischen Karte von Linz und Umgebung“ von J. SCHADLER (1964). Die Originalkarte wird, solange der Vorrat reicht, vom Museum der Stadt Linz, Nordico, A-4020 Linz, Bethlehemstraße 7, zum Preis von S 50.– abgegeben.

Da aus Kostengründen die „alte“ Karte nicht mehr aufgelegt wurde, ist dem Jahrbuchbeitrag eine vereinfachte Karte (H. KOHL, 1973) in Farbausführung (Tasche, 3. Umschlagseite) beigegeben.

The Mühlthal tectonic unit, to the west of the Rodl fault, and the eastern part of the mapped area, are characterized by Hercynian granitic intrusions and their contact rocks. Remains of a pre-Hercynian, cataconal metamorphism occur only in a few places in the mapped area as large outcrops. The formation of the Bohemian Massif in the Mühlviertel region was completed by the end of the Paleozoic.

In Tertiary times, sinking of the Bohemian Massif in the present Molasse Zone occurred. Two marine transgressions occurred in the Linz area, forming two sedimentary cycles of coastal sands and of basinal clay. The younger clay series are often rich in phosphorite concretions which are a result of a transformation of older clays.

A considerable contribution to the present landscape form was made during the Quaternary by important uplifting and the resulting formation of terraces during the ice-age.

INHALTSVERZEICHNIS

	Seite
1. Einleitung	183
2. Das kristalline Grundgebirge	185
2.1. Entwicklungsgeschichte	185
2.2. Störungen	186
2.3. Tektonik	188
2.4. Die Gesteinsarten	190
2.4.1. Vorgranitische kristalline Schiefer	190
2.4.1.1. Schiefergneis	190
2.4.1.2. Bänder-Hartschiefer	191
2.4.1.3. Zone von Herzogsdorf (u. a. Graphit-Marmor)	191
2.4.1.4. Amphibolit	192
2.4.2. Perlgneis und mittelkörnige Mischgneise	192
2.4.2.1. Perlgneis	194
2.4.2.2. Cordierit-Perlgnies	195
2.4.2.3. Ader-Perlgnies	195
2.4.2.4. Granit-Perlgnies (Flasergranit, Perlgranit)	196
2.4.2.5. Schiefergneis – Intrusivbreccie	197
2.4.2.6. Glimmerreicher, teilw. Hornblende-Perlgnies	197
2.4.2.7. Granat-Cordierit-Sillimanit-Gneis („Kinzigit“)	198
2.4.3. Alter Granit und grobkörnige Mischgesteine („Gneisgranit“)	199
2.4.3.1. Weinsberger Granit	199
2.4.3.2. Grobkorn-Gneisgranit	201
2.4.3.3. Gneisgranit i. a.	202
2.4.3.4. Hornblende-Gneisgranit mit Intrusivbreccien	202
2.4.4. Jüngere Plutongranite	202
2.4.4.1. Altenberger Granit	203
2.4.4.2. Mauthausner Granit	204
2.4.4.3. Granodiorit von Holzwiesen und Haibach	205
2.4.4.4. Cordieritgranit und Cordierit-Mischgneis	206
2.4.5. Ganggesteine	207
2.4.5.1. Ganggranit, Aplit, Pegmatit	207
2.4.5.2. Quarz-Glimmer-Porphyr	208

2.4.5.3.	Kersantit	209
2.4.6.	Quetschgesteine	209
2.4.6.1.	Quetschschiefer (Mylonite), „Pfahlschiefer“ der Rodlstörung, schmalere Störungszonen	209
2.4.6.2.	Talkschiefer	211
3.	Tertiärsedimente	211
3.1.	Entwicklungsgeschichte	211
3.2.	Gesteinsarten	213
3.2.1.	Linzer Sande	213
3.2.2.	Schieferton („Schlier“)	215
3.2.3.	Phosphoritsande	216
3.2.4.	Sandige Tonmergel („Robulus Schlier“)	218
3.2.5.	Tertiäre Schotter	218
3.2.5.1.	Quarzitkonglomerat-Blöcke	218
3.2.5.2.	Altland-, Mursberg- und Jörgensbühel-Schotter	219
4.	Quartär	220
4.1.	Pleistozän (Schotterfluren der Günz-, Mindel-, Rib- und Würmeiszeit)	220
4.2.	LÖB	223
4.3.	Holozän (Postglazial)	225
5.	Das Werden einer Landschaft	227
6.	Zusammenfassung	232
	Literatur	233

1. EINLEITUNG

Die geologische Karte von Linz und Umgebung im Maßstab 1:50.000 umfaßt ein Gebiet von 600 Quadratkilometern und gibt einen detaillierten Einblick vom Aufbau der südlichen Böhmisches Masse im Raum Linz am Übergang zu den ebenfalls auskartierten jungen Sedimenten der Molassezone und ihren quartären Bedeckungen.

Das bearbeitete Gebiet im Mühlviertel nördlich der Donau wird geographisch im Westen vom Tal der Kleinen Rodl und im Osten von der Großen Gusen begrenzt. Im Norden reicht das Bearbeitungsgebiet etwa 3 km über Hellmonsödt in Richtung zur tschechischen Grenze hinaus. Die Südgrenze des Kartenblattes verläuft entlang einer gedachten Linie zwischen St. Florian und Kremsdorf im Bereich der Molassezone.

Die zusammengefaßten Abschnitte über den kristallinen Bereich bzw. die Molassezone geben einen Einblick in deren geologische

Entwicklung. Die Bearbeitung des Gebietes begann im 19. Jahrhundert. Forscher, wie C. PETERS, M. V. LIPOLD und H. COMMENDA sind besonders hervorzuheben. Spezielle Themen, die den Raum des Kartenblattes betreffen, behandelten die Autoren H. V. GRABER, F. H. GRUBER, R. GRILL, H. KOHL, V. JANIK, F. RODL, O. SCHULTZ, O. SICKENBERG, F. SPILLMANN und F. WIESER.

Seit 1924 befaßte sich J. SCHADLER mit den geologischen Verhältnissen Oberösterreichs zuletzt als Landesgeologe. Seine Zusammenfassung legte er in Form der Kartenwerke von Linz-Eferding und des Linzer Großraumes (1966) vor. Zu einer Ergänzung in Textform ist es trotz Bemühung der Linzer Auftraggeber nicht gekommen.

Der im Oberösterreichischen Landesmuseum verwahrte Nachlaß bot die Grundlage für diese Erläuterungen. Soweit als möglich wurden SCHADLERS Veröffentlichungen und Aufzeichnungen in fast unveränderter Form verwendet.

1968 erschien die „Übersichtskarte des Kristallins im westlichen Mühlviertel und im Sauwald“, herausgegeben von einer Arbeitsgruppe der geologischen Bundesanstalt. In dem dazu veröffentlichten Erläuterungsband ist erstmals eine übersichtliche Schilderung der Gesteinsverbände im Mühlviertel zu finden. Auf Detailforschungen, z. B. auf eine Dissertation im Bereich der Donaustörung von A. DAURER und auf die morphologischen Studien von H. KOHL in der weiteren Umgebung von Linz, ist hinzuweisen. Diese Ergebnisse tragen zum Verständnis des geologischen Aufbaues und der Landschaftsentwicklung wesentlich bei.

Weiteres Material lag in der Naturkundlichen Station der Stadt Linz, in der von H. KOHL angelegten Bohrkartei und in der darauf beruhenden Molasse-Oberflächenreliefkarte vor. Der Bearbeiter dankt dem Direktor des Oberösterreichischen Landesmuseums, Herrn Univ.-Doz. Dr. Helmut Kohl besonders für die freundliche Erlaubnis zur Benützung des Materials.

Der Leiter der Naturkundlichen Station, Mag. G. Pfitzner, hat die Arbeit durch Bereitstellung der Unterlagen gefördert.

Ob des großen Interesses an der geologischen Karte, die in der Publikationsreihe „Linzer Atlas“ als einzige ohne Erläuterungsheft erschienen ist und dadurch nur begrenzt verwendungsfähig war, wurde ich vom Kulturred der Stadt Linz im Herbst 1982 mit der Abfassung von Erläuterungen beauftragt.

Sicher hätten die Erläuterungen aus der Feder J. Schadlers viele zusätzliche Details beinhaltet, dennoch hoffe ich dem Ziel, dem Benutzer

der Karte den Einstieg in die Geologie des Linzer Raumes zu erleichtern, gerecht geworden zu sein.

2. DAS KRISTALLINE GRUNDGEBIRGE

2.1. Entwicklungsgeschichte

In unmittelbarer Nachbarschaft zu den Alpen, diesem in junger geologischer Vergangenheit entstandenen Gebirge mit seinen mächtigen Deckenkörpern, stellt sich das Mühlviertel, Teil der böhmischen Masse, als eine Rumpffläche eines bereits paläozoisch gebildeten Gebirges dar. Die Gesteine des Mühlviertels sind demnach Gesteine eines tiefen Gebirgsstockwerkes, das im Laufe von Jahrmillionen durch anhaltende Erosion freigelegt wurde.

Die Entwicklungsgeschichte dieses in variszischer Zeit entstandenen Gebirges reicht zeitlich weit über das Kambrium hinaus. Sichere Beweise hierfür finden sich in der Umgebung von Prag, wo kambrische Sedimente diskordant über schwach metamorphen proterozoischen Sedimenten liegen. Das Alter dieser ersten feststellbaren Regionalmetamorphose ist zweifelsohne präkambrisch, eine genauere zeitliche Festlegung ist aber nicht möglich. Ungeklärt ist ferner, ob die in den Schiefergneisen konservierte katazonale Metamorphose im Mühlviertel der präkambrischen Orogenese zuzuschreiben ist, oder ob, wie von einigen Autoren behauptet wird, sie ein Produkt einer kaledonischen Orogenese ist. Die Gesteine wurden jedenfalls mit einem NO – SW Streichen im Bauplan des Mühlviertels eingeregelt. Wie aus der Zusammensetzung der Schiefergneise hervorgeht, handelt es sich um ehemalige pelitisch, psamitisch und grauwackenähnliche Sedimente in rascher Wechsellagerung. Amphibolitische Einlagerungen lassen auf eine zeitweilige vulkanische Beeinflussung schließen. Überregional werden die aus solchen Sedimenten entstandenen Paragneise im Moldanubikum unter dem Begriff „Monotone Serie“ zusammengefaßt.

Die Zone von Herzogsdorf ist wahrscheinlich Teil der Bunten Serie, die im Moldanubikum mehr oder weniger zusammenhängende Streifen bildet. Erklärt wird die Ausbildung dieser Serie durch ein Verflachen des Sedimentationsraumes, wobei nicht eindeutig ist, ob sich diese Serie gleichzeitig oder nachträglich über der Monotonen Serie bildete.

Während der variszischen Metamorphose wurden die Gesteine des Mühlviertels einer starken Veränderung unterworfen, die im Sauwald

mit der Bildung von anatektischen Graniten gipfelte. Die kennzeichnenden Produkte dieser Periode im Mühlviertel sind die Perlgnese und die im Einflußbereich des Weinsberger Granites befindlichen Gneisgranite. Die Gesteine wurden einem NW – SO streichenden Bauplan angepaßt, außerdem nahmen im Zuge der Orogenese Granite in zwei Phasen im Grundgebirge Platz.

Die Blattverschiebung an der Rodlstörung, welche die Lichtenbergscholle als ehemaligen Teil der Sauwaldzone nach Norden verschob und steil aufrichtete, muß in spätvariszischer Zeit stattgefunden haben.

Damit war die Bildung der Böhmisches Masse am Mühlviertel abgeschlossen, spätere bruchtektonische Ereignisse hatten nur noch lokale Bedeutung.

2.2. Störungen

Zwei Störungssysteme, eines in NW-SO-Richtung verlaufend, herzynisch genannt, und eines senkrecht dazu in NO-SW-Richtung, erzgebirgisch genannt, tragen entschieden zur geologischen Gliederung des Moldanubikums auf oberösterreichischem Gebiet bei. Im Bereich von Linz kommt noch das N – S gerichtete Störungssystem des Haselgrabens hinzu.

Die am Kartenblatt auffälligste und wohl bedeutendste Störung in erzgebirgischer Richtung, sowohl hinsichtlich der Mächtigkeit als auch des Umwandlungsgrades der darin befindlichen Gesteine, ist die Rodlstörung. Von Zwettl kommend, verläuft sie im Tal der Rodl als ein 1 bis 1,5 km breiter Streifen, in dem oft wenig veränderte Gesteinskörper an den Flanken eingeschleppt und eingeschlossen sind. Ihre größte Breite erreicht die Störungszone nördlich von Gramastetten im gleichsinnig mit der Störung verlaufenden Rodltal. Gegen Südwesten verschmälert sich die Zone beträchtlich und spaltet sich in mehrere parallel verlaufende Störungszonen auf. Im allgemeinen erscheint die Nordwestflanke der Rodlstörung schärfer abgegrenzt. Die Südostflanke wird von einer Anzahl kleinerer Störungszonen begleitet, die gegen Osten in die N-S-Richtung der Haselgrabenstörung eindrehen.

Die Eintragungen der steil bis saiger gestellten Rodlstörung in der Karte stützen sich meist nur auf Beobachtungen und Lesesteine, sind daher nur Hinweise auf das Vorkommen und den allgemeinen Verlauf von Störungen in diesem Gebiet. Nur ein Bruchteil der Störungen macht sich am Tag bemerkbar, vielfach folgen sie den Tiefenlinien und sind durch Talfüllungen verdeckt.

Kürnbergscholle ist im petrographischen Sinn eine Fortsetzung der Sauwaldzone. Die Gneiszüge streichen aber nicht herzynisch, sondern

Die NW – SO verlaufende Pfahlstörung, eine herzynische Hauptlinie Mitteleuropas, reicht mit Ausläufern in die Nordwestecke des Kartenblattes und findet jenseits der Rodlstörung keine Fortsetzung. Im Nordwesten des Mühlviertels, im oberen Tal der großen Mühl, bildet die Pfahlstörung bei Aigern noch eine über einen Kilometer breite, vermutlich teilweise unter der Talfüllung verhüllte Zone. Die Breite und der Beanspruchungsgrad nehmen in weiterer Fortsetzung gegen Osten ab. Mit Annäherung an die Rodlstörung verschwinden die Quetscherscheinungen fast vollständig. Zwischen Helfenberg und St. Veit noch deutlich feststellbar, verlieren sich sodann die Spuren in den grobkörnigen Gneisen. In den letzten zehn Kilometern vor dem Erreichen der Rodlstörung sind Quetscherscheinungen kaum noch feststellbar. Hingegen taucht etwa fünf Kilometer südlich eine Parallelstörung bei Herzogendorf auf. Perlgneis, Graphitschiefer und Marmorlagen begünstigen hier anscheinend gegenüber den Grobkorngneisgraniten die Bewegungsflächen.

Eine für die zeitliche Einteilung der Störungen wichtige Tatsache ist das Auftreten von unversehrten Ganggesteinen in den Mylonitzonen. Bekannt ist ein Pegmatitkörper in der Rodlstörung bei Obergeng und der von W. FLIESSER (1960) beschriebene Kersantit bei Speichermühle im Haselgraben.

2.3. Tektonik

Durch die vorher genannten Störungen ist das kristalline Gebiet des Mühlviertels in mehrere Großschollen zerlegt: die Böhmerwaldzone nordöstlich der Pfahlstörung, die Mühltscholle zwischen Pfahl-, Donau- und Rodlstörung, die Sauwald- und Lichtenberg-Kürnbergscholle (Abb. 1).

Im Gesamtgebiet des Mühlviertels, außer in der Lichtenbergscholle, besteht die Neigung zu einem herzynischen NW-SO-Streichen. Im Mühlthochland (Mühltscholle) verflacht das Einfallen bis zur waagrecht Lagerung; eine ebenso flache Lagerung im herzynischen Streichen kennzeichnet die Böhmerwaldscholle.

Petrographisch charakterisiert ist die Böhmerwaldzone durch einen hohen Anteil an vorvariszischen Altgesteinsverbänden, die Mühltscholle durch mächtige Weinsberger Granitintrusionen und begleitende Grogneisbildungen und die Sauwaldscholle durch Perlgneise, Migmatite und anatektische Granite. Die Gesteinsgesellschaft der Lichtenberg-

annähernd N – S und sind zum Unterschied steil aufgerichtet, stehen senkrecht oder fallen nach Osten ein.

Es scheint sicher, daß die Lichtenberg-Kürnbergscholle von der Sauwaldscholle an der Rodlstörung, verdeckt unter der Molasse, abgerissen ist und um etwa zwanzig Kilometer nach Norden verschoben und hiebei steil aufgerichtet wurde. Entlang des Westrandes der Rodlstörung hat sich das Einfallen der Gneise dem Bewegungssinn der Rodlstörung angepaßt (Aufschleppung der schwach geneigten Mühltscholle).

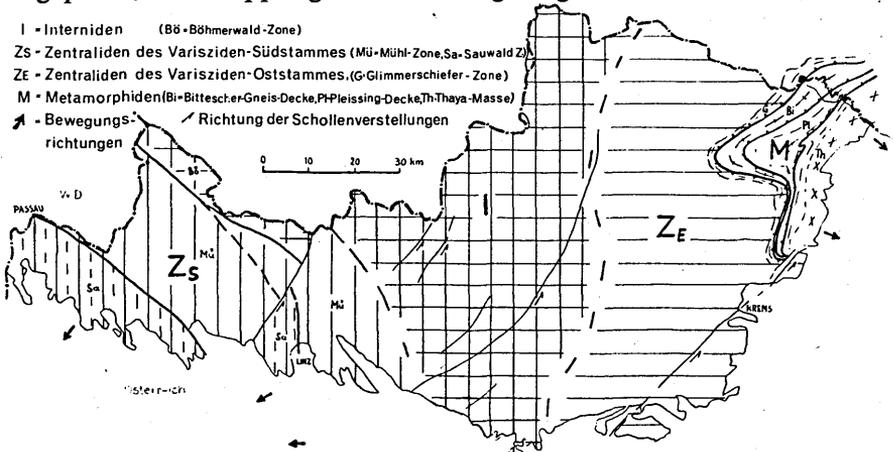


Abb. 1: Versuch einer tektonischen Gliederung des österreichischen Anteils der Böhmisches Masse. Aus O. THIELE, 1968: Der österreichische Anteil an der Böhmisches Masse und seine Stellung im variszischen Orogen.

Fig. 1: Attempt at a tectonic subdivision of the Austrian part of the Bohemian Massif. From O. THIELE, 1968: Der österreichische Anteil an der Böhmisches Masse und seine Stellung im variszischen Orogen.

Bei einem Rückversetzen entlang der Rodlstörung und einem Eindrehen der Lichtenberg-Kürnbergscholle auf die herzynische Richtung ergibt sich ein Bild, das die Haselgrabenstörung als Fortsetzung der Donaustörung vermuten läßt. Dies bedeutet, daß die Gesteine östlich der Haselgrabenstörung eine Fortsetzung der Mühltscholle sein können. Die Gesteinszusammensetzung entspricht jedenfalls der der Mühltscholle.

An der Rodlstörung vollzogen sich vor allem Horizontalverschiebungen in der Größenordnung von 20 Kilometern; unbestimmt ist das Ausmaß in vertikaler Richtung. Das höhenmäßige Übertagen des Lichtenberggrückens ist wohl auch auf die höhere Verwitterungswiderstandsfähigkeit der steilgestellten Perlgneise gegenüber den flachliegenden Gneisen und leicht erodierbaren Störungszonen zurückzuführen.

Da die Pfahlstörung von der Rodlstörung abgeschnitten wird, erscheint die Rodlstörung augenscheinlich als die jüngere. Über die Art und das Ausmaß der Versetzung an den herzynischen Störungen (Pfahlstörung, Donaustörung) findet sich in der geologischen Literatur kein einheitlicher Nenner. Allgemein wird angenommen, daß es sich um alte, vielleicht sogar präkambrische Störungszonen handelt, die einmal vorgezeichnet, im Laufe der Erdgeschichte öfters beansprucht wurden. DAURER (1975), der die Donaustörung im Bereich von Schlägen untersuchte, schreibt zu diesem Thema:

„In meinem Arbeitsgebiet treten weniger kratogene bruchtektonische Bewegungen an der Donaustörung in Erscheinung, sondern vielmehr die S-parallelen Scherbewegungen. In ihrer ältesten Anlage nämlich trat die Donaustörung als Scherzone in Erscheinung, an der sich die SW-gerichteten Relativbewegungen der Mühlviertel- gegen bzw. über die Sauwaldscholle vollzogen. Gegen Ende oder nach Ende der variszischen Tektogenese wurden die planaren Scherbewegungen von kratogenen Bruchbewegungen abgelöst.“

Die Aufrichtung der Lichtenberg-Kürnbergerscholle erfolgte wohl am wahrscheinlichsten kurz nach den Aufschmelzungsvorgängen der Gesteinsmassen in Tiefenzonen, da ja Schollen von fünf Kilometern Dicke bewegt, gebeugt und schräggestellt wurden. Inwieweit eine nachvariszische Bruchtektonik am Mühlviertel wirksam war, läßt sich, aufgrund des Fehlens einer korrelierbaren Sedimenthülle entlang den großen Störungszonen, nicht nachweisen.

Eine Erklärung zu suchen wäre noch für den markanten einige hundert Meter mächtigen Randabbruch vom Mühlviertel zur Molassezone hin (durch Erdölprospektionen wurden noch weitere solcher Bruchzonen im Beckeninneren festgestellt). Ihre Entstehung ist mit der Gebirgsbildung der Alpen im Tertiär in Verbindung zu bringen, als mächtige Deckenkörper, wie die Flyschzone oder die nördlichen Kalkalpen, über den Molassesedimenten und deren Basis, den Gesteinen der Böhmisches Masse, tektonisch zu liegen kamen.

Daß der Randabbruch des Mühlviertels auch heute noch unter Spannung steht, beweisen folgende Erdbeben aus jüngster Zeit mit geringer Herdtiefe um fünf Kilometer:

Hagenberg 1899, Gallneukirchner Beben um 1928, Linz 1933 und Pregarten 1972 mit der Stärke 7 (nach der zwölfteiligen Mercalli-Cancani-Sieberg-Skala).

2.4. Die Gesteinsarten

2.4.1. Vorgranitische kristalline Schiefer

Auf dem Kartenblatt wird der größte Teil des kristallinen Grundgebirges von variszisch geprägten Migmatitgesteinen oder Graniten eingenommen. In den Migmatitzonen finden sich aber immer wieder Vorkommen von deutlich geschiefertem Gestein in Bruchstücken von Zentimetergröße bis zu zusammenhängenden Aufschlüssen im Kilometerbereich. Diesen Gesteinen ist, neben dem deutlichen Parallelgefüge, ein mehr oder weniger stark ausgeprägter stofflicher Lagenbau eigen.

Unterschiedlich ist wahrscheinlich der Zeitpunkt, an dem die Schiefergneise und die Bänder-Hartschiefer die Gefügeprägung erhalten haben.

Die Schiefergneise werden als überlieferte Zeugen des vormigmatischen Gesteinsverbandes angesehen, die Bänder-Hartschiefer als rekristallisierte Ultramylonite variszischer Prägung.

2.4.1.1. Schiefergneis

Im Vergleich zu den migmatischen Gesteinen ist die Verbreitung des Schiefergneises auf dem Kartenblatt sehr beschränkt. Es bildet der nichtgranitische Schiefergneis nur bescheidene Restkörper, förmlich Inseln im Migmatitmeer in allen Größen und Formen. Im Norden des Mühlviertels (Böhmerwald), wo die variszische Metamorphose bedeutend schwächer war, sind weite Gebiete aus diesem Gestein aufgebaut. Die größte Ausdehnung auf dem Blatt Linz weist eine Schiefergneisscholle am linken Donauufer zwischen Nieder-Ottensheim und Dürnberg auf. Gegen Norden und Nordosten löst sich diese Großscholle in viele kleinere auf. Im Lichtenberg- und Bairinggebiet schwimmen Schwärme und Züge von zahllosen kleinen Schiefergneisstücken in den Intrusivbreccien.

Der schiefrige Charakter dieses Gesteins wird durch einen deutlichen stofflichen Lagenbau im Millimeter- bis Zentimeterbereich verstärkt. Es hat den Anschein, daß diese stoffliche Inhomogenität, ein Wechsel von dunklen glimmerreichen zu hellen quarz- und feldspatreichen Lagen, sedimentär angelegt worden ist. Nach THIELE (1969) weist die Mineralvergesellschaftung in diesem Gebiet auf Bildungsbedingungen hin, die dem hochtemperierten Bereich innerhalb der Amphibolitfazies – etwa der Sillimanit-Almandin-Subfazies (TURNER u. VERHOOGEN, 1951) – entsprechen.

An Mineralien beinhaltet der Schiefergneis Plagioklas (Albitoligoklas verzwillingt aber ohne Zonarbau), Quarz, neben Biotit, ferner Granat, Apatit in großen Körnern, Zirkon und Rutil.

2.4.1.2. Bänder-Hartschiefer

Feinkörnige bis dichte, bündig gestreifte Schiefergesteine, die aus wechselnd dicken (Millimeter bis Dezimeter) Lagen von hellen granitischen, quarzreichen und dunklen biotit-, hornblende-, teilweise auch augitreichen Lagen bestehen, finden sich in der Umgebung von Katzbach. Amphibolite stellen sich lagig eingeschichtet ein und Übergänge zu Kalksilikatschiefer gesellen sich dazu. Durch Auftreten von Feldspat-Porphyroblasten gehen sie in Perlgnese und Gneisgranite über. Sie sind als rekristallisierte Ultramyonite in Lagentextur aufzufassen. DAURER (1975) beschreibt im folgenden diese Gesteine im Gebiet der Donauleiten oberhalb der Schlägener Schlinge:

„Die Rekristallisation beginnt mit der Beseitigung von Spannungen an den Mineralkörnern (kaum zu beobachten) und führt über Umkristallisation und Sammelkristallisation zu einer völligen Auslöschung des Mylonitischen Gefüges. Im letzten Stadium verraten nur Mineralrelikte die Existenz eines älteren, nun umkristallisierten Mineralbestandes.

Genau dieser Fall ist bei den Kalksilikatgesteinen, vor allem bei den lagig strukturierten Typen mit ausgeprägter Kristallisationsschieferung verwirklicht. Bei diesen Gesteinen findet man viele Hinweise auf intensive Durchbewegung, viele Relikte eines höher metamorphen Mineralbestandes, der heutige Mineralbestand aber ist weitgehend an niedriger temperierte, mesozonale Bedingungen angepaßt. Dieser Umstand war ja Hauptgrund für THIELE's (1962, 1968) Annahme, daß die Gesteine der Donauleitenserie niedriger metamorph und jünger als der vorvariszische Altbestand seien.“

2.4.1.3. Zone von Herzogsdorf (u. a. Graphit – Marmor)

Die Zone von Herzogsdorf, eine Zone von bunter Mannigfaltigkeit, reicht im NW beim kleinen Rodltal ins Kartenblatt hinein. Die Perlgnese dieser Zone sind neben Kalksilikatschiefern und dezimeterdünnen Marmorlagen auch von graphitführenden Lagen durchsetzt. Das Graphitvorkommen von Herzogsdorf erlangte als einziges Flinzgraphitvorkommen (blättchenförmige Graphitkristalle, die mit freiem Auge wahrzunehmen sind) in den Jahren 1902 – 1925 eine gewisse wirtschaftliche Bedeutung.

Bei einem Straßenbau östlich von Eidendorf wurde grobkörniger hellgrauer bis weißlicher Dolomitmarmor in dünnen dezimetermächtigen Lagen mit Kalksilikatschiefer, Perlgneis und einer teilweisen Serpentinführung angetroffen. Naheliegend ist es, diese Zone von Herzogsdorf als Teil der bunten Serie am Moldanubikum, die durch zahlreiche Amphibolit-, Graphit-, Kalksilikat- und Karbonatgesteinslagen charakterisiert ist, anzusehen.

FUCHS (1962) beschreibt diese Zone kurz zusammengefaßt wie folgt: Der schwach granitisierte Perlgneis beinhaltet häufig konkordant schlierige Lagen und Linsen von weißen bis bläulich-hellgrauen kalifeldspatreichen Pegmatoiden von Dezimeter bis mehrere Meter Mächtigkeit. Häufig beigemengt sind grobe dunkelgrüne Hornblende- und Titanitkristalle. Diese vereinzelt sedimentär angelegten graphit- und amphibolit-hältigen Lagen (Graphitgehalt → bituminöse Serien, kalk- und hornsteinreiche Partien → mergelig tonige Serien) wurden etwa während der Perlgneisbildung mobilisiert und zu pegmatoiden Ansammlungen ausgetrennt.

2.4.1.4. Amphibolit

Nirgendwo im Aufnahmegebiet kommt Amphibolit in größeren geologischen Körpern vor, jedoch sehr häufig in Form von Zertrümmerungsresten in den Perlgneisen und Gneisgraniten. Nahe Dürrgstetten bei Gramastetten fand sich Amphibolit in einzelnen knolligen Stücken, die offenbar von Einschlüssen in Perlgneisen stammen. Auch weiter östlich am Amberg zeigten sich in einem Aufschluß im Zersatz Amphibolitlinsen. Sie stammen aus einem Streifen des Perlgneises, der basische Altgesteine enthält. An Mineralien beinhaltet das Gestein Quarz, Plagioklas, grüne Hornblende, Biotit bzw. Apatit und Titanit als Akzessorien.

In der Karte wurden zwei Vorkommen von Amphibolit westlich des Reichen Bachtals im engen Verband mit Weinsberger Granit vermerkt. Unter dem Mikroskop besteht dieses Gestein zum größten Teil aus grüner Hornblende, Plagioklas und etwas Biotit. Gedeutet werden diese Vorkommen als basische Restite im Weinsberger Granit (unverdaute Reste des Nebengesteins).

2.4.2. Perlgneis und mittelkörnige Mischgneise

Die unter diese Oberbegriffe fallenden Gesteine können von den prävariszischen Paragesteinsverbänden abgeleitet werden. Es sind ehe-

malige Schiefergneise, die den alten Mineralbestand und die Gefügeprägung durch Temperatur- und Druckeinwirkungen verloren haben. Die Umwandlung beginnt bei den Schiefergneisen durch Bildung vereinzelter rundlicher Feldspatblasten. Bei fortschreitender Feldspatblastese entstehen die für die Umgebung von Linz so typischen Perlgneise. Die Feldspatblasten wachsen generell über das alte Schiefergefüge hinweg und geben somit dem Gestein ein völlig neues Gepräge. Vereinigen sich die Feldspat-Porphyroblasten zu Lagen granitischen Aussehens im glimmerreichen Perlgneis, so entsteht das Bild eines streifigen Gesteins, das als Ader-Perlgneis bezeichnet wird.

Ein teilweise sehr kennzeichnendes Mineral, das den Perlgneisen des Linzer Gebietes sein Gepräge gibt, ist der Cordierit. Er findet sich in manchen Zonen so häufig und reichlich, daß dieses Gestein in der Karte als Cordierit-Perlgneis ausgeschieden wurde.

Gesellt sich in diesen Zonen zu Cordierit noch Granat und Plagioklas in grobkörniger Ausbildung, so spricht man von Kinzingit.

Mit einer Übersignatur versehen wurden Perlgneise mit einer Amphibolitführung in Art von unverdauten Resten des Altbestandes. Mit der selben Übersignatur wurden auch die den Weinsberger Granit begleitenden amphibolitführenden Grobkorn-Gneise versehen.

Ein weiterer Mischgesteintypus, der in der Karte als Schiefergneis-Intrusivbreccie ausgeschieden wurde, sind Perlgneise, in denen faust- bis meterblockgroße unverdaute Altbestandsrelikte mit einer deutlichen Schieferung die Hauptmasse des Gesteins bilden. Es sind Lagen und Zonen von wenigen zehn bis einigen hundert Meter Breite und oft etlichen Kilometer Länge.

Als letztes Glied in der Kette steigender Granitisierung ist das in der Karte als Granit-Perlgneis ausgeschiedene Gestein zu nennen. Über die Entstehung der Perlgneise aus Schiefergneisen gibt es mehrere Theorien, davon sind die folgenden drei die gängigsten:

1. Produkt einer isochemischen Homogenisierung mit metasomatischer Zufuhr von Na u. K.
2. Produkt einer isochemischen Homogenisierung ohne Stoffzufuhr, d. h. einer weitgehenden Homogenisierung der im Gesteinsverband ehemals lagig angeordneten Ausgangsgesteine (Arkosen, Grauwacken und Tongesteinen).
3. Produkt einer Bildung unter intensiver Durchbewegung – Tiefenblastomylonit.

Eine zur Bildung von Perlgneisen notwendige intensive Durchbewegung wird in der neueren geologischen Literatur von den meisten Bearbeitern abgelehnt. Die Tatsache, daß der Feldspatgehalt in den Perlgneisen höher als in den vergleichbaren Schiefergneisen ist, wird bei der Annahme einer isochemischen Homogenisierung gänzlich auf den Zerfall von Granat, Sillimanit, Spinell, Mikroklin und teilweise Cordierit zurückgeführt. Die einfachste und eleganteste Lösung wäre sicher die erste der drei Bildungstheorien, wenn nicht das Wandern von Alkalien durch weite geologische Körper sehr umstritten wäre.

Die Frage, in welchem Aggregatzustand sich die Perlgneisbildung vollzogen hat, beantworten FUCHS und THIELE (1968) folgendermaßen: Die Bildung von schwach granitisierten Perlgneisen vollzieht sich bei einer Metablastese in festem Zustand; stark granitisierte Perlgneise entstehen aus einer Art von Schmelzflußstadium.

2.4.2.1. Perlgneis

Dieses Gestein, das Hauptgestein des kristallinen Grundgebirges im Kartenbereich, setzt den Lichtenberg, seine südliche Fortsetzung, den Kürnberg sowie den Bairing-Rücken im wesentlichen fast vollständig zusammen. Wie kaum ein anderes Gestein wechselvoll in Ausbildung und Aussehen, bilden die Perl- oder Körndlgneise doch eine unverkennbare Einheit. Gemeinsam ist ihnen die eigenartige Ausbildung des Feldspats in kleinen, millimetergroßen weißen kugeligen bis ellipsoiden Einzelkörnern, die wie Perlen aneinandergereiht die biotitreichen Schiefergneisflächen wechselnd dicht erfüllen.

In seiner typischen Ausbildung ist der Perlgneis mittelkörnig und deutlich geschiefert. An Mineralkomponenten beinhaltet er fast hauptsächlich Feldspat, Biotit und Quarz. FUCHS (1968) beschreibt das Gestein wie folgt:

„U. d. M. zeigen die meist mittelkörnigen Gesteine ein kristalloblastisches Gemenge von rundlichem Plagioklas (basischem Oligoklas), Quarz und in lichterem Typen auch Mikroklin. Biotit bildet nicht zusammenhängende, schlecht geregelte Scheiter, so daß im Schliiff das Parallelgefüge undeutlich wird. Muskovit und Serizit treten sehr zurück; sie finden sich meist sekundär nach anderen Mineralen. Apatit, Zirkon und Erz sind Nebengemengteile. Chlorit und Epidot sind gelegentlich als Sekundärbildungen zu beobachten.“

Sehr kennzeichnend im Perlgneis sind Einschlüsse von Hornfels als kugelig-knollige, teils schiefrige Gebilde. Diese Hornfelse haben ein

dichtes Gefüge und bestehen aus einem feinkörnigen Gemenge von Plagioklas, Hornblende, Pyroxenen, Granat und Quarz. Sie zeichnen sich durch besondere Härte und Zähigkeit aus.

Sehr häufig zeigen sich im Perlgneis tektonische Beeinflussungen, die das gneisige Aussehen verstärken und zu den Diaphoriten und Quetschschiefen überleiten.

2.4.2.2. Cordierit-Perlgnais

In einzelnen Streifen, die im Streichen der Gneise über große Entfernung zu verfolgen sind, sowie in örtlichen Höfen, reichert sich der Cordierit so weit an, daß er einen kennzeichnenden im Gesteinsaussehen hervortretenden Gemengteil ausmacht. Im westlichen Teil der Lichtenbergscholle, anschließend an die Rodlstörung, ist in einem breiten Streifen Cordierit fast durchaus und oft reichlich zu finden.

Die Zusammensetzung des Gesteins ist dem des Perlgnaises sehr ähnlich.

Der Cordierit verwittert leicht zu grünlichem Pinit. Er tritt daher im angewitterten Gestein, meist recht deutlich, in kleinen hellgrünen Flecken hervor, vielfach deutlicher als der hellblauviolette quarzähnliche Cordierit im frischen Gestein. Manchmal gesellen sich auch Hornfels, Graphit und Quarz, dieser mehrfach in Form von Rosen- und Rauchquarz, zum höheren Cordieritgehalt hinzu. Wie FUCHS und THIELE (1968) erwähnen, ähnelt die chemische Pauschalzusammensetzung der Cordierit-Perlgnais stark den Granat-Sillimanit-Cordieritgnaisen des vorvariszischen Altgesteinsverbandes. Wahrscheinlich ist der Cordierit-Perlgnais aus diesen Gesteinen hervorgegangen, wobei die Reaktion Biotit + Sillimanit + Quarz zu Kalifeldspat + Cordierit am Beginn der Anatexis eine Rolle gespielt hat.

Der Cordierit ist nach THIELE (1968) von rundlicher bis idiomorpher Form, „Einschlüsse (vor allem Sillimanit) sind nicht gerade selten, doch treten sie mengenmäßig – etwa im Vergleich zu den Cordieritgnaisen des Altbestandes – stark zurück. Der Cordierit ist teils frisch, teils pinitisiert, zum Teil in ein blaß gelbliches, isotropes bis sehr schwach doppelbrechendes Mineral von geringer Lichtbrechung (kleiner als Kanadabalsam) umgewandelt.“

2.4.2.3. Ader-Perlgnais

Vereinigen sich die Feldspat-PorphYROblasten zu granitischen Lagen im glimmerreichen Schiefer-Perlgnais, so entsteht das Bild eines

streifigen Gesteins, das als Adergneis oder Ader-Perlgnais bezeichnet wird.

Kennzeichnend für diesen Gesteinstyp ist der rhythmische Wechsel dunkler und heller Lagen im Millimeterbereich, die einerseits vorwiegend aus Biotit mit wenig Quarz und Feldspat und andererseits aus Feldspat und Quarz oder nur aus Feldspat bestehen. Die dunklen Streifen sind den Biotit-Plagioklasgneisen sehr ähnlich, die hellen könnten mit dem Flasergranit verglichen werden. Bei noch stärkerer Zunahme der Feldspäte verfließt das lagenförmige rhythmische Gefüge, einzelne Schiefer- und Glimmerschollen bleiben als Erinnerung und Rest in einem völlig gleichmäßig, körnig aussehenden Gestein übrig.

Stärker granitisierter Perlgnais vom Aussehen eines Ader-Perlgnaises findet sich verschiedentlich im Kartenbereich, so im westlichen Teil, des Kürnberges, am Kürnberggipfel sowie zwischen Anschlußturm und Hainzenbach. Ein weiteres Gebiet mit starklagig granitisch durchsetztem Perlgnais liegt zwischen St. Magdalena, Bairing-Kamm und Katzbach.

2.4.2.4. Granit-Perlgnais (Flasergranit, Perlgranit)

Die Abgrenzung zum Normaltypus des Perlgnaises ist keineswegs scharf. Es gehört ja zur Eigenart der Perlgnaise, in Zusammensetzung und Gefüge ziemlich weit zu schwanken; trotzdem wurde versucht, deren Verbreitung im Kartenbild festzuhalten. Diese stark granitisierten Perlgnaise nehmen im Gelände öfters das Aussehen von Graniten an. Sehr vereinzelt Einschlüsse, Erinnerung und Andeutung an das Schiefergefüge unterscheiden sie jedoch von den typisch jungen Graniten.

Bei Hellmonsödt, Kirchschatz und am Bairingrücken finden sich diese Gesteinstypen, die einerseits Adergnaisen, andererseits echten Aufschmelzungsgraniten ähneln.

Diese starken granitisierten Perlgnaise werden in neueren Arbeiten „weitgehend homogenisierte Perlgnaise“ genannt. THIELE (1968) beschreibt die lagige oder flasrige Textur als eine während und nach der Anatexis neu gebildete und nicht wie bei den Perlgnaisen übernommene Gefügeprägung. Diese Art des Perlgnaises, das Produkt einer in situ stattgefundenen Granitisierung, kann auch auf Grund seines Chemismus als Granodiorit bezeichnet werden. FUCHS und THIELE (1968) führen mehrere Argumente für diese Art der Gesteinsentstehung an, wie zum Beispiel die Tatsache, daß nie scharfe Grenzen, sondern stets nur fließende Übergänge zu den schwach anatektischen Perlgnaisen zu finden sind.

2.4.2.5. Schiefergneis – Intrusivbreccie

Ein Gegenstück zu den Amphibolit-Zertrümmerungs- und Mischgesteinszonen der Gneisgranite bilden die Zonen der Schiefergneis-Intrusivbreccien der Perlgneisgebiete. Wie im ersten Fall bieten sich auch hier großartige Beispiele einer Granitisierung, einer allmählichen Aufzehrung, Aufschmelzung und Umwandlung im Bereich der Migmatitzone. Das Neosom dieses Gesteins ist ein typischer Perlgneis. Die teilweise hornfelsartig ausgebildeten dunklen Altgesteinsschollen haben ein deutliches Parallelgefüge und schwimmen regellos eingebettet im helleren Neosom.

Der Mineralbestand der Altgesteinsrelikte – ehemaliger Hornblende führender Gneise – ist weitgehend umgeprägt. DAURER (1975) hat in den Gesteinen der Donauleiten oberhalb von Schlößen einzelne Hornblendekristalle als letzte Relikte einer vorvariszisch metamorphen Prägung in den Altgesteinsschollen beschrieben.

Die Schiefergneis-Intrusivbreccien haben durch die regellos eingebetteten Altgesteinsschollen eine höhere Gesamtfestigkeit und Widerstandsfähigkeit. Es treten daher die Züge der Intrusivbreccien im Landschaftsbild mehrfach als Härtlingsrücken und Körper hervor.

Der Hauptkamm des Lichtenbergs besteht aus einer solchen Intrusivbreccie, ebenso vermittelt der Kamm des Dürnberges zwischen Puchenau und Ottensheim ausgezeichnete Einzelbilder, sowie der Steinbruch der Urfahrwände am linken Donauufer bei Linz. Am Hauptkamm des Bairingrückens nördlich St. Magdalena lassen sich ebenfalls Intrusivbreccienzüge verfolgen. Im Gegensatz zum Lichtenberg mit seinen grobscholligen Breccien sind diese am Bairingrücken sehr kleinrümrig ausgebildet. Sie bestehen aus einem Haufwerk von ein bis zwei Zentimetern großen Schiefergneisstücken.

2.4.2.6. Glimmerreicher, teilw. Hornblende-Perlgneis

Obwohl alle Mischgesteine schrittweise und allmählich ohne scharfe Grenzen ineinander übergehen, heben sich doch einige Bereiche ab, in denen die Amphiboliteinschlüsse so häufig sind, daß auf sie im Kartenbild hingewiesen werden kann.

Das Erscheinungsbild dieses Gesteinstyps wechselt im Erscheinungsbild sehr stark. Es wurden der Übersichtlichkeit wegen mehrere Arten von hornblendeführenden Gesteinen auf der Karte zusammengefaßt. Die in Begleitung des Weinsberger Granits befindlichen können als

Grobkorn-Hornblende-Gneis oder als Grobkorn-Gneis mit Amphiboliteinschlüssen bezeichnet werden.

Diese Gesteine, Bestandteil der Mühltalescholle, sind besonders gut im Rodeltal oberhalb von Gramastetten aufgeschlossen. Die Amphiboliteinschlüsse bieten oft prächtige Beispiele brekziöser Zertrümmerung, zerfließender Auflockerung und Zerteilung, bis zu schlierig wolkiger Auflösung nach Art der Nebulite. Hier kann man die allmähliche Aufzehrung der Amphibolite von großen konkordanten Lagen bis zu kleinen Trümmern und Einzelkristallen verfolgen.

Da schon die Übergänge zwischen Perlgneisen und Grobkorngneisen fließend sind, wird durch das Hinzutreten von Hornblende und Amphibolit die Vielzahl der Möglichkeiten nur noch vergrößert. Hand in Hand mit dem Auftreten von Amphibolit ist eine gleichzeitige Anreicherung von Biotit zu beobachten. Die Entstehung des glimmerreichen, teilweise Hornblende-Perlgnaises aus gneisig-schiefrigen, von Amphiboliten durchzogenen Schichtverbänden ist unverkennbar.

Zu den eigentlichen mittelkörnigen Hornblende-Perlgnaisen können im Westen des Kartenblattes ein Gesteinszug, der die Pfahlsenke nahe der Rodelstörung begleitet und einige schmale Gesteinszüge in der Herzogsdorfer Zone gezählt werden. Im Osten des Kartenblattes ist dieses Gestein auf einen etwa 200 Meter breiten Streifen westlich des Wetter- und Hagerberges beschränkt und bildet den Ausläufer des Amphibolit-Migmatitstreifens vom Pfenningberg.

2.4.2.7. Granat-Cordierit-Sillimanit-Gneis („Kinzigit“)

Kommt im Perlgneis zu reichlich Cordierit noch heller weinroter Granat (Almandin) und dunkelgrüner Spinell hinzu, so spricht man von „Kinzigit“. Die meist hellgrüne Färbung des Feldspats und eine grobkörnige, teilweise pegmatitische Ausbildung erhöhen die Schönheit des Gesteins. Eine Auflockerung des Schiefergefüges durch aplitisch-pegmatitische Durchaderung und pygmatische Fältelung sind kennzeichnend, ebenso der scharfe Wechsel im Mineralaufbau und Gefüge. Das Gestein ist weiters oft wirr verwoben mit Einschlüssen von Schiefergneis und Hornfels und neigt zur Ausbildung von Kristallnestern.

Das mikroskopische Bild läßt nach GRABER (1926) neben Cordierit mit Zirkon- und Sillimaniteinschlüssen, Biotit, Perthit, Plagioklas, Quarz, Granat, Spinell, Magnetkies und Schwefelkies erkennen.

Außer dem bekannten Fundort bei Kilometer 3,8 der Bundesstraße Linz – Wilhering sei auf weitere Vorkommen in Sagbach zwischen Puchenau und Ottensheim und östlich von Gramastetten hingewiesen.

2.4.3. Alter Granit und grobkörnige Mischgesteine („Gneisgranit“)

Wie für die Perlgneisbildung, je nach Autor, eine isochemische Homogenisierung, mit oder ohne Stoffzufuhr verantwortlich gemacht wird, so kann für die Entstehung der Gneisgranite aus Gesteinen des Altbestandes eindeutig eine stoffliche Beeinflussung des sie begleitenden Weinsberger Granits angenommen werden.

Bereits das Kartenbild zeigt den engen Zusammenhang dieser unter einem Oberbegriff zusammengefaßten Gesteine. Damit es zu solch einer Beeinflussung des Nebengesteins kommen konnte, mußten ganz bestimmte Faktoren mitgespielt haben, die einen solchen Stoffaustausch erst ermöglichten. Die jüngeren Granite zum Beispiel haben keine stofflichen Veränderungen in ihren Hüllgesteinen bewirkt.

Das synorogene Eindringen des Weinsberger Granits in den noch hochtemperierten Gesteinsverband des Moldanubikums während der variszischen Metamorphose ermöglichte einen Stoffaustausch, der u. a. auch zur Bildung von Riesenkalifeldspäten in den Hüllgesteinen führte. Das Riesenwachstum der Kalifeldspäte im Weinsberger Granit wurde nach KURAT (1965) durch die bei der Intrusion des Granites sich einstellende geringe Unterkühlung des Magmas, bei der sich nur wenige Kristallisationskeime bilden konnten, ermöglicht.

Die Abkühlung des Weinsberger Granites ging außerdem nur sehr langsam vor sich, wodurch eine Kalizufuhr über lange Zeit aus dem Weinsberger Granit in die ebenfalls hochtemperierten Nebengesteine möglich war. Auf diese Art stellt man sich die Entstehung dieser Gesteinsverbände, die ohne scharfe Grenzen ineinander übergehen, vor.

2.4.3.1. Weinsberger Granit

Der Weinsberger Granit ist, neben seiner Verbreitung über etwa 1000 Quadratkilometer, im Mühl- und Waldviertel ein sehr markantes Gestein; insbesondere im Osten des Mühlviertels, im Gebiet des Greiner Waldes und im westlichen Teil des Waldviertels.

Nach dem im Waldviertel gelegenen Weinsberger Wald haben L. Waldmann und A. Köhler im Jahre 1937 diesem Gestein den Namen „Weinsberger Granit“ gegeben, nachdem er im Laufe von 100

Jahren seinen Namen mehrmals gewechselt hatte (Porphyrtiger Granit, porphyrischer Granit, Porphygranit, A-Granit, Kristallgranit, Altkristallgranit).

Der Weinsberger Granit prägt seinem Verbreitungsbereich charakteristische Formen auf. Bedeutend resistenter gegen die Verwitterung als andere Mühlviertler Gesteine bildet er einen unruhigen Landschaftstyp mit teilweise tiefen schluchtartigen Flußeinschnitten (unteres Rodltal), verstreuten turmförmigen Felsbildungen und zahlreich verstreutem Blockwerk.

In das Kartenblatt reichen von zwei Hauptverbreitungsgebieten des Weinsberger Granits, der Mühltsalsscholle im Westen und dem Greiner Wald im Osten, kleine Ausschnitte herein. Während der Weinsberger Granit samt seinen Mischgneis-Begleitern in der NW-Ecke des Blattes an der Rodlstörung scharf abschneidet, lagert er am östlichen Kartenrand, in mehrfachem Wechsel mit Grobkorn-Gneisgranit, im Hangenden einer Perlgneis-, Kalksilikat-Hornfelschiefer- und basischen Mischgneis-Serie. In der NO-Ecke des Blattes ist er in Form von Großschollen und schuppigen Aufschmelzungsresten dem Altenberger Granit-Pluton eingelagert. Auch in diesen Aufschmelzungskörpern ist der Weinsberger Granit konkordant mit Grobkorn-Gneisgranit vergesellschaftet. Diese Aufschmelzungsschollen finden in südlicher Richtung am Pfenningberg in einem geschlossenen Großkörper von Weinsberger Granit, vielfach mit Grobkorn-Gneisgranit wechsellagernd, ihre Fortsetzung. Sie streichen an der SW-Seite des Pfenningberges ins Donautal und sind dort in einer Anzahl von Steinbrüchen aufgeschlossen.

Die mineralogischen und petrographischen Verhältnisse im Weinsberger Granit gibt am besten die Zusammenfassung der aus jüngerer Zeit stammenden Untersuchung von KURAT (1965) wieder:

„Der Weinsberger Granit, der älteste der moldanubischen Granite Österreichs, ist ein sehr grobkörniger porphyrischer Biotit-Granit mit (Volums %) 35 bis 37 % Mikroklin, 33 bis 35 % Plagioklas, 19 bis 22 % Quarz und 9 bis 13 % Biotit. Die Mikrokline sind dicktafelig nach M, erreichen eine Länge von bis zu 18 cm, führen häufig orientierte Plagioklas- und Biotiteinschlüsse und sind stark perthitisch. Die Zusammensetzung liegt um 80 Gew. % Or, die der entmischten Kalifeldspatphase um 88 % Or. Charakteristisch sind noch die hohe Triklinität und der inverse Zonarbau.

Die Plagioklase sind wesentlich kleiner, sind seltener primär, jedoch immer sekundär verzwillingt und zeigen einen schwachen oszillatorischen

oder progressiven Zonarbau. Die durchschnittliche Zusammensetzung liegt zwischen 27 und 31 % An. Die Biotite sind rotbraun, stark pleochroitisch und durchwegs 1 M-Polymorphe. Die Zirkone magmatischen Ursprungs sind rötlich bis undurchsichtig, zonar und sehr groß (bis zu 0,8 mm). In den Randzonen finden sich vom Nebengestein übernommene Zirkone, welche etwas kleiner und farblos sind. Das häufigste Akzessorium ist der Apatit, sehr selten findet sich Magnetit. Sehr nahe am Kontakt tritt als Verunreinigung Almandin und Muskovit auf. Aufgrund der vorliegenden Untersuchung und der im Felde von verschiedenen Autoren und vom Verfasser gemachten Beobachtung ist die Entstehung des Weinsberger Granits auf magmatische Vorgänge zurückzuführen. Die Intrusion, die wahrscheinlich im engen Zusammenhang mit der Metamorphose des Moldanubikums stand, erfolgte unter Bedingungen, die einem p H_2O von zirka 5000 bar entsprechen, also in großer Tiefe und bei relativ niedriger Temperatur.“

2.4.3.2. Grobkorn-Gneisgranit

Diese Gesteinsart, die immer in räumlich engem Zusammenhang mit dem Weinsberger Granit vorkommt, nimmt in der Umgebung von Linz und im westlichen Mühlviertel weite Gebiete ein. Der Grobkorn-Gneisgranit bildet das Hauptgestein der Klammleiten, begleitet die Weinsberger Granitschollen, die im Altenberger Granit schwimmen, sowie die Züge am Pfenningberg. Die größte Flächenausdehnung erfahren diese Gesteine im Gebiet des Rodlhochlandes, wo die Kleine Rodl ein schluchtartiges Engtal zwischen Herzogsdorf und St. Gotthard in die annähernd waagrecht liegende Grobkorn-Gneisgranitscholle eingeschnitten hat. Im Tal der Großen Rodl wird der Grobkorn-Gneisgranit von Hornblende-Perlgneis und Weinsberger Granit unterlagert.

Der Grobkorn-Gneisgranit besteht aus einem gleichmäßig grobkörnigen Gemenge von Feldspat, Quarz und Glimmer mit einem mehr oder weniger deutlichen Gneisgepräge und den kennzeichnenden Feldspat-PorphYROblasten, die dem Perlgneis das charakteristische Aussehen geben. Von dem Perlgneis unterscheidet sich der Grobkorn-Gneisgranit, wie es schon sein Name sagt, durch das gröbere Korn und durch die oft mehrere Zentimeter langen Kalifeldspäte, wie sie im Weinsberger Granit zu finden sind. Dieser Umstand läßt den Schluß zu, daß die Grobkorn-Gneisgranite nicht bloß ein Homogenisierungs- bzw. Umkristallisationsprodukt eines Altgesteinsverbandes sind, sondern daß die Grobkorn-Gneisgranite auch in einem Stoffaustausch mit dem Weinsberger Granit gestanden haben müssen. Der chemische Zusammenhang zwischen

Weinsberger Granit und Grobkorn-Gneisgranit wurde von SCHARBERT (1968) nachgewiesen.

2.4.3.3. Gneisgranit i. a.

Da der Weinsberger Granit allmählich in den Grobkorn-Gneisgranit übergeht, ist eine scharfe Grenzziehung kaum möglich. Dort wo diese Übergangszonen im Gelände flächenmäßig erfaßt werden konnten, wurden sie mit einer Übersignatur versehen und als Gneisgranit i. a. auskartiert.

Im Vergleich zum Grobkorngneis kommt es zu einer allgemeinen Abnahme der Korngrößen, wodurch sich der porphyrische Charakter im Gneisgranit verstärkt. Nach FUCHS (1968) fallen in solche Übergangsbereiche Zonen von stark granitisiertem Grobkorn-Gneis, hybriden Weinsberger Granit (durch Assimilation von Nebengestein veränderter Weinsberger Granit) sowie alle jene Mischbereiche zwischen Weinsberger Granit und Grobkorngneis, in denen kartierungstechnisch eine genaue Grenzziehung unmöglich ist.

2.4.3.4. Hornblende-Gneisgranit mit Intrusivbreccien

Die Verbreitung dieses mit einer Übersignatur versehenen Gesteinstyps bleibt auf ein Gebiet westlich des Pfenningberges beschränkt. Das Typus-Vorkommen ist der sogenannte Gruberstein (Naturschutzfelsen) in der Nähe des Kilometersteines 2 der Straße Plesching-Katzbach. Es handelt sich um eine Intrusivbreccie (Agmatit) mit überwiegend Amphibolit-Altgesteinstrümmern. Der Aufschluß ist außerdem noch reichlich aplitisch durchadert. Faust- bis kopfgroße Trümmer und Blöcke aus Amphibolit-Schiefergneis bis zu einem Meter schwimmen in dem den Weinsberger Granit begleitenden Gneisgranit. Nach einer Schlibfbeschreibung von GRUBER (1930) bestehen diese dunkelgrünen dichten Einschlüsse aus Quarz, Labrador, Hornblende, Biotit und Ilmenit.

2.4.4. Jüngere Plutongranite

Die jüngeren Granitplutone des Kartenblattes, die im Wald- und Mühlviertel zahlreiche lokale Namen erhalten haben, werden in der geologischen Literatur unter Granite vom Typus „Mauthausen“ zusammengefaßt. Diese Gruppe beinhaltet nicht den Schärddinger Granit, der einen eigenen Granittypus bildet.

Die chemischen Unterschiede in den einzelnen Plutonkörpern resultieren nach RICHTER (1965) aus der verschieden großen Assimilation von Nebengesteinen während der Intrusion. Für diesen Granittypus fand man ähnliche Bildungsbedingungen wie für den Weinsberger Granit; bloß hat sich das Gebirgsstockwerk, in das die jüngeren Granite intrudierten, mittlerweile beträchtlich abgekühlt.

Der starke Temperaturunterschied zwischen Nebengestein und Granit bewirkte scharfe Grenzen. Die Granite vom Typus „Mauthausen“ sind wie der Weinsberger Granit von magmatischer Natur.

Ganz im Gegensatz zu den eben besprochenen Granittypen stehen die Granite vom Typus „Schärding“ sowohl von ihrer Entstehung als auch von ihrer Lage im Gesteinsverband her. Die Granite vom Typus Schärding sind Produkte der steigenden variszischen Anatexis. Ihre Bildung ist im Gelände (Sauwald) aus den Perlgneiszonon heraus zu beobachten. Sie haben keinen Intrusivcharakter und können als Situationsbild eines sich formenden Magmenherdes verstanden werden.

2.4.4.1. Altenberger Granit

Die Nordostecke des Kartenblattes nimmt in ziemlich großer Flächenausdehnung ein Granitpluton, benannt nach der Ortschaft Altenberg bei Linz, ein, der bei St. Magdalena bis an den Haselgraben und bei Katzbach auslaufend bis ins Donautal reicht. Der Altenberger Granit erstreckt sich in N-S bis NNW-SSO-Richtung in der Grenzzone von Weinsberger Granit und Perlgneis – ca. auf 40 Quadratkilometer aufgeschlossen – und folgt in großen Zügen der allgemeinen Gesteinslagerung.

Wie das Kartenblatt zeigt, stecken im Altenberger Granit einige Großschollen und einzelne kleinere Körper des grob- bis riesenkörnigen Weinsberger Granits und des ihn begleitenden Grobkorngneises. Die Aufsplitterung des Weinsberger Granits in Schollen am Übergang zum Altenberger Granit – in der Größe einiger Kilometer bis zu Hausgröße und Auflösung in ganz kleine Stücke bis Kopfgröße und zu Einzelkristallen – kann in diesem Bereich wie selten wo anders beobachtet werden. Das Bild ist völlig das einer Auftrümmerung und Aufschmelzung des alt vorhandenen Grobkorngesteinsverbandes.

Gegen Westen, dem Perlgneis zu, verläuft die Grenze annähernd in N-S-Richtung und folgt damit grob der Schieferung des Perlgneises. Auf jeden Fall ist diese Abgrenzung schärfer als die gegen den Weinsberger Granit.

Auch der nördlich von St. Magdalena weiter nach Westen reichende Lappen des Altenberger Granits keilt, wie die Steilflanken des Haselgrabens zeigen, zwischen den Perlgneislagen aus. Er bildet dort einen flach gegen Osten geneigten Lagergang. Gegen Süden, in Richtung Auhof zu, splittert der Altenberger Granit, in Durchaderung und englagigem Durchdringen des Perlgneises, auf.

Da sowohl die großen Weinsberger Granitschollen des Wetterberges bei Preising und des Hagner Berges bei Kulm, mitsamt den zahlreichen kleinen Weinsberger Granitschuppen, N-S gestreckt sind, als auch der Grenzverlauf des Altenberger Granits gegen Osten dem Streichen des Perlgneises folgt, kann im großen von einer lagenartigen Einschaltung des Altenberger Plutons an der Grenzfläche Perlgneis – Weinsberger Granit und von einer schollenförmigen Aufspaltung des letzteren gesprochen werden.

Außerhalb des Kartenblattes, im Gebiet südlich von Altaist, geht nach FUCHS und THIELE (1968) der Altenberger Granit im Hundertmeterbereich in den Mauthausner Granit über, wodurch sich der enge Zusammenhang der Granite vom Typus „Mauthausen“ offenkundig bestätigt. Aufgrund der oft deutlichen Kornregelung spricht G. FRASL (1959, 1960, 1965) dem Altenberger Granit eine schwache Deformationsphase zu, die dem anschließenden Mauthausner Granit fehlt. Petrographisch ist der Altenberger Granit ein fein- bis mittelkörniger saurer Zweiglimmergranit. Nach FUCHS und THIELE (1968) ist dieser Granit gekennzeichnet durch reichlichen Mikroklin, sauren Plagioklas, einen oft beträchtlichen Hellglimmergehalt und die Akzessorien Apatit, Zirkon, Monazit, Erz und mitunter auch reichlich Sillimanit.

2.4.4.2. Mauthausner Granit

Ob seiner Farbe am frischen Bruch wird der Mauthausner Granit auch „blauer Granit“ genannt. Durch längere Verwitterungseinflüsse verliert er diese Farbe und wird licht – weißlichgrau. Sein Vorkommen ist auf den östlichen Teil der Karte beschränkt. Im Gebiet des Gallneukirchner Beckens und an der Donau befindet er sich in engem Verband mit dem Weinsberger Granit. Die gute Spaltbarkeit nach bestimmten Flächen machten den Mauthausner Granit seit alters her zu einem bevorzugten Gestein der Natursteinindustrie.

Beim Mauthausner Granit handelt es sich um einen fein- bis mittelkörnigen Biotitgranit von auffallender Einförmigkeit. Freien Auges lassen sich Quarz, Plagioklas, Biotit und vereinzelt Muskovitschuppen

erkennen. Zum Nebengestein (Weinsberger Granit mit Begleitgesteinen) ist der Kontakt scharf ausgebildet. Nach RICHTER (1964) läßt sich, bis auf manchmal auftretende helle Reaktionssäume aus Kalifeldspat und Quarz, überhaupt keine Kontaktwirkung beobachten.

Im folgenden wird ein Teil der Zusammenfassung von RICHTER (1964) aus seiner Veröffentlichung „Petrologische Untersuchungen am Mauthausner Granit im österreichischen Moldanubikum“ wiedergegeben: „Das Gestein ist ein Biotitgranit mit geringen Mengen primären Muskovits. Der Plagioklas (bis 38 Vol.%) besitzt einen progressiven und oszillatorischen Zonarbau, primäre und sekundäre Verzwilligung und einen durchschnittlichen An-Gehalt von $An=20\%$ (Plöckinger Granit $An=25\%$). Der Alkalifeldspat (durchschnittlich 28 Vol.%) ist ein scharf gegitterter perthitischer Mikroklin (entmischte Phase $Or=89\%$, $\Delta > 90$) mit durchschnittlich $Ab=15\%$. Der Biotit (ca. 10 Vol.%) bildet 2 M Polymorphe, ebenso der Muskovit ($< 1\%$). Der Zirkon bildet zwei Typen verschiedener Herkunft; das Gestein ist hybrid. Aus den Komponentenanalysen ergeben sich als Bildungsbedingungen: relativ rasche Kristallisation bei steigendem p H_2O im Bereich von ca. 5000 bar, fallende Temperatur und fallender Belastungsdruck, was auf große Bildungstiefen hinweist. Die Intrusion erfolgt während der Plagioklaskristallisation und während des Abklingens der variskischen Regionalmetamorphose in eine relativ kühle Umgebung.“

2.4.4.3. Granodiorit von Holzwiesen und Haibach

Dieses Orthogestein aus Mittertreffling ist feinkörniger und glimmerärmer als der in unmittelbarer Nachbarschaft anzutreffende Mauthausner Granit. Ein weiteres Merkmal, das dieses Gestein vom Mauthausner Granit unterscheidet, sind die mehr oder weniger deutlich geregelten Biotite, die ihm ein teilweise fast schieferiges Aussehen geben. Der Granodiorit kann mit den die Donaustörung begleitenden lagerartigen Granitzügen zwischen Schlögen und der Aschacher Bucht verglichen werden.

DAURER (1975) bezeichnet dieses Gestein als Schlögner „Weißgranit“ und beschreibt es als ungestört-kristalloblastisches granitoides Orthogestein im Bereich der Donaustörung.

Auf der geologischen Karte 1:100.000 des westlichen Mühlviertels, herausgegeben von der geologischen Bundesanstalt, ist dieses Gestein als Granodiorit von Freistadt festgehalten, dessen granitische Typen nach

THIELE (1969) und FRASL (1968) sich in der chemisch-mineralogischen Zusammensetzung eng an den Mauthausner Granit anlehnen.

2.4.4.4. Cordieritgranit und Cordierit-Mischgneis

Eng verzahnt und verkeilt mit dem angrenzenden und durchspießenden Perlgnais und Schiefergnais erstreckt sich ein nur wenig ausgehnter, in seiner Gesteinsbeschaffenheit recht ungleichmäßiger Körper entlang dem Südwestrand der Lichtenbergscholle zur Donau zwischen Rodlstörung und Puchenau.

Die sehr wechselvoll aussehenden Gesteine schließen sich einerseits in ihrem Aussehen völlig dem Mauthausner Granit an, andererseits gehen sie schrittweise und allmählich über Intrusivbrekzien in den Cordieritperlgneis über.

Diese Gesteinsart ist von dunklem Aussehen infolge des hohen Gehalts an Biotit, der grünlich gefärbten Feldspäte und des blauviolettten Cordierits. Häufig sind auch Biotitputzen, Hornfelsknauer oder Schieferreste eingeschlossen.

In seinen Aufzeichnungen bemerkte SCHADLER: „Dieses Gestein gleicht weitgehend dem von HORNINGER (1936) bearbeiteten Schärdinger Granit und dessen Übergänge zum Flasergranit“ oder „Die Gesteine von Ober-Puchenau gleichen weitgehend denen von Wernstein bei Schärding.“

Hinzuzufügen ist, daß die Bezeichnung Flasergranit nach HORNINGER (1936) ident ist mit der Bezeichnung „Migmatit Typus Wernstein“ (FUCHS und THIELE, 1968).

In der Karte 1:100.000 des nördlichen Waldviertels und des Sauwaldes werden diese Gesteine unter der Bezeichnung „cordieritreiche Migmatite (Typus Wernstein)“ geführt. Dazu bemerkte THIELE (1968): „Der Name Granit ist ihnen abzusprechen, da sie sich sowohl strukturell, vor allem aber in ihrem Mineralbestand und Chemismus deutlich von echten Intrusivgesteinen unterscheiden.“ Für THIELE kommt der migmatische Charakter des Gesteins klar zum Ausdruck. Den Mineralbestand beschreibt er wie folgt: „Hauptgemengteile sind: Plagioklas, Quarz, Mikroklin, Biotit und Cordierit. Ergänzend zu bemerken wäre lediglich, daß in diesem Gestein nun der Mikroklin fast nie fehlt. Die Anorthitgehalte der Plagioklase liegen zwischen 30 % und 20 % (äußerste Hüllzonen bis zu 13 % An). Der Mikroklin findet sich sowohl klein- bis mittelkörnig, xenomorph, als auch vereinzelt in Form großer, mit Quarzkörnern durchspickten Mikroklin-Aderperthit-Porphyroblasten.“

Im großen und ganzen ähnelt der Mineralbestand stark dem des Cordierit-Perlgneises. Genetisch deutet THIELE die Entstehung der Migmatite vom „Typus Wernstein“ aus einer Art von schmelzflüssigem Zustand zumindest dem eines teilweise verflüssigten Kristallbreies. Dieses Gestein bildet im Sauwald öfters Übergänge vom Schärddinger Granit zu den umgebenden Perlgneisen. Hier im Gesteinsverband der Lichtenberg-Kürnbergerscholle zeigt der Cordieritgranit die enge Gesteinsverwandtschaft zu dem im Sauwald befindlichen Hochtemperaturstockwerk des Moldanubikums auf.

2.4.5. Ganggesteine

Im Gesamtbild des Mühlviertels als auch auf dem Kartenblatt fallen Gebiete mit reichlichen Ganggesteinsfolgen und fast ganggesteinsleere Zonen auf. So ist z. B. das Perlgneisgebiet, die Lichtenberg-Kürnbergerscholle, ganggesteinsarm, abgesehen von einem besonders markanten Quarz-Glimmer-Porphyr, der das ganze Gebiet in herzynischer Richtung durchzieht. Allgemein kann festgestellt werden, daß die Porphyr-Dioritporphyr- und granitisch-intermediären Gänge in herzynischer Richtung streichen. Hingegen folgen die sauren Schmelzmassen, die Pegmatite und Aplite, anscheinend mit Vorliebe den karpatischen Querklüften. Ferner scharen sie sich im Umkreis der Plutone.

Sehr erschwerend für die genaue Kenntnis der Ganggesteine sind die ungünstigen Aufschlußverhältnisse. Allenthalben trifft man Lesesteine, ohne das Anstehende und dessen Einfallen zu erkennen.

2.4.5.1. Ganggranit, Aplit, Pegmatit

Die Zahl dieser in einer Gruppe zusammengefaßten Gänge ist außerordentlich groß. Es konnten nur einige auffallende und bemerkenswerte in der Karte eingezeichnet werden, die mehr oder weniger zufällig bei der Geländebegehung angetroffen wurden. Eine Verdichtung des Begehungsnetzes wird in Karten und Plänen größeren Maßstabes eine bedeutende Vermehrung der Ganggesteine bringen können.

Im Gelände sind diese Ganggesteine von geringer Mächtigkeit und Erstreckung. Möglicherweise gehören aber verschiedene Pegmatitfunde einigen weitreichenden Gangzügen an; wie etwa am Dürnberg bei Ottensheim, am Pöstlingberg, am Bairngrücken und am Elmsberg nordöstlich von Katzbach. Bekannte Ganggesteine sind der Ganggranit im Steinbruch der „Urfahrwänd“ im Stadtgebiet von Linz, der Beryll-

Pegmatit bei Steyregg, der Muskovit-Pegmatit nördlich der Eisenbahnbrücke bei Steyregg, der Pegmatit mit Riesefeldspatdrusen und Turmalin bei Dürnberg (Ottensheim), der Turmalin-Granat Pegmatit von Katzbach und der Turmalin Pegmatit bei Altenberg.

Die Aplite sind an und für sich recht häufig, doch bilden sie nur einige Zentimeter breite Kluffüllungen, die in der Karte nicht vermerkt werden konnten. Ein großer Aplitstock findet sich in Begleitung des Granodiorits von Holzwiesen bei Mittertreffling. Mit freiem Auge läßt sich in diesem hellen Gestein Quarz, Feldspat und wenige Biotiteinsprenglinge ausnehmen. Nach einem Dünnschliff-Befund von GRUBER besteht der Aplit aus einem feinen Quarz-Feldspatgemenge, das von kleinen Muskovitschuppen und zerfransten Muskovitleisten durchwoben ist. An Feldspäten kommen Albit und Mikroklin vor.

Ganggranite leiten sich von den schmalen aplitischen Kluffüllungen ab. Sie bilden mächtigere Gänge und sind bedeutend grobkörniger. Unter dem Begriff Pegmatit werden alle grobkörnigen Ganggesteine eingereiht, die in ihrer Zusammensetzung aus Quarz, Feldspat, Biotit, etwa Muskovit und mit teilweise seltenen Mineralien, wie Beryll, Rauchquarz und dunklem Turmalin (Schörl) bestehen.

2.4.5.2. Quarz-Glimmer-Porphyrith

Zu dieser Gruppe der granodioritischen und granitporphyrischen Ganggesteine gehört der Lichtenberggang, das bedeutendste Ganggestein des Kartenblattes. In einer geradlinigen Erstreckung von 7 bis 7,5 km können in NW-SO-Richtung, schräg über dem Lichtenberg, in einem einige hundert Meter breiten Streifen, Blöcke eines hellen aplitisch-dichten bis deutlich mittelkörnig porphyrischen Gesteins beobachtet werden. Nur an einer Stelle, südöstlich des Gehöftes Moser am Asberg, konnte dieses Gestein anstehend und im Verband mit dem Nebengestein festgestellt werden. Dieser Gang beim Moser-Gehöft ist 4,5 bis 5 m mächtig und streicht entsprechend dem Streustreifen der Findlingsblöcke (Einfallen: 80° NO). Es kann kein Zweifel bestehen, daß es sich um einen einzigen Gang handelt, der von der Rodlstörung nächst dem Gehöft Mayer bis zur Haselgrabenstörung reicht. Im südöstlichen Teil spaltet sich der Gang anscheinend in zwei, möglicherweise in drei Gänge auf.

Im Lichtenberggang beim Gehöft Moser kann man drei Ausbildungsformen unterscheiden: Quarzglimmerporphyrit, Quarzporphyrit und Aplit.

Der Aplit befindet sich jeweils am Rande, in einer Mächtigkeit von 50 bis 70 cm und ist das Produkt einer rascheren Abkühlung. Unter dem Mikroskop zeigt sich Quarz in korrodiertes hexaedrischer Form, der Plagioklas ist tafelförmig und zonar gebaut und schwimmt mit mehr oder weniger vorkommendem Mikroklin und Biotit in einer dichten, grau bis dunkelgrauen Grundmasse.

2.4.5.3. Kersantit

Das Gestein ist von dunkel- bis graugrüner Farbe mit bis zu zwei Millimeter großen grünlichen Plagioklas-Kristallen. Die Kersantit-Gänge sind schmaler als die Quarz-Glimmer-Porphyrite. Im Steinbruch bei der Speichermühle (Haselgraben) bilden sie Gänge von 10 cm bis 5 m Breite. Außer bei der Speichermühle, wo der Kersantit mit Mylonit vergesellschaftet vorkommt, wurde er noch bei Gramastetten und in einem Vorkommen westlich der Straße auf den Pöstlingberg angetroffen.

FLIESSER (1960) untersuchte den Kersantit bei der Speichermühle, diese Gesteinsbeschreibung wird nun folgend wiedergegeben:

„U. d. M.: Einsprenglinge von Plagioklas mit Zonarstruktur, undulöse Auslöschung, der Kern ist stark zersetzt und mit Chlorit (hellgrün bis bläulich-grün) und anderen unbestimmbaren Mineralien gefüllt, Verzwilligung nach dem Karlsbader- und Albitgesetz. 50 bis 60 % An (Labradorit). – Biotit: Sehr zahlreich, in kleineren, unregelmäßig begrenzten Flasern, Pleochroismus hellgelb – lederbraun, zum Teil in Chlorit umgewandelt. – Quarz: Spärlich, undulöse Auslöschung, zerbrochen. – Erz nur im Biotit. – Apatit und Zirkon im Biotit. Die Grundmasse besteht aus einer mikropegmatitischen Verwachsung von Kalifeldspat und Quarz.“

Am Kontakt gegen den Perlgneis wird bei gleichbleibender Korngröße der Plagioklase die Grundmasse feinkörniger, Biotit ordnet sich in Schlieren an. Das beweist, daß beim Aufdringen des Kersantites die Plagioklase bereits als Kristalle in der flüssigen Grundmasse vorhanden waren. Das Gestein zeigt keine Kataklaste.“

2.4.6. Quetschgesteine

2.4.6.1. Quetschschiefer (Mylonite), „Pfahlschiefer“ der Rodlstörung, schmälere Störungszonen

Entlang den Störungszonen und Bewegungsflächen im Kristallin finden sich allerorts zerquetschte und verriebene Gesteine in allen

Übergangsstufen bis zu phyllitähnlichen Schiefergesteinen umgewandelt.

Die Quetschgesteine und besonders die der Rodlstörung haben das Aussehen von Phylliten. Sie wurden daher auch als Phyllonite, wegen ihres Vorkommens in der großen Störungszone des bayrischen Pfahls auch als „Pfahlschiefer“ bezeichnet. Epizonale Minerale (Chlorit, Serizit, Talk u. a.) treten anstelle von hochmetamorphen Mineralparagenesen, sodaß man von einer rückschreitenden Metamorphose (Diaphtorese) in den Quetschgesteinen sprechen kann.

Sehr viele der zahllosen Klüfte des kristallinen Grundgebirges sind als Bewegungsflächen ausgebildet und von blanken Harnischen oder dünnen Reibungsbelägen bedeckt. Zerrüttungsstreifen führen schließlich zu den Druck-Quetschzonen über.

Im Weinsberger Granit und in den grobkörnigen Gneisgraniten sind die Übergänge von grobklastischen Verdrückungen bzw. Auswalzungen zu einer Art „Augengneis“ (Porphyroklast) bis zu feinschuppigen und schließlich dichten, streifigen, weißlichen Hellschiefern besonders eindrucksvoll. Alle regional wichtigen Gesteine werden in den großen Störungszone von den Quetschumwandlungen erfaßt.

Während die granitischen Gesteine helle, weißliche Quetschschiefer liefern, haben die aus Perlgneisen hervorgegangenen eine braun bis braungrau-violette und die aus Amphiboliten und Hornblende-Gesteinen entstandenen eine grünliche Färbung. In der Rodlzone sind sie streifenweise nebeneinander zu verfolgen. Mikroskopische Neubildungen konnten, neben Zerreibungs- und Verdrückungskörnchen, Chlorit (Pennin – Klinochlor), Zoisit, Muskovit und Serizit festgestellt werden.

FLIESSER (1960) beschrieb die Mylonite bei Speichermühle, Haselgraben als „grünlich bis weißlich, dicht und sehr hart. U. d. M.: Große Einsprenglinge von Feldspat, alle sehr stark zersetzt, nur an wenigen kann man noch an der Zonatstruktur die ehemaligen Plagioklase erkennen. Sie sind gefüllt mit Serizit, Chlorit und anderen unbestimmbaren Mineralien. Die Grundmasse besteht aus winzigen Quarzkörnern (0,02 mm und darunter) und viel Chlorit in kleinen Flasern, zum Teil angehäuft, ziemlich gleichmäßig über das Gestein verteilt. Magnesit spärlich in kleinen Körnern. Das Gestein ist von Klüften durchsetzt, in denen nachträglich Quarz auskristallisierte. – Diaphtoritisierte Mylonit“.

In der Kartendarstellung sind die verschiedenen Ausbildungsformen unter einer Signatur zusammengefaßt worden. Kleinere Störungszone sind womöglich angedeutet, aber keineswegs vollständig erfaßt.

Eine grundlegende Arbeit über die Mylonite in der Donauströmung im südlichen Moldanubikum liegt von DAURER (1975) vor. Aus dieser sei folgendes wiedergegeben:

„Schon während der Perlgneisbildung war der weitere Bereich der Donauströmung von südwest-gerichteten Bewegungen ergriffen, die auch lange über die Migmatisierung hinaus anhielten. Während das Gebirge abkühlte, wurden die Mineralbestände laufend den neuen Druck-Temperatur-Bedingungen angepaßt. Daher liegen heute in Bewegungszonen Gesteine in mesozonalen bis epizonalen Paragenesen vor, die durch retrograde Metamorphose entstanden. Mit fortschreitender Abkühlung wurden die Bewegungszonen auf schmale Scherhorizonte mit intensiver postkristalliner Katalyse eingeregelt. Die grobkörnigen Körnlgneise werden zu Augengneismyloniten, die Perlgneise zu speckigen, splittrig brechenden Ultramyloniten deformiert.“

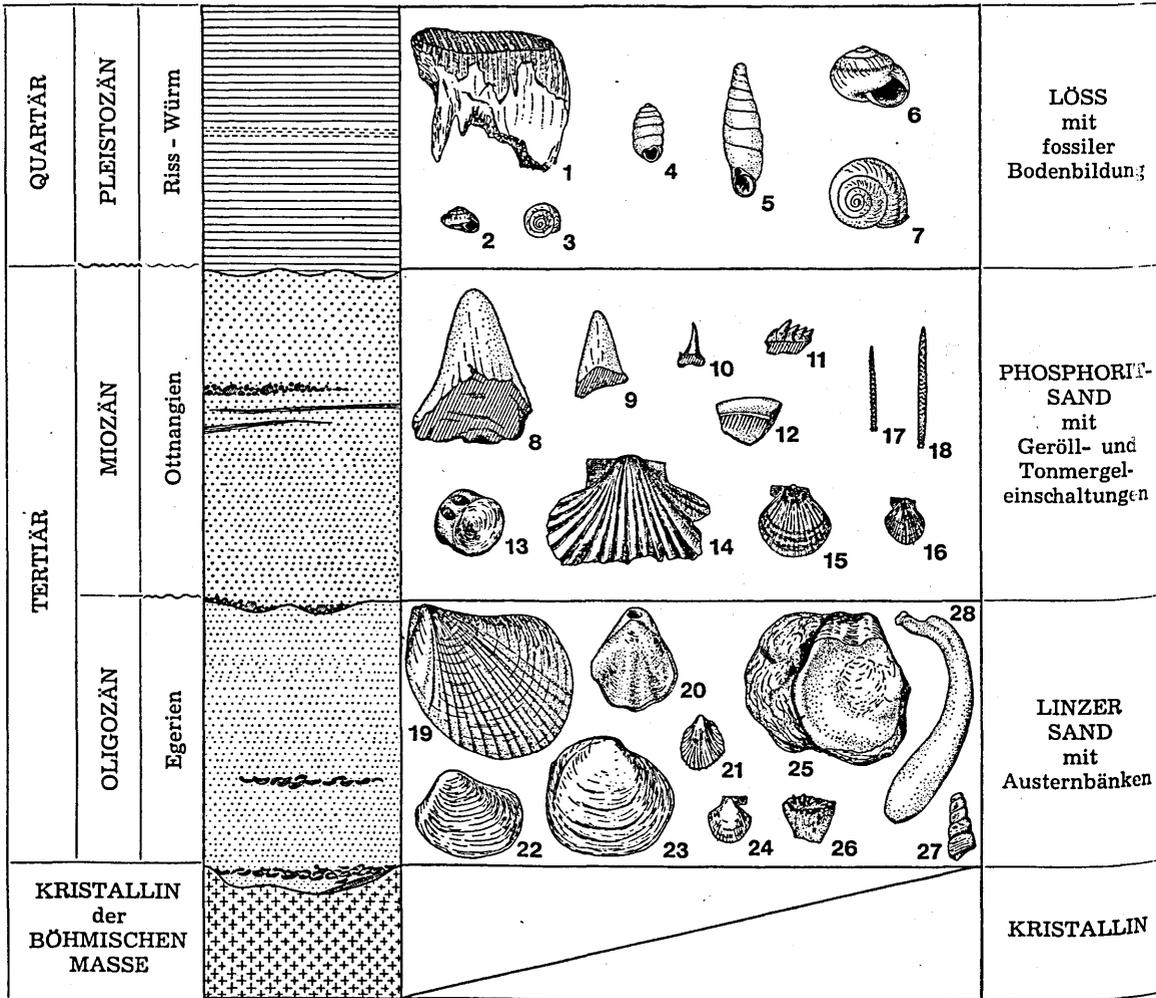
2.4.6.2. Talkschiefer

Als eine bemerkenswerte Gesteinsbildung in den Quetschzonen wurden die Vorkommen von Talkschiefer in der Karte vermerkt. Es handelt sich um hell- bis dunkelgraugrüne Massen von unreinem Talk, die in meist wenig mächtigen linsen- bis plattenförmigen Körpern den Quetschschiefern eingebettet sind. Außerhalb des Kartenblattes bei Zwettl scheint Serpentin den Kern von Talklinsen zu bilden. Hellgrüne Strahlsteinschiefer finden sich mehrfach in Begleitung und bestärken die Annahme der Herkunft von Amphiboliten und hornblendehaltigen basischen Mischgesteinen. Im Bereich der Rodlstörung sind Fundstellen bei Zwettl (Abbauversuche), bei Dreiegg nordöstlich von Zwettl und Talkvorkommen nordöstlich von Gramastetten zu nennen. Vereinzelt Stücke wurden auch bei Stötten zwischen Herzogendorf und Neußerling gefunden.

3. TERTIÄRSEDIMENTE

3.1. Entwicklungsgeschichte

Über lange Zeiträume, von dem späten Paläozoikum bis ins mittlere Tertiär sind keine geologischen Ereignisse, wie einer neuerlichen Metamorphose oder einer Sedimentationsphase, in der Umgebung von Linz nachzuweisen.



1 Backenzahn von *Mammontus primigenius* BLUMENBACH – 2, 3 *Trichia hispida* (L.), Mündungsansicht und Aufsicht – 4 *Pupilla muscorum* (L.), Mündungsansicht – 5 *Clausilia parvula* FERUSSAC, Mündungsansicht – 6, 7 *Arianta arbustorum alpicola* (FERUSSAC), Mündungsansicht und Aufsicht – 8 *Carcharodon megalodon* AG. – 9 *Oxyrhina hastalis* AG. – 10 *Odontaspis acutissima* (AG). – 11 *Hexanchus primigenius* (AG.) – 12 *Aetobatis arcuatus* AG. – 13 Selachierwirbel – 14 *Pecten cf. pseudobaudanti* DEP. & ROM. – 15 *Chlamys ex. gr. scabrella* DUJ. – 16 *Chlamys multistriata* (POLI) – 17, 18 Seeigelstacheln – 19 *Pholadomya puschi* GOLDF. – 20 *Terebratula cf. grandis* (BLUMENB.) – 21 *Cardium neglectum* HÖLZL – 22 *Astarte spec.* – 23 *Lucinoma barrandei* ssp. – 24 *Chlamys incomparabilis* RISSO – 25 *Ostrea callifera* LAM. – 26 *Flabellum spec.* – 27 *Turritella venus* D'ORB. – 28 Rippe einer Sirene (*Halitherium*)

Abb. 2: Fossilien der tertiären Strandfazies und des Löß. Aus: Geologie und Paläontologie des Linzer Raumes; Kataloge des Oö. Landesmuseums, Nr. 64 (1969), S. 143.
 Fig. 2: Fossils of the Tertiary beach facies and of the loess. From Geologie und Paläontologie des Linzer Raumes; Kataloge des Oö. Landesmuseums, Nr. 64 (1969), p. 143.

Eine marine Sedimentation setzte am heutigen Südrand des Moldanubikums vor etwa 30 Millionen Jahren ein. Produkte des ersten Meeresvorstoßes sind die Schiefertone und Linzer Sande, die direkt über dem zum Teil tiefgründig verwitterten Kristallin transgredierte. Als Aufarbeitungsprodukt von Gesteinen der Böhmisches Masse bildeten sie die Strand- und Küstensedimente des tertiären Meeres. Im Burdigal, im unteren Miozän, zog sich das Meer hinter die Linie Traun – St. Florian zurück, um im anschließenden Helvet erneut, sogar über die alte Strandlinie hinaus, auf das Mühlviertel überzugreifen.

Der damalige Meeresspiegel im oberösterreichischen Donaauraum entspricht annähernd einer heutigen Höhe von 500 Metern über dem Meeresspiegel. Es geht dies aus der Tatsache hervor, daß sich bis zu dieser Höhe am Kristallinrand Reste von marinen Molasse-Ablagerungen jener Zeit vorfinden und weiters, daß sich in dieser Höhenlage im Mühlviertel Geländeverflachungen und Einebnungen beobachten lassen, die auf Altlandformen der Tertiärzeit nahe dem damaligen Meeresspiegel hinweisen.

Die Abb. 2 (aus dem Katalog „Geologie und Paläontologie des Linzer Raumes“) faßt die wichtigsten Tertiär- und Quartärfossilien in anschaulicher Weise zusammen.

3.2. Gesteinsarten

3.2.1. Linzer Sande

Im Stadtgebiet von Linz wurden seit alters her die fein bis mittelkörnigen, auffallend weißen Sande rings um den Bauernberg gewonnen. Fossilfunde von Walen und Delphinen (1844) machten sie im wissenschaftlichen Schrifttum als „Linzer Sande“ bekannt. Sie stellen die Küsten- und Sandstrände des älteren sogenannten oligozänen Tertiärmeeres dar. Beckeneinwärts, also gegen Süden, gehen sie in den aus marinen Schlammablagerungen entstandenen oligozänen Schiefertone, an der unmittelbaren Grenze zum Granit und Gneis in Geröllschichten und Brandungsblockwerk über. Die Feinsande sind demnach auf einen verhältnismäßig schmalen Streifen beschränkt.

Im allgemeinen haben die Linzer Sande eine Mächtigkeit von 30 bis 50 Meter. Das Liegende bildet das kristalline Grundgebirge, im Hangenden folgen meistens grobkörnige, grünlichbraune, feldspatreiche Sande, die wegen ihres Gehalts an Phosphoritknollen als Phosphoritsande bezeichnet werden.

Die gegen Südwesten abfallende Flanke des Kürnberger Waldes birgt in ihrem südlichen Teil eines der ausgedehntesten Sandvorkommen des Kartenblattes südlich der Donau von rund zwei Quadratkilometern.

Die weiter östlich zwischen Kürnberg und Turmrücken befindliche Senke von Alharting hat eine Breite von einem Kilometer und ist ebenfalls mit Linzer Sanden ausgefüllt. In der vielgliederten Küste des Tertiärmeeres bildete die sogenannte Alhartinger Bucht ein ertrunkenes Talende des voroligozänen Berglandes. Der gesamte Talboden der Alhartinger Bucht besteht einheitlich aus Linzer Sanden, deren Mächtigkeit hier 50 bis 60 Meter beträgt. Die Linzer Sande zeigen in dieser Bucht die typische Ausbildung, fein bis mittelkörnig, wenig deutlich bis gut geschichtet, mit Brandungsblöcken unmittelbar über dem Kristallinfels. Die tertiäre Geländeform der Alhartinger Bucht fand gegen Norden bei Oberpuchenuau ihre Fortsetzung.

Ähnlich dem Sandvorkommen der Freinbergvorhöhen am rechten Donauufer findet sich auch an der linken Seite des Stromes ein ganz beträchtlicher Sandkörper an den Hangfuß des Pöstlingberges angelehnt, ähnlich wie am Freinberg, der eine Hangstufe und Vorhöhe bildet. In der Lotrechten ist eine deutliche Gliederung in einen tieferen Sockelkörper, der den Linzer Sanden entspricht und mehrere höhere Teilkörper, die den Phosphoritsanden entsprechen, möglich. Die Grenze der beiden Einheiten liegt bei 340 Meter.

Die Linzer Sande bestehen hauptsächlich aus Quarz mit wechselnden Gehalten von Feldspat und vereinzelt Glimmerschuppen. Die reschen psammitischen Komponenten sind weitaus am häufigsten, während die grobkörnigeren gewöhnlich nur einzelne Bänder in diesen bilden. Diese grobkörnigeren psephitischen Komponenten sind zum Teil gut gerundet, zum Teil aber noch fast eckig. Örtliche, meist kugelige oder zapfenförmige Verfestigung zu hartem Sandstein oder gelbrote und schwarze Verfärbung sind häufig zu beobachten.

Der in der Literatur als „Austernbank“ in den Linzer Sanden bekannte Aufschluß bei Plesching lieferte die meisten Fossilfunde, die für die zeitliche Einstufung der Linzer Sande wesentlich waren. Dieser Aufschluß zeigt das Bild einer Lebensgemeinschaft, wie man sie generell in warmen Klimazonen heute noch finden kann. Die Skizze der Austernbank (Abb. 3) aus dem Katalog „Geologie und Paläontologie des Linzer Raumes“ (1968) gibt diesen Aufschluß mit den darin befindlichen Fossilien bestens wieder.

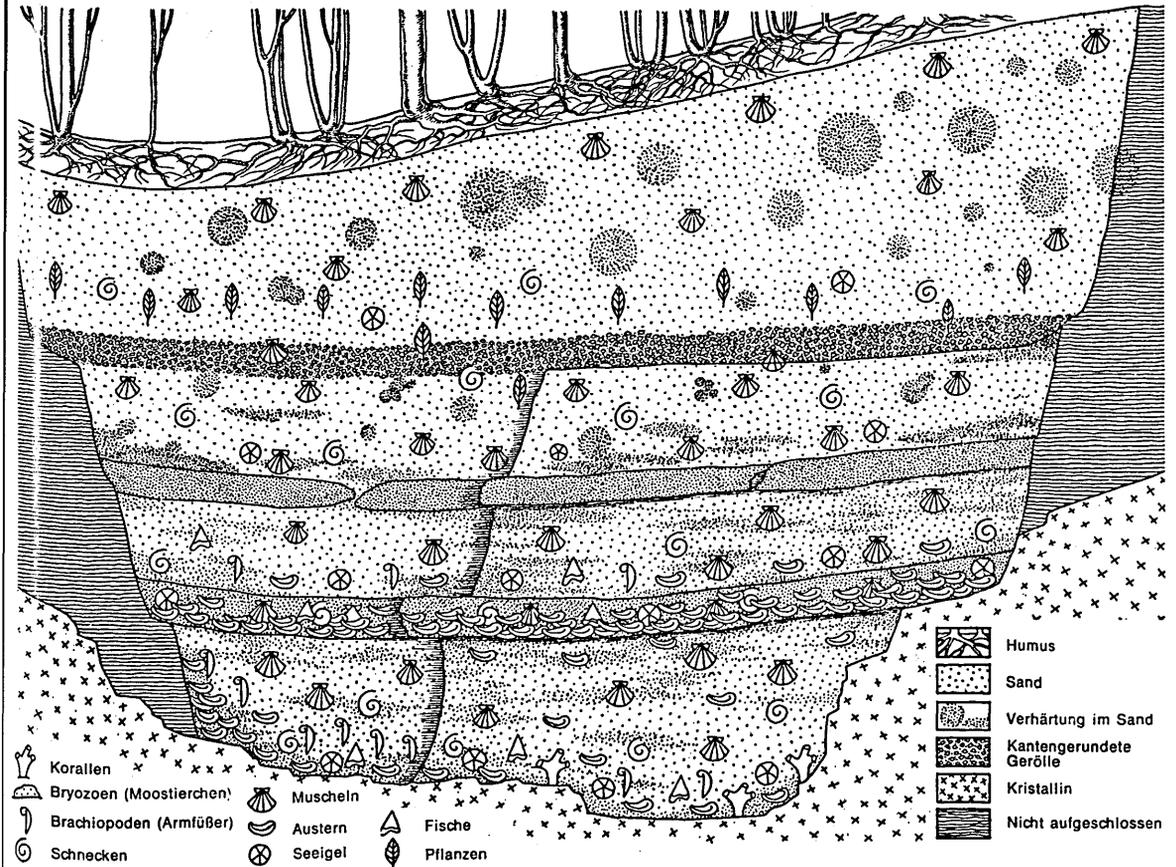


Abb. 3: Schematisches Ost-West-Wandprofil der Grabungsstelle „Austernbank“ in den Linzer Sanden von Plesching (Skizze: H. PERTLWIESER). Aus: Geologie und Paläontologie des Linzer Raumes; Kataloge des Oö. Landesmuseums, Nr. 64 (1969), S. 145.

Fig. 3: Schematic east-west profile of the exposed "Austernbank" in the Linz sands of Plesching (Sketch by H. PERTLWIESER). From: Geologie und Paläontologie des Linzer Raumes; Kataloge des Oö. Landesmuseums, Nr. 64 (1969), p. 145.

3.2.2. Schiefertone („Schlier“)

Altersmäßig sind diese graubraunen bituminösen Schiefertone den Linzer Sanden gleichzustellen und werden auch als Stillwasser- und Beckenfazies des Linzer Sandes bezeichnet.

Kennzeichnend sind Kalkarmut bis Kalkfreiheit, Bitumenhältigkeit, Ausfällungen von Phosphoritknollen, Schwefelkiesugeln oder Platten,

dünnen kieseligen Zwischenlagen („Menilit“) und Dolomit-Septarien („Schliersteine“). Der oligozäne Schiefertone enthält örtlich reichlich Fischreste, vor allem Schuppen eines den Sardellen verwandten Fisches, der *Meletta sardinites*, weshalb man auch früher vom „Meletta-Schlier“ sprach. Häufig vorkommend sind ferner Kohlespuren, Pflanzenreste und zahlreiche Foraminiferen (u. a. die weißen kleinen Stäbchen von *Bathysiphon sp.*).

Die Fossil- und Mineralgesellschaft deutet stark auf die Herkunft von überdüngten, sauerstoffarmen bis sauerstofffreien Faulschlammböden in stillen Meeresbuchten hin.

Das Übergreifen und die Wechsellagerung mit den Linzer Sanden ist im Mühlbachtal bei Dornbach und Mühlbach gut zu verfolgen. Aufgeschlossen ist der Schiefertone bei Bergham nächst Leonding sowie bei Ebelsberg an der Traun. Bei Wasseraufnahme in der Verwitterungshülle neigt der Schiefertone zu außerordentlich gefährlichen Hangrutschungen.

In den höheren Lagen sind die Schiefertone gelegentlich wie bei Mursberg etwas mergelig ausgebildet. Dort wurde vor etwa hundert Jahren an der Grenze zum Liegendsand Kohle mit einem hohen Gehalt an Schwefelkies gewonnen. Nach W. PETRASCHECK (1926) ist das Kohlevorkommen zeitlich ins Aquitan zu stellen.

3.2.3. Phosphoritsande

Das auf der Karte angegebene teilweise burdigale Alter der Sande muß heute verworfen werden. Moderne paläontologische Untersuchungen ergaben eine eindeutige Zuordnung des Phosphoritsandes zum Robulus-Schlier, der immer als „helvetisch“ angesehen wurde.

An der Wende Oligozän/Miozän zog sich das Meer hinter eine Linie südlich des Kartenblattes zurück. Erst wieder im tieferen Helvet (= Eggenburgien) kam es zu einem neuerlichen verstärkten Meeresvorstoß, der die alte Küste hinter sich ließ, so daß helvetische Ablagerungen direkt auf dem Kristallin zu liegen kamen.

Ihre Basis zu den Linzer Sanden bildet ein deutlicher Transgressionshorizont. In der Reiter und Pleschinger Sandgrube tritt der Unterschied zwischen den hier anstehenden miozänen Phosphoritsanden und den im Stadtgebiet von Linz wohlbekannten Linzer Sanden deutlich in Erscheinung. Sind diese fein- bis mittelkörnigen Linzer Quarzsande von blendend weißer Farbe, so sind die Pleschinger Sande grob bis mittelkörnig, von grünlich-brauner Farbe und durch einen hohen Anteil

von Feldspatgeröllen sowie durch die Beimischung von Phosphoritknollen gekennzeichnet. Beide sind wenig bis gutgeschichtete, waagrecht liegende Strandsande, die örtlich in Geröllsande und Brandungsblockwerk übergehen können. Die Phosphoritsande enthalten ferner Glaukonit, kennzeichnend ist auch der Gehalt an Ton- und Dolomitgeröllen. Diese entstammen den oligozänen Schiefertönen, aus denen sie zusammen mit den Phosphorit-Knollen ausgespült, in Knollenlesedecken angereichert und mit Gesteinsgeröllen der Felsküste vermengt, dann durch Brandung, Trift und Strandversatz verfrachtet und schließlich in Strandwällen und Sandsäumen entlang der Küste abgelagert wurden. Gelegentlich gelangten auch große Brandungsblöcke von Metergröße in die Strandsande. Die Aufschlüsse in den erwähnten Sandgruben zeigen hübsche Beispiele von Schräg- und Kreuzschichtung; die Profile beweisen das rasche Auskeilen der einzelnen Sandlagen und die schwankende, rasch wechselnde Mächtigkeit der phosphoritführenden Schichten.

Analysen von Phosphoritknollen aus der Reiter Sandgrube von H. Preisecker erbrachten folgendes Ergebnis: SiO_2 19,06 Prozent, P_2O_5 28,22 Prozent, SO_3 2,12 Prozent, CO_2 4,43 Prozent, Fe_2O_3 3,50 Prozent, Al_2O_3 6,19 Prozent, CaO 34,39 Prozent und H_2O 1,81 Prozent.

Die Eigenart der Strandablagerung an einer von lebhafter Brandung bespülten Felsküste bedingt den raschen Wechsel im Phosphoritgehalt der einzelnen Schichten. Von tauben, phosphoritfreien Sanden bis zu Lagen mit Gehalten bis zu 6,5 Prozent Phosphorit zeigen sich alle Abstufungen. Im Mittel kann ein Gehalt von 2,5 bis 3,0 Prozent Phosphorit für die phosphorithältigen Schichten angenommen werden.

In den Bohrungen wurden summierte Mächtigkeiten der phosphorithältigen Schichten von 2,0 bis 11,0 m am Rappetseder Rücken und Pleschinger Hauptfeld festgestellt. Bei Annahme einer mittleren Mächtigkeit von 6,5 m, einem mittleren Gehalt von 2,7 Prozent und einem Raumgewicht des Sandes von 1,8 ergibt sich eine mittlere Anreicherung von rund 316 kg Phosphoritknollen je 1 m^2 der Ablagerungsfläche (= Flächenwert der Lagerstätte, ausgedrückt in kg/m^2).

Die Auswägung von Schlitzproben und Bohrproben ergab am Rappetseder Rücken einen mittleren Flächenwert von $347 \text{ kg}/\text{m}^2$, im Pleschinger Hauptfeld von $296 \text{ kg}/\text{m}^2$. Bei einer Flächenausdehnung der ersten Ablagerung von 15.500 m^2 und der zweiten von 48.000 m^2 ergibt sich für den Rappetseder Rücken ein Vorrat von etwa 5400 t und für das Hauptfeld von etwa 14.200 t; für beide zusammen demnach ein Gesamtverrat von 19.600 t Phosphoritknollen.

Küstenferner werden die Phosphoritsande feinkörniger, der Glaukonitgehalt tritt deutlicher hervor, der Phosphoritgehalt nimmt ab, die Schichtmächtigkeit verringert sich, bis schließlich Sandschichten nur mehr als Einlagerung innerhalb der miozänen Tonmergel vorkommen.

3.2.4. Sandige Tonmergel („Robulus Schlier“)

Benannt werden diese sandigen Tonmergel nach dem Auftreten großwüchsiger Robuli (*Robulus inornatus*). Bei dem Tonmergel handelt es sich um ein Beckensediment, das den küstennahen Phosphoritsanden gegenübersteht und sich stellenweise mit diesem verzahnt.

Im Gegensatz zu den graubraunen, bituminösen Schiefertönen bestehen diese helvetischen Schichten aus hellgrauen, feinschichtigen, sandreichen Tonmergeln und Sanden, die auf eine Bildung in einem gut durchlüfteten Wattmeer hinweisen.

Nur an wenigen Stellen des Kartenblattes treten diese Tonmergel zutage. Am Schiltenberg haben sie eine Mächtigkeit von 30 bis 50 Meter und bilden die Basis für tertiäre Schotter. In stark verwittertem Zustand finden sich die miozänen Mergelschichten am Fahrweg Ebelsberg – St. Florian, außerdem im Mönchgraben. Hier wurden sie auch beim Autobahnbau angeschnitten. An der Nordspitze des Schiltenberges tritt das Miozän entlang der Bahnstrecke zutage. Die Mergelschichten sind hier stark gestört, sie sind durch eine Hangrutschung, nach Art eines Talzuschubes, abgeglitten und verdrückt.

3.2.5. Tertiäre Schotter

Ab dem Unter-Helvet (= Ottnangien) kam es zu einem Ende der marinen Sedimentation in Oberösterreich. Die nun einsetzende fluviatile Sedimentation im oberen Tertiär ist im Raum Linz nur mehr in Relikten vorhanden und, da brauchbare Fossilien meist fehlen, schlecht einzustufen.

3.2.5.1. Quarzitkonglomerat-Blöcke

Bei der Umlegung der Bundesstraße bei Wilhering wurden einige gut gerundete Blöcke von Quarzitkonglomerat gefunden, von denen einer in der Straßenböschung als Naturdenkmal eingebettet wurde. Zwei

weitere Blöcke wurden an der Westflanke des Kürnberges in 400 Meter Höhe, zwei auf dessen Kamm in 478 Meter Höhe und schließlich einer nördlich der Donau am Westfuß des Pfenningberges entdeckt.

Bank- und plattenförmige Quarzitverbreitungen sind von Ostbayern (Rothtal) und von Pitzberg bei Münzkirchen am Sauwald in obermiozänen Schottern bekannt, ferner im Innviertel als Streufelder von Einzelblöcken weit verbreitet, sowie in ursprünglicher Lagerung an der Pramquelle und am Grünberg bei Frankenburg im Hausruck im Liegenden der Hausruckschotter anzutreffen.

Die Fundorte der Umgebungskarte Linz fügen sich in dieses Verbreitungsgebiet entlang dem Südrand des kristallinen Grundgebirges ein. Sie sind Zeugen ausgedehnter obermiozäner Schotterfelder, die heute östlich des Münzkirchner Vorkommens völlig verschwunden sind. Da sie stratigraphisch unter dem ins Unterpliozän eingestuften Hausruckschotter liegen, ist ein sarmatisches Alter naheliegend. Diese Quarzitkonglomerate, in Bayern „Restschotter“ benannt, deuten auf ein Verwitterungsprodukt eines Schotters hin, dessen karbonatischer Anteil aufgelöst und dessen Feldspäte zu Kaolin umgewandelt wurden. Die Verkieselung setzte von oben ein, tiefere Teile sind lose Schotter, die auch Komponenten wie feldspatreiche Gneisvarianten enthalten. Die Verkieselung der oberen Schotterteile wird einer besonderen Klimaerscheinung, einer warmen und tropischen Zeitspanne zugeschrieben.

Die bedeutende Höhenlage der Quarzitkonglomerate (Dittersdorf am Südhang des Sauwaldes, 540 m, Pitzenberg bei Münzkirchen, 560 m, Pramquelle, 580 m) beweist, daß bis mindestens 550 m Meereshöhe eine fast ebene schottrige Talfüllung im südlichen Mühlviertel emporreichte.

3.2.5.2. Altland-, Mursberg- und Jörgensbühel-Schotter

Die im Kartenblatt in etwa 500 m Höhe verzeichneten Altland-Schotter werden zeitmäßig ins Pliozän gestellt.

Etwas jüngerer Entstehung sind die in 350 Meter Höhe liegenden Schotter von Mursberg und Jörgensbühel. Sie bestehen zu fast 90 Prozent aus Quarzgeröllen. Die restlichen 10 Prozent bilden verschiedene Granit- und Gneiskomponenten neben vereinzelt Hornstein- und Serizitquarzitgeröllen.

Die tertiären Schotter unterscheiden sich in ihrer Zusammensetzung deutlich von den jüngeren quartären Schottern, die einen hohen Anteil an Kalkgeröllen aufweisen.

4. QUARTÄR

4.1. Pleistozän (Schotterfluren der Günz-, Mindel-, Riß- und Würmeiszeit)

Die Stratigraphie des Quartärs beruht auf den Auswirkungen von vier Kälteperioden in den Alpen, wobei es im Zusammenhang mit den Gletschervorstößen zu Moränenbildungen und in den eisfreien Zonen zu fluvioglazialen Schmelzwasserablagerungen entlang der Flußtäler kam. Die Entstehung der eiszeitlichen Flußterrassen muß außerdem mit einem stetigen Anheben des Alpenkörpers und der angrenzenden Böhmisches Masse in Zusammenhang gebracht werden. Auf Grund des Höhenvergleichs der ältesten Schotterterrasse zum heutigen Donauniveau kann von einem Hebungsbetrag von 50 m seit der Günzeiszeit (vor etwa 600.000 Jahren) gesprochen werden.

Für die Eiszeittäler gilt vereinfacht folgender zeitlicher Sedimentations-Erosions-Zyklus, der aus dem Aufbau der Schotterterrassen um Linz abgeleitet werden kann.

Eine Akkumulationsphase herrschte während der Gletschervorstöße, eine Phase der Tiefenerosion in den Zwischeneiszeiten. H. KOHL, ein Kenner der quartärgeologischen Verhältnisse um Linz, schreibt zu diesem Thema im Katalog „Geologie und Paläontologie des Linzer Raumes“ (1969) folgendes: *„Die Niederflurterrasse der Donau zeigt den für fluvioglaziale Akkumulationen typischen Aufbau. Ein Block-Horizont an der Basis, meist aus kristallinem Material des näheren Einzugsgebietes der Donau, geht in grob- bis mittelkörnige sandige Schotter mit sehr starkem kalk- und flyschalpinen Anteil über, die schließlich gegen die Oberfläche hin von Schottern mit dominierender Flyschkomponente abgeschlossen werden. Wir können diese Beobachtungen etwa dahingehend interpretieren, daß der blockreiche, vorwiegend aus Nahmaterial bestehende Basishorizont einer periglazial bestimmten, frühglazialen Phase entspricht, die Kalk-Flysch-Schotter der Aufschotterung durch die Schmelzwässer während der Gletschervorstöße (fluvioglaziale Vorstoßphase) und schließlich der oberste, flyschreiche Horizont den in der Flyschzone und knapp außerhalb davon endenden Höchstständen der Gletscher (Hochstandphase). Mit der Abschmelzungsphase der Gletscher beginnt sofort die rasch flußabwärts fortschreitende Eintiefung.“*

Einen guten Einblick in den Aufbau der alten Deckenschotter bilden die Vorkommen am Schiltenberg. Im Jahre 1937 wurde annähernd in der Mitte des Schiltenberges im Bereich des damaligen

Sprengmittellagers ein Brunnen abgeteuft. Grundwasser fand sich nicht. Der Brunnenschacht erlaubt aber einen guten Einblick in die Gliederung und in den Aufbau der eiszeitlichen Ablagerungen. Das Schacht-

Meereshöhe

Bodenprofil

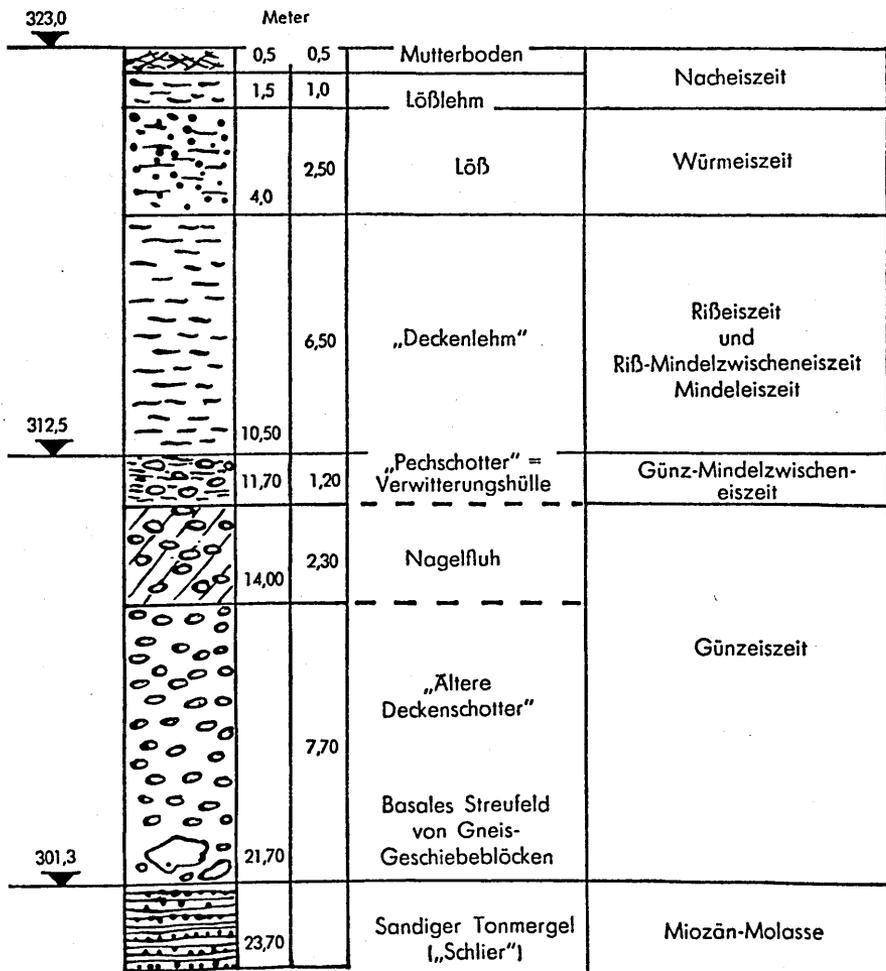


Abb. 4: Gliederung und Aufbau der eiszeitlichen Ablagerungen am Beispiel des Profiles „Schachtbrunnen“ im Sprengmittellager am Schiltenberg. Aus: H. KOHL (1973).

Fig. 4: Subdivision and nature of the glacial sediments based on the example of the “Schachtbrunnen” profile in the explosives depot at the Schiltenberg. From H. KOHL (1973).

profil ist in Abb. 4 wiedergegeben. Die Deckenschotter haben in den Kernzonen des Höhenrückens eine Mächtigkeit von rund zehn Metern. Es handelt sich um Mittel- bis Grobkiese, die hauptsächlich aus Quarz- und Kristallingesteinen bestehen. Ein Anteil von etwa 20 bis 30 Prozent Karbonatgesteinen entspricht annähernd dem heutigen Donauschotter. Herkunftsmäßig lassen sich die älteren Deckenschotter nach H. KOHL (1969) unmittelbar von den Endmoränen eines günzeitlichen Steyr-Krems-Gletschers aus dem Raum Sattledt bzw. auch von entsprechenden Moränen eines Traungletschers ableiten.

Bemerkenswert ist die Einlagerung von großen Blöcken kristalliner Gesteine in den tiefsten Schotterlagen unmittelbar über der Molasse. Dies ist ein allgemeines Kennzeichen der Eiszeiterrassen. Die Blöcke stammen aus der Durchbruchstrecke der Donau zwischen Passau und Linz. Sie gelangten durch Felsabbrüche von den Steilufern in den Strom und wurden von diesem als Geschiebe-Wanderblöcke weiterverfrachtet. Das sogenannte Aschacher Kachlet im Eferdinger Becken stellt ein ausgedehntes Streufeld solcher Blöcke dar. Beim Bau der Nibelungenbrücke und beim Aushub der Hafenbecken in Linz sowie bei Baggerungen in der Kiesgrube Pichling wurden zahlreiche Geschiebeblöcke in allen Größen – bis zu zwei Meter Durchmesser – angetroffen.

Wie allgemein im Gebiet der Traun-Enns-Platte sind auch die Deckenschotter des Schiltenbergs vielfach zu Nagelfluh verfestigt. Im Profil des Brunnenschachtes zeigten sich nur die oberen 2,3 Meter der Schotterschicht konglomeratisch verkittet. In den Randbereichen des Höhenrückens, wie z. B. im alten Hiaßen-Steinbruch an der Ostflanke, schwillt die Nagelfluh-Mächtigkeit an. Es ist diese Erscheinung als „Talrandverfestigung“ bekannt. Diese hängt mit der Begünstigung der Kalkabscheidung aus den Bodenlösungen in den besser durchlüfteten Randzonen der Schotterdecke zusammen.

In ihren obersten Schichtlagen sind die Deckenschotter lehmig verwittert. Im Volksmund spricht man von „Pechschottern“. Der Lehm in diesen Schottern ist durch Ockerabscheidungen rotbraun verfärbt. Es findet sich diese dunkelrotbraune Verfärbung auch häufig bei den reinen eiszeitlichen Verwitterungslehmen, die dann „Blutlehme“ genannt werden. In den sogenannten „Pechschottern“, den obersten, der Verwitterung einst stark ausgesetzten Teilen der Deckenschotter blieben nur Quarzgerölle als Restschotter erhalten. Im darunter liegenden Nagelfluhhorizont wirkte sich die Verwitterung in einer Kalkverkittung auf Kosten der Karbonatgerölle aus.

Die Entstehung der rotbraunen Verwitterungshülle der Deckenschotter des Schiltensbergs kann der Günz-Mindel-Zwischeneiszeit zeitlich zugeordnet werden. Sie bildet den Übergang zu der zehn Meter mächtigen Lehm-Löß-Schichte, die den folgenden drei Eiszeiten und zwei Zwischeneiszeiten sowie der Nacheiszeit ihre Ausbildung verdankt.

Die der Mindel-Eiszeit zugehörigen jüngeren Deckenschotter sind auf dem Kartenblatt kaum anzutreffen und treten auch im Gelände des Schiltensbergs nicht sonderlich in Erscheinung. Vermutlich entspricht ihnen die undeutliche Hangstufe an der Westseite des Hauptrückens, wahrscheinlich ist ihnen die Nagelfluhbank zuzurechnen, die nächst der Haltestelle „Ufer“ der Lokalbahn Ebelsberg – St. Florian am bergseitigen Hang aufgeschlossen ist. Hier, wie im übrigen Umkreis des Hauptrückens, verhindern Hanglehne und Lößüberdeckungen einen besseren Einblick.

Flächenmäßig nehmen die Rißeiszeiterrassen auf dem Kartenblatt einen sehr breiten Raum ein. Sie bilden einen Teil des Harter Plateaus, das von Wels bis in das Stadtgebiet von Linz reicht. Die es aufbauenden Hochflurschotter (15 m mächtig) werden von 10 m dicken Lößauflagen verhüllt und sind nur an einigen Stellen zum Terrassenrand anstehend. Durch die Lößböden ist die Hochflurterrasse sehr fruchtbar. Sie unterscheidet sich dadurch von der Niederflurterrasse, die keinen Löß führt und wegen ihres schlechten Bodens den Namen „Welser Heide“ erhielt. Die Niederflurterrasse ist aus 12 m mächtigen Schottern aufgebaut und liegt 8 m unter dem Niveau der Hochterrassenschotter.

4.2. Löß

Löß ist nach allgemeiner Lehrbuchmeinung ein gelblich bis gelbbraunes äolisches Staubsediment mit Korngrößen von 0,1 bis 0,01 mm aus Quarz und anderen Silikaten wie Feldspat zusammengesetzt. Der Kalkgehalt im Löß ist meist beträchtlich, am Harter Plateau ergaben von der landwirtschaftlich-chemischen Bundesversuchsanstalt untersuchte Lößproben Kalkgehalte zwischen 20 und 30 Prozent Gesamtgewicht. Die auf diesem Sediment sich bildenden Böden sind ein ideales Ackerbaugebiet, tiefgründig, gut durchlüftet und kalkhaltig. Der günstige Wasserhaushalt der Lößböden beruht auf der guten Kapillarwirkung des unterlagernden Feinsandes.

Die gängige Entstehungstheorie beschreibt den Löß im Alpenvorland als Anwehungsprodukt aus den eiszeitlichen Überschwemmungsgebieten auf höhere Terrassen und Hänge. In den Eiszeiten kam es zu

Löbanwehungen, in den wärmeren und feuchteren Zwischeneiszeiten wurde dem Löß der Kalk entzogen. Der kalkhaltige Steppenstaub verwitterte zu Lößlehm. Nach FINK (1968) zählt der Löß um Linz zur „feuchten Lößlandschaft“, die im Gegensatz zu dem Lößbereich im Marchfeld keine zwischengelagerten interglazialen Bodenbildungen (Braunerde), sondern vergleyte Bodenhorizonte aufweist.

Im Kartenblatt können generell drei Verbreitungsgebiete von Lößvorkommen ausgemacht werden:

- + die bis zehn Meter mächtigen Lößauflagen auf den Hochflurschottern,
- + die mit Lehmlagen durchsetzten Lößauflagerungen der älteren Deckenschotter und
- + die auf kristallinem und höherem Niveau lagernden Lößdecken des Luftenberges und um Gallneukirchen.

Für die Lößbildung im Quartär wird folgendes Entwicklungsmodell angenommen:

Günzzeit: Ausbildung der älteren Deckenschotter.

Zwischeneiszeit: Bildung von Pechschottern (Verwitterungshülle auf den verfestigten älteren Deckenschottern, Nagelfluhdecken).

Mindelzeit: Ausbildung der jüngeren Deckenschotter und Anwehung von Löß auf die höhere Terrasse der alten Deckenschotter; diese Löbanwehung ist jetzt völlig entkalkt und verlehmt, sie wurde zu einem sogenannten „Deckenlehm“.

Zwischeneiszeit: Der Löß auf den älteren Deckenschottern wird entkalkt; auf dem Löß bilden sich vergleyte Böden.

Rißzeit: Ausbildung der Hochflurterrassenschotter und Lößaufwehungen auf die jüngeren und älteren Deckenschotterterrassen.

Zwischeneiszeit: Erneutes Entkalken der Löbanwehungen und eine weitere Deckenlehmbildung. Entstehung eines rötlichbraunen Verwitterungshorizontes auf den Hochflurterrassenschottern.

Würmzeit: Bildung der Niederflurterrasse. Starke Löbanwehungen auf sämtliche Terrassen durch Auswehung von den Niederflurterrassenschottern nach den sommerlichen Schmelzhochwässern, ferner Verlagerung und Einschwemmung von Verwitterungslehm aus benachbarten Hängen auf höhere Terrasse.

Nachwürmzeit: Beginn einer teilweisen neuerlichen Entkalkung. Entstehung von Lößbrohböden und Braunerdeböden am Löß.

JANIK (1967, 1969) nimmt ein fluviatiles Entstehen des Löß über den Hochflurschottern des Harter Plateaus an. Als Ausgangsmaterial für die

Lößbildung gibt JANIK aufgrund von Korngrößenaufbau und Schwermineralvergleichen tertiären Schlier an, den die Traun über weite Strecken anschneidet. Der Löß formte sich auf den Hochflurschottern – seiner Meinung nach – während der Würmeiszeit im strömungsschwachen Bereich des ehemaligen Aubegebietes.

Wendet man dieses Modell auf die anderen Eiszeiten an, so ergibt dies jeweils eine fluviale Sedimentation von Löß auf der nächsthöheren Terrasse im ehemaligen Aubereich. Das Vorkommen von Parabraunerde neben Lößrohböden am Harter Plateau konnte JANIK durch eine nachträgliche tonige Sedimentation über Löß aus nächster Umgebung erklären.

Interessant sind die Beobachtungen von GRILL (1937) über die Lößvorkommen nördlich der Donau. Er schreibt, daß im Gebiet des Gallneukirchner Beckens nur in der Randzone zum Alpenvorland, etwa zwei bis drei Kilometer von der Donauebene entfernt, typischer Löß vorkommt. Weiter landeinwärts tritt der Kalkgehalt zurück. Der Löß geht danach ohne scharfe Grenze in Verwitterungslehmdecken über, die zum Teil entkalkte ältere Lößanwehungen sein mögen. Interessant ist ferner die Beobachtung von GRILL, daß Löß im Gallneukirchner Becken im wesentlichen auf die ostschauenden Hänge beschränkt ist.

4.3. Holozän (Postglazial)

Wie bei den jeweils vorangegangenen Eiszeitperioden setzte auch nach der Würmeiszeit eine Tiefenerosion in den Flußtälern um Linz ein. Die Donau (Abb. 5) schnitt sich 18 bis 20 Meter in die würmeiszeitlichen Ablagerungen ein, wobei sie diese stellenweise zur Gänze ausräumte. Nur der Kristallinblockhorizont an der Basis der Niederflurschotter blieb zum Teil als umgelagerter Rest von den Eiszeitschottern im damaligen Erosionsbereich der Donau über.

Über die danach einsetzende Akkumulationsphase schreibt H. KOHL (1968, 1969) folgendes: „Erst ab 4300 bzw. 4100 vor heute, also mit dem Beginn des Subboreals, setzt wohl katastrophenartig eine neue Sedimentationsperiode ein, die die überraschend große Schottermächtigkeit von 12 m erreicht hat und in großer Zahl Stämme eines Eichenmischwaldes der Harten Au, zum Teil mit Wurzelstöcken und Astverzweigungen entwurzelt und begraben hat. ... Vielleicht wird es in Zukunft gelingen, mit Hilfe der prähistorischen Forschung das Ende dieser Sedimentationsphase genauer festlegen zu können; es dürfte bereits in

vorchristlicher Zeit zu suchen sein. ... Die Tatsache, daß unterhalb der Höheren Austufe noch zwei weitere Talniveaus folgen, deren Schotterkörper zum Teil einen anderen Aufbau mit anderen Deckschichten zeigen und deren fossiles und anthropogenes Fundmaterial, darunter zahlreiche Weichholzfunde, für geringeres Alter sprechen, deutet darauf hin, daß auch nach Abschluß der im Subboreal begonnenen Aufschotterung noch ein Wechsel von Erosion und Akkumulation stattgefunden hat.“

Mit dem Einsetzen der Technik ist der Mensch zu einem umweltverändernden Faktor erster Ordnung geworden. Neben wahrscheinlichen Klimaveränderungen durch den sich ständig erhöhenden CO₂-Anteil der Atmosphäre und all den Folgeerscheinungen ermöglicht die Technik Erdbewegungen, die bereits global mit den Auswirkungen der Eiszeit verglichen werden können. Flußregulierungen und Kraftwerksbauten schaffen gänzlich neue Erosions- und Sedimentationsbedingungen entlang der Flüsse und Bäche. Diese, der Natur fremde Planung, kann aber nur durch ein ständiges Eingreifen des Menschen mit seiner Technik aufrechterhalten werden.

5. DAS WERDEN EINER LANDSCHAFT

Gerade Landschaftsformen, die einem, einmal vertraut, als selbstverständlich und schon immer dagewesen erscheinen, sind in orogen aktiven Zeiten nur geologische Momentbilder. Denn niemand würde ein Bild der Linzer Bucht, vor 500.000 Jahren aufgenommen, mit den heutigen Verhältnissen in Verbindung bringen.

Linz liegt an der Grenze Molassezone – kristallines Böhmisches Grundgebirge, wobei die tertiären Sedimente buchtartig ins kristalline Grundgebirge eingreifen. Das Kristallin der Böhmisches Masse fällt flach nach Süden ein und läßt sich weit unter den Alpenkörper hinein verfolgen (bei Engenfeld, 15 km südlich von Linz, wurde Kristallin in 1000 m Tiefe erbohrt).

Gegen Ende des Paläozoikums war das während der variszischen Orogenese entstandene Gebirge zum größten Teil abgetragen. Reste davon finden sich auf österreichischem Gebiet bei Zöbing (Krems in der Wachau) als Kristallinschutt in ehemaligen intermontanen Becken.

Außer den eben erwähnten spärlichen Sedimentationsresten fehlen im Mühl- und Waldviertel jegliche paläozoische und mesozoische Sedimentationsbelege, doch wurden im Zuge von Erdölprospektionen

solche Sedimentauflagen unter der Molassezone am Kristallin der Böhmisches Masse erbohrt. Jedenfalls muß der Bereich der Böhmisches Masse im Mühlviertel im Mesozoikum und anschließenden frühen Tertiär über lange Zeiträume hinweg eine kontinentale Entwicklung durchgemacht haben, wobei die Erosion, in Wechselwirkung mit dem jeweiligen Meeresspiegel, einen großen Einfluß auf die Ausformung der Landschaft hatte. Eine ruhige, wellig, hügelige Morphologie mit sanften Höhenrücken und breit eingeschnittenen Tälern steht am Übergang zur Molassezone ein relativ steiler Abbruch mit tief eingeschnittenen Tälern gegenüber. Dieser auffallende Gegensatz ist die Folge einer Entwicklung, die im Tertiär im Zuge der alpidischen Gebirgsbildung mit einem Absinken der südlichen Teile der Böhmisches Masse begann und am Kartenblatt mit der Bildung der Linzer Bucht endete.

Der deutlich vom Beckenrand abgesetzte Höhenrücken des Lichtenberges, mit 927 m die höchste Erhebung des Kartenblattes, gehört einem von KOHL (1953) morphologisch behandelten Höhenzugsystem nördlich von Linz an. Da diesen Erhebungen, zu denen der Zeißeberg, Helmetzeder Berg, Breitlüßer Wald, Schauerwald, Lichtenberg, Magdalenaberg, Koglerau, Kürnberg, Oberneukirchner Berg, Schallenberg, Hansberg und Brunwald gehören, ein gemeinsamer Überbegriff fehlt, faßte der Autor diesen Höhenzug unter dem Begriff „Linzer Wald“ zusammen. Dieser Höhenzug, den Einebnungsflächen bis in die Gipfelregionen hinauf begleiten, hat gegen Norden ein bedeutend flacheres Abfallen als gegen Süden. KOHL (1953) schreibt in seiner morphologischen Studie „Der Linzer Wald“ abschließend folgendes:

„Zusammenfassend kann nun als Ergebnis der Linzer Wald nach den Gesteinsverhältnissen, dem Verhalten der Teilformen zur Großform, der Anordnung der Flächen als Piedmonttreppe und schließlich infolge des Fehlens entsprechender Randbrüche als eine prämarine, zwei Achsen folgende (NW-SE und NE-SW) Aufwölbungszone bezeichnet werden. Wegen der Nähe des Massivrandes, den der Höhenzug bei Linz seit der Ausbildung des Randbruchsystems selbst bildet, ist er größtenteils einem intensiven, selektiv wirksamen Angriff der exogenen Kräfte ausgesetzt, der zur Auflösung in parallele Teilrücken und entsprechende Hohlformen geführt hat, die sich in erster Linie der tektonisch bestimmten Gesteinsklüftung, den als Schwächezonen hervortretenden Mylonitzonen und erst in zweiter Linie der verschiedenen Gesteinswiderständigkeit anpassen. Im Bereich der Gusenflüsse wird diese Auflösung noch verstärkt durch das außer Funktion gesetzte Talsystem der NNW-SSE streichenden Talung

von Ottenschlag. Durch seine Heraushebung war der Linzer Wald zum Träger einer Wasserscheide geworden, die im Zuge seiner von Süden her fortschreitenden Auflösung immer weiter gegen Nordosten hin abgedrängt wurde. Den Beweis dafür liefern die Art der Flußdurchbrüche (durch Mylonitzonen begünstigte Regressionsdurchbrüche), Flußanzapfungen im Norden (Kleine Gusen, oberes Rodlbecken), die Verschneidungen von Terrassen und Hochflächen (oberes Rodlbecken, Große und Kleine Gusen), die Verschiebung hydrographischer Knoten nach Süden (Große Rodl) und die Ablenkung der oberen Rodlnebenflüsse in die Südrichtung.“

Der markante Randabbruch der Böhmisches Masse zur Molassezone entstand vor und während des Vorrückens des Tertiärmeeres nach Norden. Der Abbruch erfolgte nicht einheitlich an einer Fläche oder einem System paralleler Flächen, sondern an den jeweils vorhandenen Kluftsystemen, wodurch sich regionale Becken und Buchten bildeten.

Die Linzer Bucht südlich der Lichtenbergscholle mit ihren starken N-S-verlaufenden Strukturprägungen kann man sich aus N-S, NO-SW bzw. O-W verlaufenden Bruchsystemen entstanden denken. Das Gallneukirchner und Eferdinger Becken grenzt hingegen an Gesteinszonen mit einer starken NW-SO-Prägung, woraus sich der Unterschied zu der nach Norden ins Kristallin eingreifenden Linzer Bucht erklärt.

Die zwei auf der Karte eingezeichneten Tiefbohrungen, eine beim damaligen Sägewerk Wieser an der Hafnerstraße, 250 Meter tief, und die zweite bei der Linzer Brauerei, 242 Meter tief, erreichten nicht die kristalline Basis und zeigen somit, daß sich die randlichen Abbruchsysteme auch in der Linzer Bucht fortsetzen.

Ein zweimaliges Vordringen des Meeres im Oligozän und Miozän bis zu 500 m Höhe am Kristallinrand bewirkte nicht nur eine Sedimentation ab Meeresniveau, sondern auch ein Ausbilden von Flußsystemen und Tälern von derselben Höhe aufwärts. Dies läßt sich gut am Verlauf der Rodl verfolgen. Bis Gramastetten fließt die Rodl gleichmäßig in einem breiten Tal mit schwachem Gefälle entlang der nach ihr benannten Rodlstörung, wobei ein Teil des Oberlaufes nach KOHL als Regressionsdurchbruch durch den Linzer Wald verstanden werden muß. Ab Gramastetten, also in etwa 500 m Höhe, verengt sich das Tal schluchtartig mit starken Geländeunterschieden und folgt anschließend nicht mehr dem Verlauf der Quetschgesteine.

Da die weitere Hebung der Alpen am Ende des Tertiärs ein Zurückweichen des Meeres aus dem Alpenvorland bewirkte, lagerten sich mächtige Schotterdecken, deren Reste am Pfenningberg und bei

Gramastetten als Flußschotter der Urdonau vorhanden sind, über den tertiären Sedimenten ab und bedeckten somit bis in eine Höhe von 500 m die alte Küstenlandschaft.

In diesen Schottern suchte sich nun die Rodl, etwa von Gramastetten weg, einen Weg zur Urdonau. Durch die anhaltende Landhebung schnitt sich die Rodl, dem einmal vorgezeichneten Weg folgend, schluchtartig in die Gneisgranite ein. Talformen mit einer derartigen Entstehungsgeschichte werden epigenetische Durchbruchstäler genannt. So ist der Weg der Großen Rodl zur Donau sowohl durch einen Regressionsdurchbruch im Oberlauf als auch durch einen epigenetischen Durchbruch im Unterlauf gekennzeichnet.

Epigenetischer Natur ist auch der Donaudurchbruch zwischen Ottensheim und Linz. Zuerst floß die Donau über tertiäre Schotter, nach der Abtragung durch Sand und Schlier, bis sie sich in das Kristallin einschneiden mußte. Im Verlauf der Talbildung wechselten Zeiten der Eintiefung und Ausräumung mit Perioden der Aufschüttung von Flußablagerungen und neuerlich mit Phasen der Wiederausräumung.

Im Tertiär, das durch ein warmes Klima gekennzeichnet ist, wirkte auf den nicht vom Meer überfluteten Gebieten des Mühlviertels eine tiefgreifende Verwitterung, wie heute in den Tropen, wo Verwitterungshorizonte von mehreren Metern keine Seltenheit sind.

Im erdgeschichtlich anschließenden Quartär, dem sog. Eiszeitalter, herrschte im Mühlviertel ein Klima wie etwa im heutigen Nordrußland. Die tertiären Verwitterungsdecken sind in dieser Zeit während der sommerlichen Tauperiode, über Dauerfrostböden hinweg, schon bei Neigungen um 2° talwärts in Bewegung geraten und füllten die tieferen Mulden und Täler mit Verwitterungsmaterial an. KOHL (1973) beschrieb in seinem Buch „Erdgeschichtliche Wanderungen rund um Linz“, nach Beobachtungen in einer Sandgrube in Außertreffling, eine bis 4 m mächtige quartäre Schutt- und Lehmdecke über den Linzer Sanden. Durch das Talwärtsgleiten der Verwitterungsdecken wurden Bergrücken wiederum freigelegt.

Diese eben beschriebenen Erosionsprozesse dauerten mit Unterbrechungen in den Zwischeneiszeiten bis zum Ende der Würmeiszeit an. Gleichzeitig erfolgten mehr oder weniger starke fluviatile Ausräumungen der Täler.

Seit der Bildung der Atlandschotter in der Tertiärzeit hat sich die Donau rund 250 m eingetieft. Es ist nun sehr bemerkenswert und für die Talbildung bedeutungsvoll, daß dieser geologische Vorgang der Talein-

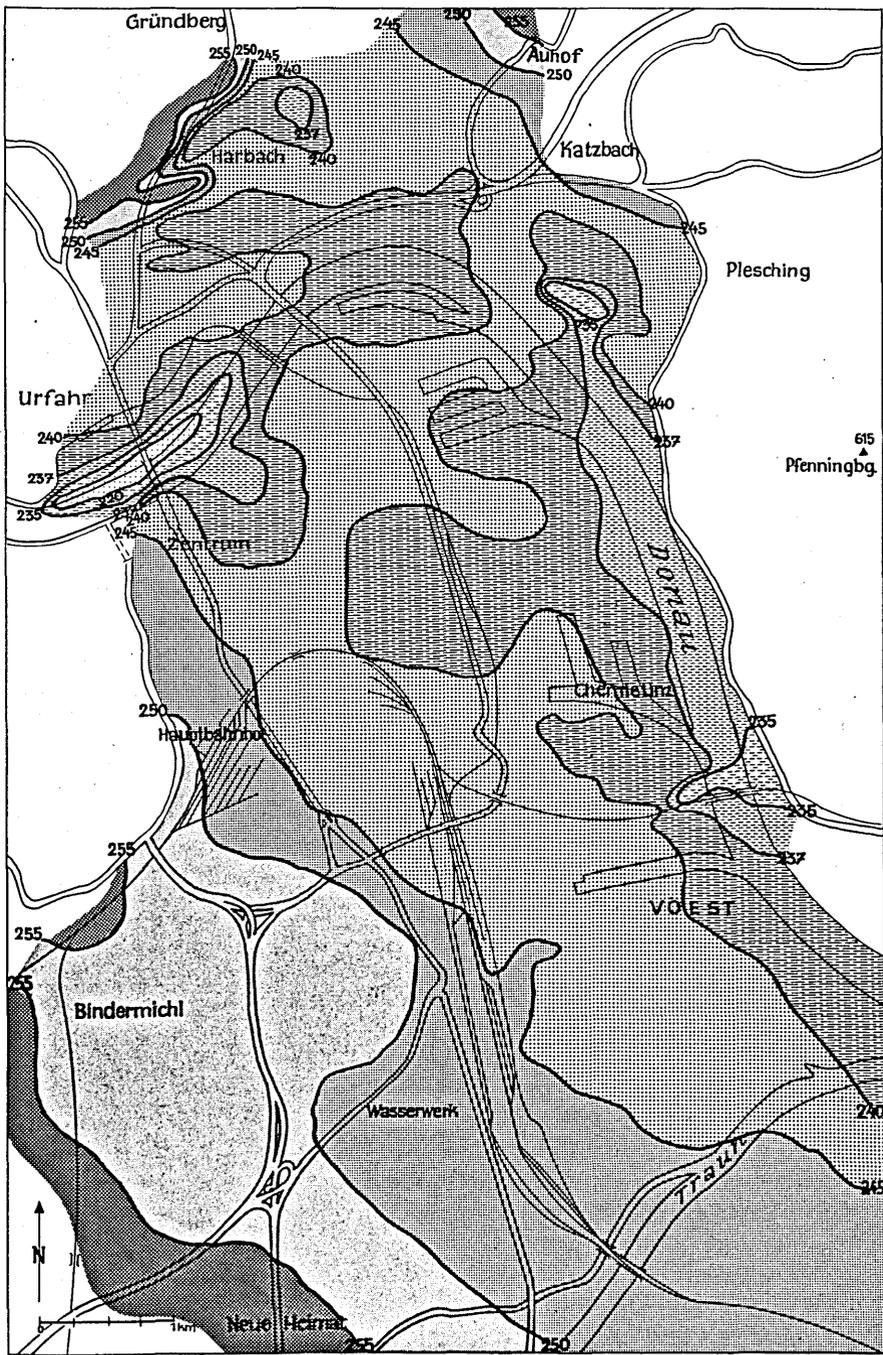


Abb. 6: Tertiär-Oberkantenreliefkarte der Linzer Bucht (~ 1:56.600).
Fig. 6: Relief map of the top of the Tertiary in the Linzer Bucht.

tiefung nicht gleichmäßig verlief, sondern in der jüngsten erdgeschichtlichen Vergangenheit, während der Eiszeit, eine Beschleunigung erfahren hat.

Zu Beginn der Eiszeit, vor etwa einer Million Jahren, lag die Molasseoberkante im Donautal, wie die Höhenlage der Tertiärschotter am Schiltenberg zeigt, in rund 330 Meter heutiger Meereshöhe. Während der Eiszeit betrug die Eintiefung in 100 Jahren demnach annähernd 8 Millimeter, während sie am Ende der Tertiärzeit mit 1,7 Millimeter zu veranschlagen ist.

Das geologische Geschehen ist demnach nicht, wie man vielleicht annehmen möchte, mit der Annäherung an die Heutzeit zum Stillstand gekommen und im Abklingen begriffen. Im Gegenteil, es haben Taleintiefung und Talbildung im oberösterreichischen Donauraum während der Eiszeit eine Beschleunigung und Belebung erfahren. So verdankt der markante Schiltenberg am Südrand von Linz einer allgemeinen Landhebung von rund 500 Metern und einer Taleintiefung von etwa 250 Metern seine Entstehung.

Abbildung 6, die Tertiär-Oberkantenreliefkarte der Linzer Bucht, beruht auf der Ausarbeitung von 190 Bohrprofilen der Linzer Bohrkartei, aufbewahrt in der Naturkundlichen Station der Stadt Linz. Eine hohe Bohrprofilichte liegt auf dem Gelände der VOEST, der Chemie Linz, in der Umgebung der Wasserwerke nördlich von Kleinmünchen und in Harbach sowie um den Pichlinger Badensee vor. Größere Ungenauigkeiten können sich vor allem entlang des Donaulaufes ergeben, da gerade in diesem unruhigen Bereich nur wenige Bohrprofile zur Auswertung zur Verfügung standen. Wegen der oben genannten relativ geringen Anzahl von Bohrungen und aufgrund der für die Ausarbeitung ungünstigen Verteilung der Bohrprofile kann die Karte nur einen generellen Überblick über die tertiären Oberflächenverhältnisse vermitteln.

6. ZUSAMMENFASSUNG

Der Großraum Linz liegt geologisch am Übergang zwischen Molassezone und kristallinem Grundgebirge der Böhmisches Masse. Einen Großteil des Kartenblattes nimmt die Lichtenbergscholle mit den charakteristischen Perlgnaisen, einem Produkt der variszischen Metamorphose, ein. Die Lichtenbergscholle ist tektonisch an der Rodlstörung

nach Norden versetzt und als ein Teil der hochtemperierten Sauwaldscholle zu verstehen.

Die westlich der Rodlstörung befindliche Mühlalscholle und der Osten des Kartenblattes sind gekennzeichnet durch variszische Granitintrusionen und deren Kontaktgesteine. Relikte einer prävariszischen katazonalen Metamorphose kommen nur an einigen wenigen Stellen am Kartenblatt in größeren Aufschlüssen vor. Gegen Ende des Paläozoikums war die Bildung der Böhmisches Masse des Mühlviertels abgeschlossen.

Im Tertiär kam es im Bereich der heutigen Molassezone zu einem Absinken der Böhmisches Masse. Ein zweimaliges Vordringen des Meeres in den Linzer Raum bewirkte ebenso einen zweimaligen Sedimentationszyklus von sandigen Küstensedimenten und tonigen Beckensedimenten, wobei in den jüngeren Sanden Phosphoritnollen als Aufarbeitungsprodukte aus älteren Tonen reichlich zu finden sind.

Entscheidend zur Landschaftsentwicklung hat schließlich das Quartär mit einer bedeutsamen Landhebung und den daraus resultierenden Terrassenbildungen während der Eiszeiten beigetragen.

LITERATUR

- DAURER, A., 1975: Das Moldanubikum im Bereich der Donaustörung zwischen Jochenstein und Schlögen. – Diss. Univ. Wien.
- DUDEX, A., u. M. SUK, 1965: Zur geologischen Entwicklung des Moldanubikums. – Ber. Geol. Ges. DDR, Bd. 10, H. 2.
- EXNER, CH., 1954: Über Muskowit-Epidot-Albitkornbildung im Mauthausener Granit. – Tscherm. Min. Petr. Mitt., 3. F., 4, 1954.
- EXNER, CH., 1961: Über die Lage der B-Achsen in einigen Stöcken von Feinkorngranit des Typus Mauthausen. – Karinthin, F. 42, 1961.
- FINK, J., 1961: Leitlinien einer österreichischen Quartärstratigraphie. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 53, Wien.
- FINK, J., 1962: Die Gliederung des Jungpleistozäns in Österreich. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 54, Wien.
- FINK, J., 1966: Die Paläogeographie der Donau. – Limnologie der Donau, Liefg. 2, Stuttgart.
- FLIESSER, W., 1960: Ein Kersantit-Vorkommen bei Speichmühle (nördlich Linz). – Verh. Geol. B.-A., 1960.
- FRASL, G., 1954: Anzeichen schmelzflüssigen und hochtemperierten Wachstums an den großen Kalifeldspaten usw. – Jahrb. Geol. B.-A. 97.
- FRASL, G., 1957: Bericht 1956 über Aufnahmen auf Blatt Steyregg (33). – Verh. Geol. B.-A., 1957.

- FRASL, G., 1958: Bericht 1957 über Aufnahmen auf Blatt Steyregg (33). – Verh. Geol. B.-A., 1958.
- FRASL, G., 1959: Bericht 1958 über Aufnahmen auf Blatt Steyregg (33). – Verh. Geol. B.-A., 1959.
- FRASL, G., 1960: Bericht 1959 über Aufnahmen auf Blatt Steyregg (33). – Verh. Geol. B.-A., 1960.
- FRASL, G., 1963: Die mikroskopische Untersuchung der akzessorischen Zirkone als eine Routinearbeit des Kristallineologen. – Jahrb. Geol. B.-A. 106/1963.
- FRASL, G., FREH, W., RICHTER, W. u. H. G. SCHARBERT, 1965: Exkursion B/I Moravikum und Moldanubikum nördlich der Donau. – Fortschr. Miner. 42, 1, 1965.
- FRASL, G., FUCHS G., KURZWEIL H., THIELE O., VOHRZYKA K. u. E. ZIRKL, 1965: Übersichtskarte des Kristallins im westlichen Mühlviertel und im Sauwald, Oberösterreich. – Geol. B.-A. Wien.
- FUCHS, G., 1962 a: Bericht 1961 über geologische Aufnahmen auf den Blättern Engelhartzell (13), Rohrbach (14), Eferding (31) und Linz (32). – Verh. Geol. B.-A., 1962.
- FUCHS, G., 1962 b: Zur Altersgliederung des Moldanubikums in Oberösterreich. – Verh. Geol. B.-A., 1962.
- FUCHS, G., THIELE O., FUCHS W. u. S. SCHARBERT, 1968: Erläuterungen zur Übersichtskarte des Kristallins im westlichen Mühlviertel und im Sauwald, Oberösterreich. – Geol. B.-A. Wien.
- GRABER, H. V., 1902: Die Gesteine des oberösterreichischen Mühlviertels und der Cordierit von Linz a. d. Donau. – Tscherm. Min. Petr. Mitt. 21/1902.
- GRABER, H. V., 1926: Das Alter der herzynischen Brüche. Mitt. Geol. Ges. Wien, 19/1926.
- GRABER, H. V., 1927: Der hercynische Donaubruch. I. Bericht. – Verh. Geol. B.-A., 1927.
- GRABER, H. V., 1928: Fortschritte der geologischen und petrographischen Untersuchungen am hercynischen Donaubruche. – Sitzber. Akad. d. Wiss. Wien, mathem.-naturwiss. Kl., Abt. 1, 137/1928.
- GRABER, H. V., 1932: Das relative Alter der Porphyrite im südlichen Grundgebirge der Böhmisches Masse. – Verh. Geol. B.-A., 1932.
- GRABER, H. V., 1933 a: Die Intrusionsfolge im südlichen Moldanubischen Grundgebirge. – Zentralbl. Min. Pal., Abt. B, 1933.
- GRABER, H. V., 1933 b: Die Diorite des Passauer Waldes. – Geol. Rundschau 24.
- GRABER, H. V., 1936: Intrusionsfolge, Mischprodukte und Bewegungsvorgänge am Südrande der Böhmisches Masse. – Verh. Geol. B.-A., 1936.
- GRABER, H. V., †, 1956: Das kristalline Grundgebirge im Donautale von Passau bis Linz und seiner weiteren Umgebung. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 49. Bd.
- GRILL, R. u. L. WALDMANN, 1950: Zur Kenntnis des Untergrundes der Molasse in Österreich. – Fests. Jb. Geol. B.-A., 94, 1949 – 51.
- GRILL, R., 1937: Das Oligozänbecken von Gallneukirchen bei Linz und seine Nachbargebiete. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 28, Wien.
- GRUBER, F. H., 1927: Ein Beitrag zur Erdgeschichte und Gesteinskunde der Umgebung von Linz. – Jahr.-Ber. d. Bd. Realsch. Linz 1926/27.
- GRUBER, F. H., 1930: Geologische Untersuchungen im oberösterreichischen Mühlviertel. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 23, 1930.
- GRUBER, F. H., 1934: Das Grundgebirge in Oberösterreich. – Mitt. Erdkd. Linz, 1934, H. 3, 4, 6, 8, 10, 12.

- GRUBER, F. H., 1935: Beiträge zur Geomorphologie Oberösterreichs. – Mitt. Erdkunde, Linz.
- HOLZER, H., 1964: Die Flinzgraphitvorkommen im außeralpinen Grundgebirge Ober- und Niederösterreichs. – Verh. Geol. B.-A., 1964.
- HORNINGER, G., 1936: Der Schärdinger Granit. – Tscherm. Mitt. 47.
- JÄGER, E., 1953: Der Chemismus der Mischgesteine von Landshaag (OÖ). – Anz. Akad. d. Wiss. Wien, 77 – 80.
- JÄGER, E., GRÜNENFELDER, M., GRÖGLER, N. u. E. SCHROLL, 1965: Mineralalter granitischer Gesteine aus dem österreichischen Moldanubikum (Weinsberger und Mauthausener Granit). – Tscherm. Mitt., 3. F., Bd. 10, H. 1 – 4 (1965).
- JANIK, V., 1967: Die Genetik der Sedimente auf der Traunterrasse bei Linz. – Naturkundl. Jb. Stadt Linz, Linz.
- JANIK, V., 1969: Die Linzer Lößprofile in pedologischer und epirogen-tektonischer Sicht. – Naturkundl. Jb. Stadt Linz, Linz.
- KINZL, H., 1927: Über die Verbreitung der Quarzitkonglomerate im westlichen Oberösterreich und im angrenzenden Bayern. – Jb. Geol. B.-A. Wien, 77, Wien.
- KOHL, H., 1952: Geomorphologie des mittleren Mühlviertels und des Donautales von Ottensheim bis Mauthausen. – Diss. Univ. Graz.
- KOHL, H., 1953: Der Linzer Wald. Eine geomorphologische Studie. – Jb. ö. Mus. Ver. Linz, 98, Linz.
- KOHL, H., 1957: Das Kefermarkter Becken. – Oberöstr. Heimatbl., 11, H. 2, Linz.
- KOHL, H., 1967: Zur Altersfrage der Pitzenbergschotter bei Münzkirchen im Sauwald (Oberösterreich). – Verh. Geol. B.-A. Wien.
- KOHL, H., u. H. SCHILLER, 1963: Quartärgeologische Beobachtungen in den tertären Schottern des Pitzenberges bei Münzkirchen im Sauwald (Oberösterreich). – Jb. ö. Mus. Ver., 108, Linz.
- KOHL, H., 1973: Erdgeschichtliche Wanderungen rund um Linz. – Oberösterreichischer Landesverlag, Linz.
- KURAT, G., 1965: Der Weinsberger Granit im südlichen österreichischen Moldanubikum. – Tscherm. Mitt., 3. F., Bd. 9, 1965.
- RICHTER, W., 1965: Petrologische Untersuchungen am Mauthausener Granit im österreichischen Moldanubikum. – Tscherm. Mitt., 3. F., Bd. 10, H. 1 – 4 (1965).
- RODL, F., 1969: Die Foraminiferenfauna aus den Phosphoritsanden von Plesching bei Linz (Oberösterreich) – Otnangien (Untermiozän). Naturkd. Jb. Stadt Linz, Linz.
- SCHADLER, J., 1932 a: Auftragung des kristallinen Grundgebirges im Schliergebiet zwischen St. Valentin und Strengberg. – Verh. Geol. B.-A. Wien.
- SCHADLER, J., 1932 b: Ein neues Phosphoritvorkommen (Plesching bei Linz, Oberösterreich). – Verh. Geol. B.-A. Wien.
- SCHADLER, J., 1934 a: Phosphoritvorkommen in Oberösterreich. – Tscherm. Min. Petr. Mitt. 45.
- SCHADLER, J., 1934 b: Weitere Phosphoritfunde in Oberösterreich. – Verh. Geol. B.-A. Wien.
- SCHADLER, J., 1936: Bericht über die geologische Aufnahme des Blattes Linz-Eferding. – Verh. Geol. B.-A., 1936.
- SCHADLER, J., 1937: Bericht über die geologische Aufnahme des Blattes Linz-Eferding. – Verh. Geol. B.-A., 1937.

- SCHADLER, J., 1938: Bericht über die geologische Aufnahme des Blattes Linz-Eferding. – Verh. Geol. B.-A., 1938.
- SCHADLER, J., 1939: Bericht über die geologische Aufnahme des Blattes Linz-Eferding. – Verh. Zweigt. Wien, Reichsst. Bod. Forschg. 1939.
- SCHADLER, J., 1945: Das Phosphoritvorkommen Plesching bei Linz a. d. Donau. – Verh. Geol. B.-A. Wien.
- SCHADLER, J., 1952: Geologische Spezialkarte der Republik Österreich. 1:75.000. Blatt Linz-Eferding. – Geol. B.-A. Wien, 1952.
- SCHADLER, J., 1953: Bodenrohstoffe. – Linz 1953.
- SCHADLER, J., 1960: Geologie des Schiltnerberges. – Naturkundl. Jb. Stadt Linz, Sonderdruck, Linz.
- SCHADLER, J., 1966: Geol. Karte von Linz und Umgebung, 1:50.000. – In Linzer Atlas, H. 6, Magistrat Linz.
- SCHULTZ, O., u. F. STEININGER, 1968: Die Selachierfauna (Pisces, Elasmobranchii) aus den Phosphoritsanden (Unter-Miozän) von Plesching bei Linz, Oberösterreich. – Naturkundl. Jb. Stadt Linz, Linz.
- SICKENBERG, O., 1934: Die ersten Reste von Landsäugetieren aus den Linzer Sanden. – Verh. Geol. B.-A. Wien.
- SPILLMANN, F., 1959: Die Sirenen aus dem Oligozän des Linzer Beckens, Oberösterreich, mit Ausführungen über „Ostrosklerose“ und „Pachyostose“. – Denkschr. Ak. Wiss. m. n. Kl., 110, Wien.
- STEININGER, F., 1966: Über eine Fossiliensammlung aus dem Stadtbereich von Linz. – Naturkundl. Jb. Stadt Linz, Linz.
- THIELE, O., 1961: Zum Alter der Donaustörung. – Verh. Geol. B.-A., 1961.
- THIELE, O., 1962: Neue geologische Ergebnisse aus dem Sauwald (OÖ). – Verh. Geol. B.-A., 1962.
- THIELE, O., 1968: Der österreichische Anteil der Böhmisches Masse und seine Stellung im variszischen Orogen. – Freiberg. Forschungsh. Akademie-Verlag München.
- THIELE, O., 1969: Physikalische Altersbestimmung an Gesteinen des Mühlviertels. Geologie u. Paläontologie des Linzer Raumes. In: Katalog „Geologie und Paläontologie des Linzer Raumes“, Stadtmuseum Linz u. OÖ. Landesmuseum, Linz 1969.
- WIESER, F., 1942: Die Kristalline Umrahmung des Gallneukirchner Beckens. – Diss. Univ. Graz 1942.
- WIESER, F., 1954: Eine Verwerfung an der Nordflanke der Gallneukirchner Grabensenke. – Jb. öb. Mus. Ver., Linz.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Naturkundliches Jahrbuch der Stadt Linz \(Linz\)](#)

Jahr/Year: 1982

Band/Volume: [28](#)

Autor(en)/Author(s): Peschel Ronald

Artikel/Article: [ERLÄUTERUNGEN ZUR GEOLOGISCHEN KARTE VON LINZ UND UMGEBUNG" *\(nach J. SCHADLER, 1964\) 181-236](#)