

GEOLOGISCHE KARTE DER REPUBLIK ÖSTERREICH 1 : 50.000

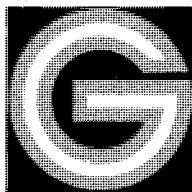
# ERLÄUTERUNGEN

zu Blatt

## 37 MAUTERN

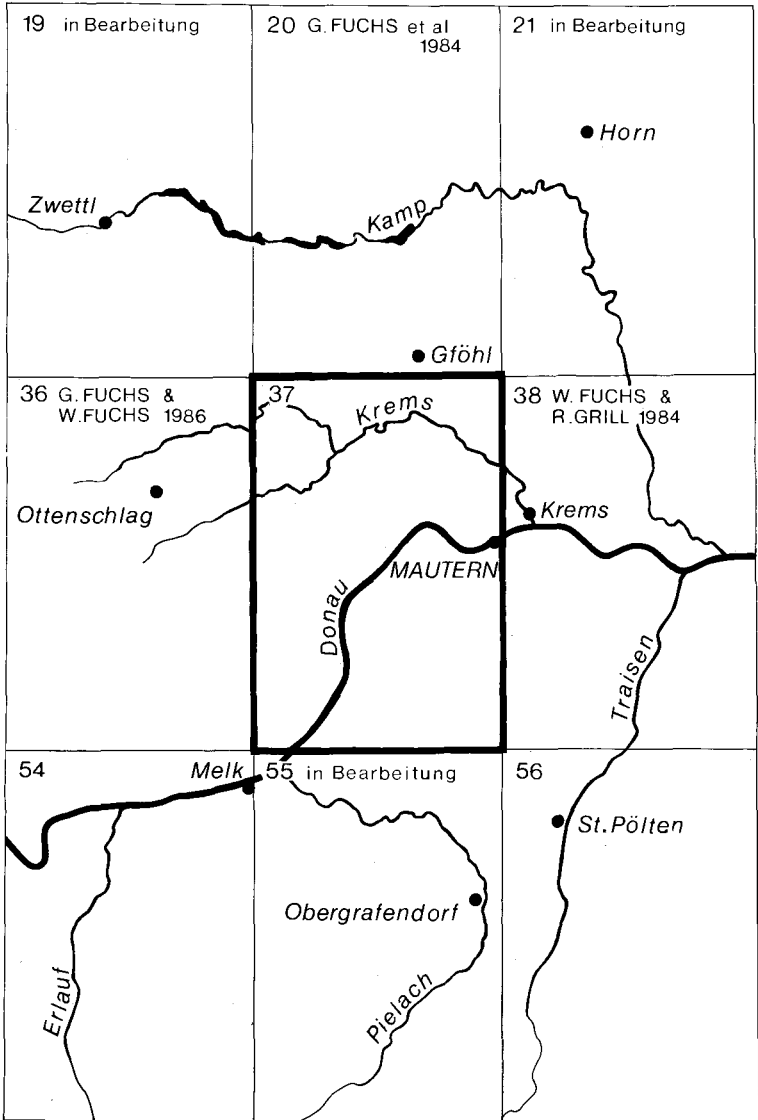
von ALOIS MATURA  
mit einem Beitrag von  
HERBERT HEINZ (Geophysik)

Mit 8 Abbildungen, 1 Tabelle und 1 Tafel



Wien 1989

Eigentümer, Herausgeber und Verleger:  
Geologische Bundesanstalt, A-1031 Wien, Rasumofskygasse 23



Blatt 37 Mautern  
 und seine Nachbarblätter mit Stand der Bearbeitung (1980)

Anschrift der Verfasser:

Dr. HERBERT HEINZ, Dr. ALOIS MATURA  
Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien.

Alle Rechte vorbehalten

ISBN 3-900312-66-4

Redaktion: ALOIS MATURA

Satz: Geologische Bundesanstalt  
Druck: Ferdinand Berger & Söhne OHG, 3580 Horn

# Inhaltsverzeichnis

Vorwort .....	3
1. Geographischer Überblick .....	4
2. Geologischer Überblick .....	4
3. Lithologie .....	5
3.1. Kristallines Grundgebirge .....	5
3.2. Molasse .....	30
3.3. Junge Bedeckung .....	36
4. Geologischer Bau .....	40
5. Zur Metamorphose .....	46
6. Nutzbare Gesteine und mineralische Rohstoffe .....	47
7. Geophysikalische Untersuchungen .....	49
8. Empfehlenswerte Exkursionspunkte .....	57
9. Literaturverzeichnis .....	61

## Vorwort

Die Wachau und die anschließenden Gebiete des Waldviertels und des Dunkelsteinerwaldes sind, begünstigt durch relativ gute Aufschlußverhältnisse in einem interessanten und mannigfaltigen geologischen Raum, seit dem vorigen Jahrhundert Gegenstand geologischer und petrologischer Forschung (J. CZJZEK, 1853; F. BECKE, 1881; etc.) Die Aufmerksamkeit war in erster Linie dem Grundgebirge gewidmet. F. BECKE et al. (1913) publizierten eine geologische Karte des Waldviertels im Maßstab 1 : 100.000, in welcher der nordöstliche Teil des Blattgebietes dargestellt ist. Seither wurde das Blattgebiet nur in Übersichtskarten kleineren Maßstabes dargestellt.

L. KÖLBL kartierte in den Jahren 1924 bis 1929 für Blatt Krems der Österreichischen Karte 1 : 75.000, dessen Westhälfte das vorliegende Blatt 37 bildet. Das Ergebnis dieser Arbeit war neben Kartierungsberichten eine sehr wertvolle handkolorierte Karte, die leider nicht publiziert wurde.

Von 1947 bis 1969 hat L. WALDMANN im Bereich nördlich der Donau kartiert und davon eine Fülle detaillierter Beschreibungen geliefert, die sich nicht nur mit dem kristallinen Grundgebirge befaßten, sondern vereinzelt auch auf die junge Bedeckung Bezug nahmen.

Aufbauend auf diesen Grundlagen hat A. MATURA in den Jahren von 1966 bis 1974 mit späteren Nachträgen das Grundgebirge und W. FUCHS in der Zeit von 1966 bis 1979 mit mehrjährigen Unterbrechungen die tertiäre und quartäre Bedeckung kartiert.

Ende 1985 starb unser hochgeschätzter Kollege Dr. WERNER FUCHS. Nachdem er die Drucklegung des vorliegenden Kartenblattes 37 Mautern noch erlebt hatte, war es ihm nicht mehr gegeben, auch den geplanten Anteil an den Erläuterungen zu diesem Blatt zu verfassen. Inzwischen ist auch Hofrat Dr. R. GRILL, mit dem W. FUCHS im Kremser Raum fachlich eng zusammengearbeitet hatte, für immer von uns gegangen. Für den Tertiär- und Quartäranteil der vorliegenden Erläuterungen mußten daher die einschlägigen Publikationen, vor allem von W. FUCHS, herangezogen werden; sie wurden weitgehend wörtlich übernommen. Kollege Dr. R. ROETZEL hat mir bei dieser Arbeit in sehr dankenswerter Weise geholfen.

# 1. Geographischer Überblick

Das Blattgebiet umfaßt die gesamte Wachau, einen Ausschnitt des Waldviertels im Norden und den Dunkelsteinerwald im Süden.

Das dominierende landschaftliche Element ist die Wachau, jener maleische Abschnitt des Donautales zwischen Schönbühel und Mautern, der hier tief in das alte Rumpfgebirge der Böhmisches Masse einschneidet. Die Donau quert das Blattgebiet mit wenigen Windungen von Südwesten nach Nordosten. Das Strombett in etwa 200 m Seehöhe wird von z. T. steilen, meist reich zertalten Flanken begleitet. In den tieferen, häufig terrassengestuftes Hanglagen des Donautales ist Weinbau verbreitet.

Die Krems ist der bedeutendste Zubringer der Donau. Im Oberlauf, im Nordwesten des Blattgebietes, ist das meist tief eingeschnittene und enge Kremstal gegabelt. Nach einem windungsreichen Bogen im nördlichen Blattgebiet mündet die Krems wenige Kilometer östlich des Blattgebietes bei Krems in die Donau.

Der Spitzer Bach verläuft am Grunde einer verhältnismäßig weiten Talung, die von einem Vorläufer der Donau geschaffen wurde, und ergießt sich von Westen kommend bei Spitz in die Donau.

Trotz des dichten Drainagenetzes von Donau, Krems und Spitzer Bach ist in der Nordhälfte des Blattgebietes die alte Verebnungsfläche in etwa 500 bis 600 m Seehöhe in weiten Bereichen noch erhalten. Dazu gehört der Raum Allentgswend – Lichtenau – Loiwein, oder das Gebiet zwischen der Großen und Kleinen Krems in der Umgebung von Albrechtsberg, oder der Raum Nöhagen – Großheinrichschlag – Wolfenreith, oder ganz im Osten der Raum Scheibelhof – Egelsee. In den weiten Senken dieser Hochfläche überwiegen Wiesen und Felder; die kargen Kuppen und die steilen Flanken der Gräben und Täler sind bewaldet.

Im südwestlichen Teil des Blattgebietes umsäumen Spitzer Bach und Donau den Jauerling, mit 960 m Seehöhe die höchste Erhebung.

Südlich der Doanu erstreckt sich der Dunkelsteinerwald. In der Nähe der Donau herrschen in diesem walddreichen Gelände schroffe Formen mit steilen Hängen vor. Der Mühlberg ist hier mit 725 m Seehöhe die höchste Erhebung. Gegen Osten und Süden sinkt das flachwellige Terrain allmählich ab.

# 2. Geologischer Überblick

Blatt Mautern zeigt einen Ausschnitt aus dem südöstlichsten Teil des Moldanubikums der Böhmisches Masse. Dieses kristalline Grundgebirge stellt den eingeebneten Rumpf eines voralpidischen Gebirges dar. Von Osten und Süden reichen die tertiären und quartären Sedimente der Molassezone in das Blattgebiet herein und sind besonders entlang der großen Talsysteme (Donau, Spitzer Bach, Krems) erhalten geblieben. Das Grundgebirge besteht fast ausschließlich aus metamorphen Gesteinen, die unter mittlerer bis starker mehrphasiger Metamorphose geprägt wurden.

Eine markante und weithin gerade Störungslinie (Diendorfer Störung) durchschneidet das Blattgebiet mit NE–SW-Verlauf.

Das Gebiet nordwestlich dieser Störung zeigt einen weitgespannten Synklinealbau. Die Achse dieser Mulde verläuft etwa NNE–SSW. Ihr West-

schenkel wird von einer stellenweise in sich verfalteten, bunten Serie von örtlich graphitischen Paragneisen und mannigfaltigen Einschaltungen von Marmor, Kalksilikatgestein, Quarzit, Orthogneis und Amphibolit aufgebaut. Der Ostschenkel ist im Kartenausschnitt als relativ schmaler Streifen vertreten, der aus Paragneisen mit unbedeutenden Amphiboliteinschaltungen besteht. Im Kern der Synklinale liegt migmatitischer Granitgneis (Gföhler Gneis).

Südöstlich der Diendorfer Störung dehnt sich das weite Granulitreal des Dunkelsteinerwaldes aus, örtlich durchsetzt von Ultramafitit, meist Serpentin. Ultramafitit markiert auch den Rand der Granulitmasse. Diese wird im Norden von südfallendem Amphibolit und Paragneis unterteuft. Im Süden steht die Grenze steil. Die anschließende bunte Serie von Paragneis, Marmor und Amphibolit fällt nach Süden bis Südwesten ein.

Von der verbreiteten, in der Mächtigkeit stark schwankenden Verwitterungsdecke der Hochfläche abgesehen, sind die Sedimente der jungen Bedeckung nur auf die großen Talbereiche und die Segmente der von Süden und Osten in das Blattgebiet reichenden Buchten der Molassezone beschränkt.

Reste der tertiären Molassesedimente sind in der alten Furche von Mühlendorf – Spitz – Weißenkirchen – Unterloiben zu finden. Südlich von Mautern reicht eine ausgedehntere Bucht tertiärer Molassesedimente von Osten bis gegen Oberbergern. Eine weitere Bucht von Molassesedimenten reicht bei Karlstetten in das Blattgebiet. Schließlich sind noch nördlich der Donau entlang dem östlichen Blattrand verstreute Reste von Tertiärsedimenten auf dem Kristallinsockel erhalten geblieben.

Die quartäre Eintiefungsgeschichte der Donau ist durch eine reich gegliederte Terrassenabfolge belegt, die auch die Talgeschichte der wichtigsten Zubringer (Spitzerbach und Krems) betrifft.

## 3. Lithologie

### 3.1. Kristallines Grundgebirge

Die Reihenfolge der Gesteinsarten entspricht jener in der Kartenlegende und damit i. a. den regionalen Lagerungsverhältnissen. Neben der routinemäßigen Dünnschliffmikroskopie wurden keine weiteren petrologischen Analysen des Gesteinsmaterials durchgeführt. Die Angaben über den Modalbestand verschiedener Gesteine beruhen auf Schätzung mit Hilfe von Vergleichstabellen. Die Prozentangaben beziehen sich auf den Raumanteil. Für die Nomenklatur der Orthogesteine wurden die Vorschläge von A. STRECKEISEN (1974, 1979) berücksichtigt. Zahlreiche ältere, doch ausgezeichnete petrologische Beschreibungen sind bei F. BECKE (1882), F. BECKE et al. (1913), A. MARCHET (1924, 1925) und A. KÖHLER (1941) nachzuschlagen. Neuere petrologische Untersuchungen von Gesteinen aus dem Blattgebiet stammen von M. HODL (1985) und H. HÖGELSBERGER (1987).

**Mylonit, 58**

**Kataklastischer Granulit, Paragneis, Amphibolit, 57**

Vor allem entlang der Diendorfer Störung aber auch entlang der sie im Südosten begleitenden Parallelstörungen sind solche Störungsbrekzien

entwickelt und auch das Gefüge der benachbarten Gesteine ist  $\pm$ stark zerrüttet. Die Intensität der Kornzerbrechung, die mit Chloritisierung von Biotit und Granat und teilweiser Verglimmerung der Feldspate einhergeht, ist abhängig von der Entfernung zur Störungszone. Verkieselung, wie sie bei anderen Störungen des Mühl- und Waldviertels auftritt, wurde in diesem Gebiet nicht festgestellt. Die Mylonite, die am besten im Langegger Graben studiert werden können, bilden kompakte dunkle Felsen. In einer dunkelgrauen bis schwarzen, dichten Matrix sind eckige bis runde Mineral- und Gesteinsfragmente verschiedenster Größe eingebettet. Örtlich ist ein Netz von feinen Kalzitäderchen entwickelt.

Die Breite der Mylonitzone entlang der Diendorfer Störung schwankt von wenigen Metern bis etwa 200 m. Zusammen mit den zerrütteten Nachbargesteinen bildet diese Zone einen Bereich leichterer Ausräumbarkeit, was auch in der Landschaft durch eine gerade, NE-SW-streichende Furche zwischen Aggsbach Dorf und Oberbergern zum Ausdruck kommt.

### **Skarn, Kalksilikatfels, 56**

Unter diesem Titel ist hier eine kleine Auswahl von bemerkenswerten Vorkommen angeführt.

Ein **Diopsid-Granat-Fels** steht im Wald nordwestlich von St. Michael in etwa 410 m Höhe östlich des Arzberges innerhalb von Paragneisen an. In diesem massigen, feinkörnigen Gestein sind die Hauptbestandteile Granat und Diopsid inhomogen verteilt. U. d. M. konnte daneben noch Karbonat, meist vollständig zersetzter Skapolith, sowie Spuren von Titanit, Quarz und Plagioklas festgestellt werden. (Anm.: Bei diesem und dem folgenden in der Karte eingetragenen Vorkommen fehlt laut Legende die dunkelblaue Punktsignatur!).

Auf der bewaldeten Anhöhe etwa 600 m östlich Zintring am Jauerling wurde ebenfalls ein Vorkommen von dunklem, feinkörnigen, massigen **Diopsid-Granat-Fels** gefunden, der sich vom vorigen vor allem durch die dunklere Farbe des Pyroxens unterscheidet. U. d. M. sind noch als Nebengemengteile Hornblende, Titanit (bis 4 mm lang), Apatit und akzessorisch Karbonat und Opake zu finden. Das Vorkommen liegt am Rand eines Amphibolituzuges, der den Nordwestrand des nahen Gföhler Gneises begleitet.

Die folgenden Vorkommen sind wegen ihrer geringen Größe nicht in der Karte dargestellt.

Reiner **Diopsidfels** aus bis zu mehrere dm großen Kristallen ist in einer kleinen Felsrippe und umherliegenden Blöcken aus einer bis zu einem halben Meter dicken Lage in Quarziten etwa 50 m südlich der Straßenkehre in Gillaus bei Albrechtsberg angetroffen worden. U. d. M. konnten Einschlüsse von Andesin, daneben Karbonat, Epidot, Titanit und Apatit festgestellt werden.

Ein ähnlicher, grobspätiger **Diopsidfels** steht etwa 100 m westlich der Straßenkehre bei Brauhaus im Südhang des Gr. Kremstales als ein pegmatitartiger Gang in dem dortigen Orthogneis-Quarzit-Zug an. U. d. M. konnte dazu noch etwas Karbonat festgestellt werden, das sowohl intra- als auch intergranulare Räume ausfüllt.

Im bewaldeten, zur Krems abfallenden Westhang des Weißenstein etwa 1 km östlich von Brauhaus steht mehrere Meter unterhalb eines Marmorlagers ein grünlichgrauer, homogener, massiger, fein- bis mittelkörniger Fels aus 44 % Alkalifeldspat, 35 % Diopsid, 8 % farblosem Aktino-

lith, 7 % Quarz, 5 % Biotit und 1 % Apatit an. Die zentimetergroßen Alkalifeldspatindividuen sind dicht von langen Perthitlamellen durchzogen und bilden gleichsam die Grundmasse. Diopsid und Aktinolith sind innig miteinander verwachsen. Biotit bildet bis 5 mm große Tafeln. Akzessorisch ist Titanit und Oligoklas vorhanden.

Auch der grünlichgraue, massige, feinkörnige **Diopsid-Zoisitfels**, der etwa 300 m SSE des Forsthauses Rehstein (nördlich Dürnstein) im Wald ansteht, liegt im Nahbereich des Gföhler Gneises. Neben den inhomogen verteilten Hauptgemengteilen Zoisit und Diopsid wurde u. d. M. noch etwas Hellglimmer, Granat und Titanit festgestellt.

Blöcke eines granatreichen Skarnes liegen im Graben westlich der Simbachmündung im Norden von Weibenkirchen (L. WALDMANN, 1964).

Auf der Kuppe etwa 500 m westlich von Ostra liegen Blöcke eines weiß-grau-gefleckten, grobspätigen Felses herum. Er besteht vor allem aus einem inhomogenen Gemenge von Oligoklas und Diopsid und geringen Mengen von Alkalifeldspat und Quarz; einzelne Diopsidindividuen sind randlich in farblosen Aktinolith umgewandelt worden; in den Kornzwischenräumen ist farbloser Chlorit gesproßt; Titanit und Zirkon sind als Akzessorien vertreten.

Im Bereich der Südostschulter des Aichberges (Vogelleitengupf, Güterwegaufschluß in etwa 550 m Höhe) zwischen Mühldorf und Spitz ist dem Granodioritgneis von Spitz diskordant-gangartig ein feinkörniger, massiger, lichter, blaßgrünlich und -rötlich gefleckter Kalksilikatfels aus Epidot, Quarz und Granat, nebst Andesin und Titanit eingeschaltet.

### **Lamprophyre, 55**

Die basischen Ganggesteine des Blattgebietes lassen sich je nach dem Mengenverhältnis Hornblende : Biotit in Spessartite und Kersantite unterteilen. Bei den entnommenen Proben überwiegen deutlich die Spessartite; es gibt aber auch Zwischentypen mit gleichen Anteilen von Hornblende und Biotit. Die Mengenverhältnisse der beteiligten Minerale sind innerhalb der beiden nomenklatorisch trennbaren Typen sehr unterschiedlich. Wegen wesentlicher gemeinsamer Merkmale werden die beiden Typen im Folgenden auch gemeinsam beschrieben.

Das Gefüge ist unregelmäßig, feinkörnig, vereinzelt mittelkörnig und ±ausgeprägt porphyrisch; die Komponenten sind weitgehend idiomorph ausgebildet. Plagioklas herrscht vor (Oligoklas bis Andesin) und ist u. d. M. meist stark getrübt. Die Farbe der Hornblendenadeln und -stäbchen ist im Dünnschliff meist grünlichbraun; höhere Doppelbrechung bei kräftiger rotbrauner Färbung läßt an Kaersutite denken. Biotit ist meist weitgehend bis vollständig in Chlorit umgesetzt worden. Auch Diopsid ist nicht stabil und zeigt teilweise Umwandlung in farblose Hornblende. Alkalifeldspat fehlt oder ist mit deutlich geringeren Anteilen vertreten als Plagioklas. Auch Quarz kann fehlen oder erreicht nur wenige Volums-%. Aktinolith-Chloritaggregate, die häufig noch die Umrisse idiomorpher Kristalle erkennen lassen, werden als Pseudomorphosen nach Olivin aufgefaßt (Pillite) und sind in den meisten Proben in geringen Mengen vorhanden. Akzessorien: Titanit, Karbonat, Opake und Apatit.

In der Landschaft kann man die Lamprophyre meist als dunkelgrünlichgraue, feinkörnige, massige, polsterartig verwitternde Felsen antreffen. In relativ wenigen Aufschlüssen läßt sich erkennen, daß die Lagerung der Gänge unregelmäßig, i. a. aber saiger mit NE-SW-Streichen ist und deren Dicke von wenigen Dezimetern bis mehreren Metern reicht. Das Auf-



treten der Lamprophyre ist auf zwei Areale beschränkt. Das eine erstreckt sich nahe dem westlichen Blattrand zwischen Mühldorf und dem Tal der Gr. Krems. Die Verteilung der Vorkommen bestätigt die Aufschlußbeobachtungen bezüglich der Orientierung der Gänge und deutet einzelne NE-SW-streichende, kontinuierliche Gänge oder engere Gangscharen an. So könnte beispielsweise eine Reihe von Vorkommen, die zwischen Höllerhof nordöstlich Mühldorf und Purkersdorf bei Els fast eine Gerade bilden, einem solchen System angehören. Die Lamprophyre dieses Areals setzen sich über den westlichen Blattrand gegen Südwesten fort. Das andere Verbreitungsareal erstreckt sich entlang der Dindorfer Störung in der südöstlich benachbarten Scholle und ist somit ebenfalls nordöstlich orientiert.

Die Kersantittypen wurden nur im nördlichen Areal gefunden, wo sie gemeinsam mit den Spessarttypen auftreten.

### **Pegmatit, 54**

Neben den pegmatoiden Partien in den stärker migmatitischen Paragneisen oder leukokraten Migmatitgneisen (z. T. Aplitpegmatitgneise nach A. WALDMANN) treten in den kristallinen Gesteinen des Blattgebiets vereinzelt auch diskordante Gänge oder Stöcke von Pegmatit auf. Die größeren, in der Karte darstellbaren Vorkommen sind auf die Silikatmarmore und Kalksilikatgneise oder deren Nahbereich im Raume Spitz – Harbruck – Mühldorf, die Ultrabasite des Buschandwand-Amphibolituzuges bei Kleinheinrichschlag, Latzenhof und Felling, den Gföhler Gneis beim Wh. Königsalm und den Granulit östlich von Gansbach beschränkt.

Die gewöhnlich mehrere Meter breiten Pegmatitgänge im Silikatmarmor und Kalksilikatgneis sowie vereinzelt in den benachbarten Paragneisen bei Spitz stehen saiger und normal zur Schichtung, meist also etwa E-W-streichend. Sie sind aber  $\pm$ stark konform mit dem Nebengestein verschiefert worden. Im Landschaftsbild treten sie mitunter als markante Geländerippen hervor (z. B. Teufelsmauer bei Spitz). Eine Pegmatitprobe vom südöstlichen Hangfuß des Tausendeimerberges bei Spitz aus einem Gang innerhalb von Paragneis unweit des Silikatmarmors besteht hauptsächlich aus Orthoklas, Oligoklas, stark zerdrücktem Quarz und weitgehend in Chlorit und Sagenit umgewandeltem Biotit. Akzessorisch wurde Titanit, Hellglimmer und Opake angetroffen. Turmalin fehlt in dieser Probe.

Die anderen Pegmatitvorkommen sind bereits z. T. für keramische Zwecke (z. B. Brunnen graben beim Wh. Königsalm, Felling, Schwaighof, östlich Gansbach) vor allem aber von Mineraliensammlern meist weitgehend ausgebeutet worden.

A. KÖHLER wies auf die bemerkenswerte Armut der Pegmatite dieses Gebietes an seltenen Mineralien hin und daß man stets Turmalin, ab und zu Andalusit und als Seltenheit Dumortierit oder Columbit antreffe. Eine neuere Bearbeitung der Lokalität beim Wh. Königsalm als Mineralfundstätte stammt von G. NIEDERMAYR (1969). Dieser Pegmatit ist der größte einer Reihe von kleineren, nesterförmigen Vorkommen innerhalb des Gföhler Gneises, denen die unscharfe Grenze zum Nebengestein gemeinsam ist, während bei den übrigen Vorkommen der Kontakt zum Nebengestein eher scharf ist.

Der Umstand, daß die Pegmatite fast selektiv nur in bestimmten Gesteinsarten auftreten, läßt hier den Schluß zu, daß sie nicht etwa als Abspaltungen eines (variszischen) Plutons aufzufassen sind, sondern viel

wahrscheinlicher mit der mittelgradigen Hauptmetamorphose zusammenhängen, die ja durch die zahlreichen Beispiele von Migmatitbildungen zur Mobilisierung der hellen Gemengteile imstande war.

### **Dobragneis (Granitgneis), 53**

Der Granitgneiszug, der mit NNE-Streichen in der Nordwestecke des Blattgebietes das Gr. Kremstal quert, sowie der östlichste Teil des nächsten, weiter im Westen benachbarten Granitgneiszuges, der mit einer sanften Krümmung gerade noch über den westlichen Blattrand hereinreicht, sind das östlich Hangende des  $\pm$ geschlossenen, breiten, N-S-gestreckten Dobra-Gneisareals zwischen dem oberen Kampthal und dem Weitentale. Die intensive Verfaltung der Dobra-Gneise mit den Paragesteinen der Bunten Serie im Hangenden nach N-S- bis NNE-streichenden und um die Horizontal pendelnden Achsen ergibt im regionalen Kartenbild eine Aufspaltung der östlichen Dobra-Gneise in mehrere parallel streichende Zungen. Die auf Blatt 37 hereinreichenden Züge sind lithologisch nicht gerade typisch entwickelt. Es fehlen vor allem die Amphibolitlagen, die gewöhnlich den Dobra-Gneisen in eher regelmäßigen Abständen eingeschaltet sind.

Die besten Aufschlüsse des Dobra-Gneises auf Blatt 37 findet man im Gr. Kremstal nördlich von Eppenbergl. Es liegt ein homogener, feinkörniger Granitgneis vor mit seltenen und undeutlichen, kleinen Felspataugen. Die dunklen Glimmer sind nicht gleichmäßig verteilt sondern eher in dünnen Zeilen angereichert und lassen auf diese Weise das Kleinfaltengefüge gut erkennen. Auf den benachbarten Anhöhen ist vom Dobra-Gneis bestenfalls Blockwerk zu finden, meist aber nur  $\pm$ verwitterte Lesesteine. Eine Probe aus einem Block etwa 1 km südlich von Attenreith ergab u. d. M. folgende geschätzte Volumensanteile: 45 % Quarz, 35 % Alkalifeldspat, 15 % Oligoklas-Andesin und 5 % Biotit, und damit granitische Zusammensetzung. Das etwas ungleichkörnige Gefüge zeigt im Dünnschliffausschnitt eine inhomogene Verteilung des Stoffbestandes konform zur Regelung der Biotite und länglicher Quarzkörner. Die hellen Gemengteile sind mäßig miteinander verzahnt. Die Alkalifeldspate zeigen mikroperthitische und aderperthitische Entmischung sowie randliche Myrmekitisierung und sind frisch. Die Plagioklase dagegen sind teilweise in Hellglimmer zersetzt. Biotit mit häufigen pleochroitischen Höfen ist vereinzelt chloritisiert. Die Akzessorien: Apatit, Zirkon, Xenotim, Hellglimmer als Fülle im Plagioklas, kleine Tafeln an Korngrenzen der Alkalifeldspate) und Chlorit.

Zur nomenklatorischen Frage „Spitzer Gneis“ siehe unter „Granodioritgneis von Spitz“.

### **Granodioritgneis von Spitz, 52**

Dieser Orthogneis wurde zuerst von F. BECKE (1917) erwähnt. Später (1938) hat L. WALDMANN nach Übereinkunft mit A. MARCHET diesen Orthogneis zusammen mit anderen granodioritischen und granitischen Orthogneisen, die weiter westlich eine große Verbreitung besitzen, unter dem Namen „Spitzer Gneis“ zusammengefaßt. Nach den Neuaufnahmen von G. FUCHS und A. MATURA hat sich aber gezeigt, daß sich die Orthogneisvorkommen aus dem Spitzer Raum von jenen weiter im Westen relativ deutlich in stofflicher und gefügemäßiger Hinsicht unterscheiden, die ersteren daher für den weitaus größeren Teil der anderen Orthogneistypen nicht repräsentativ sind. So wurde für die Orthogneisvorkommen aus

dem Raume Spitz und ihren direkten Fortsetzungen auf die ursprüngliche, von F. BECKE gewählte Bezeichnung „Granodioritgneis von Spitz“ zurückgegriffen und der übrige Teil der Gruppe unter der Bezeichnung „Dobra-Gneis“ zusammengefaßt (G. FUCHS & A. MATURA, 1976). Mit dieser nomenklatorischen Trennung sollte aber nicht ein genetischer oder räumlicher Zusammenhang dieser Gneisgruppe ausgeschlossen werden.

Die durchschnittliche Zusammensetzung dieses homogenen, klein- bis mittelkörnigen Orthogneises ist granodioritisch bis leukoquarzdioritisch: 40–80 Volums-% (55 %) Plagioklas, 10–40 % (30 %) Quarz, 0–20 % (7 %) Alkalifeldspat, 0–12 % (6,7 %) Biotit, 0–8 % (1,7 %) Hornblende; Akzessorien: Titanit, Granat, Diopsid, Orthit, Zirkon, Apatit, Epidot, Hellglimmer, Chlorit, Opake.

U. d. M. zeigt das eher gleichkörnige Korngefüge neben der Regelung und der erwähnten homogenen Verteilung der Komponenten ein Mosaikgefüge oder nur mäßige Verzahnung der hellen Gemengteile. Der Anorthitgehalt der mitunter (invers- oder normal-)zonal gebauten Plagioklase liegt bei 30 %. Fallweise konnten Antiperthite in den Plagioklasen festgestellt werden. Alkalifeldspat ist meist randlich myrmekitisiert. Auffallend und kennzeichnend ist der grünliche Farbstich der Biotite. Sie sind nicht selten chloritisiert. Die pleochroitischen Höfe in Biotit sowie in Hornblende stammen von Zirkon-, Orthit- und ?Yttritanit-Einschlüssen. Die Hornblenden, wenn vorhanden, sind meist kräftig grün bis bläulichgrün gefärbt (vgl. auch A. MARCHET, 1925). Um manche Titanit-Einschlüsse in Biotit und Hornblende wurden pleochroitische Höfe beobachtet (?Yttritanit). Der Zustand der Orthite schwankt sogar im Dünnschliffbereich von frisch bis völlig isotropisiert mit den typischen radialen Rissen im benachbarten Korngefüge. Gelegentlich sind auch stark zersetzte Pyroxenrelikte festzustellen.

Im Südostfuß des Aichberges westlich Spitz wird der Granodioritgneis örtlich von Quarzanorthositgängen durchschlagen. Dieses massige, helle, homogene, mittelkörnige Gestein besteht aus etwa 80 Volums-% Oligoandesin, 10–15 % Quarz, etwa 3 % fast farbloser Hornblende und 2 % Pyroxen; als Akzessorien wurden Titanit mit Rutileinschlüssen, Apatit und Biotit gefunden. Eine ähnliche Ausbildung zeigten auch Blöcke im Walde etwa 1 km westlich Wolfenreith.

Gegen Westen zu im Bereich von Vießling und Mühldorf ändern sich die Merkmale des typischen Granodioritgneises von Spitz. Seine Zusammensetzung ist hier granitisch. Das Gefüge der hellen Gemengteile ist stärker verzahnt. Hornblende fehlt, Biotit ist braun. Dabei könnte es sich lithologisch um Verbindungsglieder zu den Dobragneisen im Westen handeln. Im Raume von Spitz sind den Granodioritgneisen häufig Fleckamphibolite eingeschaltet, worauf schon F. BECKE (1917) hingewiesen hat.

Der Granodioritgneis bildet eine langgestreckte, bis zu mehrere hundert Meter mächtige, konkordante Lage, die besonders im Raume von Spitz in mehrere, teils isoklinale Falten gelegt ist. Am Kontakt zum Nebengestein fehlen Hinweise für eine intrusive Platznahme. Ob jenes massige, fein- bis feinkörnige Ganggestein von alkalisyenitischer Zusammensetzung, das im Burgfelsen der Ruine Hinterhaus diskordant in Kalksilikatgneis auftritt, eine Abspaltung vom nur wenige Meterzehner entfernten Granodioritgneis darstellt, ist nicht erwiesen. Wenn auch einerseits der große Reichtum an Alkalifeldspat für den Granodioritgneis untypisch ist, so zeigt andererseits bei den Akzessorien dieses Ganggesteines das Auftreten von relativ großen, relativ frischen, zonargebauten

Orthitkristallen und radioaktivem Titanit verwandte petrologische Merkmale des Granodioritgneises an.

Mit Quarziten im Liegenden und Kalksilikatgneisen und Silikatmarmoren im Hangenden bildet der Granodioritgneis eine sehr konstante Suite, die die komplizierten Großfalten dieses Raumes sehr gut markiert.

### **Mischzone von Quarzit und Granodioritgneis, 51**

Kleinere, langgestreckte, eng mit Quarziten vermischte Vorkommen von hellen, feinkörnigen leukogranodioritischen Orthogneisen zwischen Marbach a. d. Kl. Krems und Brauhau (nordöstlich Albrechtsberg) sind vermutlich die nördliche, stark ausgedünnte Fortsetzung der Granodioritgneise von Spitz. Nur im Bereich von Brauhau erreichen sie eine größere Mächtigkeit von mehreren Meterzehnern.

### **Paragneis, 42**

Die Paragneise bilden die verbreitetste Gesteinsart im Blattgebiet. Unterschiede in der stofflichen Zusammensetzung und im Gefüge bewirken die ausgeprägte Mannigfaltigkeit der Paragneise. Die kennzeichnende inhomogene Verteilung des Mineralbestandes folgt im allgemeinen der Gefügeregelung und bringt nicht nur die primärsedimentäre Verteilung zum Ausdruck sondern auch den Einfluß einer mittelgradigen Metamorphose mit verbreiteter Mobilisierung der hellen Gemengteile. Glimmerschiefer sind im Blattgebiet eher selten. Zu der Fülle an Varietäten kommen noch jene Gesteinsarten, die den mehr oder weniger breit entwickelten Übergangsbereich zu den zahlreichen Einschaltungen von Quarziten, Kalksilikatgneisen, Marmoren und Amphiboliten belegen.

Die Hauptgemengteile der Paragneise sind Plagioklas, Alkalifeldspat, Quarz und Biotit, wobei im allgemeinen der Anteil von Alkalifeldspat wesentlich geringer ist als jener von Plagioklas. Daneben sind meistens Granat und Sillimanit, örtlich auch Hellglimmer, vertreten. Akzessorisch sind in der Regel Apatit, Zirkon, Graphit und Magnetit vorhanden.

Der Anorthitgehalt der Plagioklase schwankt zwischen 21 und 35 %, liegt zumeist aber zwischen 25 und 30 %. Die Unterschiede sind von der stofflichen Zusammensetzung des Gesteins abhängig und scheinen keine Gesetzmäßigkeit in der regionalen Verteilung anzuzeigen. Nicht selten sind die Plagioklase antiperthitisch mit Alkalifeldspat verwachsen, oder es ist Zonarbau, teils normal, teils invers, ausgebildet. Ein Teil der Plagioklase ist durch retrograde Umwandlung getrübt.

Alkalifeldspat ist zumeist getrübt oder mit Muskovit-Tafeln verwachsen, die anscheinend auf seine Kosten sekundär gesproßt sind. Nicht selten sind Mikroperthite und randliche Myrmekitisierung festzustellen. Quarz, entweder homogen verteilt oder in meist s-parallelen Adern angereichert, mit selten glatter, meist parkettierter oder undulöser Auslöschung, umschließt häufig andere Minerale und zeigt auch die üblichen Gas- und Flüssigkeitseinschlüsse. Biotit ist meist braun, mit pleochroitischen Höfen um Einschlüsse von Zirkon, daneben auch von Monazit und Orthit. Einzelne Proben aus dem Jauerlinggebiet, bei Weißenkirchen und Stein zeigen eine teilweise Chloritisierung des Biotits. Der meist frische Granat bildet xenomorphe, amöboide Körner mit reichlichen Einschlüssen. Sillimanit bildet meist gut geregelte Büschel von feinen Fasern und ist vor allem eng an Biotit gebunden. Größere Sillimanitknäuel oder Sillimanit-Quarz-Aggregate wittern häufig als auffällige, 1–3 cm große Knollen aus. Im Bereich östlich des Gföhler Gneises ist der Sillimanit meist

weitgehend in Hellglimmer umgewandelt worden. Aber auch innerhalb der Bunten Serie im Raume um Mühlendorf ist Hellglimmer sekundär auf Kosten von Sillimanit gewachsen, was in einem Fall sehr schön durch Hellglimmertafeln mit gefälteiten Einschlußzügen von Sillimanit belegt ist (Abb. 1). Hellglimmer ist in den Paragneisen des Blattgebietes immer wieder anzutreffen, bevorzugt aber im Raume westlich von Spitz, wo Zweiglimmer-Paragneise vorkommen, und im Raume östlich des Gföhler Gneises. Sie dürften, wie erwähnt, sekundär auf Kosten von Alkalifeldspat und Sillimanit entstanden sein und bilden entweder mm-große Tafeln oder feinschuppige Aggregate.

Von den bereits erwähnten üblichen Akzessorien kann Graphit besonders in der Bunten Serie örtlich stärker hervortreten und zur Bildung von Graphitgneisen führen. Die Zirkone sind gedrunen, gerundet und lassen häufig Zonarbau erkennen. Akzessorischer, meist graugrünlcher Turmalin wurde in mehreren Proben aus den westlichsten Gebieten in der Bunten Serie festgestellt. Fallweise sind auch noch Hornblende, Pyroxen, Titanit, Rutil, Disthen, Epidot, Chlorit und Spinell als Akzessorien vorhanden.

Aus all diesen Angaben läßt sich erkennen, daß der Normaltyp der Paragneise ein sillimanitführender Granat-Biotit-Plagioklasgneis ist. Das Korngefüge ist eher gleichkörnig mit meist inniger Verzahnung der hellen Gemengteile. Daneben sind besonders in den westlichsten Bereichen der Bunten Serie biotit- und granatarmer, helle Gneise, die im allgemeinen auch die erwähnten Sillimanit-Quarz-Knollen führen, anzutreffen.

**Cordieritgneise** sind im Blattgebiet auf den Raum um Nöhagen beschränkt und scheinen offenbar an die Nachbarschaft der dortigen Dioritgneise gebunden zu sein (F. REINHOLD, 1910; L. WALDMANN, 1964). Die Cordieritgneise bilden homogene, kompaktzähe, eher dunkle Felse, die

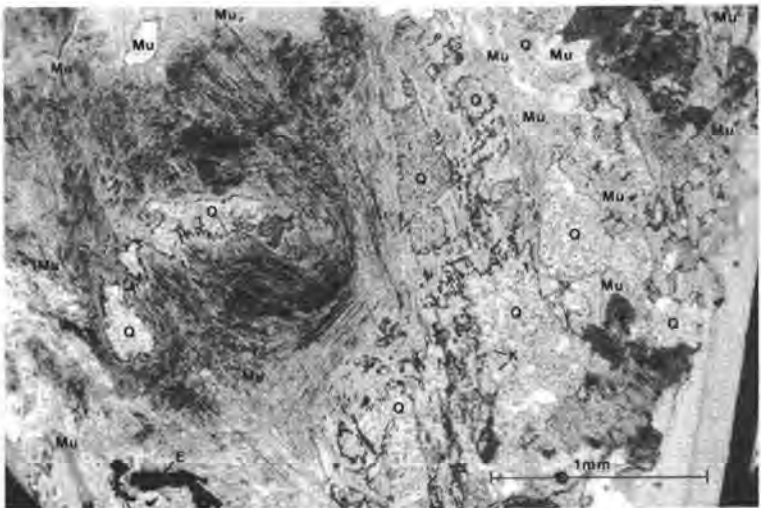


Abb. 1: Quarz-Feldspat-reicher Gneis mit bogenförmig angeordneten Einschlässen von Sillimanitfasern in jüngerem Muskowitblasten (Fohraberg nördlich Mühlendorf; Nicols spitzwinkelig gekreuzt). Mu = Muskowit; Q = Quarz; K = Alkalifeldspat; P = Plagioklas; E = Opakes.

neben Cordierit aus Quarz, Oligoklas, Granat, Biotit sowie Sillimanit und aus den Akzessorien Disthen, Rutil, Zirkon und diversen Opaken bestehen. Die recht frischen, kaum pinitisierten Cordierite können bis zu 10 Volumsprozent erreichen und führen fast den gesamten Bestand von Sillimanit und Disthen als Einschlüsse. L. WALDMANN (1952, 1953, 1954) erwähnt Cordieritgneise aus dem Jauerlinggebiet (Burgstock, Nordflanke).

Im Ossergraben südlich von Untermeisling wurden einzelne Blöcke eines korundführenden, graphitischen Paragneises gefunden. Die Fundstelle wurde aber durch den Bau einer Forststraße zerstört. Die rosafarbenen Korundsäulchen sind 2 bis 5 mm dick und können 20 mm lang werden. Im Wirtsgestein herrscht ein Pflastergefüge von getrübttem Alkalifeldspat vor, daneben sind Sillimanit, Biotit, Quarz, Andesin, größere Hellglimmertafeln sowie reichlich Graphit vorhanden; als Akzessorien Zoisit, Prehnit, Rutil und Apatit.

In der Felsböschung an der Bahn zwischen Spitz und St. Michael treten bei Bahn-km 16,7 innerhalb von hellen, glimmerarmen Paragneisen Stengelgneise auf, mit flach südfallender B-Richtung und geröllartigen Aggregaten in Schnitten quer zur Stengelung.

Mit dem Namen „Seyberer Gneis“ bezeichnete F. BECKE (1882) jenen besonders vielfältigen Paragneiskomplex mit mannigfaltigen Einlagerungen von Hornblendegesteinen, Kalksilikatgneis, Marmor und Pegmatitgneis, der im Bereich des Seiber bei Weißenkirchen auftritt und sich nach F. BECKE im Liegenden des „Centralgneisses“ (= Gföhler Gneis) gegen Osten bis Dürnstein und gegen Norden bis zum Kremstal erstreckt. Nach Meinung des Verfassers hebt sich aber der Seiberer Gneiskomplex nicht wesentlich von den übrigen Paragneisen ab und ist daher auch kartennmäßig nicht abgrenzbar. Das ist sicher auch der Grund warum F. BECKE selbst in seiner 1914 erschienenen geologischen Karte des niederösterreichischen Waldviertels die Seiberer Gneise innerhalb der Schiefergneise nicht abgetrennt hat.

### **Quarzit, Feldspatquarzit, 48**

#### **Quarzitreiche Zone, 49**

Quarzite treten meist als grau-weiß oder auch bräunlich gestreifte, feinkörnige, plattige bis bankige Gesteine auf, in denen der dominierende Quarzanteil meist durch wechselnde Anteile von Oligoklas ergänzt wird. Daneben können verschiedene andere Komponenten, die auch in den Paragneisen auftreten, in geringen Mengen vorhanden sein; z. B. Granat, Sillimanit, Biotit, Hellglimmer, Graphit, Rutil, etc. Quarzite gehören zum typischen Bestand der Bunten Serie und bilden in der Regel Einschaltungen in Paragneisen, mit welchen sie durch Übergänge verbunden sind. Die Dicke dieser Einschaltungen schwankt von dm bis mehrere Meterzehner. Durch höhere Anteile der Nebengemengteile sind örtlich Arko-segneise, Glimmerquarzite oder Graphitquarzite ausgebildet.

„Knapp südlich der Thurner Gabel (Nordflanke des Jauerling; Anm. des Verf.) hat sich in einem lagenweise graphithaltigen Quarzit in der Nachbarschaft von Graphitschiefer und einer Graphitmarmorscholle Kristallin abgebildetes Sandsteingefüge in Gestalt millimetergroßer, leicht gestreckter, schwach gerundeter Quarzkörner in einer feinen graphitführenden Zwischenmasse von Quarz, Albit und Rutil erhalten“ (L. WALDMANN, 1954).

Das bevorzugte Verbreitungsgebiet der Quarzite ist der Westen des Blattgebietes, vor allem der Raum Jauerling – Mühdorf – Wolfenreith-Spitz.

Über die stratigraphische Position der Quarzite innerhalb der Bunten Serie kann aus diesem Blattgebiet, das einen verhältnismäßig kleinen Ausschnitt in einem komplizierten geologischen Bau bildet, keine eindeutige Aussage gemacht werden.

### **Kalksilikatgneis, 47**

Die Kalksilikatgneise unterscheiden sich von den verschiedenen Spielarten der Paragneise durch höhere Anteile an Kalksilikaten – hauptsächlich Plagioklas, Diopsid, Amphibol, Grossular, Epidot, daneben Skapolith und Prehnit – die meist inhomogen-lagig verteilt sind und den Gesteinen ein bunt gestreiftes oder geflecktes Aussehen verleihen. Die Kalksilikatgneise sind häufige Einschaltungen in Paragneisen. Die Dimensionen dieser Einschaltungen schwanken von dm- bis m-großen Linsen und Schollen, die vermutlich durch das Zerreißen zusammenhängender Lagen entstanden sind, und langanhaltenden Gesteinszügen, die als Leithorizonte gelten können. Das beste Beispiel dafür ist jener Kalksilikatgneiszug, im Verband mit silikatischem Hinterhauser Marmor, der, meist nur durch eine schmale Paragneislage getrennt, den Granodioritgneis von Spitz im Hangenden begleitet. Ein größeres Vorkommen wurde auch westlich des Dunkelsteins nahe dem südlichen Blattrand gefunden.

Diese fein bis mittelkörnigen Gesteine sind zumeist sehr hart, kompaktzäh und verwitterungsresistent. Dadurch bilden sie in der Landschaft häufig Härtlingsrücken.

In Abhängigkeit vom Stoffbestand, der mitunter durch Karbonat oder auffallend hohe Anteile von Alkalifeldspat ergänzt wird, schwankt der Anorthitgehalt der Plagioklase zwischen Andesin und Anorthit. Dabei erscheinen Plagioklase mit hohem Anorthitgehalt meist zersetzt und zumeist von sekundärem Epidot durchsproßt. Auch Skapolith ist selten in frischem Zustand erhalten geblieben und häufig weitgehend in Hellglimmer umgewandelt. In den wenigen Proben, in welchen Prehnit gefunden wurde (gegenüber Klemmermühle bei Kl. Heinrichschlag, hinterer Schildgraben westlich Aggsbach Markt) überwiegt dieses Mineral deutlich oder bildet reine Prehnitfelse. Prehnit ist offenbar sekundär gesproßt und führt den älteren Mineralbestand als Einschlüsse. Titanit ist mit 1–2 Volums-% relativ stark vertreten. Seine Individuen können 1–2 mm groß werden und zeigen in der Regel einen deutlichen Pleochroismus von farblos bis bräunlich. Fallweise wurde in den Kalksilikatgneisen auch Phlogopit festgestellt.

Jüngst wurden Kalksilikatgneise und Marmore aus dem Blattgebiet von H. HÖGELSPERGER (1987) petrologisch untersucht. Demnach sind die skapolithreichen Kalksilikatgneise und Marmore sehr wahrscheinlich in einem evaporitischen Milieu entstanden. Die Ergebnisse erbrachten außerdem einen polymetamorphen Charakter der Bunten Serie.

### **Marmor, Bändermarmor, Silikatmarmor, 46**

Die kristallinen Karbonatgesteine des Blattgebietes sind sehr vielfältig ausgebildet und meist  $\pm$ stark durch silikatische Beimengungen und/oder Graphit verunreinigt. An silikatischen Beimengungen können Quarz, Andesin, Diopsid, Aktinolith, Alkalifeldspat, Phlogopit, Skapolith und in Spuren Hellglimmer und Epidot, an sonstigen Apatit, Titanit und diverse

Opake gefunden werden. Meist ist die inhomogene Verteilung dieser Beimengungen konkordant zur Schieferung und bewirkt ein gebändertes Aussehen. Die Korngröße liegt zwischen feinkörnig und grobkörnig.

Der weitaus größte Teil der Kalk- und Dolomitmarmorzüge bildet gemeinsam mit Kalksilikatgneisen, Quarziten und Amphiboliten innerhalb der Paragneise die sogenannte „Bunte Serie“ in den westlichen und südlichen Teilen des Blattgebietes. In der Landschaft ragen die verschiedenen Marmorzüge manchmal aus den tief vergrusteten Schiefergneisen und Amphiboliten in Klippen auf. Örtlich sind aber auch sie zu Sand zerfallen. An der Oberfläche zeigen diese Marmore Karrenformen und tiefe Lösungsschläuche bis zur Ausbildung größerer Hohlräume (z. B. Gudenushöhle, Schusterlucke). Am Rand der Marmorkörper ist zumeist ein  $\pm$  dicker, kalksilikatischer Reaktionssaum ausgebildet. Kompakte, glimmerarme und kluffarme, für Dekorsteine verwertbare Marmorbereiche sind selten. Das bekannteste diesbezügliche Vorkommen ist jenes bei Marbach a. d. Kl. Krems. In den Marmoren stecken häufig mitgefaltete oder boudinierte Amphibolite, seltenen Aplite.

Unter den zahlreichen Marmorvarietäten sind nach Stoffbestand und Verbandsverhältnissen folgende Typen herauszuheben:

Der silikatreiche Hinterhauser Marmor besitzt besonders im Raume Spitz größere Ausdehnung. Er ist sehr eng mit Kalksilikatgneisen verbunden, mit welchen er einen markanten, im Raume nordwestlich von Spitz Großfalten bildenden Horizont bildet. Neben einigen Amphibolitlagen und -linsen gibt es innerhalb der Hinterhauser Marmore auch zu kantigen Trümmern zerbrochene Aplite (F. E. SUESS, 1909; F. BECKE, 1914). Im Raume Spitz sind diese Hinterhauser Marmore und die begleitenden Kalksilikatgneise von einer größeren Anzahl mehrere Meter breiter Pegmatitgänge ungefähr quer zum Streichen durchschlagen, wogegen im Nebengestein solche Pegmatite eher selten sind.

Der Hartensteiner Marmor (L. WALDMANN, 1960) ist ein ziemlich grobkörniger, weiß-, grau- und rötlich gebänderter, z. T. dolomitischer Kalkmarmor, der in Linsen und dm- bis mehrere Meter mächtigen Lagen in Amphiboliten vom Typus Buschhandlwand oder Rehberg auftritt. Bevor der Abbau bei der Burg Hartenstein eingestellt wurde, war dieser Marmor wegen seiner bunten Bänderung und den kalksilikatischen Reaktionssäumen um die attraktiv eingelagerten Amphibolit-Boudins und Pegmatite ein beliebter Dekorstein. Häufige, bis 3 cm dicke braune Bänder bestehen aus einem Gemenge von Andradit, hedenbergitischem Pyroxen, Magnetit und Quarz (H. G. SCHARBERT, 1966).

### **Marmor mit zahlreichen Einschaltungen von leukokratem Migmatitgneis, 45**

#### **Leukokrater Migmatitgneis mit Marmoreinschaltungen, 44**

Marmor-Aplitpegmatitgneis-Mischzonen bilden in der Jauerling-Ostflanke, im Mieslingtal nördlich Spitz sowie im südlichen Blattgebiet bei Gerolding länger anhaltende, horizontbeständige Züge, in welchen lichte Marmore sehr unregelmäßig mit hellen Aplitpegmatitgneisen vermischt sind. Im Verlauf eines solchen Zuges kann der Marmoranteil fast völlig verschwinden (z. B. hinteres Mieslingtal, Jauerling-Südostflanke).

#### **Leukokrater Migmatitgneis, 43**

Unter dieser Bezeichnung ist eine Gruppe von unterschiedlichen, fein- bis grobkörnigen Gesteinsarten vereinigt, welche die Armut an dunklen



Gemengteilen und die Vormacht von Alkalifeldspat gemeinsam haben. Es überwiegt die inhomogene stoffliche und Korngrößenmäßige Verteilung, die teils unregelmäßig, meist aber konform zur Schieferung ausgebildet ist. Doch sind auch ausgedehnte Vorkommen von einigermaßen konstanter Zusammensetzung und einheitlichem Gefügecharakter bekannt geworden. Die leukokraten Migmatitgneise dürften z. T. als Anreicherungen von anatektischen Mobilisaten aufgefaßt werden, z. T. von Quarzfeldspat-reichen Sedimentkörpern oder hellen Orthogesteinen herzuleiten sein.

Eine Gruppe dieser Gesteinsarten ist in der Zone zwischen dem Gföhler Gneis im Hangenden und dem Buschhandwandamphibolit im Liegenden anzutreffen, also um Untermeisling, Joching und in der östlichen Talflanke des Donautales südlich Oberarnsdorf. Diese unterschiedlich großen, bis mehrere Meterzehner mächtigen und bis mehrere hundert Meter langen Körper sind parallel zur Schieferung eingeschichtet und auffallend an die Gesellschaft von kleineren oder größeren Marmorvorkommen gebunden, ohne daß allerdings innige Verbandsverhältnisse anzutreffen wären.

Der durchschnittliche Modalbestand dieser eher einheitlich feinkörnigen Gesteine in Volumsprozenten beträgt: 50 % (40–75 %) Alkalifeldspat, 35 % (25–40 %) Quarz, 10 % (2–15 %) Oligoandesin, 3 % (0–7 %) Biotit; Akzessorien: Apatit, Zirkon, Chlorit nach Biotit, Hellglimmer nach Alkalifeldspat; dazu in einzelnen Proben noch Granat, Disthen, Opake oder Orthit.

Das Vorkommen beim Lechnerkreuz am Lichtenfleck südlich Obermeisling wurde seit F. BECKE (1913) auch von L. KÖBL (1982) und L. WALDMANN (1966) für Gföhler Gneis gehalten. Von der Ausbildung der kaum 2 km entfernten Hauptmasse des Gföhler Gneises unterscheidet sich jedoch das Vorkommen beim Lechnerkreuz vor allem durch den inhomogenen, pegmatoiden Habitus und durch das Fehlen von Amphibolit-migmatiten, jener für den Gföhler Gneis so kennzeichnenden Nebengesteine.

Auch in den Paragneisen, die den Gföhler Gneis im Osten unterteufen, sind vereinzelt helle Gneise eingeschaltet. Sie sind aber den Syenitgneisen vom Typus Wolfshof näher verwandt und werden daher an anderer Stelle näher beschrieben.

Nahe dem nördlichen Blattrand auf der Anhöhe nördlich der Mündung des Litschgraben in den Gföhler Bach kommen Blöcke eines hellen, massigen, grobspätigen Gesteines vor, das zu etwa gleichen Teilen aus meist frischen, selten muskovitisierten Skapolithaggregaten, Andesin, Alkalifeldspat und Quarz besteht und als Akzessorien noch Titanit, Apatit und Diopsid führt.

Aplitpegmatitgneise bilden westlich im Liegenden des Buschhandwand-Amphibolites einen fast geschlossenen, horizontbeständigen, mehrere Meterzehner mächtigen Zug, der vom hinteren Mieslingtal nördlich von Spitz nach SSW in die Jauerling-Ost- und -Südostflanke zieht. Er ist besonders im Bereich von Spitz innig und unregelmäßig mit größeren Marmoranteilen verbunden. In größeren Partien sind örtlich, wie etwa im Mieslinggraben bei Spitz, schrittgranitische Verwachsungen von Feldspat und Quarz sowie Turmalinblasten entwickelt. Auch können feinkörnige Amphibolitkörper eingeschaltet sein. Die alten Brauneisensteinbaue im hinteren Mieslingtal sind auffallend entlang dieses Aplitpegmatitgneiszuges angeordnet.

Im Südteil des Kartenblattes bei Gerolding erreicht ein Gürtel leukokrater Migmatitgneise, der entlang des Südrandes der Granulitmasse des Dunkelsteinerwaldes verläuft, eine Breite von mehreren hundert Metern. Die Verwandtschaft dieses meist fein- bis feinkörnigen Gesteins mit den Paragneisen wird durch vereinzelte dunklere Gesteinsfetzen mit Biotit, Granat und Sillimanit bzw. Disthen angezeigt. Zahlreiche Amphibolite sind eingeschaltet. Zur Amphibolitzone, die den Südrand der Dunkelsteiner Granulitmasse säumt, besteht keine scharfe Grenze, vielmehr stellt sich gegen Norden erst allmählich durch immer dichter angeordnete Amphiboliteinschaltungen die Vorherrschaft der Amphibolite ein, die örtlich (z. B. 500 m nordwestlich Dunkelstein) von leukokraten Migmatiten auch diskordant durchschlagen werden.

Klein- bis mittelkörnige, leukokrate Migmatitgneise sind schließlich auch innig mit den graphitführenden Marmoren im Raume Schönbüchel – Gerolding verbunden, teils kleinere, unregelmäßig geformte Partien bildend, teils zu größeren Massen anschwellend.

#### **Leukoquarzsyenit (Pfarrberg N Mühldorf), 41**

Dieses Gestein wurde nur im Westhang des Pfarrberges nördlich von Mühldorf gefunden. Es ist lichtgrau, massig, homogen, feinkörnig. Der Modalbestand in Volums-%: 64 % Alkalifeldspat, 15 % Oligoklas, 15 % Quarz, 5 % Biotit, 1 % Orthit; Akzessorien: Chlorit, Apatit, Granat, Erz, Zirkon. Alkalifeldspat tritt häufig als mikro- bis makroperthitisch entmischter Mikroklin auf und zeigt öfters randliche Myrmekitisierung. Biotit ist auffallend dunkelbraun mit pleochroitischen Höfen um Einschlüsse von Zirkon und Orthit. Letzterer kommt nur isotropisiert vor. Zirkon bildet idiomorphe Stäbchen.

#### **Leukoquarzdioritgneis, 40**

Gesteine dieser Art gehören zur Buschhandlwand-Amphibolit-Formation und bilden im Verlauf des Zuges mehrere flache Körper von unterschiedlichen Dimensionen. Ihnen allen ist der Gehalt an Na-führenden Silikaten gemeinsam. Die Anisotropie des feinkörnigen, granoblastischen Gefüges wird weniger durch die Regelung als durch die Verteilung der dunklen Gemengteile hervorgerufen. Den Hauptanteil des Gesteinsvolumens nehmen Oligoklas und Quarz ein, die miteinander einen mäßig verzahnten bis mosaikartigen Kornverband bilden. Alkalifeldspat ist mit max. 5 Volums-% beteiligt. Nur eine Probe südlich von Gschwendt bei Großheirichschlag entnommen ergab 35 % Alkalifeldspat und ebensoviel Plagioklas, der bemerkenswerterweise als Albit vorliegt. Der Anteil an dunklen Gemengteilen übersteigt kaum 5 Volums-% und wird von Glaukophan, aegirinhaltigem Diopsid und relativ reichlich Magnetit vertreten. Der grüne Diopsid ist meist stark zersetzt und teils in Glaukophan oder Biotit (!) umgewandelt. Der Glaukophan zeigt starken Pleochroismus von gelbgrün bis tief blaugrün und sehr kleine Achsenwinkel. Ausnahmsweise, wie in einer Probe aus der Westflanke des Michaelerberges östlich von Spitz, kann auch Biotit vertreten sein, mit einem extremen Pleochroismus von blaßgelblich bis schwarzbraun. Apatit, Titanit, relativ große (bis 0,34 mm), einschlußreiche, teils xenomorphe, teils idiomorphe Zirkone und fleckig-braune Orthite bilden die Akzessorien.

## Amphibolit i. a., 38

Die Amphibolite bilden eine markante, weit verbreitete Gesteinsgruppe mit mannigfaltigen Spielarten, die sich durch Zusammensetzung, Gefüge und Verbandsverhältnisse voneinander unterscheiden. Der Großteil der



Abb. 2: Bänderamphibolit der Buschhandwand-Amphibolitformation. Felsböschung an der Bahntrasse nordöstlich von Spitz bei km 16,8 mit Blick gegen Norden. Unten boudinartige Reihe von kalksilikatischen Knollen mit Klinopyroxen, Granat und Epidot.

Amphibolite sammelt sich in regional bedeutsamen Zügen oder tektonischen Horizonten. Daneben ist eine Unzahl kleinerer Linsen und Lagen ziemlich regelmäßig verteilt vorwiegend in den Paragneisen eingeschaltet.

Migmatitamphibolit, Anorthositamphibolit und Pyroxenamphibolit stellen im Blattgebiet kartierbare Formationen dar und werden gesondert beschrieben.

Der Großteil der Amphibolite i. a. gehört zur Formation der **Buschandlwand-Amphibolite**. In engem Verbände mit den vorherrschenden amphibolitischen Gesteinen treten in dieser Formation vereinzelt Leukoquarzdioritgneise, Hartensteiner Marmor und Ultrabasite auf. Die Buschandlwand ist eine felsige Anhöhe des bewaldeten Rückens im Norden von Spitz. Die Amphibolite bilden innerhalb dieser Formation keinen geschlossenen Horizont sondern mehrere im Streichen langgestreckte Körper. Kennzeichnend ist die häufige Bänderung durch den harten Wechsel von Amphibolit und hornblende-armen Lagen im cm- bis dm-Bereich und damit im Zusammenhang die verbreitete plattige Absonderung (Abb. 2). Der Mineralbestand wird von grüner Hornblende dominiert. Ihr folgt mit Abstand Plagioklas, der in seiner Zusammensetzung von Andesin bis Labrador reichen kann. Nicht selten ist Alkalifeldspat vorhanden, gelegentlich Granat, der dann mit Epidot und Quarz einhergeht. In den hellen hornblende-armen bis -freien Lagen ist der Salit aus der Diopsidreihe ein kennzeichnender Nebengemengteil (Salitamphibolit [F. BECKE, 1882]) und das Vorhandensein von etwas Alkalifeldspat und relativ reichlich Erzpartikel und Apatit bemerkenswert. A. MARCHET (1925) weist auf die eher säulige als rundliche Form der Hornblenden in den Buschandlwand-Amphiboliten hin. Örtlich sind auch Kalksilikatlinsen mit reichlich Diopsid und Epidot eingelagert.

Schon A. MARCHET (1925) hat die Buschandlwand-Amphibolite als Orthoamphibolite gedeutet und sie mit den Gabbroamphiboliten von Rehberg gleichgesetzt. Lange davor hat auch F. BECKE (1882) Analogien zwischen Buschandlwand-Amphibolit und Rehberger Amphibolit aufgezeigt, indem er in beiden Formationen Salitamphibolite festgestellt und später in seiner Waldviertelkarte (1914) für beide Züge die gleiche Signatur verwendet hat.

Zuletzt hat M. HODL (1985) die Buschandlwand-Amphibolite gemeinsam mit den Rehberger Amphiboliten petrologisch genauer untersucht. Nach seinen Ergebnissen weisen die Haupt- und Spurenelementkonzentrationen auf eine Affinität des Ausgangsgesteines zu Ozeanbodenbasalten hin. Eine Ophiolithsequenz sei aber nicht entwickelt.

Der gesamte Formationsverband der Buschandlwand-Amphibolite bildet im Blattgebiet einen wichtigen Leithorizont im Westen des Gföhler Gneises und markiert im Raume nördlich von Spitz eine weitspannige Faltenstruktur der generell östlich bis südöstlich gegen den Gföhler Gneis einfallenden Gesteine.

Die **Fleckamphibolite** sind dunkle feinkörnig-schiefrige Gesteine mit wechselnden Anteilen von meist 1 bis 2 cm großen hellen Plagioklasaggregaten, die mitunter noch Reste alter Plagioklase enthalten. Die Hauptgemengteile des Gesteins sind Hornblende, z. T. kräftig gefärbt, und Plagioklas; weit seltener ist Diopsid, meist stark zersetzt, ab und zu Granat, Biotit und Quarz; akzessorisch Titanit, Apatit und Ilmenit. Die noch erhaltenen Plagioklasrelikte sind sehr basisch (bis 75 % An) und weisen nach A. KÖHLER (1941) und H. G. SCHARBERT (1959) Hochtemperaturoptik auf.

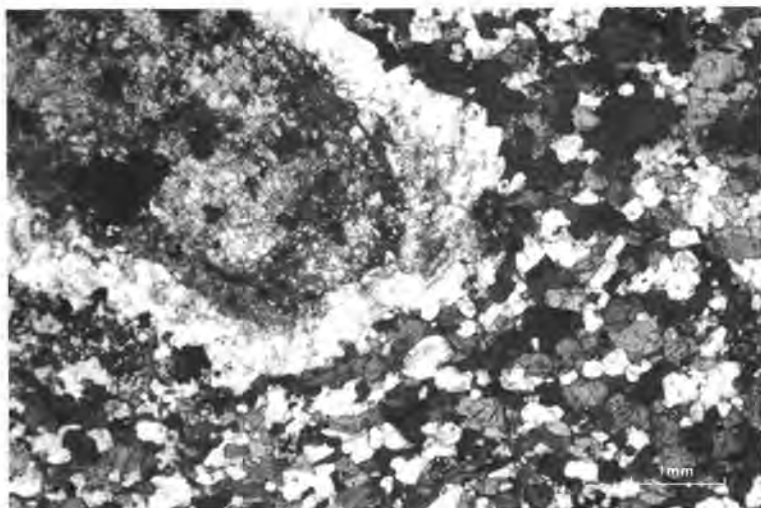


Abb. 3: Fleckamphibolit mit zonarem Plagioklasauge. Kern aus altem, gefülltem, basischem Plagioklas (bis 75 % An); Hülle aus Mosaik junger Andesinkörner; Amphibolitgrundgewebe aus Hornblende und Andesin, akzessorisch Titanit und Magnetit (Aichberg westlich Spitz/Donau; Nicols //.)

Sie sind von einem Kranz neugebildeter Plagioklase umgeben (mit Anorthitgehalten zwischen 40 und 50 % nach H. G. SCHARBERT [1959]), die nahe dem Kernplagioklas basischer sind als ferner davon (Abb. 3). Die Plagioklase des Grundgewebes haben etwa 30 % An. Aufgrund ihrer Merkmale werden die Fleckamphibolite für metamorphe basaltische Gänge (eventuell Diabase) gehalten und die Flecken als Relikte alter Plagioklaseinsprenglinge aufgefaßt.

Die Fleckamphibolite des Blattgebietes sind vor allem als auffällige Einschaltungen im Granodioritgneis von Spitz durch F. BECKE (1917) bekannt geworden. Sie sind aber nicht auf den engeren Verband mit dem Granodioritgneis beschränkt, worauf L. WALDMANN immer nachdrücklich hingewiesen hat. So formieren sich beispielsweise Fleckamphibolite in der Ostflanke des Donautales gegenüber von Spitz zwischen der südlichen Fortsetzung des Buschhandlwand-Amphibolites im Liegenden und dem Gföhler Gneis im Hangenden zu einem mehrere Kilometer anhaltenden geschlossenen Zug.

**Granatamphibolite** sind durch ±scharfe Übergänge mit gewöhnlichen Amphiboliten oder Paragneisen verbunden, in welchen sie häufig als Lagen oder linsenförmige Einschaltungen von fein- bis feinkörnigem, schiefrigem, meist aber eher massigem Gefüge auftreten. Hauptbestandteile sind bräunlichgrüne Hornblende, Plagioklas (Andesin bis Labrador, gelegentlich inverszonar), einschlußreiche Granate von rundlicher oder amöboider Gestalt und Quarz. Biotit fehlt fast nie. Apatit, relativ reichlich Titanit, Ilmenit und Magnetit sind als Akzessorien vertreten. Die Granat-Porphroblasten sind zumeist 1 bis 3 mm groß, können aber auch Durchmesser von mehreren cm erreichen und sind im Bereich der Migmatitamphibolite am Rand des Gföhler Gneises nicht selten von einer hellen kelyphitischen Rinde aus Quarz-Feldspat-Hornblende-Verwachsungen umge-

ben, worauf schon F. BECKE (1882) aufmerksam gemacht hat. Die Entstehung der Granatamphibolite wird von A. KÖHLER (1941) durch Stoffaufnahme normaler Amphibolite aus dem Nebengestein erklärt, weil dort, wo sich granatarme Amphibolite in Schollen und Linsen auflösen, ein höherer Granatgehalt in den Amphiboliten einstellt, je kleiner die Linsen werden. Ob jene Granatamphibolite, die an der Basis des Gföhler Gneises mit dem Migmatitamphiboliten eine recht beständige Position einnehmen, von Eklogiten herzuleiten sind, ist noch nicht näher untersucht worden.

### **Dioritgneis, 37**

Dioritgneis, eingeschaltet in Paragneisen, bildet zwischen den Migmatitamphiboliten im Hangenden und der Formation der Buschhandwand-Amphibolite im Liegenden im Blattgebiet eine gut kartierbare Formation und läßt sich von den biotitreicheren Varietäten der benachbarten Amphibolit-Formation gut unterscheiden.

Die hinsichtlich Ausdehnung und Lithologie breiteste Entwicklung der Dioritgneise ist im Raume Nöhagen anzutreffen. Von dort setzt sich diese gegen Osten einfallende Formation nach Süden fort, wo sie bei St. Michael noch einmal anschwillt und südlich der Donau als dünner Span auskeilt. Außerdem tritt sie, bedingt durch die regional flache Lagerung, auch östlich davon in der Umgebung von Dürnstein und Rossatz zutage. Die Dioritgneise tauchen im Bereich des Kraftwerkes im Kremstal bei Hohenstein nördlich von Nöhagen axial gegen Nordosten ab. Nördlich des Kremstales konnte keine Fortsetzung gefunden werden.

Die einigermaßen auffallende Eigenständigkeit dieser Gesteinsart gegenüber der Masse der Amphibolite hat schon F. BECKE (1882) erkannt und diese Gesteinsart als „körnigflaserige Dioritschiefer“ bezeichnet und sowohl die lithologischen Merkmale als auch die Verbreitung im Raume Nöhagen, Weißenkirchen und bei Dürnstein treffend dargestellt. Bei A. MARCHET (1925) werden die Dioritgneise als „Biotitamphibolite“ bezeichnet und als durch Stoffaufnahme aus den umgebenden Paragneisen abgewandelte Amphibolite aufgefaßt.

Die Dioritgneise besitzen ein klein- bis mittelkörniges, meist schiefriges und homogenes Gefüge. Örtlich kann die Gefügeregelung weniger deutlich entwickelt sein und ein eher massiges Aussehen bewirken, das dann im Kleinbereich mit einer inhomogenen Mineralverteilung einhergehen kann. Die Hauptgemengteile sind Plagioklas, Hornblende und Biotit. Die Mengenverhältnisse sind zwar breit gestreut, doch im Durchschnitt dominiert Plagioklas, und die Anteile der dunklen Gemengteile sind in der obigen Reihenfolge abgestuft. Der Anorthitgehalt der häufig normal-zonaren Plagioklase schwankt meist zwischen 40 % und 60 %, kann aber auch tiefer oder höher liegen. Die Hornblenden sind gewöhnlich stark olivgrün gefärbt. Nicht selten tritt auch ein farbloser bis blaßgrünlicher Diopsid stärker hervor, der häufig randlich oder von den Spaltrissen aus zersetzt ist. Gelegentlich sind auch geringe Mengen an Quarz und Alkalifeldspat vorhanden. Bei den Akzessorien ist der relativ hohe Anteil an idiomorphen Apatit-Säulchen oder -Stäbchen ein typisches Merkmal der Dioritgneise. Außerdem sind diese Apatite zumeist von pleochroitischen Höfen in Biotit- und Hornblende-Wirten umgeben und zeigen gelegentlich rauchgraue Felder, die in Schnitten quer zur Achse hexagonale Ringe bilden. Zirkon, idiomorph, vereinzelt bis 0,4 mm groß, und Orthit, braun bis vollständig isotropisiert, sind weitere häufige Akzessorien. Titanit fehlt

dagegen häufig und scheint auf die basischeren hornblendereichereren Varietäten beschränkt zu sein; er zeigt dann deutlichen Pleochroismus und pleochroitische Höfe in Biotit und Hornblende. Vereinzelt ist auch Granat vorhanden. Erstaunlicherweise sind in diesem örtlich sehr basischen Gestein kaum opake Erze vorhanden. Neubildungen von Chlorit, Epidot und Hellglimmer sind immer wieder festzustellen.

Zwischen Nöhagen und St. Michael bildet der Dioritgneis einen bis zu wenigen Meterzehnern mächtigen geschlossenen Horizont. Die in der Karte nordwestlich von Wösendorf erkennbaren Unterbrechungen des Horizontes könnten auch auf die schlechten Aufschlußverhältnisse zurückzuführen sein. Im Raume Nöhagen dagegen paßt sich der Dioritgneishorizont nicht nur der regionalen Großfalte der Buschandlwandamphibolit-Formation mit dem Scheitel im Raume Maigen – Weinzierl an, sondern spaltet sich in mehrere längliche, in ihrer Orientierung dem regionalen Bau angepaßte Körper auf. Hier sind neben dem Normaltypus auch gröbere, mittelkörnige, fast massige Varietäten von gabbroider Zusammensetzung im engen Verband mit leukokraten Migmatitgneisen zu finden. Wie bereits erwähnt, treten im Raume Nöhagen Cordieritgneise als Nebengesteine der Dioritgneise auf.

Alle die angeführten Merkmale der Dioritgneise lassen eher auf eine direkte Abkunft von einem magmatischen Gestein schließen als etwa auf durch Stoffaufnahme aus dem Nebengestein veränderte ehemalige Amphibolite.

### **Syenitgneis, 36**

Diese Gesteinsart bildet Vorkommen von geringer Ausdehnung (max. wenige hundert Meter), die auffallend an die migmatitreichen Zonen in der Nähe des Gföhler Gneises und des Granulits gebunden sind. Trotz der verhältnismäßig großen Entfernungen, die diese wenigen Vorkommen zueinander einnehmen, zeigen sie folgende gemeinsame Merkmale: Homogenes, fast massiges, klein- bis mittelkörniges, gleichkörniges Gefüge, Dominanz von Alkalifeldspat, relativ hoher Volumsanteil von Apatit in Form meist idiomorpher Stäbchen, relativ häufig akzessorischer Rutil und idiomorphe, zonargebaute, längliche Zirkonindividuen. Mit Hilfe anderer petrographischer Merkmale lassen sich diese Vorkommen in drei Gruppen teilen, die auch mit der räumlichen Verteilung übereinstimmen.

Ein Alkalifeldspatsyenitgneis wurde in zwei Vorkommen nahe der Westgrenze der Gföhler-Gneis-Hauptmasse gefunden, u. zw. nördlich von Weißenkirchen in der östlichen Talflanke des Simbachgrabens, etwa 500 m nördlich des Cholerakreuzes, sowie in etwa 580 m Höhe auf der Westschulter des Pfaffenmais. Modalbestand in Volums-%: 74–77 % Alkalifeldspat, 15–20 % Biotit mit zahlreichen pleochroitischen Höfen um Zirkon- und Orthiteinschlüsse, 3–5 % Quarz, 2 % idiomorphe Apatit-Stäbchen; Akzessorien: Orthit (bis 1 mm lang, vollkommen isotropisiert), Rutil, Titanit, Zirkon, div. Opake.

Ein wenige 10m mächtiges Lager von Alkalifeldspatgranitgneis wurde nur wenige hundert Meter vom Ostrand des Gföhler Gneises entfernt in der linken Talflanke des Alauntales angetroffen und könnte eine etwas abgewandelte Abspaltung des Syenitgneises vom Typus Droß-Lengenfeld bzw. Wolfshof darstellen, dessen Hauptzug nicht über den östlichen Blattrand herüberreicht. Modalbestand in Volums-%: 60 % Alkalifeldspat, 30 % Quarz, 5 % Oligoklas (25 % An), 3 % Biotit mit zahlreichen pleochroitischen Höfen, 1 % Hellglimmer; Akzessorien: Apatit, Rutil, Zirkon.

Eine Gruppe von Vorkommen aus dem Raume von Gerolding, also nahe dem Südrand der Dunkelsteiner Granulitmasse, sind einheitlich als Alkalifeldspat-Quarzsyenitgneise zu bezeichnen. Modalbestand in Volums-%: 74–81 % Alkalifeldspat (randlich myrmekitisiert, mikroperthitisch), 15–20 % Quarz, 2–5 % Biotit; Akzessorien: Apatit, Rutil, Zirkon (zonar, länglich, idiomorph), Titanit, div. Opaque, vereinzelt Plagioklas meist stark zersetzt. Das eine Vorkommen etwa 100 m östlich von Berging bei Schönbüchel liegt direkt im Starkwirkungsbereich einer Störungszone, was im Gefüge durch Kornzerbrechung und vollkommene Chloritisierung des ehemaligen Biotits zum Ausdruck kommt.

Die Unterscheidung der folgenden drei Amphibolitformationen geht z. T. auf die ausführlichen petrologischen Beschreibungen von F. BECKE (1882) und A. MARCHET (1925) zurück. Sie differieren zwar in einigen bemerkenswerten petrologischen Besonderheiten voneinander; ein nicht geringer Teil der zahlreichen Varietäten ist aber untypisch ausgebildet und vom Handstück beispielsweise nicht eindeutig einer dieser drei Formationen zuzuordnen. Oft sind daher die entscheidenden Zuordnungskriterien die tektonische Position und die Verbandsverhältnisse.

### **Migmatitamphibolit, 34**

Als Migmatitamphibolit wurde jener inhomogene Amphibolitkomplex bezeichnet, der das beständige Nebengestein des Gföhler Gneises bildet. F. BECKE (1914) verwendete für dieselbe Amphibolitformation am Rande des Gföhler Gneises die Bezeichnung „Körnigstreifiger Amphibolit (Amphibolitzug von Schiltern)“. Die wesentlichen Merkmale sind das gleichmäßig-kleinkörnige Gefüge und die schieferungsparallele, meist verschwommen-streifige Ausbildung, die durch unterschiedliche Hornblendegehalte bewirkt wird. Dazu treten vor allem im Westen des Gföhler Gneises Varietäten mit höherem Granat- und Biotitanteil und mit Übergängen in Paragneise. Der Pyroxenanteil bleibt unbedeutend. Offenbar als Ergebnis einer bewegten tektonischen Geschichte sind die Migmatitamphibolite häufig gefaltet oder dünnere Partien erscheinen in Linsen und Schollen zerlegt. Eher selten sind in den Migmatitamphiboliten kleinere Ultrabasitkörper eingeschaltet, die meist weitgehend serpentiniert sind und die Nähe des Gföhler Gneises bevorzugen.

U. d. M. ist der mosaikartige Kornverband der Hauptgemengteile Hornblende und Plagioklas ein typisches Gefügemerkmal. Die Farbe der Hornblenden ist blaßgrünlich, blaßoliv bis blaßbraun. Der Anorthitgehalt der Plagioklase schwankt meist innerhalb des Andesinfeldes, kann aber vereinzelt bis zum Bytownit ansteigen. Ist Quarz vorhanden, dann tritt auch Biotit und/oder Granat hinzu. Fallweise sind auch Reste stark zersetzter, farbloser Diopside vorhanden. Die Akzessorien sind Apatit, Titanit, Zirkon, Ilmenit und vereinzelt Rutil, Karbonat, Epidot, Orthit und Chlorit.

### **Anorthositamphibolit, 35**

Diese Gesteinsart tritt in derselben Position am Rand des Gföhler Gneises auf wie die Migmatitamphibolite und wurde schon von F. BECKE (1914) und A. KÖHLER (1941) als deren Abart aufgefaßt. Am besten bekannt und schön entwickelt sind die Anorthositamphibolite des Blattgebietes am Ostrand des Gföhler Gneises zwischen Kremstal und Donautal, besonders aber im Bereich um Senftenberg. Doch auch von der Westseite des Gföhler Gneises bei Dürnstein und Rossatz (L. WALDMANN, 1952)



sowie bei Aggsbach (L. WALDMANN, 1961) sind Vorkommen dieses Gesteines bekannt.

Die Anorthositamphibolite sind plattige, klein- bis mittelkörnige Hornblende-Plagioklas-Gesteine mit straffer, schieferungsparalleler Verteilungsanisotropie. Die lagenweise unterschiedlichen Hornblendegehalte machen eine teils verschwommene, teils harte Bänderung sichtbar. In den hornblendefreien Anorthositlagen kann der Anorthitgehalt der häufig inverszonaren Plagioklase bis zu 93 % ansteigen.

Die Anorthosite des Waldviertels wurden durch E. PERSCHINKA (1967) näher untersucht.

### **Pyroxenamphibolit, 33**

Pyroxenamphibolite (Diopsidamphibolit, Diallagamphibolit) sind an den Rand der Granulitmasse gebunden, womit eine auffallende Analogie zum Verband Migmatitamphibolit – Gföhler Gneis gegeben ist. Diese Formation erreicht eine Mächtigkeit von mehreren hundert Metern und ist vom Granulit gewöhnlich durch langgestreckte, bis zu 30 m mächtige Ultrabazitkörper getrennt. Der Pyroxenamphibolitzug im Süden der Granulitmasse des Dunkelsteinerwaldes geht durch Wechsellagerung in die südlich im Hangenden anschließenden leukokraten Migmatitgneise über.

Diese kleinkörnigen, dunklen, grob gebankten Gesteine sind im Querschnitt mitunter auch undeutlich gestreift parallel zur wenig ausgeprägten Kornregelung. Einige Proben aus dem Gebiet des Dunkelstein zeigten u. d. M. folgende Volumsanteile: 55–60 % Plagioklas, 22–30 % Hornblende, 10–13 % Diopsid, 0–5 % Hypersthen, 0–1 % Granat, 0–1 % Biotit; Apatit, Titanit, Zirkon, Ilmenit und Magnetit als Akzessorien. Plagioklas allein oder mit Diopsid bildet mehrere Millimeter große Kornaggregate, die als lichte Augen erscheinen oder auch als Knötchen auswittern können. Der Anorthitgehalt der vereinzelt normalzonaren Plagioklase schwankt zwischen 30 % und 70 %. Die Farbe der Hornblenden ist ocker bis olivfarben. Diopsid zeigt nicht selten Einschlußwolken von orientierten Ilmenitlamellen und ist manchmal von Hornblende umwachsen. Granat bildet einschlußreiche, amöboide Individuen. Zirkon besitzt z. T. korrodierte, rundliche Formen. Die Mengenverhältnisse der Hauptgemengteile können gebietsweisen Schwankungen unterworfen sein. Besonders im Grenzbereich zum Granulit geht der Plagioklasanteil stark zurück. Diopsid neben brauner Hornblende und Granat treten stärker hervor. Diese meist feingeschichteten Varietäten sind den basischen Gesteinen der Granulitfazies ähnlich bzw. gehören selbst schon zum Granulitmassiv und könnten als Pyriklasite oder Pyribole bezeichnet werden. Ihre Position in Bezug auf die Grenz-Ultrabasite ist wegen der schlechten Aufschlußverhältnisse nicht eindeutig erkennbar, dürfte aber mehrheitlich jenseits der Granulitmasse liegen.

Eine Zone basischer Gesteine streicht am Nordrand der Granulitmasse des Dunkelsteinerwaldes entlang des Halterbachtals; sie bildet nach ihrer Position das nördliche Gegenstück zum Pyroxenamphibolitgürtel im Süden. Auch hier folgen von der Granulitmasse her gesehen jenseits einer Reihe von Grenz-Ultrabasiten wie im Süden zuerst Gesteine in Granulitfazies in Form von Pyriklasiten und dann erst außen Pyroxenamphibolite. Die Pyriklasite bestehen aus 70–80 % Andesin-Labrador, 10–20 % Diopsid, 0–5 % brauner Hornblende, 5–10 % Granat und 0–5 % Magnetit des Gesteinsvolumens. Geringe Mengen von Biotit, Apa-

tit und Rutil ergänzen den Mineralbestand, der im allgemeinen ein granoblastisches Gefüge aufweist.

### **Ultrabasite, Serpentin, 31 Chalzedonkrusten auf Ultrabasitstöcken, 32**

Ultrabasische Gesteine, mit Olivin und Orthopyroxen oder deren Umwandlungsprodukt Serpentin als kennzeichnenden Hauptgemengteilen bei Absenz von Feldspat und Quarz, sind im Blattgebiet an die großen Amphibolitformationen gebunden oder treten als Randsaum oder Einschlüsse der Granulitmasse des Dunkelsteinerwaldes auf. Olivingesteine und deren Serpentinabkömmlinge mit Granat sind kennzeichnend für jene Vorkommen im Verband mit Granuliten. Die meist weitgehend serpentinisierten Olivinfelse in den Migmatitamphiboliten am Rand des Gföhler Gneises sowie jene innerhalb der Buschhandwand-Amphibolit-Formation führen in der Regel keinen Granat. Eine weitgehend ähnliche Untergliederung und Zuordnung hat schon F. BECKE (1882) vorgenommen.

Die granatführenden Ultrabasite innerhalb und am Rande des Dunkelsteinerwalder Granulitmassivs enthalten neben den vorherrschenden Serpentinmineralen noch Klinopyroxen sowie Reste von Olivin, Orthopyroxen und in wechselnden Anteilen Granat. Letzterer ist gewöhnlich von einem Kelyphitsaum umgeben. Akzessorisch sind brauner Spinell (Picotit), Hornblende und reichlich Erzpartikel vorhanden. Die größten Vorkommen von Ultrabasiten innerhalb der Granulitmasse sind jene im Mitterbachgraben östlich Aggsbach Dorf sowie nördlich von Karlstetten. Ein Schwarm kleinerer Körper tritt im Gebiet Schenkenbrunn – Geyersberg – Wolfenreith auf. Am Südrand ist die Granulitmasse von einem fast geschlossenen, saigeren bis steil südfallenden, bis zu 50 m mächtigen Ultrabasitzug begrenzt. Die Geschlossenheit dieses Zuges ist zwar wegen der schlechten Aufschlußverhältnisse nur schwierig nachzuweisen aber sehr wahrscheinlich. Der mittelsteil südfallende Serpentinzug am Nordrand scheint relativ schwächig zu sein.

Schon seit dem vorigen Jahrhundert sind aus dem Blattgebiet Granat-Pyroxenite unter der Bezeichnung Eklogit bekannt geworden. Sie treten als massige, zähnharte Einschaltungen in Form von runden Knollen, Linsen oder Schollen innerhalb, selten randlich, obiger Granat-Serpentingesteine auf. Eine neuere petrologische Untersuchung dieser Vorkommen im Blattgebiet wurde von F. KAPPEL (1967) durchgeführt. Nach seinen Angaben besteht der Eklogit des Mitterbachgrabens in Volums-% aus 62,9 % eines farblosen, dem Diopsid nahestehenden Klinopyroxens und 31,2 % Granat. Dabei sind die Klinopyroxene geregelt und liegen sowohl kleinkörnig als Grundmasse als auch in größeren Körnern vor. Der Mineralbestand wird noch durch etwas Serpentinsubstanz (3,3 %), Plagioklas (1,7 %) und Erzpartikel (Pyrit, Magnetit; 0,9 %) ergänzt. Der Eklogit bei der Paltenmühle, an der Bergseite der Straße Schenkenbrunn – Paltenmühle aufgeschlossen, zeigt vor allem ein starkes Zurücktreten der großen Granate und Pyroxene und einen weitaus größeren Anteil von Plagioklas. Dieser Typus vermittelt hier zwischen den reinen Granat-Pyroxeniten und Pyroxen-Plagioklasgranuliten, die in den vorliegenden Erläuterungen zusammen mit den Granuliten beschrieben werden.

Die granatfreien Olivinfelse und daraus hervorgegangene Serpentinite als vereinzelte linsenförmige Körper am Rand des Gföhler Gneises und im Verband mit den Migmatitamphiboliten hat F. BECKE (1882) mit besonderer Aufmerksamkeit beschrieben, weil gerade in dieser Gruppe von

Vorkommen häufig Anomit, Aktinolith und Anthophyllit auf Kosten des Olivinfelses entstanden ist. Dabei bilden die ursprünglichen Olivinfelse rundliche Blöcke verschiedener Größe mit einem gut entwickelten Parallelgefüge. Diese Blöcke sind von einer zentimeterdicken Rinde von radial angeordneten Anthophyllitfasern innen und Aktinolith außen umhüllt und schwimmen ohne Ordnung in einer grobschuppigen Glimmermasse aus Anomit, dem nicht selten Quarz beigemischt ist. Die Olivinfelskerne bestehen hauptsächlich aus teilweise serpentinisiertem Olivin und porphyrtartig hervortretenden Bronziten, daneben aus Korngruppen von braunem Spinell und Erzpartikeln. Chlorit füllt feine Klüfte aus. Die besten Aufschlüsse dieser auffallenden Schollen- und Kugelstrukturen, die F. BECKE schon frühzeitig als das Ergebnis metamorpher Vorgänge verstand, waren in einem leider verschütteten Aufschluß in dem großen Steinbruch nordwestlich von Dürnstein beobachtet und von F. BECKE beschrieben worden. Weitere, wenn auch schon stark verwitterte und verwachsene Aufschlüsse sind in dem ebenfalls von F. BECKE genannten ehemaligen Steinbruch an der Wachauer Bundesstraße nordöstlich von Weißenkirchen sowie hinter dem Wasserreservoir südlich von Rossatz und an der Straße Senftenberg – Priel aufgeschlossen. Andere Ultrabasitvorkommen am Rande des Gföhler Gneises, die nicht diesen besonderen Metamorphosebedingungen unterworfen waren, zeigen die üblichen dunkelgrünen, schiefrigen Felse, die neben Resten von Olivin und Bronzit hauptsächlich aus Serpentin und Aktinolith bestehen und nicht selten von feinen Magnesitäderchen durchzogen sind.

Die dritte Gruppe von Ultrabasiten bildet eine Reihe größerer und kleinerer Stöcke und Linsen innerhalb der Buschhandlwand Amphibolitformation, besonders in deren nordwestlichem Teil. Auch in ihnen fehlen Granat oder Granatpseudomorphosen. Ein Teil liegt als  $\pm$ stark serpentinisiertes, schiefriges Bronzit-Olivingestein vor, mit grünem oder braunem Spinell und reichlich Erzpartikeln. Nicht selten werden aber die Ultrabasite von Aktinolithschiefern vertreten, in welchen neben den Resten von Olivin und Bronzit auch farbloser Chlorit als Neubildung im Gefüge vorhanden ist.

Ein Hercynit-Bronzit-Hornblendefels wurde von J. H. SIDDIQI (1971) aus dem Bereich des ehemaligen Limonitabbaues im Westhang des Arzberges bei Spitz und von O. SCHERMANN (1971) beschrieben. In einer vom Verfasser entnommenen Probe wurde außer dem von SIDDIQI genannten Mineralbestand noch reichlich Olivin gefunden.

Stellenweise bedeckt eine mehrere Meter dicke Kruste von braunem kavernösem Chalzedonfels die größeren Serpentinistöcke (z. B. Hamet, Kasselberg westlich Gschwendt, beim Latzenhof) als Ergebnis einer langandauernden, tiefgründigen Verwitterung während des Mesozoikums und Tertiärs.

### **Gföhler Gneis (migmatitischer Granitgneis), 30**

Der Gföhler Gneis bildet eine geschlossene Masse, die den Kern einer flachen, N-S- bis NNE-SSW-streichenden Mulde einnimmt. Sie krümmt sich, bis zu 8 km breit und zweimal die Donau querend, vom Nordosteck bis zum Südwesteck des Blattgebietes, wobei ein südöstlicher Sektor von der Diendorfer Störung abgeschnitten wurde und nun weiter im Nordosten im Gebiet von Mühlbach rastet. Die Gföhler Gneise des Sandl und des Pfaffenmais-Weitenberg-Rückens sind durch Erosion von der Hauptmasse abgetrennte Teile.

Die Bezeichnung „Gföhler Gneis“ geht auf F. E. SUESS (1903) zurück. Davor hat schon F. BECKE (1882) eine erste eingehende und treffende Beschreibung der Petrologie und der Lagerungsverhältnisse des Gföhler Gneises im Gebiet nördlich der Donau geliefert aber noch die Bezeichnung „Central Gneiss“ verwendet. Die südliche Fortsetzung und Verbreitung des Gföhler Gneises hat als erster L. KÖLBL (1925) genauer kartierungsmäßig erfaßt und neben einem Gföhler Gneis im engeren Sinne auch zwei hybride Abarten, Typus Grimsing und Typus Kienstock, unterschieden.

Der Gföhler Gneis im Blattgebiet ist in Bezug auf den granitischen Mineralbestand und das feinkörnige, schiefrige, häufig gefaltete Gefüge sowie auf das migmatitartige Aussehen im Kleinbereich sehr einformig aufgebaut. Der durchschnittliche Mineralbestand in Volums-%: 41 % Alkalifeldspat (35–50 %), 41 % (30–50 %) Quarz, 11 % (5–20 %) Oligoklas, 4 % (3–7 %) Biotit, 1 % Granat, 1 % Sillimanit; akzessorisch: Apatit, Disthen, Zirkon, Monazit, Orthit, Erzpartikel, Graphit, Rutil, Titanit, Chlorit sekundär nach Biotit, Hellglimmer nach Alkalifeldspat oder Sillimanit. In den südlichen Bereichen tritt Alkalifeldspat gegenüber Quarz stärker in den Vordergrund, sodaß dort Alkalifeldspat mit 62 % und Quarz nur mehr mit 20 % vertreten ist. Die Alkalifeldspate sind xenomorph, zeigen meist unzulöse Auslöschung und nur selten Mikroklingitterung und sind in der Regel Mikroperthite, was schon F. BECKE als Merkmal der Gföhler Gneise hervorgehoben hat. In dem ungleichkörnigen, buchtig verzahnten Gefüge der dominierenden hellen Gemengteile gehören die Alkalifeldspate zusammen mit einem Teil der Quarzkörner immer zur größeren Korngrößenklasse und sind häufig randlich mit Quarz myrmekitisch verwachsen. Der Oligoklas ist zuweilen antiperthitisch. Biotit ist im Dünnschliff braun und bildet gewöhnlich nur kleine, unregelmäßig verteilte Schüppchen, die sich häufig in s-parallelen Streifen sammeln ohne geschlossene Lagen zu bilden. Xenomorpher, einschlußarmer Granat und feinfaseriger Sillimanit sind kennzeichnende, selten fehlende Gemengteile des Gföhler Gneises. Nach G. NIEDERMAYR (1967), der sich mit den Akzessorien des Gföhler Gneises im Blattgebiet näher befaßt hat, besitzen die Zirkone des Gföhler Gneises bei meist relativ guter Rundung eine mittlere Elongation von 1,78–2,27 und sind teilweise farblos, teilweise getrübt mit untergeordnetem Zonarbau. Sekundärer Hellglimmer ist im Osten häufiger zu finden als im Westen.

Eine nach der obigen Kennzeichnung untypische Gföhler Gneisvarietät ist auf den äußersten Ostrand im Bereich Lengenfeld und Droß beschränkt. Es fehlt dort Sillimanit und die Kalifeldspate sind ohne Perthitspindeln. Die von L. KÖLBL beschriebenen hybriden Gföhler Gneisvarietäten konnten nicht als kartierbare Einheiten erfaßt werden. Beide Abarten bleiben innerhalb des oben erwähnten migmatitartigen Habitus im Kleinbereich. Die in der südwestlichen Fortsetzung desselben Gföhler Gneiskörpers im Raume Melk von F. E. SUESS (1904) beschriebenen granulartigen Varietäten konnten im Blattgebiet nicht gefunden werden. Gelegentlich enthält der Gföhler Gneis in den randlichen Partien m-mächtige, biotitarmer, aplitartige, schieferungsparallele Lager.

Vereinzelte pegmatoide Partien von unregelmäßiger Gestalt und unterschiedlichen Dimensionen sind mit dem Gföhler Gneis durch Übergänge verbunden. Das bekannteste und größte Vorkommen ist jenes beim Wirtshaus Königsalm im Kremstal. Stellenweise sind im Gföhler Gneis auch Fremdgesteine von unterschiedlicher Größe eingeschlossen, wie et-

wa jene lagig-schlierig-inhomogenen quarzreichen Biotit-Plagioklasgneise etwa 900 m nordnordwestlich des Waxenberges bei Untermeising oder im Reichaugraben südlich des Heimlichen Gerichtes, und die Amphibolitlinsen und -schollen bei Dürnstein, Unterloiben und an der rechten Donauuferstraße nordöstlich der Ferdinandswarte. Nach außen wird die Gföhler Gneismasse überall von Amphiboliten umgrenzt bzw. unterlagert, ohne einer Mischungszone oder einem Übergangsbereich.

Die radiometrische Altersbestimmung des Gföhler Gneises ergab laut einer bisher nicht veröffentlichten Mitteilung von A. ARNOLD (cit. in „Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt, 1977, Waldviertel“) ein Bildungsalter von  $491 \pm 24$  Mill. J. (verwendete Zerfallskonstante  $\lambda = 1,42 \cdot 10^{-11} \cdot a^{-1}$ ).

## **Granulit, 28**

### **Pyroxengranulit, Pyriklasit, 29**

Die Granulite des Blattgebietes bilden eine ausgedehnte geschlossene Masse im Südostteil des Dunkelsteinerwaldes. Diese im leicht angewitterten Zustand zumeist lichte und früher auch als „Weißstein“ bezeichnete Gesteinsart wurde im vorliegenden Gebietsausschnitt zuerst von F. E. SUESS (1904) und später von H. TERTSCH (1917, 1922) eingehender beschrieben. Aus der letzten Zeit stammt eine umfassende, moderne Darstellung der Petrologie und des geologischen Baues der Granulite des südlichen niederösterreichischen Waldviertels und damit auch des Dunkelsteinerwald-Anteiles aus der Feder von H. G. SCHARBERT (1963, 1964). Die den petrologischen Ausführungen dieser Arbeit zugrundeliegenden, näher untersuchten Proben stammen zwar nur zu einem kleinen Teil aus dem Blattgebiet, sind aber in ihrer Gesamtheit auf Grund der uns heute bekannten regionalgeologischen Zusammenhänge für die Granulite des vorliegenden Gebietsausschnittes repräsentativ. Durch die vorliegende erste Kartierung dieses Gebiets konnten die bisher erfaßten generellen Merkmale bestätigt sowie einige bisher nicht bekannte Besonderheiten ergänzt werden.

Die Granulite unseres Gebietes sind sehr verschiedenartig zusammengesetzt, wobei der Granulit im engeren Sinn (nach H. G. SCHARBERT, 1963) die größte Verbreitung besitzt. Dieser tritt uns im Aufschluß als ein meist liches, fein- bis feinkörniges, gewöhnlich straff geschiefertes, plattig und kleinklüftig brechendes Gestein entgegen. Nicht selten wird bei höherem Biotitanteil im Querbruch auch eine parallele dunkle Streifung oder bisweilen intensive isoklinale Fältelung sichtbar. Der frische Bruch in Handstück zeigt dagegen graue, bei höherem Biotitgehalt blaßviolette Farbe. Die verbreitete, ausgeprägte Gefügeanisotropie wird dabei weniger durch die stoffliche Verteilung verursacht als durch die straffe Regelung der Biotite oder der für die Granulite so kennzeichnenden verlängerten Quarze (Disk Quarze). Die Hauptbruchfläche zeigt örtlich eine Fältelungslination. Die Hauptgemengteile sind mit unterschiedlichen Mengenverhältnissen Quarz, Orthoklas und Oligoklas. Im Schnitt überwiegt Quarz, gefolgt von Orthoklas und Oligoklas. Granat ist ein typischer, Biotit ein häufig vorhandener Nebengemengteil. Unter den Akzessorien ist Disthen ein kennzeichnender Bestandteil der Granulite im engeren Sinn. Daneben ist immer auch Rutil, runder Zirkon, Apatit, nicht selten Graphit sowie andere opake Minerale und gelegentlich Sillimanit vorhanden. U. d. M. zeigt sich ein meist gleichkörniges Korngefüge. Ein Teil des dominierenden Quarzanteiles bildet die für die Granulite charak-

teristischen gelängten Diskenquarze, die straff in die Schieferung eingeregelt sind. Die Auslöschung der Quarze ist eher glatt bis mäßig parkettiert und nur in Proben aus der Nähe von Störungszonen deutlich undulös. Die Quarz-Quarz- und Quarz-Feldspat-Korngrenzen sind mäßig bis stark verzahnt. Die Alkalifeldspate zeigen die für die Granulite kennzeichnende mesoperthitische Ausbildung. Die Oligoklase sind nur gelegentlich invers zonar. Die meist blaß rosa gefärbten Granate bilden xenomorphe Individuen mit eher glatten Konturen und hie und da Einschlüssen von Disthen, grünem Spinell und opaken Mineralen. Der rotbraune Biotit ist im Wirkungsbereich von Störungen gemeinsam mit Granat sekundär in Chlorit umgewandelt worden. Disthen tritt häufig als Einschluß in Granat auf oder in Berührung mit diesem. Neben Chlorit kann sekundär auch Hellglimmer gesproßt sein.

Neben den Granuliten im engeren Sinne sind am Aufbau der Dunkelsteinerwalder Granulitmasse noch Pyroxengranulite und verschiedene basische Vertreter der Granulitfazies beteiligt. Der Anteil dieser Gesteinsgruppe an der Granulitmasse des vorliegenden Gebietsausschnittes beträgt nicht mehr als 1–2 %. Die Vorkommen sind auf den Randbereich der Granulitmasse, vor allem auf den südlichen, aber auch auf einen Streifen bei Schenkenbrunn beschränkt und den Granuliten im engeren Sinn lagenweise oder in Form kleinerer oder größerer Stöcke eingeschaltet.

Bei den Pyroxengranuliten dieses Gebietes treten gegenüber den normalen Granuliten Orthopyroxene hinzu, die selten 1–2 Volums-% übersteigen und meist  $\pm$  stark in ein grünliches faseriges Hornblendeaggregat umgewandelt sind. Disthen fehlt, und die Granate führen meist mehr Einschlüsse von grünem Spinell als in den normalen Granuliten. Bezüglich der Megenverhältnisse zwischen den Feldspäten ließen sich unter den Proben zwei Typen gut unterscheiden. In der einen Art überwiegt leicht der Alkalifeldspat, in der anderen deutlich der Plagioklas, der in seiner Zusammensetzung bis in den Andesinbereich reichen kann und häufig antiperthitisch ausgebildet ist. Beiden Arten ist gegenüber den normalen Granuliten die dunklere Farbe gemeinsam. Die plagioklasreichere Varietät neigt zu einer homogeneren stofflichen Verteilung und im Gelände durch ein eher massiges Gefüge zur Bildung von runden Blöcken, wie sie etwa auf der bewaldeten Kuppe der K 567 bei Daxberg oder in den Talflanken des Wolfsteingrabens unter dem Hohen Stein oder dem Klausberg auftreten. In den Felsaufschlüssen entlang der Straße im Wolfsteingrabens kann der Wechsel von normalen Granuliten und Pyroxengranuliten gut studiert werden, worauf schon H. TERTSCH (1917) hingewiesen hat.

Die vereinzelt vorkommenden basischen Vertreter der Granulitmasse sind nach dem Nomenklaturvorschlag von H. G. SCHARBERT (1963) als Pyriklasite zu bezeichnen. Sie treten stets gemeinsam mit den Pyroxengranuliten auf bzw. sind mit diesen durch Übergänge verbunden. Die Mengenverhältnisse der Hauptgemengteile Plagioklas, Diopsid und Granat sind starken Schwankungen unterworfen. Gewöhnlich sind auch unterschiedliche Mengen an brauner Hornblende vorhanden. Der An-Gehalt der Plagioklase reicht von etwa 40 % bis 55 %. Orthopyroxen ist nur in geringen Mengen vertreten oder fehlt gänzlich.

Akzessorisch ist Rutil, Apatit, Opake, gelegentlich grüner Spinell und braunroter Biotit vorhanden. Die Pyriklasite sind feinkörnig-gleichkörnig und bilden massige, homogene, zähnharte Felse. Sie wurden im Bereich nördlich der Ruine Wolfstein sowie in einer etwa 200 bis 300 m breiten

Zone angetroffen, die am Hiesberg bei Schenkenbrunn beginnt und sich von dort im Verband mit kleineren Ultrabasitkörpern etwa 2 km nach Osten erstreckt. Zu den Pyriklasiten sind auch jene Gesteine zu zählen, die am Massivrand, meist schon jenseits der Grenz-Ultrabasite auftreten und zusammen mit den Pyroxenamphiboliten besprochen wurden.

Auf der bewaldeten Anhöhe neben dem Kickinger Bach bei Daxberg steht innerhalb der Granulitmasse ein ungewöhnlicher Amphibolit an, der (in Volums-%) zu 77 % aus kräftigbrauner Titanhornblende (?Kaersutit), 12 % Granat, 5 % opaken Erzen (Pyrit, Ilmenit), je 1 % farblosem Diopsid und braunrotem Biotit besteht, mit gerundetem Zirkon, Rutil, Titanit und Apatit als Akzessorien. Die Gesteinsfarbe ist im frischen Bruch schwarz, das Gefüge homogen-massig und klein- bis mittelkörnig.

Nach den Studien von H. G. SCHARBERT (1962) ist als Ausgangsmaterial der Granulite des Dunkelsteinerwaldes ein Sedimentkomplex mit tuffogenen und sauren magmatischen Einlagerungen anzunehmen. Aufgrund radiometrischer Altersbestimmungen von A. ARNOLD & H. G. SCHARBERT (1973) ist ein ordovizisches Alter dieser Edukte wahrscheinlicher als ein kambrisches oder präkambrisches; das Alter der granulitfaziellen Metamorphose, für welche hohe Drücke von 11 kb und das Fehlen von Wasser kennzeichnend ist, fällt in den Zeitraum Ordoviz bis Silur (Rb/Sr Gesamtgestein:  $485 \pm 11$  Mill. J., aus Granulitbändern  $446 \pm 36$  Mill. J.; verwendete Zerfallskonstante  $\lambda = 1,42 \cdot 10^{-11} \text{ a}^{-1}$ ).

Ein weitaus jüngeres, u. zw. variszisches Alter für die granulitfazielle Metamorphose wird dagegen von O. VAN BREEMEN et al. (1982) vertreten und auf U-Pb-Alter von  $345 \pm 5$  Mill. J. gemessen an Granulitzirkonen aus dem Moldanubikum verwiesen.

## 3.2. Molasse

**Quarz- oder Quarzitblöcke, teilweise mit polierter Oberfläche, in Lehm, 27**

**Verwitterungsdecke der Hochfläche, meist Lehm mit Gesteinsgrus; örtlich grobe, braune Quarzschotterkomponenten, fallweise als Windkanter ausgebildet; schlecht aufgeschlossenes Gelände, 26**

Braune bis graugelbe, z. T. mit polierter Oberfläche ausgestattete Quarz- und Quarzitblöcke stellen vermutlich isolierte Reste einer vormals weiten Quarzitdecke dar, die von Südböhmen vermutlich bis in das Waldviertel reichte. Im Wittingauer und Budweiser Becken bilden Quarzite das Hangende der terrestrischen Lipnitzer Schichten. Floren gestatten dort eine ungefähre Datierung ins Eozän bis Oligozän (W. FUCHS, 1980a, S. 166).

Die auffälligsten Vorkommen dieser Art treten im Blattgebiet südlich Neuhäusl bei Trittings, westlich Gillaus, westlich Lichtenau und nordwestlich Latzenhof auf.

**Rutschmasse bei Wösendorf, 24**

**Gföhler-Gneis-Blockwerk von Rutschmasse, 25**

Im tieferen Teil der nordwestlichen Talflanke des Donautales im Abschnitt zwischen Wösendorf und Weißenkirchen ist an mehreren Stellen in den Weinwegböschungen stark verwittertes Kristallin aufgeschlossen, wobei die Zerstörung der ursprünglichen Verbandsverhältnisse in allen

Abstufungen vertreten ist. An einigen Stellen sind noch größere Felsverbände erhalten geblieben (wie etwa am Rücken zwischen Seiberer Bach und Ritzling Bach oder entlang der alten Seiberer Straße südlich des Vorder Seiber bei der Abzweigung von der Neuen Straße) mit allen Übergängen von unverformten zu chaotisch gelagerten Partien; an anderen



Abb. 4.: Wegböschung im Graben südlich der Anhöhe Kollmütz bei Wösendorf. Brekziös aufgelöstes, stark verwittertes, mürbes Kristallin der Rutschmasse bei Wösendorf mit unruhig gelagerten Kaolin- und Rotlehmstreifen und einem kohligem Streifen oben.



Stellen ist dieses verwitterte Kristallin blockig bis kleinstückig, brekzienartig aufgelöst. Die mit Kaolin oder Rotlehm verschmierten Gleitfugen liegen entweder schieferungsparallel flach oder diskordant steil, wobei die talwärtigen Schollen jeweils staffelförmig abgesenkt sind. Im Graben südwestlich des Wösendorfer Kollmütz sind in einer brekziösen Partie kohlige Streifen eingelagert (Abb. 4).

Grobes, in Lehm eingebettetes Blockwerk aus Gföhler Gneis mit Komponenten bis zu mehreren Metern Größe im Bereich nordwestlich und nördlich von Weißenkirchen (alter Sportplatz, Grubachgraben, Wasserreservoir) kann als weitere Erscheinungsform dieser Rutschmasse aufgefaßt werden.

Die Basisfläche dieser Rutschmasse dürfte der südostwärts geneigten Talflanke und damit auch der regional gleich orientierten Schieferung ungefähr parallel sein, ein Umstand, der die Rutschfähigkeit dieser Masse begünstigt hat. Der bergseitige Geländeanschnitt der Basisfläche reicht in den Seitengräben talwärts, schwingt auf den Rücken dazwischen relativ weit bergwärts zurück.

Noch schwieriger als die bergseitige ist die talseitige Grenze der Rutschmasse wegen der ausgedehnten Bedeckung zu fassen. Der Gföhler-Gneis-Felssockel der höheren Weißenkirchner Terrassen sowie die Paragneis-Partie im Ostfuß des Jochinger Kollmütz dürften dem soliden Felsuntergrund angehören.

Da nach Aussagen von W. FUCHS weder die Quartärterrassen noch die Schichten des Baden in Weißenkirchen von einer Rutschbewegung erfaßt worden sein können, ist dieses Ereignis älter und durch die Beteiligung von Kaolin, Rotlehm und Kohlelagen vielleicht in das Eger zu stellen.

Grober, standfester Blockschutt mit bis zu mehrere Meter großen Komponenten aus Gföhler Gneis und Lehm-Kaolin-Zwischenmittel kommt etwas weiter talabwärts am Ostfuß des Weitenberges und am Ausgang des Tiefaltales (Südfuß des Sandl) vor. Es liegt hier ein fossiler Bergsturzkörper oder eine Rutschmasse vor, die aus den höheren Bereichen des Weitenberges bzw. des Sandl her stammt und vielleicht in zeitlicher Beziehung zur Entstehung der Wösendorfer Rutschmasse steht.

### **Pielacher Tegel (Untereger), 23**

Die in der Karte eingetragenen Vorkommen befinden sich nordwestlich Wösendorf und im Raume Droß – Priel.

Die Pielacher Tegel, meist graugrüne Tone, kamen in durch breite Auftragungen voneinander isolierten Muldenbereichen des mannigfaltig gestalteten, allmählich gegen Süden absinkenden Oberflächenreliefs des kristallinen Grundgebirges als älteste, in Massivrandnähe aushebende, tertiäre Bildungen zur Ablagerung (W. FUCHS, 1972, S. 208).

Durch die von W. FUCHS gefundenen Sedimente des Eger ordnet sich die uralte Furche der unteren Wachau dem allgemein „prächtatisch“ geformten Erosionsrelief des gesamten Südrandes der Böhmisches Masse ein. Westlich des Kollmütz bei Wösendorf gaben sich in der Wegböschung innerhalb eines infolge des erhalten gebliebenen subtilen Gesteinsverbandes sicherlich nicht allzu weit herabgeflossenen Solifluktionsschuttes graugrüne Tone in Verbindung mit kaolinitisiertem Grundgebirge als Pielacher Tegel zu erkennen (W. FUCHS, 1976, S. A76).

Von den Künettenaufschlüssen entlang der West Autria Gasleitung erwähnte R. GRILL (1979, S. A75) etwa 500 m südöstlich der Straße Droß –

Lengenfeld einen Erosionsrest von grünem, gegen oben gelb verwittertem, mikrofossilleerem Ton.

Die Lagerstätte von hochwertigen Tonen nördlich Priel, ein derzeit stillliegender Tagbau, wird in der Karte auch der Formation der Pielacher Tegel zugeordnet. In der heute bereits stark verstürzten Grube sind an der Basis schwarzgraue bis braungraue, mitunter auch grauweiße, oft sehr diatomeenreiche Tone aufgeschlossen, die von tonigen Sanden überlagert werden. Nach neuester unveröffentlichter Bearbeitung der Diatomeenflora ist jedoch ein oligozänes Alter der Tone auszuschließen. Am ehesten ist für die Tone von Droß-Priel ein obermiozänes Alter anzunehmen (freundl. mündl. Mitt., von Dr. Z. REHAKOVA, UUG Prag).

### **Älterer Melker Sand; Streitwiesener Schotter (Untereger), 22**

Die in der Karte ausgeschiedenen Vorkommen der Älteren Melker Sande sind nördlich Droß, nordöstlich Wösendorf, zwischen Ober- und Unterbergern, südlich Baumgarten bei Mautern, bei Winzing und östlich Karlstetten zu finden.

Die Älteren Melker Sande (R. GRILL, 1956) sind weiße, mitunter durch Bodenlösungen hellgelb verfärbte oder selten intensiv gelb geflammte, sehr feinkörnige, resche, niemals schluffige, etwas glimmerige, ungeschichtete, zumeist fossilleere Quarzsande, die manchmal auch Lagen und Linsen von Grobsanden und Feinkiesen beinhalten können. Partienweise sandsteinartige Verhärtungen oder brot- bzw. kugelförmige Konkretionsbildungen kommen im kartierten Raum kaum vor. Dagegen begegnen auch hier die an sich bedeutungslosen, wahrscheinlich diagenetisch bedingten Kleinstörungen. Die Sande gehen im Liegenden durch Wechsellagerung aus Hangendanteilen des Pielacher Tegels hervor oder lagern direkt dem Kristallin auf (W. FUCHS, 1972, S. 210).

In den Künettenaufschlüssen der West Austria Gasleitung wurden von R. GRILL (1979, S. A75) zwischen der Straße Droß – Lengenfeld und dem vom Schäferhof nördlich Droß südwärts führenden Weg Erosionsreste von Melker Sand und einem tonartigen, bläulichen Sediment angetroffen.

Hangabgrabungen unterhalb des Schottervorkommens der Rosenfeldflur südlich des Kollnitz bei Wösendorf enthüllten dessen tertiäre Basis, nämlich 2 bis 3 m mächtige, feinkörnige, resche, weiße bis safrangelb verfärbte, reine Quarzsande mit schmalen, grünlichen, blättrig zerfallenden Tonlinsen. Bei diesen Sanden handelt es sich eindeutig um basale Ältere Melker Sande. Das darunterliegende Kristallin zeigt taschenförmig eingreifende Kaolinisierungserscheinungen (W. FUCHS, 1976, S. A76).

Im Raume Winzing NNE Karlstetten ist nach R. ROETZEL (1983) die fazielle Ausbildung der Melker Sande durch die Nähe der ehemaligen Küste geprägt: Inniger Wechsel von Fein- und Grobsanden, schwankende Mächtigkeiten der einzelne Horizonte, der auffallend hohe Feldspatanteil (wobei Alkalifeldspat den Plagioklas mengenmäßig gewöhnlich überwiegt) und der für kurze Transportwege kennzeichnende schlechte Rundungsgrad der Kornpartikel.

Im westlichen Teil der alten Talfurche zwischen dem Tausendeimerberg und den Abfällen des Musang treten mächtigere Gerölle auf, die sich durch vorwiegend feinkörnigen, schlecht- bis mäßig-gerundeten Habitus der hauptsächlich Quarz- und selten Kristallinkomponenten von den gewohnten Donauschottern unterscheiden (W. FUCHS, 1976, S A76). Sie werden mit jenen Vorkommen von Mühldorf und Niederranna gleichge-

setzt, die dort etwa 17 m über dem Bachbett dem kristallinen Grundgebirge auflagern (W. FUCHS, 1979, S. A74) und in der Karte als Streitwiesener Schotter dargestellt wurden.

### **Jüngerer Melker Sand (Obereger), 21**

Es sind gelbgraue bis braungelbe, ungeschichtete, sehr grobe Quarzsande mit häufigen Kies- und Feinschottereinstreuungen, sehr seltenen engen, gelben Feinsandlinsen und mehreren hellgrau-grünen, ungeschichteten, bis 30 cm dicken Tonlagen im Hangenden. Diesen Sanden begegnet man, durch großen Abbau instruktiv geöffnet nordöstlich Karlstetten und bei Winzing. Sie sind deutlich von den Älteren Melker Sanden verschieden und gleichen ein betontes aber stets abgerundetes Relief des Älteren Anteils in bis zu 30 m mächtiger Abfolge aus, woraus auf eine kurzfristige Erosionsperiode nach Ablagerung der Älteren Melker Sande und vor der Sedimentation der Jüngeren Melker Sande geschlossen werden kann (W. FUCHS, 1967, S. A24; 1972, S. 212). Dieser Auffassung widerspricht R. ROETZEL (1983), der Ältere und Jüngere Melker Sande als altersgleiche, rein fazielle, Bildungen verschiedener Ablagerungsräume sieht.

### **Älterer Schlier (Ton, Schiefertone; Obereger), 20**

Die geringmächtigen Vorkommen des Älteren Schliers (R. GRILL, 1933) sind im Blattgebiet auf den Südwestfuß des Wachtberges bei Karlstetten beschränkt. Im allgemeinen handelt es sich dabei um im bergfeuchten Zustand meist schwarze, kohlschwarze, violett-schwarze oder dunkelgrauviolette Tone und Tonschiefer, die oberflächlich schokoladebraune, seltener asch- bis violettgraue Verwitterungsfarben führen. Sie sind fest, dünn-schichtig-schiefrig oder dünnplattig, feinsandig-glimmerig, vereinzelt geringfügig mergelig, zeigen oftmals auf den Schichtflächen Fischreste, vornehmlich *Meletta*-Schuppen und Pflanzenhäcksel und beinhalten nicht selten brotlaibförmige, bis 0,5 m durchmessende, hell- bis honiggelbe Ton- bis Mergelsteinkonkretionen. Die Schichten sind megafossil-leer. Die Mikrofaunen sind ebenfalls recht spärlich, zumeist Überreste von Fischen, Schwämmen und Radiolarien.

Die der Abtragung entgangenen Relikte von Älterem Schlier rings um den Wachtberg zeigen betont transgressiven Charakter. Sie decken ein ausgeprägtes Erosionsrelief sowohl des Älteren als auch des Jüngeren Melker Sandes zu (W. FUCHS, 1972, S. 212).

### **Robulus-Schlier s. I. (Tonmergel mit Sandlagen; tieferes Ottwang), 19**

Von jenen den Südrand des Dunkelsteinerwaldes umfassenden Sedimenten des Jüngeren Schliers reicht nur ein kleines Segment südlich von Karlstetten in das Blattgebiet. Dabei greifen sie in transgressiver Form über ältere, tertiäre Ablagerungen hinweg weit in Buchten des morphologisch stark gegliederten Massivrandes ein. Es sind bergfrisch blaugraue, sonst graugrüne, gelbgrau anwitternde, dünn-schichtige, megafossilarme Mergel mit Glimmer- und Mehlsandbestegen auf den Schichtflächen, nicht selten in Zentimeter enger Wechsellagerung mit feinkörnigen, glimmerigen Sanden (W. FUCHS, 1972, S. 215).

### **Tonmergel, Sand, Schotter (Unterbaden, Obere Lagenidenzone), 18**

Sedimentreste des Baden treten im Blattgebiet vor allem im Bereich des Donautales von Spitz abwärts auf und wurden zuerst von J. BAYER

(1927) gefunden und beschrieben (Wösendorf, Weißenkirchen, Stein). Ein grüngrauer und gelber Mergel, durch Feinsandlagen vielfach geschichtet, wozu noch Bänke von gelbem Mergelsand und grauem, reschem Feinsand kommen, tritt westlich des Spitzer Friedhofes auf. Das Sediment enthält eine kleinwüchsige Mikrofauna, die zwar auf den marinen Charakter hinweist, aber keinen zwingenden stratigraphischen Hinweis darstellt. Allerdings besteht eine lithologische Übereinstimmung mit den tortonischen Schichten am Ostrand des Dunkelsteinerwaldes (R. GRILL, 1957, S. 118).

In den Gräben um den Kollmitz und Kollmütz westlich Joching bzw. westlich Weißenkirchen treten Reste von Baden in Form von blaugrauen, ungeschichteten und fetten, trocken grüngrauen und schuppig zerbröckelnden, feinsandig-glimmerigen, teilweise schon stark in Entkalkung begriffenen Tonmergeln mit feinsandig-glimmerigen Sandzwischenlagen auf (W. FUCHS, 1976, S. A76).

Grüne Mergel temporärer Bauaufschlüsse nördlich von Weißenkirchen lieferten eine prachtvoll erhaltene und reiche Foraminiferengesellschaft, die sogar Planktonelemente enthält (W. FUCHS, 1979, S. A74). Neben H. SCHWENK (1958) hat auch L. WALDMANN (1964) die Weißenkirchner Tertiär-Vorkommen kurz beschrieben.

Am Fahrweg nach Nesselstauden, hoch über Mitterarnsdorf, waren mehrfach in schlechten Aufschlüssen unter bis 3 m Solifluktionsschutt hellblaugraue, mehlsandig-glimmerige, schwach geschichtete Mergel angerissen, die vermutlich dem Badenien zuzurechnen sind. Sedimente gleicher Ausbildung wurden in dem angefallenen Bohrgut aus Bohrungen im Talboden bei Rührsdorf, Rossatz und Hundsheim gefunden, wobei in den Proben von Rossatz eine das Badenien belegende Mikrofauna festgehalten ist. Überdies ist bei L. WAAGEN (Verh. Geol. B.-A., 1932, S. 8) eine Brunnenbohrung bei der Villa Kleemann am südöstlichen Ortsausgang von Rossatz dokumentiert, die 55 m Tertiär durchteuft hat (W. FUCHS, 1974, S. A48).

In der Tongrube südlich Baumgarten war die diskordante Überlagerung des Tortonens auf der älteren Unterlagerung gut aufgeschlossen. Über dem unzersetzten Granulit und dem mächtigen kaolinisierten Granulit folgen hier wenige Meter Ton mit einem dünnen Kohlenflöz an der Basis und darüber einige Meter Melker Sand, schließlich als Abschluß des Profils mit scharfer Diskordanz grünliche, teilweise geschichtete Tonmergel und zwischengelagerte Sande, mit einer Blockpackung an der Basis. Sie führt neben kristallinen Nahkomponenten fossilreiche Melker Sandsteine, also aufgearbeitete Konkretionen aus dem unterlagernden Melker Sand. Die Tonmergel selbst führen eine marine Mikrofauna (R. GRILL, 1963, S. A26).

R. GRILL (1957, S. 117) weist darauf hin, daß der Tegel im Reisperbachtal nicht mehr zugänglich ist, da der alte, von J. BAYER (1927) bekanntgemachte austernführende Ziegelei-Aufschluß vollkommen verbaut ist. A. PAPP (1952) beschrieb aber daraus noch eine Landschneckenfauna, aus der er ein tortonisches Alter der Fundschichten ableitete.

### **Hollenburg-Karlstettner Konglomerat (Unterbaden, Obere Lagenidenzone), 17**

Diese Formation bildet eine mächtige Platte, aus polymiktem Konglomerat, dessen Grundfläche im Bereich von Karlstetten bei etwa 400 m Seehöhe aufliegt und sich allmählich gegen Nordosten bis auf ungefähr 200 m Höhe bei Hollenburg absenkt. An der bunten Zusammensetzung dieses Sediments beteiligen sich vorwiegend kalkalpine Elemente aber

auch härtere Sandsteine aus den Flyschbergen. Die Komponenten sind kies- bis schottergroß, wobei Gerölle mit Durchmessern bis 20 cm aber zu den Seltenheiten gehören; sie sind mäßig gut zugerundet und undeutlich eingeregelt. Vereinzelt trifft man im Konglomerat Kreuzschichtung an. Die Geröllfracht ist in reichliche, weiße Kalkmatrix eingebettet. Das Liegende der Psephite bilden 0,5 bis mehrere Meter dicke, hellgraue bis weißlichgelbe oder graugrüne bis safrangelbe, dünn-schichtige, teilweise feinstsandige Mergel (Basismergel [R. GRILL, 1956]) mit nicht seltenen gelben bis grauen Mehlsandzwischenlagen bis Dezimeterstärke, die in schmalen Lagen wiederholt noch bis in den höchsten Partien des Konglomerates aufscheinen. Die stratigraphische Stellung des Hollenburger-Karlstetterer Konglomerates wird durch hochmarine Mikrofaunen der Lagidenzone belegt, die nicht nur aus den Basismergeln sondern auch aus den Mergellagen und -linsen des Konglomerathauptschichtstoßes stammen. Aus dem Konglomerat selbst gibt es bisher keine Fossilfunde für eine genaue Einstufung.

Das Fehlen typischer Flußdeltaschüttungsmerkmale im Gefüge des Konglomerates in Verbindung mit den fast immer hochmarinen Mikrobefunden in allen Mergellagen des gesamten Verbreitungsgebietes weist darauf hin, daß mit dem Konglomerat nicht direkt der Mündungskegel einer Vortraisen in das Meer des tieferen Badenien überliefert ist. Das ohne Zweifel von einem Alpenfluß herbeigeschaffte Geröllmaterial wurde unter submarinen Verhältnissen noch durch Meeresströmungen etwas weiter verfrachtet, wobei fast alle fluviatilen Sedimentationszeichen verloren gingen (W. FUCHS, 1972, S. 219f).

Von dieser ausgedehnten Sedimentplatte sind im Blattgebiet nur drei kleinere Vorkommen nahe dem östlichen Blattrand vertreten: südwestlich Goldberg, bei Baumgarten und im Westhang des Wachtberges nordöstlich von Karlstetten.

### **Hollabrunner Schotterkegel (Pannon, vorwiegend Zonen C-B), 16**

Der Hollabrunner Schotterkegel ist nach R. GRILL (1968) von dem Vorläufer des unterpliozänen Stromes herzuleiten, der bei Krems das Engtal der heutigen Wachau verließ und gegen ENE verlief.

Die Formation liegt diskordant über einem ausgeprägten Oberflächenrelief vorwiegend bestehend aus fluviatil geschütteten, fein- bis mittelkörnigen, wohlgerundeten Quarzschottern mit häufigen Kies- und Sandlagen. Säugetierfunde aus den benachbarten Kiesgruben nordwestlich Stratzing bekräftigen das höchstmiozäne Alter der Ablagerungen. Die Gerölle des Hollabrunner Schotterkegels unterscheiden sich augenfällig durch ihr feineres Korn von Schottern des tieferen Miozän und Quartärs (W. FUCHS, 1980, S. 175).

Die Vorkommen des Hollabrunner Schotterkegels verteilen sich nahe dem östlichen Blattrand südlich Priel, südlich Imbach, nördlich Alauntal, am Braunsdorfer Berg und östlich Unterbergern.

## **3.3. Junge Bedeckung**

Die von W. FUCHS (1974) im Melker Raum erarbeitete Donauterrassengliederung, seither regional von Oberösterreich bis in das Inneralpine Wiener Becken in ihrer gleichbleibenden Abfolge bestätigt, ist in kleinen,

aber wichtigen Resten auch innerhalb der Engstelle der Wachau aufspürbar. Damit stellt dieses landschaftlich herrliche Teilstück der Donau kein Hindernis mehr für eine Parallelisierung alter Stromakkumulationen westlich und östlich davon dar. Es ist vielmehr zu einem wertvollen Bindeglied in der Kette der von W. FUCHS studierten Terrassentreppen geworden.

#### **Schotter der Terrasse von Knocking (Terrassensockel 13 m über Donau; Ältestpleistozän bis Oberpliozän), 15**

Schotterreste im Niveau von Knocking schneidet der Wegrand nördlich der Kuppe von Kollmitz (WNW Joching) an. Es sind ca. 1 m fein- bis mittelkörnige, ferretisierte Quarzrestschotter, darauf bis zu 1,5 m verschwemmte Bodenbildung, die ihrer intensiv rotbraunen Farbe wegen zumindest als Kremser Leimenhorizont identifizierbar wäre. Darüber folgt Schwemmlöß (W. FUCHS, 1975, S. A32).

Fein- bis mittelkörnige, ferretisierte Quarzrestschotter geringer Dicke treten im Wege westlich des Gipfels des Kollmitz auf; ebensolche Gerölle in sehr loser und dürrtiger Streu nehmen in derselben Höhenlage die breite Kuppe des Kollmütz allenthalben ein (W. FUCHS, 1976, S. A76).

Zwei weitere Vorkommen sind im Bereich des Goldberges nördlich der Mauterner Donaubrücke in der Karte eingetragen.

#### **Schotter der Rosenfeld-Terrasse (Terrassensockel 105 m über Donau; Ältestpleistozän bis Oberpliozän), 14**

In der Karte ist nur ein Vorkommen am Kollmitz nordwestlich von Wösendorf eingetragen.

#### **Schotter der Wachberg-Terrasse (Terrassensockel 75–80 m über Donau; Ältestpleistozän bis Oberpliozän), 13**

Unbedeutende, isolierte Relikte dieses Niveaus befinden sich südlich, östlich und nordöstlich von Schönbühel. Die bis zu 5 m mächtigen Schotterkörper mit fein- bis mittelkörnigen, teilweise ferretisierten Quarzkomponenten führen nicht selten kräftig rotbraun gefärbtes, lehmig-sandiges Zwischenmittel (W. FUCHS, 1971, S. A36).

#### **Schotter der Terrasse S Traismauer (Terrassensockel 65 m über Donau; Prägünz = Ältestpleistozän bis Oberpliozän), 12**

An der Straße zum Vorder Seiber westlich Weißenkirchen sind 65 m über dem Strom bis zu 3 m mittel- und besonders unmittelbar über der Kristallinoberkante grobkörnige Schotter mit basalen gerundeten Blöcken bis zu 0,5 m Durchmesser aufgeschlossen. Der vorwiegend aus ferretisiertem Quarz und etwas Kristallin aufgebaute Geröllkörper wird gegen das Hangende feinkörniger (W. FUCHS, 1975, S. A32).

Zwei weitere Vorkommen liegen am Eingang der Wachau, südöstlich Schönbühel und nördlich Goßam.

#### **Schotter der Terrasse N Hochstraßberg (Terrassensockel 45 m über Donau; Günz), 11**

Im tief eingeschnittenen Hohlweg, der steil von Joching hinauf zum Kollmitz leitet, sind über einem Grundgebirgssockel, der mit 45 m relativer Oberkantennähe die Flur N Hochstraßberg markiert, 6 bis 8 m fein- bis grobkörnige, ziemlich bunte (d. h. neben Quarz auch Kristallin- und Kalkalpengerölle) Schotter geöffnet. Sie zeigen an der Basis eine wohl-

entwickelte „Blocklage“, die ortsfremdes, nur kantengerundetes Blockmaterial beinhaltet. Gegen oben zu wird im allgemeinen der Schotterwurf auch hier feinkörniger (W. FUCHS, 1975, S. A32f).

Außerdem sind Relikte dieses Niveaus auch westlich Schallemmersdorf, oberhalb Bacharnsdorf und nordwestlich der Mauterner Brücke der Erosion entgangen.

### **Schotter der Terrasse von Lehen (Terrassensockel 25–30 m über Donau; Mindel), 10**

Die größte Verbreitung besitzt dieses Niveau am Eingang der Wachau diesseits und jenseits von Schönbühel.

In der in Rekultivierung begriffenen Schottergrube unmittelbar östlich von Schönbühel, an der Straße nach Gerolding, war der insgesamt vielleicht 7 m dicke Geröllkörper ungefähr 2,5 m aufgeschlossen. Unter den vielfach ferritisierten, fein- bis mittelkörnigen Komponenten dominiert Quarz, dann sind noch kristalline und auch kalkalpine, vereinzelt sogar Flyschgesteine anzutreffen. In größeren Abständen waren ca. 0,5 m tief eingesenkte, klar abgegrenzte, mit Lehm und etwas eingewürgten Schottern gefüllte Frosttaschen zu studieren. Die hangendsten Partien sind als Pechschotter entwickelt, anthropogen stark gestört und ohne Deckschichten. Die tieferen, noch einsehbaren Anteile des Aufschlusses sind etwas konglomeriert, wobei das Bindemittel kalkig ist!! (W. FUCHS, 1971, S. A36; hier aber noch dem Niveau N Hochstraßberg zugeordnet!).

Dieses Niveau ist noch besonders schön im Aufschluß NE Grimsing geöffnet. Hier liegen dem kristallinen Grundgebirge auf sehr flachem Relief 1 bis 2 m fein- bis selten grobkörnigen Schotter auf. Die Komponenten stellt in erster Linie wieder Quarz, es gibt aber auch seltener solche kristalliner und sedimentärer Gesteine (rote Sandsteine). In ähnlicher Position treten überdies geringe Schotterreste beim Kloster Schönbühel auf (W. FUCHS, 1971, S. A36; beide Vorkommen hier aber noch der Flur S Ornding zugeordnet).

Mit der Schotterebenheit von Lehen sind ferner die geringen Erosionsrelikte fein- bis mittelkörniger, ferritisierten Quarzschotter oberhalb der Weinriede Ritzing zwischen Joching und Weißenkirchen zu verbinden. Ihr einstiger Kristallinsockel ist als „Felsterrasse“ in Weißenkirchen, „In der Klaus“ nordöstlich Weißenkirchen und im Burgstall bei Unterloiben noch auffällig überliefert (W. FUCHS, 1975, S. A33).

### **Schotter der Terrasse S Ornding (Terrassensockel 17 m über Donau und tributärer Gerinne (Mindel), 9**

Auf der Felsleiste von Rossatz liegen, in ihrer Mächtigkeit stark schwankend und gegen die Berglehnen zu von Kolluvien bedeckt, ziemlich verbreitet fein- bis mittelkörnige, seltener bis kindskopfgroße, oftmals ferritisierte Quarz- und vereinzelt Kristallin- und Kalkalpengerölle (auf diese Schotterdecke hat übrigens schon L. PIFFL 1964 auf einer Exkursion im kleinen Kreis verwiesen). Verschiedentlich finden sich auch auf der ca. 17 m über dem heutigen Donaubeet sich entfaltenden Terrassenbasis größere und nur kantengerundete Grundgebirgsblöcke, vielleicht eine „Blocklage“ andeutend. Die Höhenlage der Schottergrundfläche läßt die Parallelisierung mit der Schotterebenheit von S Ornding zu. Dem gleichen Akkumulationszyklus gehören die Schotter südlich Mautern an, deren von Geröllen weitgehend entblößte Kristallinbasis unmittelbar südlich des Mauterner Friedhofes ansteht. Die Schotterdecke gewinnt bergwärts

an Mächtigkeit, wird aber durch die terrassierten Weinkulturen und vor allem durch die gewaltige Lößauflagerung nahezu unkenntlich. Baugruben in Mauternbach und der tiefliegende Hohlweg in der „Jungen Point“ südlich Mautern erschließen jedoch bunte, fein- bis mittelkörnige, ziemlich frische Donauschotter, die bedeutenden Gehalt an Kalkalpenkomponenten aufweisen (W. FUCHS, 1975, S. A48).

Reste dieser Schotterflur finden sich auch noch im Bahneinschnitt beim Bahnhof Unterloiben, wo sie dem bekannten Tertiärvorkommen in schlechten Aufschlüssen als geringmächtige, fein- bis mittelkörnige Schotter, aus Quarz und seltener aus Kristallinkomponenten bestehend, aufliegen dürften. Im Klosterfelsen von Dürnstein ist ein weiterer Rest des ehemaligen Terrassensockels erhalten (W. FUCHS, 1975, S. A33).

Die Terrasse nördlich Imbach im Kremstal ist als Beispiel eines entsprechenden Niveaus in einem tributären Gerinne in der Karte eingetragen.

### **Schotter der Hochterrasse lokaler Gerinne (Riß), 8**

Vorkommen dieses Niveaus sind in der Karte im Kremstal bei der Mündung des Reichaugrabens, westlich Oberbergern und nördlich der Kartause Aggsbach eingetragen.

### **Älterer Anteil der Heutigen Talböden an der Donau = Niederterrasse (Würm), 7**

In den hohen Randleisten, denen die Bundesstraße bei Arnsdorf, Rührsdorf und z. T. auch bei Hundsheim folgt, konnte dieses Niveau, das nach den Ergebnissen des Verfassers (1972) der alpinen gletschernahen Niederterrasse vergleichbar wäre, nachgewiesen werden. In Zufallsaufschlüssen an Hohlwegmündungen und Weinkellern beißen, noch bis zu 2 m über dem Straßenniveau angeschnitten, die Oberkanten fein- bis grobkörniger Donauschotter aus. Sie wirken zumeist recht unfrisch, zeigen wechselnd buntes Komponentenspektrum und tragen bis zu 3 m lagen- und linsenweise sandigen, öfters direkt Schuttlagen führenden Schwemmlöß (W. FUCHS, 1974, S. A49).

Daneben erwähnt W. FUCHS (1976, S. A76) unbedeutende Überreste der Niederterrasse zu Füßen des Hochrein nordöstlich von St. Michael.

### **Löß, Lehm (meist Würm), 6**

Über den Schotterterrassen im Wachauabschnitt zwischen Joching und Rothenhof lagert allenthalben mit unterschiedlicher Mächtigkeit Löß auf. Lößvorkommen größerer Mächtigkeit sind westlich Rothenhof und nördlich Joching (bis 10 m) verbreitet. Teils an der Basis direkt dem Terrassenschotter aufliegend oder davon abgesetzt sind einer bis mehrere, oft nur angedeutete Horizonte von bis zu 20 cm Dicke von fossilen Böden von der Art der Göttweiger Verlehmung im Löß enthalten. Im westlichen Abschnitt des Lößpakets bei Joching trifft man auf ca. 75 cm intensiv rotbraunen fossilen Bodens, der dem Kremser Verlehmungshorizont zeitlich zuordenbar wäre, hier aber hangwärts geneigt und wohl solifluidal geschoppt ist. Vereinzelt treten im Löß auch verschwemmte Horizonte mit Schotterlagen und -schnüren auf (W. FUCHS, 1975, S. A32f).

Im zu einer Art Schießstätte erweiterten Hohlwegknie nordwestlich Baumgarten liegen dem Gerölle bis zu 10 m Löß auf, darin inmitten die Göttweiger Leimzone ca. 0,5 m (an einer Stelle vielleicht durch interne Verschwemmungen, getrennt durch Schwemmlöß, sogar zweimal) ausge-



bildet ist. Der Liegendlöß zeigt bräunliche Farben und Verlehmung. Der hangende dagegen beinhaltet schmale, eingeschwemmte Kieslagen (W. FUCHS, 1975, S. A48f).

Reste eines Schotterniveaus im Kremstal, das sich von der Mündung des Tiefenbaches beim Wh. Königsalm talaufwärts bis etwa Hohenstein erstreckt und 25–30 m über Talsohle auftritt, wurden von W. FUCHS ebenfalls unter dieser Sammelsignatur zusammengefaßt.

Ausgedehntere Löß- und Lehmbedeckungen sind ferner im Abschnitt der Wachau oberhalb von Spitz, im Spitzerbachtal, bei Ober- und Unterbergern und im Bereich von Karlstetten zu finden.

#### **Aue des Jüngeren Anteiles der Heutigen Talböden an der Donau (Postglazial); lehmig-sandig-schotterige Ablagerungen lokaler Gerinne (Postglazial bis Jungpleistozän), 4**

#### **Höhere und ältere Fluren des Jüngeren Anteiles der Heutigen Talböden an der Donau (Postglazial), 5**

Von den jüngeren Anteilen der Heutigen Talböden sind trotz des engen und gewundenen Talstückes der Donau oder gerade deshalb doch etliche Flächen der Erosion entgangen.

Im Schutze des Felsens von St. Michael ist linksuferig der mehrgliedrige Heutige Talboden der Donau überliefert worden. Neben einem unbedeutenden Überrest der Niederterrasse zu Füßen des Hochreines sind auch die jüngeren (spät- bis) postglazialen Umlagerungs- und Eintiefungsstufen erhalten geblieben und durch augenfällig abfallende Geländestufen, die zwar mehrmals von ausmündenden Schuttkegeln unterbrochen werden, zu verfolgen und abzugrenzen (W. FUCHS, 1976, S. A76).

Das Umlagerungs- und Eintiefungsniveau des „Feldes“ liegt in bedeutender Verbreitung in den Weingärten um Ober- und Unterloiben vor und ist in schmalen Leisten auch zwischen Weißenkirchen und Joching zu verfolgen. Es fällt mit bis zu 3 m hohem Geländeknick zum nächst jüngeren Talboden ab, dem „Donaufeld“. Das bildet dann zumeist die übrigen Talbodenflächen von Joching – Weißenkirchen, der Frauengärten und von Dürnstein – Rothenhof, denn Aue ist linksufrig nur im Bereich der Frauengärten entwickelt, die mit 1,5 bis 2 m tiefer abgesetzt ist (W. FUCHS, 1975, S. A33).

Der besonderen morphologischen Situation bei Rossatz zufolge sind dort auch schmale Leisten der Jüngeren Anteile der Heutigen Talböden überliefert worden. So trifft man östlich Rührsdorf auf die Umlagerungsstufen des „Feldes“ und „Donaufeldes“, letzteres auch noch unterhalb von Rossatz. Das Augebiet von Rossatz ist völlig kultiviert.

## **4. Geologischer Bau**

Das auffallendste Bauelement des Blattgebietes ist die Diendorfer Störung, eine gerade, NE-SW-streichende steilstehende Zone entlang der Linie Mauternbach – Aggsbach Dorf, an der bedeutende linkssinnige Seitenverschiebungen (L. WALDMANN, 1951; H. G. SCHARBERT, 1962) stattgefunden haben. Als Ausmaß dieser Seitenverschiebungen wurden aufgrund der regionalen Gegebenheiten 25 km angegeben (O. SCHERMANN, 1965; A. MATURA, 1976). O. SCHERMANN (1965) nimmt oberkarbones (Asturische Phase), A. MATURA (1976) nachunterpermisches Alter dieser Be-

wegungen an. Diese Blattverschiebungszone wird durch einen Mylonitstreifen unterschiedlicher Breite (0–200 m) markiert und verursacht eine gründliche Gefügezerrüttung in den angrenzenden Gesteinen. Besonders der Verlauf der Gesteinszüge in der Südostscholle zeigt in der Nähe der Diendorfer Störung Schleppungskrümmungen. Einzelne schmale, stark zerrüttete Züge von stellenweise graphitführenden Paragneisen und Amphiboliten sind entlang der Störung eingeschichtet. Südwestlich von Aggsbach Dorf verläuft die Störung im Bett der Donau.

Zum Störungssystem der Diendorfer Störung gehören auch jene subparallelen, gleichsinnigen Störungen, die am Südwestrand der Dunkelsteinerwald-Granulitmasse wirksam gewesen sind und staffelförmige, horizontale Versetzungen von mehreren Kilometern bewirkt haben. Nach Norden in die Granulitmasse setzen diese Störungen zunächst als Zerrüttungszone fort. Ihre weitere Fortsetzung innerhalb der Granulitmasse nach Norden in Form auffallend geradliniger Gräben und Täler ist etwas fraglicher. Am Nordrand der Granulitmasse scheinen sie nicht mehr wirksam gewesen zu sein.

### **Bereich nordwestlich der Diendorfer Störung**

Der Bereich nordwestlich der Diendorfer Störung nimmt drei Viertel der Kartenfläche ein. Der Bau des Kristallins zeigt eine weitspannige, flache Mulde mit einer leicht gekrümmten, im Norden N–S-streichenden und im Südwesten NE–SW-streichenden Muldenachse. Die Depressionslinie dieser Mulde folgt in der Richtung der Muldenachse und verläuft nördlich der Donau in der Osthälfte des Blattgebietes; südlich der Donau biegt sie gegen Südwesten und nähert sich allmählich der Diendorfer Störung.

Durch die in Bezug auf den Blattausschnitt exzentrische Position der Depressionslinie nimmt der Westschenkel der Mulde den größten Teil des Bereiches nordwestlich der Diendorfer Störung ein. Er läßt sich in einen nördlichen, mittleren und südlichen Teilbereich untergliedern.

Der nördliche Teilbereich betrifft etwa das Einzugsgebiet der Gr. Krems und der Krems unterhalb des Zwickel. Das generell SE-gerichtet Einfallen der gesamten Serie ist in den tieferen, westlichen Anteilen steil, in den höheren mittelsteil, in den obersten flach. Die Faltenachsen fallen bevorzugt gegen S bis SSW ein.

Die Schichtfolge beginnt im Liegenden mit zwei Zügen von Dobra-Gneis. Der dazwischenliegende Streifen von Paragneis mit Einschaltungen von Quarzit, Marmor, Kalksilikatgneis ist eingefaltetes Hangendes. Im Westen folgt darüber eine bunte Serie aus Paragneisen mit Einschaltungen von Quarzit, Marmor, Kalksilikatgneis, Amphibolit und leukokraten Migmatitgneisen. Der tiefere Abschnitt ist charakterisiert durch seinen Reichtum an Marmoreinschaltungen mit graphitischen Partien in Marmor und Paragneis. Zwischen den Marmorzügen oder im Liegenden derselben treten nicht selten Quarzite auf, meist unrein mit feldspatreichen Lagen, und Paragneis in engem Wechsel oder in engem Verband mit leuko-granitischen bis leukoquarzdioritischen Orthogneisschollen- und linsen. Der markante Kalksilikatgneiszug im Hangenden der marmorreichen Zone stellt vermutlich die nördliche Fortsetzung des silikatischen Hinterhauser Marmors dar und geht im nördlichsten Abschnitt in einen Marmor über. Über der marmorreichen Zone folgt die Formation des Buschhandwand-Amphibolits, die in mehrere langgestreckte und relativ enggescharte, bis einige Meterzehner mächtige Körper aus meist deutlich gebänderten Amphiboliten aufgelöst ist. Eher im basalen Bereich dieser Formation sind

Ultrabasitkörper unterschiedlicher Größe eingeschaltet. Der Größte mit etwa 1 km Länge und mehr als 200 m Breite befindet sich westlich von Latzenhof. Kennzeichnend für diese Amphibolitformation sind weiters bis mehrere Meter mächtige, lagenweise Einschaltungen von buntem Marmor, vor allem im Abschnitt zwischen Purkersdorf und Felling, sowie einzelne Orthogneiskörper von leukoquarzdioritischer Zusammensetzung. Der darüber im Osten folgende Bereich ist vor allem im Raume Nöhagen durch die Einschaltung von mehreren Dioritgneiskörpern ausgezeichnet. Sie tauchen beim Kraftwerk Philippsäge im Kremstal axial gegen NE ab, setzen sich aber gegen Süden als schmaler aber niveaubeständiger Horizont fort. Den Abschluß dieser Folge bilden migmatitische Paragneise mit mehreren Einschaltungen von leukokraten Migmatitgneisen und einzelnen größeren Marmor- und Amphibolitvorkommen.

Der mittlere Bereich betrifft das Einzugsgebiet der Kl. Krems mit der weiteren Umgebung von Weißenkirchen und Spitz (vgl. auch Taf. 1, Profil 1). Dieser Raum wird geprägt durch einen einfachen aber weit ausschwingenden, isoklinalen Faltenbau im peripheren Bereich, markiert durch die Buschhandwand-Amphibolit-Formation, sowie einen lebhafteren und komplizierten Faltenbau im Kernbereich zwischen Mühldorf und Spitz, markiert vor allem durch Kalksilikatgneis- und Marmorzüge. In der durch die Buschhandwand-Amphibolit-Formation markierten und durch flach nach NE bis NNE einfallende Achsen bestimmten Faltenstruktur bildet der von Nordosten heranreichende Abschnitt den Liegendschenkel. Die synklinale Umbiegung erfolgt im Gebiet zwischen Marbach/Kl. Krems und Mühldorf und reicht etwas über den westlichen Blattrand hinaus. In diesem Scharnierbereich häufen sich mehrere größere Ultrabasitkörper. Der Mittelschenkel der Buschhandwand-Amphibolit-Formation schwingt nach Nordosten zurück bis in den Raum von Maigen und Weinzierl, wo die antiklinale Umbiegung der Amphibolitzüge kontinuierlich verfolgt werden kann. Von dort zieht der Hangendschenkel gegen Süden entlang dem Buschhandwand-Rücken und quert dann die Donau. Die erwähnten Dioritgneiskörper im Hangenden passen sich ebenfalls dieser Faltenstruktur an. Weiter im Hangenden geht der Einfluß dieser Verformung anscheinend verloren.

Vergleicht man in Bezug auf die Lithologie und Abfolge die Gesteinsserie im Liegenden der Buschhandwand-Amphibolit-Formation aus dem nördlichen Teilbereich mit jener, die von dem Mittel- und dem Hangendschenkel dieser Großfalte umspannt wird, so sind deutliche Unterschiede feststellbar. Der lebhafte Faltenbau der beteiligten Gesteinszüge wird durch ENE bis ESE einfallende Achsen bestimmt. Ein kontinuierlicher Zug von Kalksilikatgneisen, der wenige Meterzehner mächtig werden kann und sich von Süden her aus dem Zug des silikatischen Hinterhauser Marmors entwickelt, stellt innerhalb dieser Serie einen idealen Leithorizont dar. Er markiert zwei isoklinale Großfalten mit Scheitelzonen bei Habruck und am Buchberg nördlich von Spitz. Aus den vielfältigen kleineren Einschaltungen innerhalb der Paragneise im Hangenden dieses Hinterhauser Marmor-Kalksilikatgneisniveaus sticht ein Zug von Aplitpegmatitgneis in engem Verband mit Marmor und entlang dem Mieslingtal verlaufend hervor. Im Liegenden des Kalksilikatgneiszuges, also auch den Kernbereich der von ihm gebildeten Falten darstellend, folgt, durch einen schmalen Paragneisstreifen getrennt, der Granodioritgneis von Spitz. Er bildet nördlich und südlich des Spitzerbachtals mehrere, langgestreckte Körper z. T. in engem Verband mit Quarzit und lebhaft gefaltet. Im Kernbe-

reich dieser Großstruktur schließlich treten im Raume von Mühldorf aus dem westlich benachbarten Blattgebiet herüberreichend örtlich graphitreiche Marmorzüge auf, bzw. im Nordhang des Jauerling ein enggewundener Kalksilikatgneis-Marmorzug vom Typ Hinterhaus.

Der südliche Teilbereich betrifft den Jauerling-Ost- und Südhang sowie den Abschnitt des gegenüberliegenden Talhanges der Donau zwischen Bacharnsdorf und Aggstein. Ohne auffallende Verfaltungen setzt hier fast der gesamte Gesteinsverband bei mittelstem SE-Fallen aus dem mittleren Teilbereich gegen Südwesten fort. Dabei nimmt sowohl die Gesamtmächtigkeit als auch die der einzelnen Schichtglieder allmählich ab. Den Liegendanteil der Schichtfolge bilden ausgedehnte Paragneise im weiteren Gipfelbereich des Jauerling, wo sanfte Geländeformen und dürftige Aufschlußverhältnisse herrschen. Daher ist auch der möglicherweise komplizierte Internbau dieses Bereiches kaum aufzulösen. Da zieht beispielsweise ein Quarzitlager im Verband mit Amphiboliten aus dem Marbachgraben im Jauerling-Nordhang über die Jauerling-Gipfelkuppen in das westlich benachbarte Blattgebiet, um wenig südlich wieder zurückzukehren und im Gebiet des Klaffergrabens eine Schleife anzudeuten. Ein tieferer, von zahlreichen kleineren Amphibolitlinsen durchschwärmter Granodioritgneiskörper zieht von Norden aus dem Spitzerbachtal über Benking heran und endet in dem Terrain nordwestlich von Wiesmannsreith. Begünstigt durch die besseren Aufschlußverhältnisse in der Ost- und Südflanke des Jauerlingstockes sowie durch die einfacheren Strukturen wird der Gebirgsbau der hangenden Schichtfolge leichter und klarer erkennbar. Sie beginnt im Liegenden mit dem obersten Granodioritgneiskörper, der aus dem Spitzer Raum kontinuierlich über den Hirschenkogel und Ma. Laach nach Südwesten weiterzieht. Getrennt durch einen schmalen Paragneisstreifen folgt darüber Hinterhauser Marmor, der im Liegenden und Hangenden von Kalksilikatgneis gesäumt wird oder streckenweise gänzlich vorherrscht. Der nächste bemerkenswerte Horizont, in welchem lichter Marmor mit leukokrater Migmatitgneis eng verbunden ist, steht mit den entsprechenden Vorkommen im Mieslingtal in Verbindung. Der im Abschnitt zwischen Schwallenbach und Ma. Laach noch vorherrschende Marmoranteil tritt weiter südwestlich gänzlich zurück. In den Paragneisen darüber treten zunächst zwei Kalksilikatgneislager stärker hervor, bis im Hangenden davon die südliche Fortsetzung der Buschandlwand-Amphibolit-Formation erreicht wird. Sie verläuft von Groisbach über Schlaubing nach Südwesten. Das nördliche Verbindungsstück bilden in der gegenüberliegenden steilen Talflanke des Donautales zwischen Mitterarnsdorf und Aggstein landschaftlich markante Felsbänder. Dioritgneis läßt sich von Norden her im Hangenden der Buschandlwand-Amphibolit-Formation über die Westschulter des Parapluiberger bei Oberarnsdorf bis etwa westlich unterhalb der Tischwand als anscheinend schmächtiges Band mit Mühe verfolgen. Weiter südwestlich scheint dieses Lager zu fehlen. Schließlich folgt im Hangenden eine Zone, die im Kartenbild den sicher zutreffenden Eindruck ausgeprägter tektonischer Verformung und Durchmischung macht, mit zu größeren Schollen zerrissenen Lagern von Marmor, Amphibolit und leukokrater Migmatitgneis. Einzelne mit dem Gföhler Gneis anscheinend nahe verwandte oder identische Gneiskörper, eher in den tieferen Anteilen der zuletzt genannten Zone wahrscheinlich tektonisch eingeschaltet, stehen, ummantelt von Amphiboliten, im Hangfuß nördlich von Aggstein sowie am Rücken und im Ostfuß des Eichberges nördlich von Aggsbach Markt an.

Vom Ostschenkel östlich im Liegenden des Gföhler Gneises ist im Blattgebiet entlang dem östlichen Blattrand nur ein relativ schmaler, bis etwa 1 km breiter Streifen zwischen Droß und Stein verteten. Aus den verschiedenen Einschaltungen der mittelsteil W-fallenden Paragneise treten nur Graphitquarzit bei Priel, vereinzelte leukokrate Gneislager im Süden sowie einzelne größere Amphiblitkörper stärker hervor. Augenstrukturen sind im Korngefüge der Paragneise dieses Bereiches verbreitet, womit zumindest für einen Teil des Mineralbestandes postkristalline Deformation angezeigt wird.

Im Kern der Großmulde, also beidseits unterteuft von der Nachbarseerie, liegt der Gföhler Gneis. Die besonders flache Muldenform seiner unteren Grenzfläche ist durch den Geländeanschnitt sehr gut belegt. So mißt der Gföhler Gneis im Gebiet nördlich der Donau in etwa 600 m Höhe ungefähr 6,5 bis 7 km Breite; in etwa 300 m Höhe dagegen, wie im Raume Steinbachtal-Senftenberg nähern einander die östliche und westliche Grenze bis auf etwa 2 km (siehe Taf. 1, Profil 1). Der Gföhler Gneis des Sandl und des Weitenbergrückens nördlich von Weißenkirchen wurde durch Erosion von der Hauptmasse des Gföhler Gneises abgetrennt. Eine undeutliche Diskordanz der Gföhler Gneismasse zu den benachbarten Gesteinsserien ist im Kartenbild des Blattgebiets wohl bemerkbar. Auf dieses Phänomen hat schon L. KÖLBL (1925) hingewiesen. Eine Zone mittelsteil westfallender Transversalschieferung mit ostvergenter Fältelung der älteren Schieferung erstreckt sich zwischen Dürnstein und dem Steinbachtal mit starkem Einfluß auf die Felsformen im Landschaftsbild. Darüber hinaus fällt allgemein auf, daß nördlich der Donau sowie im nördlichsten Dunkelsteinerwald die Schieferung in der Westhälfte des Gföhler Gneises sowie in den angrenzenden Gesteinen häufiger gegen Westen einfällt, als söhlig liegt oder gegen Osten einfällt. Auch dafür dürfte diese jüngere Transversalschieferungsphase verantwortlich sein, die jene den Großbau auch heute noch bestimmende stoffliche Verteilung im Kleinbereich überprägt hat. Die Gföhler Gneismasse wird unmittelbar von vorwiegend inhomogenen Migmatit-Amphiboliten unterlagert, die am Westrand örtlich recht mächtig anschwellen, am Ostrand dagegen nur einen eher schmalen Streifen bilden. Ultrabazit direkt am Kontakt und streifiger Anorthosit-Amphibolit kommen beidseits der Gföhler Gneismasse vor. Diese Zone basischer Gesteine und die angrenzende Unterlage ist besonders an der Westseite der Gföhler Gneismasse intensiv gefaltet und in Linsen und Schollen zerlegt. In der Wachau krümmt sich die Gföhler Gneismasse gegen Südwesten, überschreitet bei Aggsbach wieder die Donau und wird unter spitzem Winkel von der Diendorfer Störung abgeschnitten.

In verschiedenen großtektonischen Entwicklungsmodellen der Böhmisches Masse, aber auch in diversen petrologischen Arbeiten der letzten Jahre wurde für die interne Gliederung des östlichen Moldanubikums ein Vorschlag von G. FUCHS verwendet, wonach u.a. die Grenze zwischen der sogenannten „Gföhler Einheit“ im Hangenden und der sogenannten „Drosendorfer Einheit“ im Liegenden an die Basis der Buschhandlwand-Formation gelegt wird. Dafür gibt es allerdings im Gebiet von Blatt 37 Mautern keine Indizien. Wie bereits erwähnt und beschrieben, kommt für eine bedeutende Bewegungsbahn alpinotyper Deckeneinheiten am ehesten der Bereich unterhalb der die Gföhler Gneismasse umhüllenden Migmatitamphibolite in Frage.

Die Anordnung der B-Achsen ist im Bereich nordwestlich der Diendorfer Störung sehr uneinheitlich. Einheitliche Ausrichtung der B-Achsen ist nur in kleineren Bereichen entwickelt, wo selten auch Querachsen fehlen. Durch die Verteilung der Faltenachsen lassen sich verschiedene Richtungen zu zusammenhängenden Bögen verbinden. Achsen gleicher Streichrichtung zeigen unterschiedliche Einfallrichtung. Während die Vergenzen der Großfalten des Hinterhauser Marmor- Kalksilikatgneisbandes und der Buschhandlwand-Amphibolit-Formation gegen Nordwesten weisen, sind die Vergenzen der Kleinfalten im Aufschlußbereich uneinheitlich. A. TOLLMANN (1982) hat aus den Gebieten um Spitz, Marbach a. d. K. Krems und Albrechtsberg ausschließlich ost- bis südostvergente Falten beschrieben. Eine Entwirrung dieser Strukturen, die vermutlich das Ergebnis einer mehrphasigen Verformung sind, erfordert eine umfassende Gefügeanalyse dieses Raumes und seiner Nachbargebiete.

### **Bereich südöstlich der Diendorfer Störung**

Dieser Abschnitt (vgl. auch Taf. 1, Profil 2) deckt sich flächenmäßig mit dem Großteil des Dunkelsteinerwaldes und wird von einer ausgedehnten Granulitmasse dominiert.

Der Innenbau dieser Granulitmasse wird in ihrem nördlichen Teil durch ost-westliches Streichen der Schieferung bei steilem Einfallen oder Saigerstellung bestimmt. Diesen Gegebenheiten folgt auch eine Zone mit sehr unterschiedlich dicht gescharten Einschaltungen basischer Granulite und Ultrabasite, die aus dem Gebiet des Hiesberges bei Schenkenbrunn über spärliche Vorkommen am Statzberg und im Klebelgraben in das Gebiet um Meidling im Tal im östlich benachbarten Blattgebiet hinüberreicht. Im südlichen Teil schwenkt das Streichen der Schieferung in NW-SE-Richtung bei vorwiegend südwestlichem Einfallen. Nur in der Nähe des Ostrandes und im Südosteck des Blattgebiets läßt sich östliches Einfallen der Schieferung feststellen. Am Südrand der Granulitmasse treten wieder gehäuft basische Granulite und Ultrabasitkörper unterschiedlicher Größe auf. Die nördliche und südliche Begrenzung bilden schmale, fast geschlossene Ultrabasitstreifen. Die nördliche Grenzfläche im Halterbachtal fällt mittelsteil gegen Süden. Dieselbe Orientierung zeigen auch die im Liegenden anschließenden Pyroxenamphibolite und die darunter folgenden Paragneise und Amphibolite. Die südliche, durch die Parallelstörungen der Diendorfer Störung deutlich und mehrfach versetzte Grenze scheint saiger zu stehen. Der anschließende, mehrere hundert Meter breite Streifen von Pyroxenamphibolit fällt mittelsteil bis steil südwestwärts. Diese basischen und ultrabasischen Gesteine im Norden und Süden bilden die Hülle der Granulitmasse und mit ihr zusammen eine Einheit.

Das restliche Gebiet zwischen Granulitmasse und südlichem Blattrand im Raum Schönbüchel-Gerolding ist deutlich von mehreren Parallelstörungen der Diendorfer Störung durchschnitten, in Schollen zerlegt und gestaffelt versetzt worden. Die bunten Abfolgen in den einzelnen Schollen lassen sich gut untereinander korrelieren. Das Streichen dreht sich aus der E-W-Richtung im westlichen Bereich in NW-SE-Richtung im östlichen Bereich. Das Einfallen ist generell steil bis mittelsteil südwestwärts gerichtet, zeigt auch nicht selten saigere Stellung. Von Nordosten gegen Südwesten läßt sich von der Granulitmasse weg folgende Abfolge feststellen. An die erwähnten Pyroxenamphibolit-Formation schließt zunächst ein unterschiedlich breiter Streifen von leukokraten Migmatitgneisen mit

häufigen Amphiboliteinschaltungen an. Es folgt mit beachtlicher Verbreitung nördlich Schönbüchel und nordöstlich Gerolding eine Zone reich an graphitführenden und eng mit leukokraten Migmatitgneisen verbundenen Marmoren und einzelnen Quarziteinlagerungen und schließlich Paragneis mit mehreren Amphibolitlagern.

## 5. Zur Metamorphose

Von F. BECKE (1882) stammen richtungsweisende und heute noch gültige Überlegungen zu einzelnen Teilaspekten dieses Themenkreises und an Beispielen aus dem vorliegenden Blattgebiet (z.B. Umwandlung von granatfreien Ultrabasiten zu „Dürnsteiner Kugeln“).

Für die kaledonische Hauptmetamorphose der Granulite des Waldviertler Moldanubikums haben H. G. SCHARBERT & G. KURAT (1974) mit Hilfe von Mikrosondenanalysen und paragenetischen Überlegungen mindestens 760°C als Bildungstemperatur und 11 kb als Bildungsdruck bei geringem Wasserdampfdruck abgeleitet. Randliche Überprägungen der Granulitmasse unter Bedingungen der Amphibolitfazies erfolgten in variszischer Zeit.

Aufgrund neuerer petrologischer und geochemischer Untersuchungen aus den letzten Jahren von M. HODL (1985), K. PETRAKAKIS (1986), G. KUSCHNIG (1986) und H. HÖGELSBERGER (1987) an Gesteinen der südlichen Bunten Serie des Waldviertels (Paragneis, Amphibolit, Marmor, Kalksilikatgneis; z.T. aus dem Blattgebiet) werden als Bildungsbedingungen der prägenden Hauptphase Temperaturen von 700–770°C und Drucke von 7–9 kb bei ebenfalls geringem Wasserdampfdruck angegeben. Daraus ergibt sich gegenüber älteren Annahmen ein wesentlich geringerer Unterschied zwischen den Bildungsbereichen der Granulitmassen und der Bunten Serie. Nach M. HODL (1985) hat eine jüngere Metamorphosephase die Temperatur von etwa 630°C erreicht.

Nach dem eigenen Eindruck im Gelände und an den untersuchten Proben war der Grad der Hauptmetamorphose im Bereich östlich des Gföhler Gneises deutlich geringer als westlich desselben. Die nach dem Metamorphose-Hauptereignis einsetzende Abkühlung hat im Mineralbestand in örtlich verschiedener Intensität die instabilen Paragenesen verändert. So sproßte beispielsweise Hellglimmer auf Kosten von Sillimanit oder Alkalifeldspat bzw. Chlorit nach Biotit und Granat. Größere Anteile an grobschuppigem Glimmer in Form von Zweiglimmer-Paragneisen und -Glimmerschiefern treten sowohl innerhalb der Bunten Serie als auch im östlichsten Bereich zwischen Stein und Drosendorf auf.

Das deutliche und verbreitete Augen- und Flasergefüge in den westfallenden Paraserien östlich des Gföhler Gneises läßt auf eine in Bezug auf die metamorphe Hauptüberprägung spätere Durchbewegung schließen, die vermutlich mit jener, nach Orientierung und Bewegungssinn übereinstimmenden Transversalschieferung im Raume Dürnstein in Beziehung steht.

## 6. Nutzbare Gesteine und mineralische Rohstoffe

Die meisten Angaben stammen aus dem Lagerstättenarchiv an der Geologischen Bundesanstalt, ergänzt durch eigene Beobachtungen. Eine umfassendere Darstellung ist in J. ALBER (1987) enthalten.

### Baurohstoffe

Einige wenige Steinbrüche stehen dauernd oder zeitweilig in Betrieb. Eine größere Anzahl an eher kleineren Steinbrüchen sowie die wenigen Lehmgruben sind stillgelegt, z. T. dicht verwachsen und die ehemaligen Werksgebäude verfallen. Die für die verschiedenen Verwendungsarten geeignetsten Gesteine aus dem Blattgebiet sind Marmor, Kalksilikatgneis, Gföhler Gneis und Granulit. Die meisten der stillgelegten und aktiven Steinbrüche sind in diesen Gesteinsarten angelegt.

Die beiden großen, in Betrieb befindlichen Steinbrüche an der Donau, der eine südwestlich von Spitz in silikatischem Marmor, der andere gegenüber von Weißenkirchen in Gföhler Gneis, liefern vorwiegend **Wasserbausteine**, der erstere noch andere Körnungen bis zum **Brechsand** sowie auch **Werksteine**. Der Standort der Betriebe mag praktisch sein, das Landschaftsbild aber wird stark gestört. Gföhler Gneis und der harte, zähe Granulit, der in allen Körnungen verwendet wird, untergeordnet auch als Baustein, sind in riesigen Mengen vorhanden und auch unter Berücksichtigung des Landschaftsbildes und von Siedlungsräumen in versteckten Seitengraben und -tälern reichlich verfügbar.

Die größeren Marmorvorkommen bilden langgestreckte, häufig verfaltete Körper, deren Mächtigkeit von mehreren Metern bis zu wenigen Zehner-Metern schwankt. Gewöhnlich enthalten diese Dolomit- und Kalkmarmore Beimengungen von Silikatmineralen (dunklen Glimmer, farblosen Amphibol, Diopsid, Feldspat, Quarz) und Graphit. Ein beträchtlicher Anteil der Vorkommen ist verkehrsmäßig ungünstig gelegen. Das größte Marmorvorkommen im Blattgebiet mit nicht geringen Anteilen von Werk- und Dekorsteinqualität befindet sich in der Umgebung von Brunn/Walde nahe dem nördlichen Blattrand.

**Werk- und Dekorsteine** aus einer glimmerarmen, weitständig geklüfteten, graphitisch gebänderten, weißen bis grauen Partie eines Marmorzuges werden in mehreren Brüchen bei Marbach/Kl. Krems gewonnen. Der Abbau des dekorativen, grobkristallinen, rosa gebänderten Hartensteiner Marmors mit schwarzen, boudinierten Amphibolitzwischenlagen in einzelnen Brüchen bei der Burg Hartenstein ruht schon seit vielen Jahren.

Grünlichgrauer, plattig brechender Kalksilikatgneis, der den silikatischen Marmor bei der Ruine Hinterhaus begleitet, war und ist ein beliebter Baustein für Mauern.

**Löß** bzw. **Lößlehm** haben als Ziegelrohstoffe an Bedeutung verloren. Die früheren Gewinnungsstätten nordwestlich von Droß im Kremstal westlich von Senftenberg und südöstlich von Schönbühel sind nicht mehr in Betrieb.



## Industrieminerale

Eine Reihe bekannter Vorkommen von Industriemineralen sind entweder schon ausgebeutet oder werden aus Gründen mangelnder Abbauwürdigkeit derzeit nicht abgebaut.

**Graphitanreicherungen** sind besonders im Verband mit Marmoren verbreitet aber auch innerhalb der Paragneise zu finden. Die bedeutendsten befinden sich im Mühldorfer Revier.

Der Feldspatanteil einiger **Pegmatit**vorkommen war als Rohstoff für keramische Zwecke interessant; bekannter sind solche Vorkommen aber als beliebte Mineralfundstellen geworden, wie das Vorkommen in Gföhler Gneis beim Gasthof Königsalm, jene im Serpentin bei Felling, Latzenhof, Kl. Heinrichschlag und Gänshof, und jene im Granulit des Dunkelsteinerwaldes südöstlich von Hessendorf und im westlichen Ortsbereich von Ambach.

**Quarzit** als Rohstoff für die Glasindustrie wurde zuweilen besonders am Jauerling (bei der Theresien-Hütte, bei Gießhübl und Zintring) gewonnen.

Bei Winzing NNE von Karlstetten wird in mehreren weitläufigen Gruben innerhalb der Melker Formation **Quarzsand** unterschiedlicher Qualitäten abgebaut. Zahlreiche mit 30° bis 70° gegen NW und SE einfallende und subparallel zur Diendorfer Störungsschar NE-SW streichende postsedimentäre Brüche mit Versetzungsbeträgen bis zu 9 m stören die sonst sehr einheitliche Schichtfolge im Abbaubereich stark (mündl. Mitt. R. ROETZEL). Die hier abgebauten Rohstoffe finden derzeit hauptsächlich in der Feuerfestindustrie, Gießereindustrie und Bauindustrie Verwendung.

Die ehemalige **Tongrube** südlich von Droß weist gegenwärtig nur eine geringfügige Produktion auf. Die Tonqualität ist sehr gut; der Vorrat beträgt etwa 2 Mio. m<sup>3</sup> Tonrohstoff (J. ALBER, 1987).

Das Alauntal bei Krems leitet seinen Namen von jenem **Alaun**-Bergwerk ab, das dort mit Unterbrechungen bis in das 19. Jahrhundert betrieben wurde. Die älteste Nachricht darüber stammt aus dem 16. Jahrhundert. Von dem Bergbau und einem angeschlossenen Sudwerk sind heute nur mehr ein als Keller verwendeter Stolleneingang erhalten. Die Alaunlagerstätte ist durch Verwitterung kiesimpregnierter, graphitführender, biotitreicher Paragneise entstanden (H. MICHEL, 1922; F. SILBERHUBER, 1925; R. J. MAYRHOFER, 1958).

## Erze

Viele Stellen, wo zur Gewinnung von Erzen Schürfe oder Stollen angelegt wurden, sind nur mehr von historischem Interesse. Einzige Zeugnisse der meisten dieser nur bescheidenen bergbaulichen Aktivitäten sind einige Archiv-Angaben. In der Landschaft sind die Spuren meist verwischt und die Erinnerung über solche Abbaustellen bei der einheimischen Bevölkerung meist verloren gegangen.

Sehr bescheiden, z. T. bereits abgebaute, durch Verwitterungsvorgänge aus erzhaltigen Gesteinen erzeugte Anreicherungen („Eiserner Hut“) von Eisen- (**Limonit**) und Kupfererzen (**Kupferkies**) wurden vor allem im Bereich des Mosinggrabens – Mieslingbachgrabens (Neusiedl, Arzberg) bei Spitz beschürft, wovon noch einige, größtenteils verstürzte Stollen und verwachsene Halden zeugen.

L. WALDMANN (1963, S. A64) wies auf Spuren alter Fe-Schürfe im Südhang des Wachtberges (? , vermutlich geänderte Bezeichnung in der neuen Topographie), im Grenzgebiet von Ober- und Unter-Meisling (!) hin, die in dem Eisernen Hut Kies führender Marmore umgegangen sind. Über ehemalige Limonit-Abbaue im Bereich Arzwiesen – Kl. Heinrichschlag – Koppenhof – Kalkgrub gibt es zwar Archivhinweise, ihre Spuren in der Landschaft sind aber gänzlich verwischt.

Auf eine alte Anregung von F. BECKE wurde der Anorthositamphibolit von Senftenberg vorübergehend zu Beginn des 2. Weltkrieges als **Aluminiumerz** näher in Betracht gezogen.

Eine an Kalksilikatgesteine gebundene **Scheelit**mineralisation wurde bei Allentzschwendt in der Nordwestecke des Blattgebietes entdeckt (A. BERAN et al., 1985). Die Hauptkomponente dieser Scheelit führenden Gesteine sind Ferrosalit, Mejonit reicher Skapolith und Quarz, der durchschnittliche Wolframgehalt liegt bei 1500 ppm. Die Scheelitmineralisation ist auf etwa 5 km im Streichen verfolgbar und erscheint schichtgebunden. Kontakte zu Intrusivgesteinen wurden nicht beobachtet.

## 7. Geophysikalische Untersuchungen

(H. HEINZ)

Das Gebiet von Blatt 37 Mautern ist aerogeophysikalisch verhältnismäßig gut untersucht. Beflogen wurde fast der gesamte Bereich südlich der Donau und ein Gebietsstreifen westlich von Krems (Gföhler Gneis, Migmatitamphibolite, Paragneise südöstlich von Senftenberg [W. SEIBERL & H. HEINZ, 1985a, b; W. SEIBERL & H. HEINZ, 1986]). Die aerogeophysikalischen Messungen wurden einerseits vom Hubschrauber aus getätigt (Flughöhe etwa 80 m über der Geländeoberkante), andererseits existiert über das gesamte Bundesgebiet eine aeromagnetische Aufnahme (Flughöhen – je nach topographischen Bedingungen – 800 bis 4000 m über Normalnull).

Manche, nur mit geophysikalischen Methoden erfaßbare geologische Körper oder Strukturen konnten wegen der unvermeidlichen zeitlichen Diskrepanz zwischen geologischer Aufnahme und geophysikalischer Untersuchung in die Karte keinen Eingang finden. Die Verhältnisse lägen wesentlich günstiger, bestünde die Möglichkeit der Kartierung bereits mit der Kenntnis der geophysikalischen Parameter.

### Widerstandskartierung (Elektromagnetik)

(vgl. Abb. 5)

Gute Leitfähigkeit wurde entlang des Diendorfer Störungssystems gemessen. Vor allem an der Linie zwischen Oberbergern und Maria Langegg und südlich von Aggsbach-Dorf dominieren die niedrigen Widerstände mit Werten zwischen 25 und 100 Ohmmetern; vereinzelt kommen auch relative Minima mit etwa 1000 Ohmmetern vor. Allen Zonen mit den niedrigen Widerständen sind wohl die Schmierzonen und Mylonite im Gefolge des Störungssystems zuzuordnen. Die erhöhten Werte können mit den graphitführenden Paragneisen in der Umgebung von Geyersberg in Verbindung gebracht werden.

Ein zweiter, auffälliger Streifen guter Leitfähigkeit setzt am rechten Donauufer nordwestlich von Aggsbach-Dorf an und erstreckt sich in nord-nordöstliche Richtung bis Bacharnsdorf, koinzidiert also mit der Grenze Paragneise/Amphibolite/Dioritgneise/Gföhler Gneis s. s. Die Ursachen für diese niedrigen Widerstände (um 25 Ohmmeter, nur vereinzelt bis über 1000 Ohmmeter) können sein:

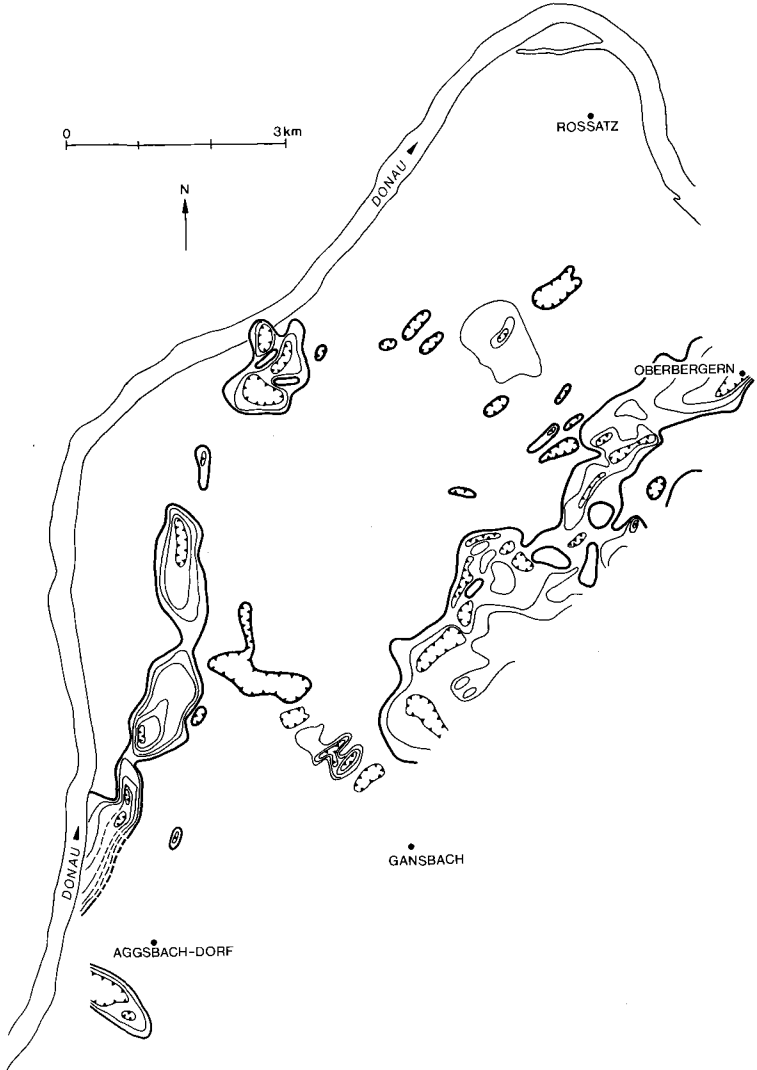


Abb. 5: Scheinbare spezifische Widerstände des Gebietes zwischen Aggsbach Dorf und Rossatz. Isolinien für 25, 50, 100, 250 , 500 und 1000 Ohmmeter; dicke Linie = 1000 Ohmmeter; Zacken weisen zum relativen Minimum. Beachtenswert sind die Grenze Bunte Serie/Gföhler Gneis, die NW-SE-verlaufende Struktur nordwestlich von Gansbach und der Einfluß der Diendorfer Störung (W. SEIBERL & H. HEINZ, 1985b, Anlage Nr. 2).

- Auflockerungszonen beiderseits der Grenze Bunte Serie (bzw. deren Äquivalente) südlich der Donau zum Gföhler Gneis; impliziert wäre damit eine Tektonisierung unbekanntes Grades in diesem Bereich, für die jeder geologische Befund fehlt;
- gutleitende Deckschichten (z. B. lockerer Schutt; verschwemmter Löß; Sedimente mit hohem Feinkornanteil, also Tone oder Schluffe); die Mächtigkeiten solcher Sedimente könnten durchaus recht gering sein;
- Migmatit-amphibolite, die mit bemerkenswerter Konstanz die Grenze zu den Gföhler Gneisen markieren. Südlich von Rossatz treten die gleichen Gesteinstypen ebenfalls auf, sind aber nicht durch vergleichbare Werte charakterisiert. Nördlich der Donau wiederholt sich dieses Phänomen jedoch wieder. Am Jägerberg (nördlich Dürnstein) ist die Grenze zwischen beiden Gesteinstypen durch ein Widerstandsminimum ausgezeichnet.

In der Gföhler Gneismasse selbst waren nur vereinzelt relative Minima der Widerstände zu finden. Es sind dies:

- der obere Einzugsbereich des Windstallgrabens südwestlich Rossatz,
- der oberste Lauf des Rossatzbaches,
- die Umgebung des „Kleinen Bolzenberges“ südwestlich von Rossatz,
- das Gebiet östlich der Felberleiten südwestlich von Rossatz,
- ein Streifen zwischen Oberarnsdorf und Maria Langegg,
- die Umgebung von Maria Langegg (z. T. schon durch die Auswirkungen des Diendorfer Störungssystems beeinflusst),
- der obere Aggsteingraben (Bartwiese),
- das obere Wurmertal (südwestlich von Rossatz) mit den niedrigsten Werten in den Gföhler Gneisen (etwa 50 bis 100 Ohmmeter),
- Umgebung des „Roten Kreuzes“ (nordnordöstlich von Dürnstein).

Im Gegensatz zu den Gföhler Gneisen besitzt die Granulitmasse des Dunkelsteinerwaldes ein differenziertes Leitfähigkeitsmuster. Als niedrigste Widerstände wurden in der Gegend südlich von Hessendorf (im oberen Lauf des Aggsbaches) Werte von um 10 Ohmmeter gemessen. Zwei gutbegrenzte Abschnitte mit etwas über 50 Ohmmetern wurden südlich von Aggstein (bei Wolfstein und Kicking) geortet.

Recht ausgedehnte Areale des Granulites haben Werte von etwa 250 Ohmmetern. Vorzugsweise sind sie auf eine Fläche konzentriert, die durch die Lokalitäten Gansbach – Weyersdorf – Dunkelstein begrenzt wird. Auch von Weyersdorf nach Gansbach läßt sich ein solcher Bereich verfolgen, der noch jenseits der Diendorfer Störung bei Maria Langegg seine Fortsetzung findet. Vielleicht handelt es sich dabei um eine Schwächezone, die ungefähr rechtwinklig zum Diendorfer System verläuft und dieses stellenweise sogar quert. Wie noch gezeigt werden wird, bestehen begründete Vermutungen, daß diese so verlaufenden Störungssysteme geringerer Ordnung bzw. solche Schwächezonen im betrachteten Gebiet durchaus keine Ausnahme darstellen. Auch westlich von Weyersdorf, in jenem Teil des Granulitkomplexes, der grenznah zur Bunten Serie mit reichlich Ultrabasiten durchsetzt ist, dominieren die Widerstände von etwa 250 Ohmmetern. An der erwähnten Grenze sind die Minima sehr signifikant in eine NNW–SSE-Richtung orientiert (sie verlaufen parallel zur Zone Weyersdorf – Maria Langegg). Diese Richtung ist auch in der Magnetik deutlich vertreten (s. nächstes Kapitel). Alle übrigen Minima des Granulitmassivs sind wohl auf mehr oder weniger ausgedehnte Auflocke-

rungs- bzw. Verlehmungszonen zurückzuführen, die unterschiedliche Mächtigkeiten haben können.

Den etwa N–S streichenden Amphibolitzügen N von Stein an der Donau folgen signifikante Widerstandsminima (bis unter 100 Ohmmeter). In diesem Zusammenhang ist es erwähnenswert, daß niedrige Widerstände über Festgesteinen Indikatoren für Vorkommen von Buntmetallen darstellen können.

## Magnetik (Totalintensität)

(vgl. Abb. 6)

Nördlich der Donau konnte nur eine Struktur verfolgt werden, die mit den im vorigen Kapitel zuletzt genannten gut leitenden Streifen über den Amphibolitzügen korrespondiert.

Nördlich bzw. nordwestlich der Diendorfer Störung (in den Gföhler Gneisen und den Äquivalenten der Bunten Serie südlich der Donau) sind die Magnetisierungskontraste gering. Nördlich von Aggsbach-Dorf wurde eine unregelmäßig geformte, etwa West–Ost gestreckte Anomalie (Amplitude etwas über 10 nT) geortet. Oberflächlich sind hier Gesteine der Bunten Serie (Amphibolite, Paragneise, Marmore) aufgeschlossen. Die Ursachen der Feldstörungen liegen aber mit Sicherheit in größerer Tiefe (Oberkante des Störkörpers mindestens um 400 m unter GOK). Dies ergibt sich aus der relativ geringen Amplitude und der Wellenlänge der Anomalie.

Das magnetische Strukturbild im Granulitgebiet ist wegen der hier gehäuft auftretenden Ultrabasitmassen wesentlich intensiver gegliedert als im Gföhler Gneisgebiet. Die Amplituden bewegen sich zwischen 25 und 500 nT (fallweise etwas darüber).

In der folgenden Aufstellung sind die unterscheidbaren Anomalien bzw. Anomaliengruppen aufgelistet, wobei als Ursachen der Anomalien wohl ausnahmslos Serpentine und andere Ultrabasite in Frage kommen. Die Unterschiede in der Amplitude sind abhängig von der Tiefenlage und von mineralogischen Voraussetzungen, sofern letztere Einfluß auf die magnetischen Eigenschaften der Gesteine ausüben können (wie z. B. der Grad der Serpentinisierung).

- Anomalie etwa 1 km SSW Aggsbach Dorf (Amplitude 25 nT): Wahrscheinlich eine Fortsetzung des Ultrabasits vom „Hohen Stein“.
- Anomaliengruppe östlich von Aggsbach Dorf (Amplitude 100–300 nT): Ultrabasite des Bärenköpfls, mehrere sich überlagernde Einzelstrukturen.
- Anomaliengruppe östlich des Dunkelsteins (Amplitude 100–200 nT): An der Grenze Pyroxenamphibolite/Serpentine/Granulite. Die Strukturen sind NNW–SSE gerichtet; sie korrelieren gut mit der durch relative Widerstandsminima markierten Zonen östlich des Dunkelsteins. Vielleicht ist dadurch ein Hinweis auf eine tektonische Begrenzung der Bunten Serie auch nach Osten gegeben, die ja im Norden schon bekannt ist.
- Anomalie SW Gansbach (Aichberg) (Amplitude 25–100 nT): Entspricht den Ultrabasitkörpern von Aichberg und östlich des „Ottenhofs“. Der letztere reicht in große Tiefe und ist auch ausgedehnter, als an der Oberfläche erkennbar.

- Anomaliengruppe NW Weyersdorf (Kl. Lagering/Brandeck) (Amplitude 25–100 nT): Zumindest drei einander überlagernde Einzelstrukturen. Die Störkörper liegen recht seicht, erreichen aber die GOK nicht ganz.
- Gewundene Anomlienkette vom oberen Gansbach über Himberg (bei Gansbach) – Viehausen – Kühstandsiedlung/Weißes Kreuz (Amplitude 25–200 nT): Eine etwa 250–1000 Meter breite Zone mit verhältnismäßig langwelligen Anomalien; kein Oberflächenbezug.
- Strukturen südlich von Oberbergern (Amplitude 10–500 nT): Eine komplexe Struktur, die im Westen an der Diendorfer Störung beginnt (E Schenkenbrunn) und bis zum Ultrabasitvorkommen vom Statzberg bzw. Klebelgraben verfolgt werden kann. Die geringere Durchsetzung des Granulitmassivs mit Ultrabasiten östlich des Halterbaches, die sich im geologischen Kartenbild deutlich manifestiert, zeigt sich auch in den weniger intensiven Störungen des Feldverlaufes im Ostteil der Struktur.

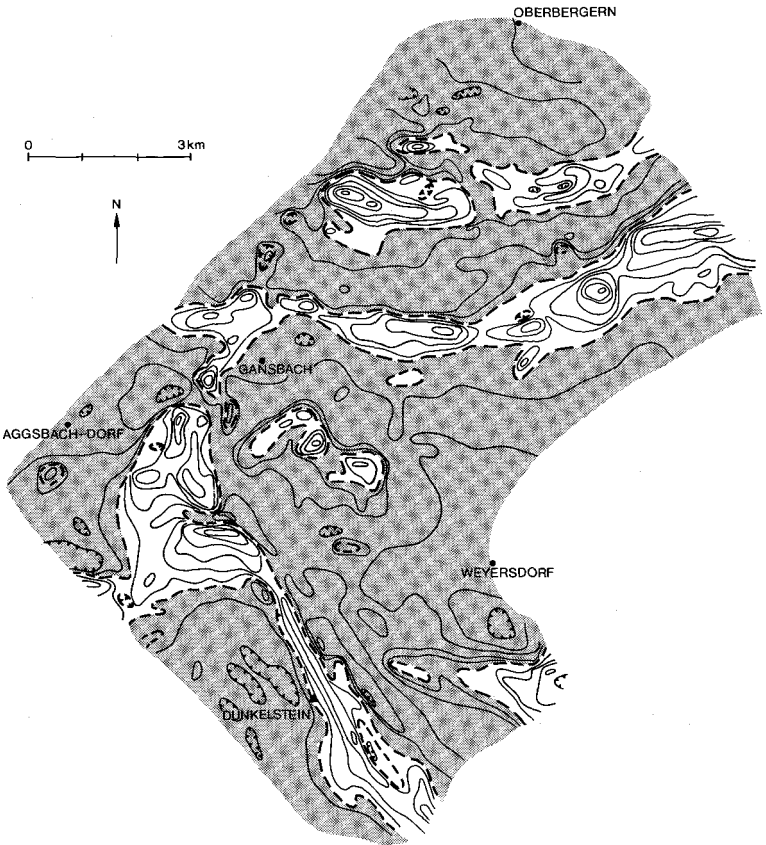


Abb. 6: Isolinien der magnetischen Totalintensität ( $\Delta T$ ) für das Granulitgebiet des Dunkelsteinerwaldes. Isolinien für 0 (dick strichliert), positive und negative Werte von 10, 25, 50, 100, 150, 200, 300, 400 und 500 nT; negativer Bereich grau; Zacken weisen zum Minimum. Erläuterungen im Text (W. SEIBERL & H. HEINZ, 1985a, Anlage Nr. 3). Regionalfeld: Epoche 1977.7 (IGRF). Messungen bezogen auf Wien-Kobenzl, Epoche 1980.0.

## **Gammastrahlenspektrometrie – Kalium**

Der Grenzbereich zwischen den Äquivalenten der Bunten Serie südlich der Donau und dem Gföhler Gneis ist durch die enge Nachbarschaft ausgeprägter relativer Maxima und Minima der Impulsraten gekennzeichnet. Die zu erwartende Koinzidenz erhöhter Kaliumstrahlung mit guten Leitfähigkeiten (Feinkorn/Silt/Tonanteil von Decksedimenten, Verlehmungszone) ist eigentlich nicht immer gegeben. Dies kann vor allem an der primär unterschiedlichen Zusammensetzung der Gesteine liegen; Kumulationseffekte (lokale Zusammenschwemmungen) spielen aber sicher auch eine gewisse Rolle.

Während in der Bunten Serie nur eine geringe Schwankungsbreite der Zählraten festzustellen ist (20–30 cps), stehen im Gföhler Gneis stets wohlbegrenzte Minima (10–20 cps) ebenso wohlbegrenzten Maxima der Zählraten gegenüber (über 50 cps). Nördlich und nordwestlich von Gansbach sind drei Streifen niedriger Impulsraten, NW–SE orientiert, erfaßt worden. Die Fortsetzung dieser Streifen nach Südosten (in das Granulitgebiet) ist zumindest bei den beiden nördlichen nicht bzw. nur undeutlich faßbar. Diese Tatsache und ein Vergleich mit den übrigen physikalischen Parametern schließt einen durch die Meßflugrichtung vorgetäuschten Effekt (Meßprofilrichtung ebenfalls NW–SE), der durchaus berücksichtigungswert wäre, aus.

Der Verlauf dieser Minima:

- Oberer Aggsteingraben – Eiserne Hand – westlich Daxberg – östlich des Dunkelsteins (vgl. Kap. Widerstandskartierung und Magnetik).
- Leingraben bis Gansbach.
- Hoher Stein – Geyersberg.

Maxima im Gföhler Gneis:

- Mittlerer Aggsteingraben/Herrenwald (bis über 50 cps); die Nähe der absoluten Minima an der Linie Aggsteingraben – Eiserne Hand läßt auf ähnliche Effekte wie an der Gföhler Gneis/Migmatitamphibolit-Grenze schließen.
- Oberes Wurmertal/SW Rossatz: bis 50 cps. Das Maximum korreliert mit einem Leitfähigkeitsmaximum.

Maxima im Granulit:

- Südlich von Hessendorf (im Bereich der extrem niedrigen Widerstände) über 40 cps.
- zwischen Lauterbach und Sommerau; über 40 cps.
- NW Weyersdorf/Kl. Lagerin. Eine Koinzidenz zu den magnetischen Strukturen scheint zufällig zu sein.

Die Backgroundwerte im Granulitgebiet liegen generell etwas niedriger als jene im Gföhler Gneis. In Tab. 1 werden die übrigen Maxima im Kaliumkanal im Konnex mit den Werten aus dem U- und Th-Kanal aufgelistet.

## **Gammastrahlenspektrometrie – Uran**

Als Richtwerte können für den Gföhler Gneis 75–100 cps, für die Bunte Serie 50–75 cps und für den Granulit um 100 cps gelten. Die Verhältnisse im Urankanal sind jenen im Thoriumkanal prinzipiell gut vergleichbar. Die weitgehende Übereinstimmung dieser beiden Kanäle mit den hohen

Impulsraten der Kaliumstrahlung läßt den Schluß zu, daß ein Großteil der erhöhten Werte auf lokale Kumulationen rückgeführt werden können.

## Gammastrahlenspektrometrie – Thorium (vgl. Abb. 7)



Abb. 7: Isolinien der Impulsraten (cps) für Thorium (Tochterelement  $^{208}\text{Tl}$ ) der Gammastrahlenspektrometrie im Gebiet zwischen Aggsbach Dorf und Rossatz. Isolinienabstände in 25 cps; dicke Linie = 100 cps; Zacken weisen zum relativen Minimum (W. SEIBERL & H. HEINZ, 1985b, Anlage Nr. 7).



Tabelle 1: Gekoppelte und nicht gekoppelte Anomalien der Gammastrahlenspektrometrie im Gebiet von Blatt 37 Mautern.

Lokalität	cps	Kanal	Min./Max.	Bemerkung
Oberes Wurmertal/Rotes Kreuz, SW Rossatz	50	K	Max.	Kumulation
	100	Th	Max.	
	125	U	Max.	
Mittlerer Rossatzbach, südlich „Evangelimandl“, SW Rossatz	50	K	Max.	Kumulation
	100	Th	Max.	
	125	U	Max.	
NE Schenkenbrunn/Schenkenbrunner Bach	50	K	Max.	Kumulation
	150	Th	Max.	
	150	U	Max.	
„Sieben Gräber“ (westlich Oberbergern)	20	K	Min.	In Gföhler Gneisen, unmittelbar in der Nachbarschaft der Mylonitzone an der Diendorfer Linie
	125	Th	Max.	
	100	U	Max.	
Etwa 1 km südwestlich der Anomaliegruppe „Sieben Gräber“	40	K	Max.	Ursache unbekannt; der hohe Kaliumwert ist u.U. auf die Auflockerung im Gefolge der Störung zurückzuführen
	100	Th	Max.	
	125	U	Max.	
Westlich von Geyersberg	50	K	Max.	Kumulation an einer Schwächezone
	100–125	Th	Max.	
	100–125	U	Max.	
Mittlerer Aggsteingraben, Herrenwald	50	K	Max.	
	100	Th	Min.	
	100	U	Max.	
SE Gansbach/„Ruster Hölzer“	40	K	Max.	Kumulation
	125	Th	Max.	
	125	U	Max.	
Westabhang der „Trenktalwände“ (S des „Pemexel“) bei Rossatz	125	Th	Max.	Ursache nicht bekannt
Grenzbereich Bunte Serie/Gföhler Gneis	40–50	K	Max.	
Südlich von Hessendorf	40	K	Max.	Koppelung mit extrem guter Leitfähigkeit

Als absolut niedrigste Werte wurden weniger als 50 cps entlang der Diendorfer Linie gemessen. Gleiches gilt für die Grenzzone am Westrand der Granulitmasse beim Dunkelstein (NNW–SSE gerichtete Anomalieassoziationen Magnetik/Elektromagnetik). Der Background liegt zwischen 50 und 75 cps (Granulit; Bunte Serie); im Gföhler Gneis sind die Zählraten deutlich erhöht (80 bis 100 cps, Maxima bis 150 cps – am Unterkienstock WSW von Rossatz und im Oberlauf des Schenkenbrunner Baches – hier mit einem Uranmaximum gepaart). Ganz allgemein sind Abnahmen der Impulsraten für Thorium dort zu beobachten, wo kurzweilige magnetische Anomalien mit hoher Amplitude zu messen sind (es sind dies also jene Strukturen, deren Quellen auch an der Oberfläche sichtbar sind, bzw. in geringer Tiefe liegen).

Die Tabelle 1 beinhaltet eine vollständige Aufzählung der Anomalien bzw. Anomalienüberlagerungen aus den gammastrahlenspektrometrischen Messungen.

## 8. Empfehlenswerte Exkursionen

Die geologischen Aufschlußverhältnisse im Blattgebiet sind z. T. sehr gut. Man wird daher gewöhnlich nicht viel Mühe haben, an Hand der geologischen Karte und unter Berücksichtigung topographischer Gegebenheiten die verschiedenen Gesteinstypen anstehend zu finden. Die folgenden Empfehlungen stellen nur eine Auswahl leicht zugänglicher und lohnender Lokalitäten dar. Zuerst eine kleine Auswahl instruktiver Exkursionsstrecken in größeren Gesteinsverbänden und dann eine Liste einiger Gesteinsarten und ihrer besten Aufschlüsse. Da darunter auch einige Lokalitäten an der Bahntrasse liegen, muß hier nachdrücklich darauf verwiesen werden, daß das Begehen des Bahnkörpers nur mit Bewilligung der Österreichischen Bundesbahnen geschehen darf und zur Verhütung von Unfällen besondere Vorsicht geboten ist.

### **Hartenstein – Am Zwickl – Philippsäge im Kremstal**

Diese auch landschaftlich sehr reizvolle Exkursionsstrecke bietet im Abschnitt des Kl. Kremstales zwischen der Burg Hartenstein und dem Zwickl sowie auch weiter talabwärts prächtige Aufschlüsse der häufig deutlich gebänderten Amphibolite vom Typus Buschandlwand bzw. Rehberg mit den bekannten schichtparallelen Einschaltungen von Hartensteiner Marmor. Der untere Talabschnitt zeigt einige schöne Aufschlüsse von Dioritgneis im Verband mit Cordierit führenden Paragneisen und leukokraten, pegmatoiden Partien.

### **Bahnprofil Weißenkirchen – Frauengärten**

Diese Felsaufschlüsse an der Bahn nordöstlich von Weißenkirchen zeigen eine stark durchbewegte, migmatitische wechselhafte Folge von Paragneisen, mit Einschaltungen von Amphibolit, Kalksilikatgneis und Marmor, eine Folge wie sie für den Nahbereich im Liegenden des Gföhler Gneises typisch ist. In dem kleinen ehemaligen Steinbruch am Nordostende dieses Profils, dort, wo von der Wachauer Bundesstraße ein Weinweg abzweigt und den Bahndamm überquert, ist ein wenige Meter dicker, vermutlich tektonisch eingespießter Gföhler Gneis-Span aufge-



Abb. 8: Kleiner, aufgelassener Steinbruch an der Bahn etwa 1400 m nordöstlich von Weißenkirchen im Grenzbereich Gföhler Gneis/Nebengestein. Unten feingebänderter Hornblende-Biotitgneis bis Biotitamphibolit mit länglichen Linsen von Granatamphibolit. Darüber gebänderter Anorthositamphibolit von dm- bis m-Dicke, stellenweise zerbrochen und mit Pegmatit-ausgefüllten Spalten durchsetzt. Darüber bis m-mächtiger, mürber Ultramafitit, verbreitet mit Kugelstruktur mit weitgehend serpentinisiertem Olivinfels im Kern, umgeben von einer Rinde aus radialstrahlig angeordnetem Anthophyllit und Aktinolith; die Zwischenmasse besteht aus grobschuppigem Anomit. Darüber (zugleich überhängend) bis mehrere Meter mächtiger, kompakter, feinkörniger, lagiger Gföhler Gneis. Darüber wieder Ultramafitit.

schlossen, unterlagert von Ultrabasit (mit kugeligen Anthophyllitriden um Olivinfelskerne) und Anorthositamphibolit (Abb. 8).

### **Bahnprofil Spitz/Donau – St. Michael**

Das Profil beginnt etwa bei der Abzweigung der alten, zur Ortsmitte von Spitz führenden und den Bahnkörper übersetzenden Straße von der Wachauer Bundesstraße. Zuerst quert man relativ einförmige, mittelsteil ostfallende migmatitische Sillimanit-Granat-Biotit-Plagioklasparagneise. Bei Bahnkilometer 16,8 etwa steht ein rund 25 m mächtiger Amphibolitstoß an, der vom Buschhandlwandrücken herunter zieht (Abb. 2). Es ist ein feinkörniger, plattiger, scharf gebänderter Amphibolit mit einer s-konkordanten, 1 bis 3 dm mächtigen Einschaltung von grauem bis fleischfarbenem Marmor. Darüber folgen glimmerarme Paragneise, z. T. Stengelgneise (B-Achsen flach südfallend) mit geröllartigen Partien. Gegen den Eisenbahntunnel von St. Michael zu stellt sich allmählich flache Lagerung der Schieferung ein. Amphibolit-, Marmor- und Kalksilikatlagen werden schollig aufgelöst. Nach einer Störung in der Hangnische knapp vor dem Tunnel folgt ein Dioritgneis, der an der Störung abgesenkt wurde und jetzt den Felssporn bei St. Michael bildet. Es ist ein inhomogener Gneis mit metergroßen Linsen von eher homogenen, Hornblende reicher Partien. Schöne Aufschlüsse dieses Typs befinden sich auch am Treppelweg entlang der Donau unterhalb der Kirche von St. Michael.

### **Granodioritgneis von Spitz**

Die besten Aufschlüsse im Ortsbereich von Spitz befinden sich am Westende des Tausendeimerberges an der Straße Spitz-Mühdorf; sie sind von der Straße aus sehr gut sichtbar aber schwer zugänglich, weil sie innerhalb abgezügelter Privatgrundstücke liegen. Neben dem vorherrschenden, homogenen Granodioritgneis ist auch eine m-mächtige Amphiboliteinschaltung erkennbar. Zur Probenahme eignen sich jedenfalls Felsaufschlüsse auf der südlich gegenüberliegenden Talseite an dem markierten Fahrweg zur Ruine Hinterhaus. Dieser Weg beginnt beim Steg über den Spitzerbach unweit des Transformatorhäuschens 100 m westlich der Kreuzung am Westende des Tausendeimerberges.

### **Granulit, Pyroxengranulit, Pyriklasit, Lamprophyr**

Folgt man dem relativ engen Wolfsteinbachtal südöstlich von Aggsbach Dorf entlang der Straße und verläßt, vorbei an der Kartause Aggsbach, den Starkwirkungsbereich der Diendorfer Störung, der in Zerschierung und Kataklyse der Granulite zum Ausdruck kommt, dann erreicht man nach etwa einem Straßenkilometer knapp südöstlich einer Parallelstörung zur Diendorfer Störung eine Reihe von felsigen Straßenböschungsabschnitten, die sich bis Wolfstein, vorbei an der gleichnamigen Ruine, ziehen und sowohl die hellen Granulittypen als auch die meist gemeinsam miteinander auftretenden dunkleren Pyroxengranulite und Pyriklasite (wie etwa an der Straße unterhalb der Ruine Wolfenstein) zeigen. Einzelne steile NE-streichende Lamprophyrgänge befinden sich in dem Abschnitt nordwestlich des Weißen Kreuzes.

### **Pyroxenamphibolit**

Aufschlüsse befinden sich an der Straße nordöstlich von Kochholz oberhalb der Mündung des Dürnbaches. Es gibt auch einzelne Felsnasen

aus Pyroxenamphibolit in dem waldigen Terrain auf der gegenüberliegenden Talseite. Diese grobgebankten, im Querbruch mitunter auch undeutlich gestreiften, feinkörnigen, dunklen, typischen Granulitbegleiter fallen hier steil bis mittelsteil gegen Süden ein. Sie entsprechen den in der klassischen Literatur mehrfach genannten Krapfenberger Diallagamphiboliten. Der Name stammt von einem nur wenige hundert Meter entfernten ehemaligen Steinbruch im oberen Teil des vorhin genannten Dürrbachgrabens nordwestlich unterhalb der Ortschaft Krapfenberg. Die Spuren dieses Steinbruches sind allerdings gänzlich verwachsen und verwischt. Den Hinweis auf die von mir lange vergeblich gesuchte Originallokalität verdanke ich Herrn Hauptschuldirektor Franz Floner aus Karlstetten.

### **Gföhler Gneis**

Wegen der für die Gföhler Gneismasse charakteristischen Homogenität einerseits und der ausgeprägten Neigung zur Bildung von Felsformationen andererseits ist der Gföhler Gneis in typischer Ausbildung an ungezählten Stellen des Blattgebiets anzutreffen. Aus all diesen Möglichkeiten sei hier Dürrstein als Exkursionslokalität herausgegriffen. Die Felsen entlang der Donauuferpromenade zeigen das typische migmatitartige Gefüge. Die ältere Schieferung und die ihr entsprechende stoffliche Verteilung liegt ungefähr horizontal bzw. flach östlich einfallend. Sie wird von einer mittelsteil westfallenden, diskordanten Transversalschieferung verbunden mit ostvergenger Fältelung überprägt. Einige dm dicke, ±scharf begrenzte Aplitgänge fallen mittelsteil gegen Osten ein. Einschlüsse von dm bis m großen, Biotit und Granat führenden Amphiboliten können beobachtet werden. Meist sind aber diese basischen Schollen bereits vollständig ausgeräumt, und nur mehr leere Höhlungen übrig geblieben.

### **Anorthositamphibolit**

In dem kleinen Steinbruch beim Heimkehrerkreuz NNE oberhalb der Ruine Senftenberg ist dieses klein- bis mittelkörnige Hornblende-Plagioklas-Gestein mit straffer Verteilungsanisotropie parallel zur flach W-fallenden Schieferung sehr gut aufgeschlossen. Durch die lagenweise unterschiedlichen Hornblendegehalte wird eine teils verschwommene, teils harte Bänderung sichtbar. Dabei sind die hornblendefreie Anorthositlagen meist neben ca. dm-dicken, mitunter boudinierten, plagioklasarmen, schwarzen Amphibolitlagen zu finden. Der Anorthitgehalt der häufig inverszonaren Plagioklase schwankt zwischen 66 und 93 % und nimmt von der Basis gegen das Hangende ab (E. PERSCHINKA, 1967). Titanit, Apatit, Olivin und Erz sind die Akzessorien.

Der Anorthositamphibolit bildet eine 10–15 m mächtige Zone. Den gebänderten Granat-Hornblende-Biotitgneisen im Liegenden sind bis unterhalb der Ruine dm- bis mehrere m große Amphibolit- bzw. Granatamphibolit-Linsen eingeschaltet. Eine schmale, mehrere dm mächtige Übergangzone mit mm- bis cm-Bänderung leitet in die hart gebänderten Anorthosit-Amphibolite über. Im Hangenden entwickelt sich nach einer mmächtigen Übergangzone Amphibolit, dem Serpentin eingeschaltet ist. Darüber liegt der Gföhler Gneis.

Den Aufschluß erreicht man entweder mit einem Anstieg von der Kirche von Senftenberg an der Ruine vorbei oder auf dem ebenen Fahrweg, der von der obersten Kehre der Staße Senftenberg – Priel zum Heimkehrerkreuz abzweigt.

### **Migmatitamphibolit**

Sehr schöne Aufschlüsse befinden sich an der rechtsseitigen Wachauer Straße bei St. Lorenz gegenüber Weißenkirchen oder auf der Südseite des Kremstales bei der Brücke gegenüber dem Waxenberg westlich Wh. Königsalm.

### **Kalksilikatgneis**

Dieses Gestein steht in einem verwachsenen Steinbruch an der Straße im Schwallenbachgraben etwa 800 m westlich der Kirche von Schwallenbach an und steht in engem Verband mit dem silikatischen Marmor von Hinterhaus.

### **Silikatischer Marmor (Hinterhauser Marmor)**

Dieser Marmor ist am besten in dem großen Steinbruch südwestlich von Spitz/Donau aufgeschlossen. Er enthält neben Karbonat noch Diopsid, Andesin, Quarz und Skapolith. Ihm sind parallel zur unruhig gewellten, mittelsteil ostfallenden Schieferung Amphibolitschieferlinsen und Ketten von einheitlich verstellten, dm großen Aplitschollen als Scheineinschlüsse eingelagert (boudinierte saure und basische Ganggesteine), was besonders schön an der südschauenden Wand am Nordostende des großen Bruches zu sehen ist. Dieser Teil des Steinbruches ist zwar derzeit stillgelegt und das Studium dieser Stelle daher relativ ungestört möglich, doch empfiehlt es sich, die Betretungserlaubnis der Werksleitung einzuholen.

### **Fleckamphibolit**

Die Fleckamphibolite in den Terrassenmauern in den Weinbergen westlich von Spitz stammen wohl zum großen Teil aus dem lokalen Hangschutt. Anstehend habe ich sie am besten an der Jauerlingstraße vorgefunden, u. zw. in der Kehre bei „Platzl“ am Rücken des Hausberges.

## **9. Literaturverzeichnis**

- ALBER, J.: Rohstoffpotential südliches Waldviertel – Dunkelsteinerwald. – Berichte der Geol. B.-A., H. 3, Proj. NC 9a,b/1982, 186 S., 41 Abb., 2 Tab., 30 Beil., Wien 1987.
- ARNOLD, A. & SCHARBERT, H. G.: Rb-Sr-Altersbestimmungen an Granuliten der südlichen Böhmisches Masse in Österreich. – Schweiz. Min. Petr. Mitt., **53**, 61–78, Zürich 1973.
- BAYER, J.: Entdeckung von Ablagerungen der I. Mediterranstufe in der Wachau. – Verh. Geol. B.-A., **1927**, 107–110, Wien 1927.
- BECKE, F.: Die krystallinen Schiefer des niederösterreichischen Waldviertels. – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, **84**, I. Abt., 546–560, Wien 1882.
- BECKE, F.: Die Gneisformation des niederösterreichischen Waldviertels. – Tschermarks Min. Petr. Mitt., **4**, 189–264, 285–408, Wien 1882.
- BECKE, F.: Eruptivgesteine aus der Gneisformation des niederösterreichischen Waldviertels. – Tschermarks. Min. Petr. Mitt., **5**, 147–173, Wien 1883.
- BECKE, F., HIMMELBAUER, A., REINHOLD, F. & GÖRGEY, R.: Das niederösterreichische Waldviertel. – Tschermarks. Min. Petr. Mitt., **32**, 1–62, Wien 1913.
- BERAN, A., GÖD, R., GÖTZINGER, M. und ZEMANN, J.: A scheelite mineralization in calc-silicate rocks of the Moldanubicum (Bohemian Massif) in Austria. – Mineral. Deposita, **20**, 16–22, Berlin – Heidelberg (Springer) 1985.

- CZJZEK, J.: Geologische Zusammensetzung der Berge bei Mölk, Mautern und St. Pölten in Niederösterreich. – Jb. Geol. R.-A., **4**, 264–283, Wien 1985.
- ESSAWY, M. A.: About the Origin of Aplitic Gneiss and Amphibolite Inclusions in Silicate Marble, Calc-silicate-gneiss and Spitz Gneiss near Spitz/Donau (Austria). – Jb. Geol. B.-A., Sdbd. **15**, 91–97, Wien 1970.
- EXNER, Ch.: Über geologische Aufnahmen beim Bau der Kamp-Kraftwerke (Südliche Böhmisches Masse). – Jb. Geol. B.-A., **96**, 217–252, Wien 1953.
- FUCHS, G.: Zur Tektonik des östlichen Waldviertels (NÖ). – Verh. Geol. B.-A., **1971**, 424–440, Wien 1971.
- FUCHS, G.: Zur Entwicklung der Böhmisches Masse. – Jb. Geol. B.-A., **119**, 45–61, Wien 1976.
- FUCHS, G. & MATURA, A.: Zur Geologie des Kristallins der südlichen Böhmisches Masse. – Jb. Geol. B.-A., **119**, 1–43, Wien 1976.
- FUCHS, W.: Tertiär und Quartär der Umgebung von Melk. – Verh. Geol. B.-A., **1964**, 283–299, Wien 1964.
- FUCHS, W.: Bericht 1966 über Aufnahmen auf den Blättern Obergrafendorf (55), St. Pölten (56), Spitz (37) und Krems (38). – Verh. Geol. B.-A., **1967**, A24–A26, Wien 1967.
- FUCHS, W.: Bericht 1967 über Aufnahmen auf den Blättern Obergrafendorf (55), St. Pölten (56), Spitz (37) und Krems (38). – Verh. Geol. B.-A., **1968**, A26–A27, Wien 1968a.
- FUCHS, W.: Ein Beitrag zum stratigraphischen Aussagewerte fossiler Bodenbildungen und von Vollschootern quartärer Terrassen aus der Sicht des Feldgeologen. – Verh. Geol. B.-A., **1968**, 171–178, Wien 1968b.
- FUCHS, W.: Bericht 1970 über Aufnahmen auf den Blättern Melk (54), Obergrafendorf (55) und Spitz (37). – Verh. Geol. B.-A., **1971**, A35–A36, Wien 1971.
- FUCHS, W.: Tertiär und Quartär am Südostrand des Dunkelsteiner Waldes. – Jb. Geol. B.-A., **115**, 205–245, Wien 1972.
- FUCHS, W.: Bericht über Blatt 37, Mautern, Geologische Aufnahme (Tertiär, Quartär). – Verh. Geol. B.-A., **1975**, A32–A33, Wien 1975.
- FUCHS, W.: Bericht 1975 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 37, Mautern (Wachau). – Verh. Geol. B.-A., **1976**, A76–A77, Wien 1976.
- FUCHS, W.: Einige Beiträge zur Tertiär- und Quartärstratigraphie Ober- und Niederösterreichs. – Verh. Geol. B.-A., **1977**, 231–241, Wien 1977.
- FUCHS, W.: Bericht 1978 über geologische Begehungen im Tertiär und Quartär auf Blatt 37, Mautern (Wachau). – Verh. Geol. B.-A., **1979**, A74, Wien 1979.
- FUCHS, W.: Die Molasse und ihr nichthelvetischer Vorlandanteil am Untergrund einschließlich der Sedimente auf der Böhmisches Masse. Die Molasse Österreichs. – In: R. OBERHAUSER (Red.): Der geologische Aufbau Österreichs, 155–176, Wien – New York (Springer) 1980a.
- FUCHS, W.: Das Werden der Landschaftsräume seit dem Oberpliozän. Der Donauraum. Die Böhmisches Masse. – In: R. OBERHAUSER (Red.): Der geologische Aufbau Österreichs, 498–503, Wien – New York (Springer) 1980b.
- GRILL, R.: Aufnahmen 1955 auf den Blättern Krems a. d. Donau (38), Obergrafendorf (55) und St. Pölten (56). – Verh. Geol. B.-A., **1956**, 42–46, Wien 1956.
- GRILL, R.: Die stratigraphische Stellung des Hollenburg-Karlstettener Konglomerats (Niederösterreich). – Verh. Geol. B.-A., **1957**, 113–120, Wien 1957.
- GRILL, R.: Aufnahmen 1962 auf den Blättern Krems an der Donau (38) und Spitz (37). – Verh. Geol. B.-A., **1963**, A25–A26, Wien 1963.
- GRILL, R.: Bericht 1978 über die Aufnahme von Großaufschlüssen in den tertiären und quartären Ablagerungen auf Blatt 37, Mautern, Blatt 38, Krems, Blatt 39, Tulln, Blatt 40, Stockerau und Blatt 41, Deutsch Wagram (Künetten der West Austria Gasleitung). – Verh. Geol. B.-A., **1979**, A74–A75, Wien 1979.
- HEINZ, H. & SCHERMANN, O.: Dokumentation der Aufschlüsse in der „WAG“-Künette zwischen Waldhausen bei Zwettl und Droß. – Jb. Geol. B.-A., **127/3**, 369–421, Wien 1984.
- HODL, M.: Petrologie und Geochemie des Rehberger Amphibolites im niederösterreichischen Moldanubikum. – Diss. Formal- u. Naturwiss. Fak. Univ. Wien, Wien 1985.

- HÖGELSBERGER, H.: Petrologie der Marmore und Kalksilikatgesteine der Bunten Serie (Niederösterreichisches Moldanubikum). – Diss. Formal- u. Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 143 S., 82 Abb., 8 Tab., Wien 1987.
- HOLZER, H.: Die Flinzgraphitvorkommen im außeralpinen Grundgebirge Ober- und Niederösterreichs. – Verh. Geol. B.-A., **1964**, 360–371, Wien 1964.
- KAPPEL, F.: Die Eklogite Meidling im Tal und Mitterbachgraben im niederösterreichischen Moldanubikum südlich der Donau. – N. Jb. Min. Abh., **107**, 266–298, Stuttgart 1967.
- KESSE, G. O.: Contribution to the Geology of the Area around Ober-Meisling (Krems Valley). – Jb. Geol. B.-A., Sdbd. **17**, 121–138, Wien 1971.
- KÖHLER, A.: Die moldanubischen Gesteine des Waldviertels (Niederdonau) und seiner Randgebiete. 1. Teil: Die petrographischen Verhältnisse. – Fortschr. Min. Krist. Petr., **25**, 253–316, Berlin 1941.
- KÖLBL, L.: Die Stellung des Gföhler Gneises im Grundgebirge des niederösterreichischen Waldviertels. – Tschermarks Min. Petr. Mitt., **38**, 508–540, Wien 1925.
- KÖLBL, L.: Die geologischen Verhältnisse am Nord- und Nordwestrande des Dunkelsteiner Granulitmassives. – Verh. Geol. B.-A., **1926**, 155–161, Wien 1926.
- KÖLBL, L.: Der Südrand der Böhmisches Masse. – Geol. Rundschau, **18**, 321–349, Wien 1927.
- KÖLBL, L.: Führer zur geologischen Exkursion ins Böhmisches Grundgebirge im Donautal. c) Wachau. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **20**, 184–186, Wien 1927.
- KÖLBL, L.: Aufnahmeberichte über Blatt Krems in den Jahresberichten 1924 bis 1929, Verh. Geol. B.-A., Wien 1925 bis 1930.
- KUSCHNIG, G.: Geochemie und Petrologie der Amphibolite der Bunten Serie. – Diss. Univ. Wien, Wien 1986.
- MARCHET, A.: Zur Kenntnis der Amphibolite des niederösterreichischen Waldviertels. – Tschermarks Min. Petr. Mitt., **36**, 170–211, 229–320, Wien 1924.
- MARCHET, A.: Über Hornblendens aus dem niederösterreichischen Waldviertel. – Tschermarks Min. Petr. Mitt., **38**, 494–507, Wien 1925.
- MARCHET, A.: Die moldanubischen Gesteine des Waldviertels (Niederdonau) und seiner Randgebiete. II. Teil: Der Gesteinschemismus. – Fortschr. Min. Krist. Petr., **25**, 317–366, Berlin 1941.
- MATURA, A.: Hypothesen zum Bau und zur geologischen Geschichte des kristallinen Grundgebirges von Südwestmähren und dem niederösterreichischen Waldviertel. – Jb. Geol. B.-A., **119**, 63–74, Wien 1976.
- MATURA, A.: Beiträge im Tagungsband der „Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt, 1977, Waldviertel“, 110 S., Wien 1977.
- MATURA, A.: Berichte über Aufnahmen auf Blatt 37, Mautern in den Jahren 1966 bis 1974. – Verh. Geol. B.-A., Wien 1967–1975.
- MATURA, A.: Bericht 1981 über Revisionsbegehungen im kristallinen Grundgebirge auf Blatt 37 Mautern (Waldviertel). – Verh. Geol. B.-A., **1982**, A33–A35, Wien 1982.
- MAYRHOFER, R. J.: Dehsigné par O. H. 1764. Zur Geschichte des Kremser Alaunsudwerkes. – Kulturber. aus Niederösterreich, Jg. **1958/8**, 57–59, Wien 1958.
- MICHEL, H.: Der alte Bergbau im Alauntale bei Krems. – Tscherms. Min. Petr. Mitt., **35**, darin Mitt. Wiener Min. Ges., Nr. 83/1921, 28–33, Wien 1922.
- NIEDERMAYR, G.: Die akzessorischen Gemengteile von Gföhler Gneis, Granitgneis und Granulit im niederösterreichischen Waldviertel. – Ann. Naturhist. Mus. Wien, **70**, 19–27, Wien 1967.
- NIEDERMAYR, G.: Der Pegmatit der Königsalm, Niederösterreich. – Ann. Naturhist. Mus. Wien, **73**, 49–54, Wien 1969.
- PAPP, A.: Zur Kenntnis des Jungtertiärs in der Umgebung von Krems a. d. Donau (NÖ). – Verh. Geol. B.-A., **1952**, 122–126, Wien 1952.
- PERSCHINKA, E.: Zusammensetzung und Genese der Metaanorthosite im niederösterreichischen Waldviertel. – Unpubl. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 1967.
- PETRAKAKIS, K.: Metamorphoseentwicklung in der südlichen Bunten Serie am Beispiel einiger Gneise, Moldanubikum, Niederösterreich. – Tschermarks Min. Petr. Mitt., **35**, 243–259, Wien 1986.

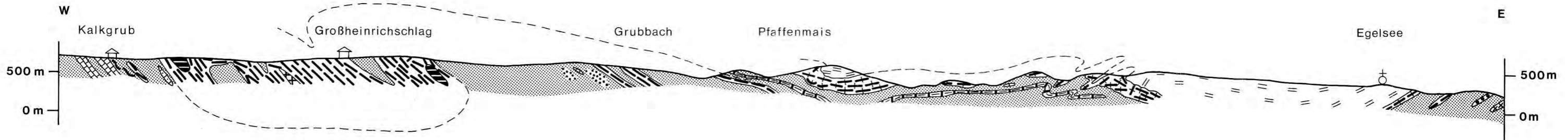


- POLEGEG, S.: Pegmatitvorkommen im Waldviertel. – Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **5**, 121–124, Wien 1984.
- REINHOLD, F.: Pegmatit- und Aplit-Adern aus den Liegendenschiefern des Gföhler Zentralgneises im niederösterreichischen Waldviertel. – Tschermaks Min. Petr. Mitt., (N. F.) **29**, 43–147, Wien 1910.
- ROETZEL, R. (mit Beiträgen von HOCHULI, P. & STEININGER, F.): Die Faziesentwicklung des Oligozän in der Molassezone zwischen Krems und Wieselburg (Niederösterreich). – Jahrb. Geol. B.-A., **126/1**, 129–179, Wien 1983.
- SCHARBERT, H. G.: Zur Optik der Plagioklase in den Fleckamphiboliten von Spitz a. d. Donau, NÖ. – N. Jb. Miner. Mh., **7**, 159–164, Stuttgart 1959.
- SCHARBERT, H. G.: Die Granulite des südlichen niederösterreichischen Moldanubikums (I. Teil). – N. Jb. Miner. Abh., **100**, 59–86, Stuttgart 1963.
- SCHARBERT, H. G.: Die Granulite des südlichen niederösterreichischen Moldanubikums (II. und III. Teil). – N. Jb. Miner. Abh., **101**, 27–66, 210–231, Stuttgart 1964.
- SCHARBERT, H. G.: Andraditführende Einschaltungen im Marmor von Hartenstein (Kl. Kremstal, NÖ). – N. Jb. Min. Mh., **7**, 221–223, Stuttgart 1966.
- SCHARBERT, H. G. & FUCHS, G.: Metamorphe Serien im Moldanubikum Niederösterreichs. – Mit Beiträgen von ZEMANN, J. & GÖTZINGER, M., DMG-ÖMG-Tagung 1981, Exkursion E7, Fortschr. Miner., **59**, Beiheft 2, 129–152, Stuttgart 1981.
- SCHARBERT, H. G., KORKISCH, J. & STEFFAN, I.: Uranium, Thorium and Potassium in Granulite Facies Rocks, Bohemian Massif, Lower Austria, Austria. – Tschermaks Min. Petr. Mitt., **23**, 3. F., 223–232, Wien 1976.
- SCHARBERT, H. G. & KURAT, G.: Distribution of some elements between coexisting ferromagnesian minerals in Moldanubian granulite facies rocks, Lower Austria, Austria. – Tschermaks Min. Petr. Mitt., **21**, 3. F., 110–134, Wien 1974.
- SCHARBERT, S.: Neue Ergebnisse radiometrischer Altersbestimmungen an Gesteinen des Waldviertels. – Exkursionsführer zur „Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt, 1977, Waldviertel“, 11–15, Wien 1977.
- SCHEIBE, L. F. & MAHERALI, N. J.: Contribution to the Study of the Nöhagen Metadiorites. – Jb. Geol. B.-A., Sdbd. **17**, 214–217, Wien 1971.
- SCHERMANN, O.: Über Horizontalseitenverschiebungen am Ostrand der Böhmisches Masse. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **16** (1965), 89–103, Wien 1966.
- SCHERMANN, O.: Bemerkung zu J. H. SIDDIQI'S Hercynit-Bronzit-Hornblendefels. – Verh. Geol. B.-A., **1971**, 146–148, Wien 1971.
- SCHMÖLZER, A.: Der Wachauer oder Spitzer Marmor. – Verh. Geol. B.-A., **1937**, 115–126, Wien 1937.
- SCHWENK, H.: Geologische Beobachtungen anlässlich des Baues eines neuen Sportplatzes bei Weißenkirchen. – Verh. Geol. B.-A., **1958**, 59–61, Wien 1958.
- SEIBERL, W. & HEINZ, H.: Aerogeophysikalische Vermessung im Raum Dunkelsteiner Wald. – Proj. Ber. NC 6c/81, ÖAW, Wien 1985a.
- SEIBERL, W. & HEINZ, H.: Aerogeophysikalische Vermessung im Raum Rossatz. – Proj. Ber. NC 6f/81, ÖAW, Wien 1985b.
- SEIBERL, W. & HEINZ, H.: Aerogeophysikalische Vermessung im Bereich der Kremser Bucht. – Proj. Ber., NC 6d/81, ÖAW, Wien 1986.
- SIDDIQI, J. H.: Die Genesis der Limonitlagerstätten Mosinggraben und ihre Nebengesteine bei Spitz a. d. Donau, NÖ. – Diss. Univ. Wien (Unveröff.), Wien 1968.
- SIDDIQI, J. H.: Ein Hercynit-Bronzit-Hornblendefels vom Mosingtal (Spitz, NÖ). – Verh. Geol. B.-A., **1971**, 143–145, Wien 1971.
- SIGMUND, A.: Die Minerale Niederösterreichs. – 194 S., Wien (Deuticke) 1909.
- SILBERHUBER, F.: Von den steinernen Schätzen des Waldviertels. – In: STEPAN, E. (Hrsg.): Waldviertel. 1. Band, Naturwissenschaftliches, 175 S., 3 Ktn., Wien 1925.
- STRECKEISEN, A.: Classification and Nomenclature of Plutonic Rocks. – Geol. Rdsch., **63**, 773–786, Stuttgart 1974.
- STRECKEISEN, A.: Classification and Nomenclature of Volcanic Rocks, Lamprophyres, Carbonatites and Melilitic Rocks. – N. Jb. Min. Abh., **134**, 1–14, Stuttgart 1979.
- Suess, F. E.: Bau und Bild der Böhmisches Masse. – In: C. DIENER et al.: Bau und Bild Österreichs, 1–322, Wien (Tempisky-Freytag) 1903.

- SUESS, F. E.: Beispiele plastischer und kristalloblastischer Gesteinsumformung. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **2**, 250–277, Wien 1909.
- TERTSCH, H.: Studien am Westrande des Dunkelsteiner Granulitmassives (Geologische Beobachtungen). – Tschermaks Min. Petr. Mitt., **34**, 209–254, Wien 1917.
- TERTSCH, H.: Studien am Westrande des Dunkelsteiner Granulitmassives (Petrographische Beobachtungen). – Tschermaks Min. Petr. Mitt., **35**, 177–214, Wien 1922.
- THIELE, O.: Zur Tektonik des Waldviertels in Niederösterreich (Südliche Böhmisches Masse). – Nova Acta Leopoldina, N. F., Nr. 224, **45**, Franz-Kossmat-Symposion, 67–81, Halle/Saale 1976.
- TOLLMANN, A.: Die Bruchtektonik Österreichs im Satellitenbild. – N. Jb. Geol., Paläont. Abh., **153**, 1–27, Stuttgart 1977.
- TOLLMANN, A.: Großräumiger variszischer Deckenbau im Moldanubikum und neue Gedanken zum Variszikum Europas. – Geotekt. Forsch., **64**, 1–91, Stuttgart 1982.
- TSCHERMAK, M. G.: Beobachtungen über die Verbreitung des Olivin in den Felsarten. – Sitzber. Akad. Wiss., mathem.-naturw. Kl., **56**, 261–282, Wien 1867.
- TSCHERMAK, M. G.: Über Serpentinbildung. – Sitzber. Akad. Wiss., mathem.-naturw. Kl., **56**, 283–294, Wien 1867.
- VAN BREEMEN, O. et al.: Geochronological studies of the Bohemian massif, Czechoslovakia, and their significance in the evolution of Central Europe. – Transactions Royal Soc. Edinb.: Earth Sciences, **73**, 89–108, Edinburgh 1982.
- VETTERS, H.: Aufnahmebericht über Blatt Tulln (4656) und Krems (4655). – Verh. Geol. B.-A., **1925**, 22–25, Wien 1925.
- VETTERS, H.: Aufnahmebericht über Blatt Krems (4655) und Blatt Tulln (4656). – Verh. Geol. B.-A., **1926**, 26–30, Wien 1926.
- WALDMANN, L.: Das außeralpine Grundgebirge Österreichs. – In: F. X. SCHAFFER: Geologie von Österreich, 2. Aufl., 1–105, Wien (Deuticke) 1951.
- WALDMANN, L.: Führer zu geologischen Exkursionen im Waldviertel – Verh. Geol. B.-A., Sdheft **E**, 26 S., Wien 1958.
- WALDMANN, L.: Berichte über Aufnahmen auf Bl. Spitz (37) in den Jahren 1950–1968. – Verh. Geol. B.-A., Wien 1951–1969.
- WEISS, A.: Drei Waldviertler Mineralfundstellen. – Karinthin, **41**, 112–115, Knappenberg 1960.
- WINKLER, H. G. F.: Petrogenesis of Metamorphic Rocks. – 5. Aufl., 348 S., New York (Springer) 1979.

# Geologische Übersichtsprofile 1:50 000

## Profil 1



## Profil 2

