

GEOLOGISCHE KARTE DER REPUBLIK ÖSTERREICH 1 : 50 000

ERLÄUTERUNGEN

zu Blatt

8 Geras

Von REINHARD ROETZEL & GERHARD FUCHS

Mit Beiträgen von
ANDREAS AHL, GERHARD SCHUBERT & PETER SLAPANSKY

23 Abbildungen, 1 Tabelle



Wien 2008

Eigentümer, Herausgeber und Verleger:
Geologische Bundesanstalt, A 1030 Wien, Neulinggasse 38

Anschriften der Verfasser

Dr. REINHARD ROETZEL
Dr. ANDREAS AHL, Dr. GERHARD SCHUBERT, Dr. PETER SLAPANSKY
Geologische Bundesanstalt
Neulinggasse 38
A 1030 Wien
reinhard.roetzel@geologie.ac.at, andreas.ahl@geologie.ac.at,
gerhard.schubert@geologie.ac.at, peter.slapansky@geologie.ac.at

Dr. GERHARD FUCHS
Windpaßhof
A 3665 Gutenbrunn 87

Alle Rechte vorbehalten

ISBN 978-3-85316-041-1

Redaktion: REINHARD ROETZEL

Satz: Geologische Bundesanstalt
Druck: Ferdinand Berger & Söhne Ges.m.b.H.

Inhalt

Vorwort	4
1. Geographischer Überblick (R. ROETZEL)	5
2. Geologischer Überblick (G. FUCHS & R. ROETZEL)	6
3. Erforschungsgeschichte (R. ROETZEL)	8
4. Erläuterungen zur Kartenlegende (G. FUCHS & R. ROETZEL)	12
4.1. Kristallin der Böhmisches Masse	12
4.1.1. Moravikum	15
4.1.1.1. Therasburg-Gruppe	15
4.1.1.2. Weitersfelder Stengelgneis	16
4.1.1.3. Pernegg-Gruppe	18
4.1.1.4. Bittesch-Einheit	20
4.1.2. Moldanubikum	23
4.1.2.1. Drosendorfer Einheit	23
4.1.2.2. Gföhler Einheit	30
4.2. Molasse	39
4.2.1. Neogene Sedimente	39
4.3. Quartäre Sedimente	54
4.4. Diverse Zeichen	61
5. Geologischer Bau der kristallinen Einheiten (G. FUCHS)	65
6. Geologische Entwicklung (G. FUCHS & R. ROETZEL)	69
6.1. Kristallin der Böhmisches Masse	69
6.2. Junge Bedeckung	72
7. Geophysikalische Landesaufnahme (A. AHL & P. SLAPANSKY)	77
7.1. Übersicht zu regionalen geophysikalischen Untersuchungen	77
7.2. Aerogeophysik	77
7.3. Gravimetrie	82
7.4. Montangeophysik	84
8. Mineralische Rohstoffe (R. ROETZEL)	84
8.1. Steine und Erden, Industrieminerale	84
8.1.1. Löss	84
8.1.2. Sand, Kies	85
8.1.3. Ton	86
8.1.4. Natursteine	87
8.1.5. Kaolin	88
8.1.6. Graphit	88
8.2. Erze	89
8.2.1. Eisen (Magnetit)	89
8.2.2. Blei, Silber	90
8.3. Kohle	90
8.3.1. Braunkohle	90
9. Hydrogeologie (G. SCHUBERT)	91
10. Museen, Lehrpfade und Exkursionspunkte (R. ROETZEL)	93
10.1. Museen und Lehrpfade	93
10.1.1. Nationalpark Thayatal – Podyjí	94
10.1.2. Krahuletzmuseum	94
10.2. Exkursionspunkte	94
10.2.1. Weitersfeld – Kirchenbruch	94
10.2.2. Langau – ehemaliger Braunkohlebergbau	94
10.2.3. Drosendorf – Straßenprofil	95
10.2.4. Gaberkirche	95
10.2.5. Vranov nad Dyjí (Frain) – Staumauer	96
10.2.6. Hamry (Hammer)	96
10.2.7. Mällersbach – ehemaliger Kaolinbergbau	96
11. Bohrungen (R. ROETZEL)	97
Literatur	121

Vorwort

Für kartierende Geologen ist die Erstellung einer geologischen Karte eine über viele Jahre hindurch kontinuierliche Auseinandersetzung mit einer Landschaft und ihrer geologischen Geschichte. In unzähligen Wochen, in diesem Gebiet wegen der landwirtschaftlichen Nutzung vorwiegend im zeitigen Frühjahr und im Herbst, durchwandern die Geologen systematisch Felder und Wälder, um die Gesteinseinheiten zu unterscheiden und abzugrenzen. Sie versuchen durch natürlich freiliegende Gesteinsaufschlüsse, aber auch durch die vom Menschen geschaffenen Steinbrüche, Sand- und Tongruben oder kurzzeitig durch Bautätigkeit geöffneten Einblicke in den Untergrund im wahrsten Sinn des Wortes „Aufschluss“ über die Verteilung der Gesteine zu erhalten. Wo alle diese Hilfsmittel fehlen bleiben nur mehr Bohrstock und Motorbohrungen um die Geologie unter unseren Füßen etwas zu erhellen. Zu Hause entsteht mit Hilfe von Gesteinsdünnschliffen oder der mikroskopisch kleinen fossilen Reste in den Sedimenten ein noch klareres Bild der geologischen Vergangenheit. Mit den Jahren der Beschäftigung mit der geologischen Geschichte eines Raumes werden dann nicht nur Ausprägung und Form der heutigen Landschaft in vielen Einzelheiten klarer und verständlicher, sondern es formen sich im Geist in der Zeit weit zurück liegende Landschaften in einer Vielzahl von Zeitschnitten. Es eröffnet sich für den Geologen damit eine vierte Dimension einer Landschaft, in der Vergangenheit, Gegenwart und Zukunft dicht gedrängt neben einander liegen.

Wen wundert es also, dass man durch diese intensive Beschäftigung mit dem Land und seiner geologischen Geschichte, aber auch seiner Kultur und den Menschen dieses Landes, mit diesem Gebiet mit der Zeit gleichsam verwoben wird.

Bei der Erstellung dieser Karte lernten wir viele Menschen kennen, die uns halfen, ihr Wissen weiter gaben oder sich einfach nur für unsere Arbeit interessierten und u. a. damit auch unserer Arbeit einen Sinn gaben. Bei diesen möchten wir uns zu aller erst bedanken.

Für die ausgezeichnete und schon lange Jahre bestehende Zusammenarbeit mit dem Tschechischen Geologischen Dienst bedanken wir uns bei der Direktion und den Mitarbeitern von Česká geologická služba in Praha und Brno. Vor allem danken wir Herrn Dr. Arnošt DUDEK, Herrn Dr. Vladimír JENČEK und Frau Dr. Olga MATĚJOVSKÁ für die Zusammenstellung des tschechischen Anteils der Karte.

Für die Teilnahme an zahlreichen Exkursionen und fachlichen Diskussionen danken wir Herrn Dr. Petr BATÍK (Česká geologická služba, Praha), Herrn Dr. Fritz FINGER (Universität Salzburg), Herrn Dr. Tomáš HÁJEK (Česká geologická služba), Herrn Dr. Pavel HAVLIČEK (Česká geologická služba), Herrn Dr. Volker HÖCK (Universität Salzburg), Herrn Dr. Oldřich KREJČÍ (Česká geologická služba), Herrn Dr. Hans-Georg KRENMAYR (Geologische Bundesanstalt), Herrn Dr. Manfred LINNER (Geologische Bundesanstalt), Herrn Dr. Slavomír NEHYBA (Masaryk Universität Brno) und Herrn Dr. Fritz F. STEININGER (Eggenburg).

Weiters danken wir Frau Dr. Ilse DRAXLER (Geologische Bundesanstalt), Herrn Dr. Mathias HARZHAUSER (Naturhistorisches Museum Wien), Herrn Dr. Oleg MANDIC (Naturhistorisches Museum Wien), Frau Dr. Barbara MELLER (Geologische Bundesanstalt), Herrn Dr. Fred RÖGL (Naturhistorisches Museum Wien), Herrn Dr. Christian RUPP (Geologische Bundesanstalt) und Herrn Dr. Fritz F. STEININGER (Eggenburg) für die makro- und mikropaläontologischen Untersuchungen und Daten zur Stratigraphie der miozänen und quartären Sedimente.

Bei Frau Dr. Maria HEINRICH und ihren MitarbeiterInnen von der Fachabteilung Rohstoffgeologie der Geologischen Bundesanstalt möchten wir uns nicht nur für die ausgezeichnete Zusammenarbeit im Rahmen der Arbeiten für das Projekt „Geogenes Naturraumpotential der Bezirke Horn – Hollabrunn“ und die Vorbereitung und Ausführung der Arbeitstagung 1999, sondern darüber hinaus auch für die jahrelange, vielfältige Hilfe und Unterstützung bei der Kartierung vielmals bedanken.

Ebenso danken wir Herrn Martin HEIDOVITSCH, Herrn Mag. Klaus MOTSCHKA, Herrn Dr. Wolfgang SEIBERL und Herrn Mag. Robert SUPPER von der Fachabteilung Geophysik der Geologischen Bundesanstalt für die ausgezeichnete Zusammenarbeit im Rahmen der aerogeophysikalischen Untersuchungen im Kartierungsgebiet.

Schließlich sei noch allen Gemeinden und Privatpersonen für ihre vielfältige Hilfe und Unterstützung bei der Kartierung im Laufe der Jahre herzlich gedankt.

REINHARD ROETZEL, Dezember 2007

1. Geographischer Überblick

(R. ROETZEL)

Das Kartenblatt 8 Geras liegt im nördlichen Niederösterreich, an der Grenze von Österreich und der Tschechischen Republik. Der südliche, österreichische Teil des Kartenblattes gehört zum nordöstlichen Waldviertel, der nördliche, tschechische Teil zu Südmähren.

Der Großteil des österreichischen Anteiles des Kartenblattes ist Teil des Bezirkes Horn. Nur im Nordosten sind Bereiche der Gemeinden Heufurth, Mallerzbach, Riegersburg und Felling dem Bezirk Hollabrunn und im Nordwesten Bereiche der Gemeinden Unterpaffendorf, Primmersdorf und die Gaberkirche dem Bezirk Waidhofen an der Thaya zugeordnet.

Die wichtigsten Orte auf dem Kartenblatt sind in Österreich Geras mit dem Prämonstratenser-Chorherrenstift, die Burgstadt Drosendorf und Weitersfeld. In Tschechien ist Vranov nad Dyjí (Frain) im Thayatal mit dem barocken Schloss von J. B. Fischer von Erlach der größte Ort.

In die flach-wellige, hügelige Landschaft sind die Flüsse und Bäche, wie z. B. auf dem Kartenblatt die Thaya (Dyje) zwischen Primmersdorf und Vranov nad Dyjí (Frain), tief in das kristalline Grundgebirge eingeschnitten. Die Thaya und ihre Nebenbäche winden sich dabei in zahllosen Talmäandern, oftmals begrenzt von nahezu senkrechten Wänden und Felstürmen mit zahlreichen Felsvorsprüngen und Felsstufen, Schutthalden und Blockfeldern. Oberhalb von Vranov nad Dyjí (Frain) werden durch eine zwischen 1930 und 1934 erbaute, 296 m lange Staumauer mehr als 132 Millionen m³ Wasser auf einer Länge von über 30 km für die Stromerzeugung gestaut. Durch das als Schwellkraftwerk betriebene Kraftwerk wird in der Thaya unterhalb der Staumauer zweimal täglich eine Flutwelle erzeugt, wodurch der Wasserspiegel um ca. einen halben Meter kurzfristig ansteigt.

Die Hochfläche liegt meist recht konstant zwischen 400 und 500 m Seehöhe, während die Abhänge zur Thaya und zu ihren beiden größten Nebenbächen, der Fugnitz und der Želetavka (Schelletau), zwischen 350 und 400 m Seehöhe liegen. Nur wenige Bereiche auf dem Kartenblatt 8 Geras erheben sich über 500 m, so z.B. der Höhenzug südlich von Geras (Kreuzberg – Kirchberg – Goggitschberg) und der Raum Saß – Schirmannsreith – Harth – Ludweishofen, so wie auch ein Höhenzug nördlich von Bitov (Vöttau). Die höchste Erhebung im österreichischen Gebiet des Kartenblattes mit 566 m SH befindet sich südwestlich von Ludweishofen, im Waldgebiet südlich der Franz Josef Bahn. In Tschechien sind auf dem Höhenzug nördlich von Bitov (Vöttau) die Berge Skalka (560 m SH) und Suchá hora (571 m SH) die höchsten Erhebungen. Der tiefste Bereich auf dem Kartenblatt liegt bei ca. 325 m SH im Thayatal, im Ortsgebiet von Vranov nad Dyjí (Frain).

Entlang der eingetieften Flüsse und Bäche, wie der Thaya, der Fugnitz, dem Thumeritzbach oder der Želetavka sind oft dichte Laubwälder entwickelt. Weitere größere Waldgebiete auf der Hochebene sind die Obere und Untere Saß west-



Abb. 1.
Alte Streifenfluren in der langen Lüß zwischen Trautmannsdorf und Starrein.

lich von Geras, das Gebiet von Hartbergwald – Weißer Sand zwischen Langau, Riegersburg und Fronsburg oder das Gebiet von Syrovický les und Znojemský les in der Umgebung von Zálesí (Schröffelsdorf) und dvůr Augustov (Gutshof Augustov).

Der Großteil der Hochfläche, sowohl in Österreich wie auch in Tschechien, ist jedoch agrarisch genutzt. Besonders die Gebiete mit neogener und quartärer Bedeckung, wie z.B. im Raum Weitersfeld, Langau und Zissersdorf in Österreich oder um Uherčice (Ungarschitz), Starý Petřín (Altpetrein) und Police (Pulitz) in Tschechien wurden kommassiert und sind großflächiges Agrarland. Alte Flurformen, wie die Streifenfluren, blieben nur mehr vereinzelt, vor allem in Gebieten mit kristallinen Gesteinen, erhalten (Abb. 1).

2. Geologischer Überblick

(G. FUCHS & R. ROETZEL)

Das Kartenblatt befindet sich im Ostteil der Böhmisches Masse. Die beiden von F.E. SUESS (1898, 1903, 1912) erkannten Groöeinheiten Moldanubikum und Moravikum grenzen auf dem Blatt aneinander.

Gesteine des Moravikums mit seinen straff Nordost–Südwest streichenden Gesteinszügen findet man an der südöstlichen Ecke des Kartenblattes. Die Glimmerschiefer, Quarzite und Marmore tauchen gegen Nordwesten unter das breite Band des Bittescher Gneises ab. Die Überlagerung der Metasedimente durch diesen Orthogneis belegt Decken- und Überfaltungsbau.

Das Moldanubikum baut das Grundgebirge des restlichen Kartenblattes auf. Die Grenze der Groöeinheiten wird von uns, F.E. SUESS folgend, im Hangenden des Bittescher Gneises gezogen. Es handelt sich um die Überschiebung, an der das Moldanubikum über das Moravikum aufgeföhren ist. Im Moldanubikum ist der Bau weit weniger übersichtlich als im Moravikum: Im Nahbereich der Moldanubischen Überschiebung streichen die Gesteinszüge parallel zu dieser Nordost–Südwest, während sie sonst vielfach Nord-Süd streichen, somit diskordant an die Moravikum-Grenze heranziehen.

Der äußerst komplizierte Bau des Moldanubikums auf Blatt 8 Geras ist nur zu verstehen, wenn man dessen Mehrphasigkeit berücksichtigt: Unter den Bedingungen meso- bis katazonaler Regionalmetamorphose entstand der ältere intramoldanubische Deckenbau. Die Ostrong-Einheit (Monotone Serie) wurde von der Drosendorfer Einheit (Bunte Serie) und der Gföhler Einheit (Gföhler Gneis, Granulit und Begleitgesteine) überschoben. Dieser in aufsteigender Reihenfolge aufgezählte tektonische Stapel wurde als Block in einem späteren Ereignis auf das Moravikum überschoben. Dabei kam es zu großmaßstäblichen Schleppungen des älteren Baues und zur Anpassung an Bedingungen der Disthen- und Granatzone. Die Glimmerschieferzone ist das Produkt dieser retrograden Metamorphose im Moldanubikum entlang der Moldanubischen Überschiebung. Auf diese Schleppungen geht auch die riesige, gegen Osten überschlagene Antiklinale zurück, welche zum Drosendorfer Fenster führte. Im Kern der Antiklinale wurde die Bunte Serie der Drosendorfer Einheit durch Erosion freigelegt, umrahmt von der Gföhler Einheit.

Nach dem Ausklingen der Regionalmetamorphose entstanden flache Mylonit- und Katakklasezonen, an welchen Abschiebungen bzw. Seitenverschiebungen vor sich gingen. Sie schneiden diskordant die älteren Strukturen und es stoßen an ihnen recht verschiedenartige Gesteinspakete aneinander. Als Beispiel sei die große Ost-West streichende Störungszone westlich von Vranov nad Dyjí (Frain) genannt. In Tschechien wurden von den dortigen Bearbeitern zahlreiche Vertikalbrüche festgestellt.

Über den kristallinen Gesteinen liegen in flachen Becken marine bis brackische Ablagerungen aus dem Neogen, die jedoch meist großflächig von quartären Sedimenten bedeckt werden. Der Verlauf der Beckenlängsachsen ist großteils an die Streichrichtungen der kristallinen Gesteinseinheiten angepasst, wobei die Senken überwiegend in den Bereichen der leichter verwitterbaren und damit tiefer erodierten Paragesteinseinheiten, vorwiegend der Glimmerschiefer und Paragneise, liegen (vgl. Abb.2). Zusätzlich ist wahrscheinlich synsedimentäre Bruchtektonik an der Bildung der asymmetrischen Becken beteiligt.

Das Becken von Weitersfeld füllen vor allem pelitische Sedimente der untermiozänen Weitersfeld-Formation, die von grobklastischen Ablagerungen der Theras-Formation diskordant überlagert werden. Im Becken von Langau-Riegersburg und dem kleinen Teilbecken von Kottaun überwiegen dagegen lithologisch sehr unterschiedliche Sedimente der untermiozänen Langau-Formation, in die im Nordteil des Beckens ehemals wirtschaftlich bedeutende Kohleflöze eingeschaltet sind. Im Grenzbereich von Österreich und Tschechien liegen über den Kohle führenden Sedimenten der Langau-Formation konkordant ebenfalls untermiozäne, feinsandige Ablagerungen der Riegersburg-Formation.

Alle diese neogenen Ablagerungen stammen von der untermiozänen, marinen Transgression im Eggenburgium – Ottnangium. Bei diesem mehrphasigen Meeresvorstoß wurde der Ostrand der Böhmisches Masse langsam von Südosten gegen Nordwesten überflutet, wobei sich im Randbereich des Meeres, in ehemaligen Tälern und flachen Senken, auch paralische Kohlen bildeten.

Das isolierte Sandvorkommen beim Gutshof Augustov (dvůr Augustov) im nordöstlichen, tschechischen Teil des Kartenblattes ist dagegen wahrscheinlich jünger und stammt von dem mittelmiozänen Meeresvorstoß im unteren Badenium.

Vor allem im westlichen Teil des Kartenblattes blieben reliktsch über dem Kristallin meist quarzreiche, grobe, vermutlich fluviatile Kiese erhalten, deren Alter nicht genau bestimmt werden kann. Wahrscheinlich handelt es sich um mittel- oder obermiozäne, möglicherweise auch pliozäne Restschotter.

Quartäre Sedimente sind vor allem im südlichen und westlichen Teil des Kartenblattes großflächig verbreitet. Besonders pleistozänen Löss und Lösslehm findet man überwiegend auf den lang gezogenen und flach nach Osten und Südosten abfallenden Hängen, wobei durch das zunehmend feuchtere Klima die Löss



Abb. 2.

Luftbild der Landschaft im Südosten des Blattes 8 Geras.

Blick von Osten auf Oberfladnitz (im Vordergrund) und Weitersfeld. Deutlich zu erkennen sind die Nordnordost streichenden, bewaldeten Kristallinzüge (Thaya-Batholith im Vordergrund, Therasburg-Gruppe zwischen Oberfladnitz und Weitersfeld, Pernegg-Gruppe im Hintergrund) und die dazwischen liegenden, landwirtschaftlich genutzten Flächen mit neogener und quartärer Sedimentbedeckung.

gegen Westen bis Nordwesten durchwegs in verlehnte, entkalkte Lösslehme übergehen. In der Nähe von Kristallinauftragungen oder dazwischen liegenden seichten Depressionen überwiegen Verwitterungslehme, aber auch deluviale Ablagerungen, die im Oberpleistozän bis frühen Holozän durch solifluidale Prozesse oder Abspülung auch in Mulden und Hangfußlagen abgelagert wurden.

3. Erforschungsgeschichte

(R. ROETZEL)

Wie bereits bei WALDMANN (1931a) ausgeführt stammt der erste Bericht über die geologischen Verhältnisse im Bereich des hier behandelten Kartenblattes von Andreas STÜTZ aus dem Jahr 1807. In seiner posthum erschienenen „Oryctographie von Unterösterreich“, der ersten geognostisch-montanistisch-mineralogischen Beschreibung von Niederösterreich, beschreibt STÜTZ (296 ff.) aus dieser Gegend besonders den Glimmerschiefer, Marmor (Urkalk), Amphibolit (Hornblendeschiefer) und Graphit im Raum Primmersdorf – Eibenstein, aber auch „Opale“ und die auf den Hochflächen zwischen Pfaffendorf und Zissersdorf verbreiteten Eisensteine in der Nähe von Graphitlagerstätten. Eine Auflistung und kurze Erläuterungen zahlreicher Mineralvorkommen, vorwiegend aus dem südöstlichen Waldviertel, findet sich auch bei Gustav LEONHARD in seinem „Handwörterbuch der topographischen Mineralogie“ von 1843.

Einen ersten Versuch, die unterschiedlichen kristallinen Gesteine des Waldviertels abzugrenzen und auf einer Karte einzuzichnen wagte Phillip Aloys Ritter von HOLGER im Jahre 1842 mit der „Geognostischen Karte des Kreises ob dem Manhartsberge“.

Bereits ein Jahr später, im Jahre 1843, erschien die „Geognostische Karte des Beckens von Wien und der Gebirge die dasselbe umgeben“ von Paul PARTSCH, in der auch das Gebiet des Kartenblattes Geras aufscheint. PARTSCH hatte die-

ses Gebiet im Auftrag der niederösterreichischen Stände 1824 bereist und auch in seinem Tagebuch (PARTSCH, 1824) beschrieben. Darin werden von ihm vor allem die rasch wechselnden Gesteinseinheiten der Drosendorfer Einheit an der Thaya im Gebiet zwischen Drosendorf und Primmersdorf eingehend behandelt, es wird aber auch auf die Magneteisensteinbergbaue von Kottaun und Wolfsbach näher eingegangen. PARTSCH macht sich weiters Gedanken über Alter und Genese der mächtigen Lehme am Weg zwischen Horn und Drosendorf, die „zum Vorteil des Landbewohners, wenn auch zum Hindernis des reisenden Gebirgsforschers“ sind und die „Darstellung des Felsgebildes“ behindern. „Erläuternde Bemerkungen“ zur Karte erschienen im Jahr 1844 (PARTSCH, 1844).

Etwas genauere Karten im Maßstab 1 : 28.800 erstellte Marko Vincenz LIPOLD, der den österreichischen Anteil gemeinsam mit dem Hilfsgeologen Heinrich PRINZINGER 1851 für die Geologische Reichsanstalt kartierte (LIPOLD, 1851a-d). Trotz der kurzen, zur Verfügung gestandenen Zeit lieferte er gemeinsam mit Franz FOETTERLE (vgl. FOETTERLE, 1854), der in Mähren die Aufnahmen durchführte, eine Karte, in der die wichtigsten Gesteinszüge und die Gesteinsfolge im Wesentlichen richtig wiedergegeben sind. Die Karte im Maßstab 1 : 144.000 wurde jedoch nicht gedruckt, sondern liegt nur in mehreren handkolorierten Einzel-exemplaren vor (LIPOLD, 1851e). Die bereits recht detaillierten Beobachtungen von LIPOLD (vgl. auch LIPOLD, 1852a) sind in einem Feldtagebuch (LIPOLD, 1851f) niedergelegt, wovon Auszüge über den Bereich der Kartenblätter Geras und Retz bei GSTÖTTNER (1999) wiedergegeben sind. LIPOLD und PRINZINGER hinterließen uns in ihren Tagebüchern nicht nur unzählige geologische Beobachtungen sondern auch ihre Eindrücke über die Orte und die Gasthöfe, in denen sie übernachteten (vgl. ROETZEL, 1991b). So findet man im Tagebuch von LIPOLD die knappe Bemerkung „Geras - ein elendes Nest mit einem prachtvollen Stifte und passables Gasthaus, wo abgestiegen“. Von PRINZINGER erfahren wir: „In Pernegg muß man auf Stroh schlafen, bekommt aber einen herrlichen Rostbraten“. Er machte aber auch schlechte Erfahrungen weil er schrieb: „Kehre niemand in Schratthal ein: ich büße noch immer den Versuch, ein stinkendes Schweinerne zu essen. Zum überflusse starb gleich darauf das Wirtskind.“ LIPOLD publizierte die Ergebnisse über die kristallinen Gesteine des Wald- und Mühlviertels auch in einer ausführlichen Arbeit (LIPOLD, 1852b), worin sich auch erste detailliertere Beschreibungen der Gesteine des Kartenblattes Geras finden.

Ab 1876 erfolgten die geologischen Detailkartierungen auf den neuen Mess-tischblättern im Maßstab 1:25.000, die auf die neuen Spezialkartenblätter im Maßstab 1:75.000 übertragen wurden. Die Kartenblätter wurden aber bis 1891 nicht gedruckt, sondern bei Bedarf nur als handkolorierte Kopien an Interessenten weitergegeben. Als eine der ersten gedruckten Karten im Maßstab 1:75.000 erschien im Jahre 1898 das von Carl Maria PAUL neu aufgenommene und bearbeitete Blatt Znaim, dessen Westteil dem Blatt 9 Retz entspricht und das außer dem südmährischen Gebiet auch den an das Kartenblatt Drosendorf anschließenden niederösterreichischen Bereich um Retz und Hardegg zeigt (PAUL, 1898a,b).

Bereits 1882 hatten die sorgfältigen Untersuchungen von Friedrich BECKE auf den Kartenblättern Horn und Krems eine weitere Verfeinerung der Gliederung der kristallinen Gesteine der Böhmisches Masse gebracht (BECKE, 1882, 1883). Im Jahre 1914 veröffentlichten Friedrich BECKE, Alfred HIMMELBAUER, Franz REINHOLD und Rudolf GÖRGEY eine umfassende Darstellung der Petrographie der Gesteine des Waldviertels (BECKE et al., 1914).

Von besonderer Wichtigkeit für die Gliederung der Böhmisches Masse waren aber die Arbeiten von Franz Eduard SUESS. In seiner Arbeit über das Gebiet von Groß-Bittesch und Namiest in Mähren (SUESS, 1898) trennte er das Grundgebirge aufgrund unterschiedlicher Gesteinszusammensetzungen und Metamorphosegrade sowie Verschiedenheiten in der Tektonik in einen moldanubischen und einen moravischen Anteil. Nach umfangreichen Übersichtsbegehungen be-

schrrieb Franz Eduard SUESS (1903) in dem umfangreichen Werk „Bau und Bild der böhmischen Masse“ auch kurz die Gesteine des hier beschriebenen Kartenblattes Geras und zeigte in einem Profilschnitt zwischen Horn und Drosendorf den kuppelförmigen Bau der moravischen Zone in diesem Bereich. Ab 1905 kartierte Franz Eduard SUESS den Ostteil des Kartenblattes Drosendorf (SUESS, 1906, 1907, 1908), der dem hier behandelten Blatt 8 Geras entspricht. Vor allem in seinem Bericht aus dem Jahre 1908 (SUESS, 1908) mit der angeschlossenen Kartenskizze werden bereits eine Vielzahl von geologischen Beobachtungen dargestellt, die bis heute Gültigkeit haben. Nachdem Hilda GERHART von 1910 bis 1912 die Westhälfte des Kartenblattes Drosendorf (entspricht dem Blatt 7 Groß-Siegharts) kartiert hatte (GERHART, 1911, 1913), erschien 1925 das Kartenblatt Drosendorf im Maßstab 1:75.000 (SUESS & GERHART, 1925).

Bereits zuvor war eine Arbeit über die moldanubischen Glimmerschiefer von Leopold KÖLBL (KÖLBL, 1922) erschienen, worin er sich eingehend mit dem Bittescher Gneis und der Rolle der Glimmerschiefer im Bereich der Moldanubischen Überschiebung auseinandersetzt.

Mit der Tektonik und Metamorphose der moravischen Gesteine im Thayatal und angrenzender Gebiete beschäftigte sich danach Karl PRECLIK in seinen Arbeiten (PRECLIK, 1925, 1926, 1927, 1930).

Die Erläuterungen zum Kartenblatt Drosendorf veröffentlichte Leo WALDMANN 1931 (WALDMANN, 1931a). Für die Verfassung dieser Erläuterungen hatte WALDMANN in den Jahren davor eine Reihe von Übersichtsbegehungen durchgeführt, wovon mehrere Berichte vorliegen (WALDMANN, 1926, 1927, 1931b,c; HACKL & WALDMANN, 1931). Auch nach dem 2. Weltkrieg beschäftigte sich WALDMANN mit diesem Gebiet, wobei er hier besonderes Augenmerk auf den Bittescher Gneis legte (WALDMANN, 1947, 1948, 1951b). In einer Arbeit über die Eisensteinbaue im nördlichen Waldviertel beschrieb WALDMANN u.a. die Geschichte der auf dem Kartenblatt Geras liegenden ehemaligen Magneteisensteinbergbaue bei Kottau und Wolfsbach (WALDMANN, 1952).

Im Jahre 1941 veröffentlichte Alexander KÖHLER eine gründliche und zusammenfassende Darstellung der petrographischen Verhältnisse des gesamten Waldviertels (KÖHLER, 1941). In der 1951 erschienenen Geologie von Österreich von Franz Xaver SCHAFFER fasste Leo WALDMANN nochmals den damaligen Kenntnisstand der Geologie des Waldviertels umfassend zusammen (WALDMANN, 1951a).

Die bisher letzte Phase der geologischen Erforschung der Böhmisches Masse in Österreich begann mit der geologischen Neuaufnahme durch Geologen der Geologischen Bundesanstalt in den 60er und 70er Jahren des 20. Jh. Die Kartierung des Moldanubikums von Blatt 8 Geras wurde durch Gerhard FUCHS 1971 begonnen und 1974 abgeschlossen (FUCHS, 1971b, 1972, 1974, 1975). Die geologische Aufnahme des Moravikums war in diesem Gebiet bereits 1968 von Volker HÖCK begonnen, dann aber nicht weiter geführt worden (HÖCK, 1969, 1970). Mit Beginn der 80er Jahre setzten Manfred BERNROIDER, Fritz FINGER, Volker HÖCK und Josef SÄGMÜLLER diese Kartierungen fort (BERNROIDER, 1983, 1984 a,b, 1985, 1986a, 1988; FINGER, 1985; HÖCK & FINGER, 1986; SÄGMÜLLER, 1984). BERNROIDER konnte die Ergebnisse in einer umfangreichen Arbeit im Rahmen seiner Dissertation an der Universität Salzburg (BERNROIDER, 1986b, 1989) zusammenfassen, die Arbeiten von SÄGMÜLLER wurden durch dessen frühen Tod aber leider beendet.

Auch von der Universität Wien wurden in den 70er Jahren mehrere Kartierungen im Rahmen kristallineologischer Dissertationen in diesem Raum durchgeführt (PONGRÁČZ, 1975, SMUK, 1973, WACHTEL, 1975, ZARRABI, 1972), wovon der Bereich des Kartenblattes 8 Geras aber nur von der Arbeit von Ladislaus PONGRÁČZ im moldanubischen Teil im Raum Drosendorf betroffen wird.

In späteren Dissertationen bearbeiteten Heinz HÖGELSBERGER (HÖGELSBERGER 1987, 1989) die Marmore und Kalksilikatgesteine, Gerhard KUSCHNIG

(KUSCHNIG, 1986) die Amphibolite und Marcus SCHRAUDER (SCHRAUDER, 1991; SCHRAUDER et al., 1993) die Graphit führenden Gesteine der Bunten Serie. Petrographische Untersuchungen im Bereich des Drosendorfer Fensters wurden in einer Dissertation von Christian PRESSEL (PRESSEL, 1993, 1994a,b) durchgeführt.

Im Moravikum konnte Volker HÖCK (1974) die Zunahme der Intensität während der variszischen Regionalmetamorphose schräg zum regionalen Streichen nachweisen. Auch Günther FRASL beschäftigte sich intensiv mit der Gliederung der moravischen Zone und definierte im Thaya-Batholith mehrere Typen (FRASL, 1970, 1983, 1991; FINGER et al, 1989). Eugen LIBOWITZKY (LIBOWITZKY, 1989, 1990) beschäftigte sich mit der Mineralogie Magnetit führender Glimmerschiefer der Therasburg-Gruppe

Die neogenen und quartären Bedeckungen des Blattes 8 Geras wurden ab 1982 von Reinhard ROETZEL aufgenommen (ROETZEL, 1983, 1988, 1989, 1990, 1991a, 1992, 1993, 1994a). ROETZEL konnte erstmals die neogenen Ablagerungen in diesem Gebiet lithostratigraphisch gliedern und in Beziehung zu den fossilreichen Sedimenten im Raum Eggenburg und Retz setzen (ROETZEL, 1993; ROETZEL et al., 1999b). Zusätzlich kartierte auch Karl NEBERT (1978) im Rahmen von Prospektionsarbeiten auf Braunkohle die junge Bedeckung im Raum Langau – Riegersburg.

Noch fehlende Bereiche in den kristallinen Gebieten des Moravikums kartierten ab 1991 Birgit ASBÖCK (ASBÖCK, 1993), Petr BATÍK (BATÍK, 1995), Gerhard FUCHS (FUCHS, 1994, 1995, 1997, 2000), Tomáš HÁJEK (HÁJEK, 1992, 1993, 1994), Katharina HASENBERGER (HASENBERGER, 1993) und Oldřich KREJČÍ (KREJČÍ, 1992, 1993, 1994, 1995, 1996).

Im Rahmen der Kartierung führte Zdeňka ŘEHÁKOVÁ (ŘEHÁKOVÁ, 1992) ergänzende Untersuchungen an Diatomeen führenden Tonen der Weitersfeld-Formation durch. Fritz FINGER und Robert STURM veröffentlichten Ergebnisse von geochemischen und petrographischen Untersuchungen von schwach geschieferten Orthogneisen innerhalb des Bittescher Gneises (FINGER & STURM, 1994).

Die geologische Karte Blatt 8 Geras wurde schließlich im Jahr 2001 publiziert (ROETZEL & FUCHS, 2001). Zusätzlich dazu erschien 1992 eine geologische Karte des tschechischen Teils des Nationalparks Thayatal im Maßstab 1:25.000 (BATÍK, 1992) und 2004 im gleichen Maßstab eine gemeinsame geologische Karte beider Nationalparke (ROETZEL et al., 2004) mit Erläuterungen (ROETZEL et al., 2005).

Die geologischen Karten im Maßstab 1:25000 des tschechische Anteils des Kartenblattes 8 Geras mit den Blättern 33-212 Jemnice, 33-214 Uherčice, 33-221 Nové Syrovce und 33-223 Vranov erschienen zwischen 1983 und 1987 (JENČEK et al. 1983 a,b, 1987; MATĚJOVSKÁ et al., 1985a). Erläuterungen dazu veröffentlichten JENČEK et al. (1983c, 1984, 1986) und MATĚJOVSKÁ et al. (1985b). Etwas später wurden mit den Blättern 33-21 Slavonice und 33-22 Vranov nad Dyjí geologische Karten im Maßstab 1:50.000 publiziert (JENČEK, 1987; MATĚJOVSKÁ et al., 1992).

Von 1994 bis 1999 beschäftigte sich ein Rohstoffprojekt an der Geologischen Bundesanstalt umfassend mit den Bezirken Horn und Hollabrunn und damit auch mit der Geologie des Kartenblattes 8 Geras (HEINRICH et al., 1995, 1996, 1997, 1998, 2000).

Durch die Fortschritte bei der radiometrischen Datierung von Mineralen und Gesteinen konnten in den letzten Jahrzehnten eine Vielzahl neuer Daten gewonnen werden, mit deren Hilfe die Vorstellung über die Entwicklung der Böhmisches Masse und deren zeitliche Abfolge weiter präzisiert und verfeinert werden konnte (vgl. z.B. ARNOLD & SCHARBERT, 1973; FRANK et al., 1990; FRIEDL et al., 1998; KLÖTZLI & PARRISH, 1996; KRÖNER et al., 1988; MORAUF & JÄGER, 1982; SCHARBERT, 1977; VAN BREEMEN et al., 1982; WENDT et al., 1994, etc.).

Mit der letzten geologischen Neuaufnahme der Böhmisches Masse in Österreich wurden auch mehrere tektonische Konzepte entwickelt, die in zahlreichen

Arbeiten erläutert und diskutiert werden (vgl. z.B. FUCHS, 1971a, 1976, 1986, 1991a; MATURA, 1976; THIELE, 1976, 1984). Gemeinsam ist allen diesen Modellen, dass sie auf dem ursprünglichen Konzept von F.E. SUESS aufbauen. In den letzten Jahren werden jedoch in der Literatur, im Gegensatz zu diesem ursprünglichen Konzept, immer wieder neue tektonische Modelle für die östliche Böhmisches Masse diskutiert, in dem die Grenze Moravikum – Moldanubikum weiter nach Westen in den moldanubischen Bereich gelegt wird (vgl. FINGER & STEYRER, 1995; FRASL, 1970; FRITZ, 1990, 1996; FRITZ & NEUBAUER, 1993; JENČEK & DUDEK, 1971; NEUBAUER, 1990). Auch Alois MATURA legt in neuesten Arbeiten (MATURA, 2003, 2006) die Trennfuge zwischen Moravikum und Moldanubikum im Hangenden der Drosendorf-Formation, die nach diesem Autor gemeinsam mit dem Biteš-Gneis und dem Dobra Gneis Teil der Biteš-Einheit ist. Gegen diese Auffassung wendete sich mehrfach vor allem Gerhard FUCHS (FUCHS, 1991a, 1998, 2005) und hält aufgrund seiner Kartierungsergebnisse und daraus resultierender Überlegungen weiterhin am ursprünglichen Konzept nach F.E. SUESS fest.

4. Erläuterungen zur Kartenlegende

(G. FUCHS & R. ROETZEL)

4.1. Kristallin der Böhmisches Masse

Die Gesteinsformationen werden in umgekehrter Reihenfolge der Legende besprochen. Damit beginnen wir mit den in allen tektonischen Einheiten vorkommenden Gesteinsarten, das sind die Ganggesteine, mylonitischen Gesteine und das tiefgründig verwitterte und vergrusste Kristallin. Danach folgt die Beschreibung des Moravikums und dessen Einheiten Therasburg-Gruppe, Weitersfelder Stengelgneis, Pernegg-Gruppe und Bittesch-Einheit und sodann im Moldanubikum die Drosendorfer Einheit und Gföhler Einheit.

Die Beschreibung der Gesteine basiert hauptsächlich auf den Angaben der tschechischen Bearbeiter (JENČEK & MATĚJOVSKÁ, 1986) und auf Beobachtungen von Gerhard FUCHS.

76 Lamprophyr

In Tschechien ist am Stausee von Vranov nad Dyjí (Frain), am Nordufer der Bucht von Lančov (Landschau), ein ca. 10 m mächtiger Lamprophyrgang aufgeschlossen. Die feinkörnige Randpartie des Ganges entspricht durch ihre Zusammensetzung einem Spessartit, während sein Mittelteil als Pyroxenkersantit bezeichnet werden kann. Das dunkle Gestein besteht vorwiegend aus idiomorphem, deutlich grünlichbraun pleochroitischem Amphibol und tafeligem Plagioklas (saurer Andesin). Chloritisierter Biotit schließt zahlreiche kleine Titanitkörner ein (JENČEK & MATĚJOVSKÁ, 1986).

Ein weiterer größerer Lamprophyrgang wurde am linken Ufer des Staubeckens, nordöstlich der Bucht von Lančov gefunden. Dieser ist jedoch stark verwittert und hydrothermal zersetzt.

Östlich von Drosendorf-Altstadt treten in den Zweiglimmerschiefern der Gföhler Einheit mehrere Einschaltungen von Lamprophyr auf.

Von BERNOIDER (1983, 1986b) wurde im Moravischen Marmor ca. 150 m nördlich der Kirche von Heufurth ein ca. 2 m mächtiger Lamprophyrgang beschrieben. Dieser Lamprophyr entspricht etwa einem Kersantit – Spessartit. In einer Grundmasse feiner Plagioklasleisten (\pm Chlorit) findet man überwiegend Pseudomorphosen von Calcit (\pm Chlorit) nach porphyrischer Hornblende und/oder Pyroxen.

75 Pegmatit, Aplopegmatit

Aplopegmatit bildet einige Gänge im Amphibolit in der Umgebung von Podhradí (Freistein). Darin kommen nach JENČEK & MATĚJOVSKÁ (1986) bis 1 m große Nester oder Linsen von Pegmatit vor, der außer grobkörnigem Feldspat häufig bis 10 cm lange stern- oder fächerförmige Aggregate von Schörl, bis 5 cm große Granate und bis 6 cm große Muskowitkristalle enthält. Ein anderer, praktisch nur aus Feldspat und Quarz bestehender Aplopegmatit bildet einen Gang südwestlich von Police (Pulitz). Weitere Pegmatitvorkommen befinden sich südöstlich von Uherčice (Ungarschitz) und südlich von Blížkovice (Lispitz).

Im österreichischen Teil der Karte sind Pegmatite im Grenzbereich von Gföhler Einheit und Drosendorfer Einheit konzentriert, wobei die Pegmatite meist Gänge im Amphibolit und Glimmerschiefer, seltener im Gföhler Gneis der Gföhler Einheit bilden. So findet man Pegmatitgänge nordöstlich von Drosendorf, im Dorfgraben nördlich von Heinrichsreith und westlich dieses Ortes, westlich und nordwestlich von Wolfsbach, südwestlich und nordwestlich von Zissersdorf, am Kottauner Bach südöstlich der Hirschbergmühle, westlich, nordwestlich und südöstlich von Kottaun, im Johannesthal nordwestlich von Geras und in der Oberen und Unteren Saß. In den Pegmatiten finden sich oft außergewöhnlich schöne Mineralvorkommen von Rauchquarz, Rutil oder Korund (vgl. HUBER & HUBER, 1977; KUGLER, 1997, NIEDERMAJR et al., 1986).

74 Aplit (z.T. Granat führend)

Aplite sind verhältnismäßig häufig, sie haben aber meist nur Mächtigkeiten von einigen Dezimetern. Größere Gänge südöstlich von Bačkovice (Batzkowitz) bestehen vorwiegend aus Quarz, Kalifeldspat und saurem Plagioklas mit kleinen Mengen von Biotit und akzessorisch Apatit und Zirkon. Einige Meter mächtige Aplitgänge südwestlich von Uherčice (Ungarschitz) und nordöstlich von Podmyče (Pomitsch) enthalten deutlich weniger sauren Plagioklas (Oligoklas) und entsprechen in ihrer Zusammensetzung nach JENČEK & MATĚJOVSKÁ (1986) Muskowit-Biotit-Granitapliten. Weitere Aplitgänge durchschlagen den Gföhler Gneis östlich und nordöstlich von Zblovice (Zblowitz) und Glimmerschiefer und Paragneise östlich von Kostníky (Göbbling). In einigen Apliten tritt auch Granat auf.



Abb. 3. Nahezu monomineralische, leukorate Ganggesteine (Plagioklasite) im Serpentiniteinbruch von Pingendorf.

Weiters zu erwähnen sind nahezu monomineralische, leukorate Ganggesteine (Plagioklasite) in den Serpentiniten des Steinbruchs Pingendorf (Abb. 3; vgl. GÖTZINGER et al., 1994).

73 Gangquarz

In verschiedenen Teilen der Gföhler Einheit in Tschechien, wie z.B. in der Umgebung von Hornice (Hornitz) und um Kojatice (Kojatitz), nordöstlich Podhradí (Freistein), nordwestlich von Lančov (Landschau) und nördlich von Stálky (Staltek) wurden Quarzgänge festgestellt. Ebenso treten Quarzgänge westlich von Lubnice (Hafnerludern) und östlich von Vranov nad Dyjí (Frain) in der Drosendorfer Einheit und südöstlich von Vranov im Bittescher Gneis auf. Die Gangquarze sind nach JENČEK & MATĚJOVSKÁ (1986) meist einige Dezimeter mächtig, nur wenige erreichen Mächtigkeiten von einigen Metern. Der Großteil von ihnen streicht Nord-Süd bis Nordnordost-Südsüdwest. Die Gesteine sind meist milchig-weiß, seltener rosafarben oder klar und manchmal kavernös.

72 Scherzone mit Kataklasten und Mylonitbildung

Am Ostrand des Granulits von Blumau, der in der südwestlichen Ecke des Kartenblattes vom benachbarten Blatt 7 Groß-Siegharts herein streicht, ist in der Oberen Saß, nördlich der Schwarzen Lacke, am Südrand des Granulits ein Kataklastit entwickelt.

71 Kristallin, stark verwittert und vergrust, z.T. stark kaolinitisiert, Kaolin (Mallersbach)

Diese Signatur wurde für Flächen verwendet, wo kristalline Gesteine zwar kartier- und abgrenzbar sind, aufgrund der schlechten Ausschlussverhältnisse und durch die starke Verwitterung und Vergrusung die Zuordnung zu einem bestimmten Gestein an der Oberfläche jedoch nicht mehr eindeutig möglich ist.

Manche Gesteine sind manchmal durch die Bodenfärbung noch erkennbar und wurden dann auch in der Karte eingetragen. Paragneise, Glimmerschiefer u.a. sind völlig unterdrückt, während Quarzite und andere resistente Gesteine enorme Mächtigkeiten vortäuschen. Dies ist bedingt durch selektive Anreicherung der härteren Gesteine und deren Überstreuen der Umgebung. Besonders augenfällig ist dieses Phänomen, wenn man eine Folge von Paragneis, Marmor und Quarzit in einzelnen Bändern eindeutig kartieren kann und in der streichenden Fortsetzung anscheinend nur mehr Quarzit vorhanden ist. In solchen Fällen ist über das Grundgebirge keine seriöse Aussage zu treffen. Die Verwitterungsprodukte sind zwar etwas verdriftet, aber das Kristallin ist relativ seicht unter der Oberfläche, sodass man von keiner sedimentären Formation sprechen kann.

Derartige tiefgründig verwitterte Kristallinflächen wurden z.B. nordwestlich, nordöstlich und südwestlich von Oberthürnaun, südlich Unter-Pfaffendorf, westlich Zettlitz, westlich und südwestlich Langau und südsüdöstlich Šafov (Schaffa) gefunden.

Mit der gleichen Signatur wurde auch der Kaolin nordöstlich von Mallersbach ausgedehnt, der dort von 1948 bis ca. 1970 im Tagbau gewonnen wurde (GÖTZINGER et al., 1994; HÖNIG & HORKEL, 1982; SCHERMANN, 1968; WIEDEN, 1968, 1978; siehe auch ROETZEL et al., 2005). Der Rohkaolin enthält nach JIRÁNEK et al. (1990) und WIEDEN (1980) etwa 50 % gut geordneten Kaolinit (mit geringen Mengen von Halloysit) und 1–3 % Mixed-Layer (Illit-Montmorillonit), 42 % Quarz und Relikte von Feldspat (vorwiegend Orthoklas) sowie hauptsächlich neu gebildeten Muskowit und Schwerminerale (Zirkon, Rutil, Epidot, Erz, Anatas). Selten ist Pyrit und sehr selten Kupferkies.

Dieser Kaolin ist primär gebildet und entstand an Ort und Stelle durch Verwitterung des Bittescher Gneises, sodass darin auch heute noch die typischen Strukturen des ursprünglichen Gesteins erkennbar sind (Abb. 4). Das Vorkom-

Abb.4.

Primär durch Verwitterung des Bittescher Gneises gebildeter Kaolin im ehemaligen Tagbau in Mallersbach mit noch deutlich erkennbarer Struktur des ursprünglichen Gesteins, jedoch vollkommen kaolinisiertes Feldspäten.



men ist an einen stark bis extrem mylonitisch ausgebildeten Bereich des Bittescher Gneises gebunden (SCHERMANN, 1968).

Im Bereich von Mallersbach wurde die kaolinische Verwitterungsdecke, die vermutlich während der tropischen Klimaphase im Eozän gebildet wurde und ehemals Teile der Böhmisches Masse flächig bedeckte, durch grabenartige Absenkungen an tektonischen, Nordost-Südwest streichenden Bruchlinien vor der späteren Abtragung geschützt. Neben der Kaolinisierung bei tropischen Klimabedingungen (JIRÁNEK et al., 1990; ASSAREH, 1969) werden auch die Bildung unter Moorbedeckung, eventuell zeitgleich mit der Bildung der Braunkohle von Langau (HAMILTON, 1967; WIEDEN, 1978), aber auch hydrothermale Zersetzung (WIEDEN, 1976, 1978, 1980) diskutiert.

4.1.1. Moravikum

Im Unterschied zum Moldanubikum streichen die Gesteinseinheiten des Moravikums streng parallel zur Moldanubischen Überschiebung. Auf Blatt Geras tauchen diese regional gegen Nordwesten unter das Moldanubikum ab, sodass man von Nordwesten gegen Südosten die gesamte Abfolge der moravischen Einheiten vom Hangenden gegen das Liegende quertrifft. Die Besprechung der auf dem Blatt Geras vorkommenden lithologischen Einheiten erfolgt jedoch vom Liegenden gegen das Hangende.

4.1.1.1. Therasburg-Gruppe

Der für diese Einheit sehr treffende Arbeitsbegriff „Quarzit-Glimmerschieferserie“ (HÖCK & VETTERS, 1975) wurde 1991 von HÖCK (HÖCK et al., 1991) durch die Bezeichnung „Therasburger Formation“ ersetzt. Diese enthält auch die dioritischen Gneise (intermediärer Orthogneis auf Blatt 9 Retz; Gneise der Therasburg bzw. Therasburger Gneise [HÖCK, 1983]). Der Begriff „Formation“ wird üblicherweise für die kleinste kartenmäßig darstellbare Einheit verwendet. So wie die „Pernegger Formation“ (siehe unten) setzt sich aber auch diese „Formation“ aus einer Reihe kartierbarer Einheiten (Glimmerschiefer, Quarzite, intermediäre Orthogneise) zusammen und wir wählen daher den Begriff „Therasburg-Gruppe“ statt „Therasburger Formation“.

Die intermediären Orthogneise sind auf Blatt 9 Retz bis Pleißing, also bis knapp an den Blattrand zu Blatt 8 Geras zu verfolgen, sind aber auf letzterem Blatt unter neogener Bedeckung verborgen. Die Therasburg-Gruppe ist daher hier nur durch vereinzelte, inselartige Vorkommen von Glimmerschiefer und Quarzit vertreten.

70 Quarzit, hell

Auf Blatt 9 Retz sind den Glimmerschiefern (69) Zehnermeter bis hundert Meter mächtige Quarzitzüge eingeschaltet. Die Quarzite sind hell- bis dunkelgrau oder cremefarben. Sie sind feinkörnig bis fast dicht, sehr hart und brechen scharfkantig, plattig-bankig. Auf Blatt 8 Geras finden sich diese Quarzite ebenfalls wechsellagernd in den Schiefern, sie sind aber mengenmäßig von geringer Bedeutung. Sie treten nordöstlich von Obermixnitz und am Prutzenberg, nordnordöstlich von Prutzendorf auf und sind dort nach BATÍK (1995) maximal 2–5 m mächtig.

69 Zweiglimmerschiefer, feinkörnig, überwiegend chloritisiert, z.T. Granat führend, häufig Magnetit führend

Es handelt sich um eine mächtige Folge von silbrigen bis grünlichen, flatschigen Glimmerschiefern und grauen phyllitischen Schiefern. Vorherrschende Gemengteile sind Quarz, Muskowit, Serizit und Chlorit. Biotit ist meist untergeordnet oder fehlt. Plagioklas (Albit-Oligoklas) kann in manchen Bereichen in nicht unbedeutlicher Menge auftreten, sodass feinkörnige Paragneise entstehen. Granat, meist mit sigmoidem Interngefüge, und seltener Staurolith wurden in den Schiefern beobachtet. Sie sind teilweise in Chlorit umgewandelt. Akzessorien sind Klinozoisit, Apatit, Turmalin und Erz.

Auffallend ist der zonenweise hohe Gehalt an Erz (Magnetit, Ilmenit) in den Glimmerschiefern. LIBOWITZKY (1990) interpretierte diese Gesteine als präkambrische „blacksands“ (cit. HÖCK, 1991a). Der hohe Magnetitgehalt ist verantwortlich für eine auffallende magnetische Anomalie in den Glimmerschiefern der Therasburg-Gruppe (vgl. Magnetik im Kapitel 7.2. Aerogeophysik, Abb. 19), die durch die Hubschrauberphysik kartiert werden konnte (SEIBERL & ROETZEL, 1997). Auch bei der Kartierung können damit die Glimmerschiefer der Therasburg-Gruppe von jenen der Pernegg-Gruppe deutlich unterschieden werden (BATÍK, 1995)

Im basalen Teil des Glimmerschieferkomplexes, im Grenzbereich gegen den Thaya-Pluton, finden sich zahlreiche Gänge von Aplit, Pegmatit und Granit. Sie belegen den magmatischen Kontakt des Thaya-Granits mit den Gesteinen der Therasburg-Gruppe. Dieser Bereich ist allerdings nicht auf Blatt 8 Geras aufgeschlossen (vgl. ROETZEL et al., 2005).

4.1.1.2. Weitersfelder Stengelgneis

68 Weitersfelder Stengelgneis (Granitgneis, Arkosegneis, Quarzit, Glimmerschiefer)

Im Moravikum treten granitische Gesteine in drei bedeutenden Vorkommen auf: der Bittescher Gneis im hangendsten Teil, der Weitersfelder Stengelgneis im zentralen Bereich und der Thaya-Batholith an der Basis.

Wir sind mit HÖCK (1991a) der Auffassung, dass der Weitersfelder Stengelgneis von den hornblende- und biotitreichen Gneisen in seinem Liegenden (dioritische Gneise, Therasburger Gneise, Tonalitgneise) zu trennen ist. Aber auch die granitischen Stengelgneise sind, wie schon WALDMANN (1931a) und FRASL (1991) betonten, uneinheitlich. Diese Autoren nahmen deshalb an, dass es sich um einzelne Intrusionskörper und ihr migmatisiertes Nebengestein handelt, die durch die extreme Tektonik zu einem Gesteinszug, dem Stengelgneis, ausgewalzt worden sind.

Als Beispiel für einen eindeutig granitischen Augengneis ist die Typlokalität Kirchenbruch in Weitersfeld zu nennen (Abb.5; vgl. Kapitel 10.2.1.: Exkursionspunkt 1). HÖCK gibt im Exkursionsführer zur Arbeitstagung 1991 (HÖCK, 1991c, p. 204) folgende Beschreibung: Der Augengneis ist kräftig deformiert. Die Kalifeldspatäugen (bis 2 cm Größe) sind öfters idiomorph, verzwillingt und enthalten orientierte Einschlüsse von Plagioklas. Die Matrix besteht aus Biotit, Muskowit,



Abb. 5.

Der Weitersfelder Stengelgneis an der Typlokalität im Kirchenbruch in Weitersfeld. Deutlich sichtbar sind in dem kräftig deformierten, granitischen Augengneis die Kalifeldspat-Augen bis 2 cm Größe.

Plagioklas (20% An), Kalifeldspat und Quarz. Geochemisch sind die Gneise relativ reich an SiO_2 , K_2O , Rb mit relativ geringen Gehalten an CaO und MgO (I-Typ-Charakteristik). HÖCK weist auf die Ähnlichkeit mit dem Bittescher Gneis hin.

Im Zuge der Kartierung von FUCHS (2000) – es wurde der Weitersfelder Stengelgneis von der Staatsgrenze im Thayatal bis Sallapulka verfolgt – zeigte sich, dass der Granitgneis der Typlokalität eher eine Ausnahme darstellt. Die Gneise sind meist mittelkörnig mit Feldspat-Augen von Millimeter bis maximal 1 cm Größe. Sie sind grau, gelblich bis silbrig-weiß, weil der Biotit stark zurücktritt und Muskowit und Serizit überwiegen. Biotit ist in straff linear gelängte Schmitzen fein zerrieben und kann auch gänzlich verschwinden.

An sich sind die Gesteine häufig glimmerarm. Manche der Gneise und Quarz-Feldspatschiefer sind auffällig reich an gleichmäßig verteilten winzigen Turmalinkörnern.

Es sind plattig-bankige Quarz-Feldspatgesteine, welche in lichte Quarzite übergehen, mit denen sie manchmal wechsellagern. Sehr untergeordnet finden sich auch grünliche Glimmerschieferlagen in dieser Folge. Es liegt der Verdacht nahe, dass es sich um eine Quarzit-Arkosegneisabfolge handelt (FUCHS, 1993, 1995, 1999). Erhärtert wird dies durch den Fund von Lithofragmenten. Manche Augen in den feinäugigen Gneisen erwiesen sich u.d.M. als gerundete Quarz-Feldspataggregate und Quarzitstückchen; sie stammen somit aus aufgearbeitetem Kristallin.

Wie ist das Nebeneinander von Granitgneis und Metasedimenten in einer Gneisformation zu erklären? WALDMANN (1931a) und FRASL (1991) denken an etliche kleinere Plutone und deren Altes Dach, welche durch die Tektonik zur „Pleißinger Bewegungsmasse“ bzw. „Pleißing-Decke“ zusammengeschweißt wurden. Nach FUCHS (1993, 1995, 1999) wurde die Pernegg-Gruppe auf einem granitischen Basement abgelagert. An der Basis wurde der Untergrund aufgearbeitet und lieferte die Arkosen und Quarzite. Dann folgten sandig-karbonatische und schließlich karbonatisch-peilitische Ablagerungen. Bei der Abscherung der Sedi-

menthülle wurden auch zahlreiche Scherlinge aus dem Untergrund abgetrennt. Die extreme Tektonik vereinte Granitscherlinge und Metasedimente zu jener Formation, den Weitersfelder Stengelgneis. Charakteristisch sind die ausgeprägte Lineation und der stengelige Zerfall, der zu dem Namen geführt hat.

Der Stengelgneis bildet nach unserer Meinung die Basis einer Decke. Die Überschiebung wird durch flatschige Glimmerschiefer an der Basis des Weitersfelder Stengelgneises und über den dioritischen Gneisen (Therasburger Gneise) markiert.

4.1.1.3. Pernegg-Gruppe

Der Bittescher Gneis wird von Metasedimenten unterlagert, die von HÖCK & VETTERS (1975) mit dem sehr treffenden Arbeitsbegriff „Marmor-Glimmerschieferserie“ bezeichnet wurden. HÖCK hat vermutlich aus formal-nomenklatorischen Gründen diesen Begriff durch den Namen „Pernegger Formation“ ersetzt (HÖCK et al., 1991). Der Begriff „Formation“ wird üblicherweise für die kleinste kartenmäßig darstellbare Einheit verwendet. Hier haben wir es aber mit einer ganzen Reihe von kartierbaren Gesteinszügen zu tun: Glimmerschiefer, Marmore und Kalksilikatgesteine. Wir haben uns deshalb, so wie bei der „Therasburger Formation“, in der Kartenlegende zu dem Begriff „Pernegg-Gruppe“ entschlossen.

67 Graphitschiefer

Geringmächtige Schmitzen von Graphitschiefer treten wie in den Glimmerschiefern auch in Zusammenhang mit den Karbonatgesteinen auf. Kartenmäßig ausscheidbare Größe erreichen sie nur am Fugnitzberg westlich von Fugnitz, an der Grenze von Fugnitzer Kalksilikatschiefer und Bittescher Gneis.

66 Kalksilikatgneis (Erlan) (Fugnitzer Kalksilikatschiefer)

Im Hangendbereich der Pernegg-Gruppe direkt unter dem Bittescher Gneis ist ein markanter, einige Zehnermeter mächtiger Zug von Kalksilikatgesteinen über



Abb. 6.

Stark verfaltete und geschieferte Kalksilikatgneise (Fugnitzer Kalksilikatschiefer) im Steinbruch am Halterberg in Ralsdorf.

weite Strecken zu verfolgen. Sie sind als Fugnitzer Kalksilikatschiefer (F.E. SUESS, 1912) bekannt. Die im tieferen Teil des Bittescher Gneises eingeschalteten, nahezu identen Kalksilikatgesteine werden unter der Bittesch-Einheit beschrieben.

Es sind plattige, hell- bis dunkelgrüne, grau, braun gebänderte, feinkörnige bis dichte, harte Gesteine, welche splitterig brechen. Sie sind stark verfaltet und geschiefert, z.T. hornfelsartig und massig (Abb. 6).

Die Gemengteile sind Diopsid, Klinozoisit, Amphibol, basischer Plagioklas, Quarz, Kalkspat und Biotit. Auch Vesuviane und Granat wurden lokal beobachtet (WALDMANN, 1931a). Kalifeldspat findet sich in den Kalksilikatschiefern im Nahbereich der zahlreichen Gänge und Nester von Pegmatit und Aplit, welche auf den Bittescher Gneis zu beziehen sind.

Kalksilikatgesteine finden sich auch in tieferen Niveaus der Pernegg-Gruppe meist eng verbunden mit den Marmoren. In diese gehen sie sowohl vertikal als auch im Streichen über.

Detaillierte Daten zur Mineralogie, Petrographie und Geochemie der Fugnitzer Kalksilikatschiefer finden sich bei BERNROIDER (1986b, 1989). Weiters beschreiben FRASL (1977) und HÖCK (1991b) das Gestein im Aufschluss Raisdorf.

65 Marmor

Es handelt sich um graue, meist mittelkörnige, kristalline Kalke, welche durch lagenweise unterschiedlichen Gehalt an Graphit, Phlogopit, Muskowit, Quarz, Albit, manchmal durch Diopsid oder Tremolit gebändert sind (Abb. 7). Glimmerreichere Bänke sind als Kalkglimmerschiefer zu bezeichnen: Sie führen mehr Biotit und Quarz. Granat, Hornblende und Klinozoisit wurden ebenfalls beobachtet (WALDMANN, 1931a). Muskowit, Serizit und Chlorit werden als jünger betrachtet. Wie die Marmore des Moldanubikums sind die moravischen Marmore plastisch verformt, was zum Zerreißen starrer Lagen von Gneis oder Glimmerschiefer geführt hat.



Abb. 7.

Straff gebänderter und flach lagernder moravischer Marmor im Steinbruch an der Straße zwischen Dallein und Purgstall.

64 Zweiglimmerschiefer, graphitisch

Gelegentlich, wie z.B. nördlich von Raisdorf und südwestlich von Harth, finden sich in Glimmerschiefer innerhalb des Bittescher Gneises Dezimeter bis Meter mächtige graphithaltige Schmitzen, die zur Färbung des Bodens geführt haben. Diese Vorkommen sind mengenmäßig unbedeutend.

63 Zweiglimmerschiefer, z.T. phyllitisch, z.T. Granat und Staurolith führend, z.T. Einschaltungen von Paragneis

Die meisten auf Blatt 8 Geras aufgeschlossenen Glimmerschiefer gehören dieser Gruppe an. Sie bilden die Matrix, in der Züge von Marmor und Kalksilikatgesteinen eingeschaltet sind.

Die Glimmerschiefer sind meist feinschuppig, häufig phyllitisch und zeigen graue bis dunkelgraue, selten grünliche Färbung. Sie sind reich an Biotit und Muskowit. Auf den s-Flächen sind häufig bis wenige mm große Körner von Granat und prismatischer Staurolith zu beobachten.

U.d.M. erkennt man, dass die teils idiomorphen, teils rundlichen Granate Einschlüsse von Quarz und Erz führen; manchmal ist der Kern einschlussfrei; auch verstelltes Interngefüge ist oft zu beobachten. Die Staurolithe sind idiomorph und nicht selten zonar. Die Hauptgemengteile sind Quarz, Muskowit, brauner Biotit, etwas Plagioklas. Chlorit und Serizit sind sekundärer Entstehung.

Höherer Feldspatgehalt leitet fließend zu feinkörnigen bräunlichen Schiefergneisen über, welche mit den Glimmerschiefern wechsellagern.

Kalksilikatische Schlieren und Bänder sind im Randbereich zu den Karbonatgesteinszügen nicht selten und führen zu unscharfen Grenzen.

Auch die Liegendgrenze der Glimmerschiefer der Pernegg-Gruppe gegen den Weitersfelder Stengelgneis ist manchmal undeutlich, da Arkose und Quarzitgneis sowie Kalksilikatquarzite mit dem Glimmerschiefer wechsellagern können. Dieser Übergang ist besonders im Thayatal östlich von Hardegg (Blatt 9 Retz) zu studieren.

Auch zu den Metapeliten finden sich detaillierte Daten zur Mineralogie, Petrographie und Geochemie bei BERNROIDER (1986b, 1989).

4.1.1.4. Bittesch-Einheit

62 Biotitparagneis, feinkörnig

Einschaltungen von geringmächtigem Paragneis bis Glimmerschiefer im Bittescher Gneis sind recht selten. Am ehesten findet man sie in den Hangendpartien des Bittescher Gneises zusammen mit Amphibolit (59). Besonders schön ist dies u.a. im Thayatal östlich und südlich von Vranov nad Dyjí (Frain), z.B. am Schlossfelsen und am Weg nach Hamry (Hammer) zu beobachten (vgl. BATIK, 1992; F.E. SUESS, 1912; Kapitel 10.2.6.; Exkursionspunkt 6).

Auch nahe der Basis des Bittescher Gneises treten diese Gesteine zusammen mit Marmor und Kalksilikatschiefer häufiger auf. Bei Hardegg (Blatt 9 Retz) erreichen diese Paragesteins-Einschaltungen Zehner- bis Hundertmeter-Mächtigkeit. Aplitgänge in den Metasedimenten und Migmatisationserscheinungen belegen dort den magmatischen Kontakt des Bittescher Gneises mit seinen Liegendgesteinen. Auf Blatt 8 Geras findet man innerhalb der basalen Teile des Bittescher Gneises Paragneise und Glimmerschiefer mit geringmächtigen graphitischen Schmitzen nördlich von Raisdorf und südwestlich von Harth.

61 Marmor

Mit den im nachfolgenden Kapitel behandelten Kalksilikatgesteinen (60) treten auch Marmore auf, welche ebenfalls mit den entsprechenden Gesteinen der Per-

negg-Gruppe lithologisch übereinstimmen (siehe oben). Aufschlüsse finden sich südlich vom „Schmalen Grund“ südlich Mallersbach und östlich des Mühlberges nordöstlich von Oberhöflein.

60 Kalksilikatgneis (Erlan, z.T. Kalksilikatmarmor)

Diese Gesteine bilden im tieferen Teil des Bittescher Gneises, wie z.B. östlich bis südlich von Mallersbach, Einschaltungen von Meter- bis Hundertmeter-Mächtigkeit. Aplitgänge und Migmatisationserscheinungen in den Metakarbonaten belegen den magmatischen Kontakt des Bittescher Gneises mit diesen Gesteinen. Es handelt sich offensichtlich um Teile der Pernegg-Gruppe, welche im Orthogneis stecken. Lithologisch sind sie von den Metakarbonaten der Pernegg-Gruppe (siehe oben) nicht zu unterscheiden.

Detaillierte Daten zur Mineralogie, Petrographie und Geochemie dieser Gesteine finden sich wieder bei BERNROIDER (1986b, 1989).

59 Amphibolit, Granat führend

In den Hangendpartien des Bittescher Gneises, auf Blatt 8 Geras besonders im Bereich von Vranov nad Dyjí (Frain; Abb.8), sind häufig Zentimeter bis mehrere Dezimeter mächtige Lagen von Amphibolit und Biotitamphibolit eingeschaltet. Sie sind scharf gegen den Gneis abgegrenzt und konkordant. F.E. SUESS (1908, 1912) hat allerdings aus der Gegend von Vranov nad Dyjí (Frain) auch diskordante Amphibolite beschrieben. Die Orthogneis-Amphibolit-Wechselfolge erinnert stark an Dobra-Gneis und Spitzer Granodioritgneis des Moldanubikums. FRASL (1970) und FUCHS (1971a) haben auf diese Ähnlichkeit in Bezug auf den Dobra-Gneis nachdrücklich hingewiesen.

Nach JENČEK & MATĚJOVSKÁ (1986) ist in der Gneis-Amphibolit-Wechselfolge der Bittescher Gneis reicher an dunklen Gemengteilen (dunkler Biotit, manchmal auch stark pleochroitischer Amphibol), die Feldspatagen sind kleiner oder fehlen ganz und der Plagioklas ist Oligoklas bis Andesin oder Andesin.



Abb. 8.

Intensiv verfallter Bittescher Gneis mit mehrere Zentimeter mächtigen Zwischenlagen von Amphibolit nahe Hamry bei Vranov nad Dyjí (Frain).
Bildbreite ca. 1.5 m.

Foto: Petr LAZAREK.

Die Amphibolittagen sind feinkörnig und bestehen aus grüner Hornblende und Plagioklas (Andesin), der deutlich untergeordnet ist (JENČEK & MATĚJOVSKÁ, 1986). Akzessorien sind Titanit und Erz. Die Biotitamphibolite enthalten die Hauptgemengteile grüner Amphibol, basischer Oligoklas und Biotit. Letzteres Mineral ist häufig in Zeilen angeordnet, die auch Titanit führen.

Der Vermerk „Granat führend“ in der Legende der Karte ist als Irrtum zu betrachten.

58 Biotitorthogneis, schwach geschiefert

Südlich von Mallersbach, am Heufurter Berg und Spitzmaiß und in der streichenden Fortsetzung im „Schmalen Grund“ und nordöstlich von Mallersbach im Fellingner Grund, wurden schwach geschieferte Biotitorthogneise im Bittescher Gneis mittels Übersignatur ausgeschieden. Dieser Gesteinstyp ist auf den zentralen Teil des Bittescher Gneises beschränkt und tritt auch auf dem benachbarten Blatt 9 Retz in Tschechien, südwestlich von Horní Břečkov (Oberfröschau), von einer Nordwest streichenden Querstörung bis zur Thaya östlich vom Schwalbenfelsen, in nordöstlicher Streichrichtung auf.

Unter dem Eindruck der Vorstellung, dass der Bittescher Gneis als Ganzes lediglich einen stärker deformierten, in den regionalen variszischen Deckenbau einbezogenen Streifen des Thaya-Batholiths darstellt, haben schon F. E. SUESS (1912, p.13; vgl. auch SUESS & GERHART, 1925), PRECLIK (1926, p.240) und WALDMANN (1928, p.137) diesen groben Orthogneis als eine lokal geschonte, „weniger zerdrückte“ Varietät des Thaya-Batholiths angesehen.

In dem von BERNROIDER (1986b, 1989) als „Bittescher Gneis Typ II“ beschriebenen Gestein ist der massige, granitische Habitus des Orthogneises noch verhältnismäßig gut erhalten. Es sind mittelkörnige, schwächer geschieferte Gneise mit granodioritischer bis tonalitischer Zusammensetzung. Auffallend ist in dem gleichkörnigen Gestein der gegenüber dem Hellglimmer überwiegende Biotit in Form größerer idiomorpher bis hypidiomorpher Glimmerblättchen und das Fehlen großer, porphyrischer Feldspataugen (BERNROIDER, 1986b, 1989).

Nach FINGER & STURM (1994) sind geochemisch und zirkontypologisch keine wesentlichen Unterschiede zwischen dem „Normaltyp“ des Bittescher Gneises und dem schwach geschieferten Biotitorthogneis südlich Mallersbach feststellbar. Zwischen Bittescher Gneis und Thaya-Batholith bestehen nach FINGER & STURM (1994) jedoch geochemisch deutliche Unterschiede, sodass für beide Gesteinstypen eigenständige magmatische Suiten angenommen werden müssen, wengleich, wie schon FINGER et al. (1989) festgestellt haben, in beiden Fällen I-Typ-Eigenschaften und das tektonische Environment eines aktiven Plattenrandes in der Magmenquelle zu konstatieren sind.

57 Bittescher Gneis (leukokrater Zweiglimmerorthogneis)

Dieser mächtige und daher flächenhaft ausgedehnte Granitgneis bildet wohl den markantesten und gut zu verfolgenden Gesteinszug des Kartenblattes. Er kann als stark geschieferter, fein- bis mittelkörniger, serizitischer Augengneis mit granitischer bis granodioritischer Zusammensetzung charakterisiert werden (BERNROIDER, 1986b, 1989).

Es handelt sich um einen plattigen bis dickbankigen, z.T. auch massigen, fein- bis mittelkörnigen, hellen Granitgneis. Wegen der plattig-bankigen Absonderung wird bzw. wurde der Bittescher Gneis in zahlreichen Steinbrüchen abgebaut. Verbreitet treten Feldspataugen bis zu 2 cm Größe auf. Das helle Gestein ist eher arm an Biotit und reich an Hellglimmer, der feine Serizithäute um die Feldspataugen und auf den Schieferungsflächen bildet bzw. als schuppiger Muskowit auftritt (Abb.9). Detaillierte Beschreibungen und geochemische Analysen finden sich bei BERNROIDER (1986b, 1989).



Abb. 9.

Bittescher Gneis aus dem Nationalpark Thayatal beim Heimatkreuz nordwestlich von Hardegg. In dem stark deformierten, fein- bis mittelkörnigen Granitgneis sind besonders die augenartigen Großfeldspäte auffallend
Bildbreite ca. 30 cm.

Vorherrschende Gemengteile sind Feldspat und Quarz. Die Großfeldspäte der Augen sind teils Mikroklin, teils Plagioklas (Oligoklas – Albit-Oligoklas). FRASL (1954) hat aufgrund magmatischer Reliktstrukturen die Großfeldspäte nicht als Porphyroblasten sondern als ehemalige Einsprenglinge betrachtet. Die Grundmasse besteht aus Mikroklin, Plagioklas und Quarz. Letzterer zeigt häufig längliche Körner und neigt zur Bildung mylonitischer Bänder. Muskowit bildet nicht selten Porphyroblasten (bis 1 mm). Biotit ist meist feinschuppig und dunkelbraun, deutlich pleochroitisch. Serizit ist verbreitet, besonders an den s-Flächen. Das gegenseitige Mengenverhältnis der Glimmer schwankt und hängt wohl mit der Intensität der Durchbewegung zusammen.

Vom Bittescher Gneis liegen eine Reihe von Altersdatierungen vor, die allerdings weit auseinander liegen: 796 ± 49 Mill.J. (SCHARBERT, 1977), 570 ± 44 Mill.J. (MORAUF & JÄGER, 1982), 480 ± 50 Mill.J. (VAN BREEMEN et al., 1982).

Es handelt sich dabei durchwegs um Rb/Sr-Gesamtgesteinsanalysen. Neuere Shrimp-Zirkon-Datierungen ergaben gut definierte Werte um 590 Mill.J. (FRIEDEL et al., 1998).

Letztgenannte Autoren interpretieren dieses Datum als magmatisches Entstehungsalter, das mit dem des Thaya- und Brünner Batholith übereinstimmt.

4.1.2. Moldanubikum

4.1.2.1. Drosendorfer Einheit

Die Drosendorfer Einheit besitzt eine mittlere Position im internen Deckenbau des Moldanubikums, unter der Gföhler Einheit und über der Ostrong-Einheit. Sie wird von der Bunten Serie aufgebaut, einer Wechselfolge von Paragneis, Marmor, Quarzit, Graphitschiefer und Amphibolit. Diese Gesteinsvergesellschaftung dürfte im Flachwasserbereich eines Kontinentalrandes entstanden sein. Die Sedimentation war von basaltischem Vulkanismus begleitet.

56 Granodioritgneis Typ Spitz

Die Ausgangsgesteine der Bunten Serie, Tonschiefer, Sandsteine, Mergel, Kalke, bituminöse Schiefer und Basalte wurden auf einem granitoiden Basement abgelagert. Dieses besteht im westlichen Teil des Waldviertels aus Granitgneis, dem Dobra-Gneis, und wird gegen Osten durch Granodioritgneis, dem Spitzer Gneis, vertreten. FUCHS & MATURA (1976) haben diese beiden Orthogneise unterschieden und definiert. Der Granodioritgneis von Spitz ist ein homogener, klein- bis mittelkörniger, granodioritischer bis leukoquarzdioritischer Biotitgneis, der auch Hornblende führen kann. Lagen und Bänke von Fleckamphibolit sind häufig eingeschaltet.

Im Kern des Drosendorfer Fensters, dieser großen Aufwölbung, ist das Basement im Gaberbachgraben westnordwestlich von Drosendorf, hart am westlichen Rand von Blatt 8 Geras, aufgeschlossen. Es stehen dort im Gabergraben bankige bis massige, fein- bis mittelkörnige, mittelgraue, Biotit und Hornblende führende Orthogneise an. Sie wechsellagern mit Amphibolit. Diese Gesteinsformation entspricht lithologisch und in ihrer Position dem Granodiorit von Spitz. Umantelt wird sie von einem Komplex von Paragneis, lichtem Quarzit, Granitgneis mit Sillimanitflatschen und Kalksilikatgneis, der die Basis der Bunten Serie bildet.

Im Typusgebiet des Spitzer Granodioritgneises haben FRIEDL et al. (1998) Altersbestimmungen an Zirkonen durchgeführt, welche Alter um 620 Mill.J. ergaben. Dies wird von den Autoren als cadomisches Intrusionsalter betrachtet.

55 Graphitschiefer, Graphitgneis

Graphitische Gesteine sind sehr wesentlich in der Gesteinsvielfalt der Bunten Serie. Sie sind in der Landschaft durch ihre schwärzliche Bodenfärbung auffällig und täuschen meist eine größere Mächtigkeit vor. Tatsächlich bilden die Graphitschiefer Zentimeter bis Meter mächtige Linsen und Bänder, die Graphitgneise bis Zehnermeter mächtige Zonen in den Paragneisen. Im Allgemeinen bevorzugen die graphitischen Gesteine die marmorreichen Zonen der Bunten Serie. Die Graphitschiefer finden sich häufig als gequetschte Lagen an den Rändern oder innerhalb größerer Marmorzüge.

Die Graphitschiefer sind teils flatschig gequetschte Schiefer, teils brechen sie stückig und zeigen brekziöse Struktur. Der Graphit liegt als Mikroflinz vor, es fand sich aber auch noch dichter Graphit (ZIRKL, 1961). Nach ZIRKL bilden Diopsid, Rutil, Titanit, Turmalin und Korund im Graphit eine ältere Paragenese, weil sie sich nicht im Bindemittel der Graphitbrekzie finden. Feldspat, Quarz, Tremolit und Glimmer hingegen durchwachsen manchmal unregelmäßig das ganze Gestein und werden daher als jünger aufgefasst. BERAN et al. (1985) geben weitere Details bezüglich Mineralbestand, Spurenelemente usw. Diese Daten bringen BERAN et al. (1985) zur Annahme, dass die Ausgangsgesteine Sapropel mit hohem Tonanteil waren.

Die Graphitgneise wechsellagern mit den Paragneisen, in die sie auch fließend übergehen. Sie unterscheiden sich von letzteren lediglich durch ihren größeren Gehalt an Graphit. Der Graphit ist entweder gleichmäßig verteilt oder an den Schieferungsflächen angereichert.

Die Waldviertler Graphitvorkommen waren von großer wirtschaftlicher Bedeutung. Zuletzt wurde Graphit um die Mitte des 20. Jh. in zahlreichen kleineren Tagbauen beschürft. Es handelte sich meist um linsige Vorkommen. Durch die interne Verfaltung der Bunten Serie kam es zu lokalen Anschwellungen, die abbauwürdig waren. HOLZER (1961, 1963, 1964, 1966), HOLZER & ZIRKL (1962), ALBER et al. (1987) und AUSTRÖPLAN (1989) geben geologisch-bergbauliche Daten bezüglich der Waldviertler Graphitvorkommen. Auf Blatt 8 Geras wurde Graphit in folgenden Gebieten abgebaut: Unterthumeritz – Wollmersdorf – Zettlitz – Drosendorf – Autendorf und Lubnice (Hafnerludern), alle im Drosendorfer Fenster und westlich Vranov nad Dyjí (Frain) nahe der Moravikum-Grenze (siehe auch Kapitel 8. Mineralische Rohstoffe).

TAUCHER (1993) berichtet über rezent gebildete Sulfate, wie Halotrichit, Aluminocopiapit, Magnesiocopiapit, Szomolnokit, Alunogen, Gips und Calcit aus dem aufgelassenen Graphitbergbau bei Zettlitz.

54 Kalksilikatgneis (Erlan)

Mit den Marmoren vergesellschaftet finden sich häufig Dezimeter, Meter und bis zu Zehnermeter mächtige Lagen und Bänder von Kalksilikatgneis. Sie treten häufig an den Rändern von Marmorzügen auf oder wechsellagern mit den Paragneisen. Die Kalksilikatgneise fallen durch ihre grünliche Farbe und ihre Härte auf. Durch lagenweisen Wechsel im Kalksilikat-Karbonat-Verhältnis zeigen sie häufig bänderigen Habitus: Die karbonathaltigen Lagen wittern zurück, während die Kalksilikatbänder auf verwitterten Oberflächen hervortreten (Abb. 10).



Abb. 10.
Steil stehende Wechsellagerung von Marmor, Kalksilikatgneis und Amphibolit der Drosendorfer Einheit im Stadtgraben unterhalb des Schlosses in Drosendorf.

Die fein- bis grobkörnigen Gesteine setzen sich aus den Mineralen Diopsid, grüne Hornblende, Tremolit, Skapolith, Plagioklas (Andesin-Labradorit), Quarz, Calcit (selten Phlogopit) sowie den Begleitmineralen Titanit, Apatit und Klinozoisit zusammen. Das Mengenverhältnis der angeführten Minerale zeigt lagenweise starke Schwankungen. Die Kalksilikatgneise bilden teils gut abgegrenzte Züge, teils gehen sie durch Wechsellagerung in die Nebengesteine (Marmor, Quarzit, Paragneis) fließend über. Im Gebiet westlich Drosendorf tritt Kalksilikatgestein als Zentimeter bis Dezimeter mächtige Linsen und Lagen in Paragneisen und Quarzitgneis verhältnismäßig gleichmäßig verteilt auf. Diese Bereiche waren nur mittels Übersignatur darzustellen. Es dürfte sich hier um Metamorphite mergelig-sandiger Sedimente handeln.

53 Marmor

Die Marmore sind wohl die auffälligsten Gesteine der Bunten Serie. Sie bilden auf Hochflächen Härtingsrippen, in den Talflanken massive Felsklippen mit rundenlichen Verwitterungsformen. Die Gesteine verwittern zu hellem Sand und Gesteinsmehl. Der Boden ist über Marmor aber häufig dunkel-schwärzlich (Graphitgehalt), die Vegetation ist meist trockenliebend (Wacholder, Berberitze, usw.).

Die Gesteine sind weiß, bläulich-grau bis dunkelgrau, häufig gebändert; die Farbe geht auf den Gehalt von Kalksilikaten, Glimmer und Graphit zurück. Die Bänderung lässt die intensive interne Faltung der Marmore erkennen: Fließfalten mit anschwellenden Scheiteln und ausgedünnten Faltenschenkeln. Dies geht auf das mobile, plastische Verhalten der Marmore unter Metamorphosebedingungen zurück. Härtere Lagen wie Amphibolite sind häufig schollig zerlegt und schwimmen in der Marmorgrundmasse (Abb. 11). Die Gesteine sind klein- bis grobspätig.

Hauptbestandteil der Marmore ist Calcit mit mengenmäßig variierenden aber stets untergeordneten Beimengungen von Dolomit, Tremolit, Graphit, Diopsid, Phlogopit, basischem Plagioklas und gelegentlich Quarz. Akzessorien sind Titanit, Skapolith und Erzminerale wie Pyrit und Pyrrhotin.

Der häufige Gehalt von Tremolit wurde von den tschechischen Kollegen als Argument angeführt, dass die Vratěnín-Serie und Vranov-Serie (Bunte Serie) dem Moravikum angehören. Tremolit ist aber auch weit entfernt vom Moravikum recht verbreitet in den moldanubischen Marmoren, z.B. auf den Blättern 36 Otenschlag und 37 Mautern an der Donau, weshalb wir dieser Argumentation nicht folgen können. Im tektonischen Teil wird gezeigt, dass der tschechische Gliederungsversuch die von F.E. SUSS definierten Begriffe Moldanubikum und Moravikum ad absurdum führen würde.

52 Amphibolit, Granatamphibolit

Amphibolite haben in der Drosendorfer Einheit weite Verbreitung, vor allem in den höheren Teilen (Abb. 11, 12). Geringmächtige Lagen und Bänke von Amphibolit finden sich aber in der gesamten Bunten Serie, z.B. in Paragneis und Marmor. Meist handelt es sich um normale Amphibolite ohne auffällige Merkmale. Sie zeigen nicht die scharfe Bänderung des Rehberger Amphibolits oder den Granatreichtum, wie er in den Amphiboliten im Verband mit Granulit und Gföhler Gneis häufig zu beobachten ist.

Die Amphibolite sind klein- bis mittelkörnige, schiefrige Gesteine, welche meist gebankt sind. Sie sind graugrün, dunkelgrün, manchmal fast schwärzlich. Die dominierenden Gemengteile grüne Hornblende und intermediärer Plagioklas sind entweder homogen verteilt oder verleihen dem Gestein durch ungleiche Verteilung körnig-streifigen, aderigen und lagigen Charakter.

U.d.M. zeigt sich schiefriges, granoblastisches bis lepidoblastisches Gefüge, wobei bei letzterem eingeregelt Hornblende und Biotit das Gefüge bestimmen. Die Hauptgemengteile sind gelbgrüne-grünbraune Hornblende, Andesin, Quarz, Biotit und manchmal Diopsid. Nebengemengteile sind Titanit, Apatit, Rutil und Il-



Abb. 11.
Schollig zerlegter Amphibolit in stark verfaltetem Marmor der Drosendorfer Einheit an der Thaya bei der Hubertuskapelle nordöstlich von Drosendorf.

menit. PRESSEL (1994a) betont, dass im Gegensatz zu den Amphiboliten der Gföhler Einheit in jenen der Drosendorfer Einheit Biotit neben Klinopyroxen stabil in Paragenese auftritt. Weiters sind die Hornblenden zumeist temperaturbetonte Amphibolite (Pargasite), wobei auch Magnesiumhornblenden existieren. Aktinolith, Chlorit, Klinozoisit, Muskowit und Biotit entstanden nach KUSCHNIG (1986) während der langsamen Abkühlung nach der Regionalmetamorphose.

Es ist allgemein anerkannt, dass die Amphibolite Abkömmlinge basaltischer Vulkanite sind. Es dürfte sich hauptsächlich um Laven handeln, die etwa gleichzeitig mit den Sedimenten entstanden sind. Biotitamphibolite und Übergänge zu Hornblende führenden Paragneisen dürften Metatuffe und -tuffite darstellen.

51 Quarzit, Gneisquarzit

Quarzitische Gesteine (Abb. 12) sind besonders in der Nähe der Marmor- und Graphitschieferzüge häufig anzutreffen. Als ehemalige Sandsteine unterstreichen sie den bunten Wechsel in der ehemaligen karbonatisch-pelitisch-arenitischen Sedimentserie. Unreine Sandsteine lieferten das Ausgangsgestein für die Gneisquarzite.

Die Quarzite sind plattig-bankige, scharfkantig brechende, harte Gesteine von weißer, lichtbräunlicher oder grauer Farbe; vielfach sind sie gebändert. Die Gesteine sind feinkörnig, wobei der dominierende Quarz meist ein verzahntes, s-paralleles Gemenge bildet. Untergeordnet finden sich noch etwas Plagioklas (Oligoklas), seltener Kalifeldspat und feiner Flitter von Biotit. Stellenweise wurde Granat, Sillimanit und Graphit beobachtet. Akzessorien sind Apatit, Titanit und Rutil. Serizit entstand manchmal auf Kosten von Plagioklas.

Bis 2 cm lange linsige Aggregate von Quarz und Sillimanit sind nicht selten in Quarziten zu beobachten. Sie treten meist an transversalen Scherbändern auf und sind somit nach der Regionalmetamorphose entstanden.

Nimmt der Gehalt von Feldspat und Glimmer zu, so entstehen Übergänge zu Gneisquarzit und schließlich zu Paragneis. Die in der Karte eingezeichneten Quarzitbänder sind eigentlich quarzitreiche Zonen, weil im Quarzit meist auch dünne Lagen von Paragneis eingelagert sind. Diese werden vom härteren Quarzit überstreut und sind daher nur in guten Aufschlüssen zu beobachten.

50 Zweiglimmerschiefer, z.T. Granat führend

Verschiedene Einheiten des Moldanubikums streichen an die Moldanubische Überschiebung heran und sind dort Teil der Glimmerschieferzone, welche die



Abb. 12. Wechsel von steil verfalteten und gegen Nordwesten abtauchendem Amphibolit, Quarzit und Paragneis der Drosendorfer Einheit in Drosendorf entlang der Straße nach Autendorf.

Überschiebung begleitet. Im Handstück sind die Glimmerschiefer der Drosendorfer Einheit von denen der Gföhler Einheit nicht zu unterscheiden. In größeren Aufschlüssen ist der sedimentäre Wechsel von massigeren, quarz-feldspatreichen und schieferigeren, glimmerreicheren Bänken, der in den Paragneisen der Bunten Serie erkennbar ist, auch in den Glimmerschiefern noch erhalten. Die Durchbewegung bevorzugte die glimmerreicheren Lagen, während die massigeren resistenter waren – auch gegenüber der retrograden Metamorphose.

Die hier behandelten Schiefer sind mittel- bis dunkelgrau, manchmal auch silbrig, und fein- bis grobkörnig. Sie zerfallen zu unregelmäßigen Schieferstücken.

Die Zweiglimmerschiefer enthalten wechselnde Mengen von Muskowit und Biotit, wobei ersterer häufig überwiegt. Quarz, etwas Plagioklas (Oligoklas), Turmalin, Granat, Apatit, Zirkon und Erz sind weitere Gemengteile. Disthen, Staurolith und Sillimanit wurden selten beobachtet. Serizit ist meist sekundär entstanden.

49 Biotitparagneis, Muskowit-Biotitparagneis, feinkörnig, z.T. Glimmerschiefer

Paragneise bilden die Grundmasse der Bunten Serie, in der die markanten Züge von Marmor, Amphibolit, usw. eingelagert sind (Abb. 12). Die lithologischen Unterschiede zu den Paragneisen der Gföhler Einheit sind nicht tief greifend; im Allgemeinen sind die sedimentär angelegte Bankung, der Wechsel von grob- und feinkörnigen, sand- bzw. tonreicheren Lagen stärker ausgeprägt. Weiters sind migmatische Erscheinungen zurücktretend.

Im Drosendorfer Fenster wechseln feinkörniger Muskowit-Biotitparagneis mit feinkörnigem Biotitparagneis (Vratěnin-Serie [JENČEK & MATĚJOVSKÁ, 1986]): Es sind dünnstriefrige Gneise, die auch in Glimmerschiefer übergehen können. Es finden sich auch dünne Lagen von glimmerhaltigem Quarzit. Die vorherrschenden Zweiglimmerparagneise bestehen aus den Hauptmineralen Quarz, Feldspat, Biotit und Muskowit. Der Feldspat ist saurer Plagioklas (Oligoklas), Kalifeldspat kommt nur vereinzelt vor. Weiters finden sich Turmalin, Sillimanit und Granat. Akzessorien sind Apatit, Zirkon, Sagenit im Biotit, Erz und Graphit.

Am meisten verbreitet ist eine Wechselfolge von feinkörnigem, massigem, braungrau gefärbtem Biotitparagneis und schiefrigem Biotitparagneis (Drosendorfer Fenster und Gebiet westlich Vranov nad Dyjí). Nach JENČEK & MATĚJOVSKÁ (1986) besteht der massige Typ aus einem Quarz-Plagioklas-(Oligoklas-Andesin-)Pflaster. Kastanienbrauner Biotit bildet winzige, gleichmäßig verstreute Schüppchen. Lagenweise kann Mikroklin in vernachlässigbarer Menge auftreten. Weitere Gemengteile sind öfters Granat, Turmalin sowie Sillimanit. Letzterer bildet mit Quarz linsenförmige Aggregate. Akzessorien sind Apatit, Zirkon, Titanit, Erz und stellenweise Graphit.

Im schiefrigen Typ wechseln quarz-feldspat- und biotitreichere Bänder. Die Gemengteile sind Quarz, Oligoklas, Biotit, Turmalin und manchmal Disthen und Sillimanit. Akzessorien sind Apatit, Zirkon und Erz.

Diese Paragneistypen finden sich auch auf österreichischem Gebiet. Es sei vermerkt, dass der Muskowitgehalt durch das Ausgangsgestein bedingt sein kann, ebenso wie Übergänge in Glimmerschiefer. Besonders im Umfeld der Moldanubischen Überschiebung wird man aber retrograde Metamorphose in Betracht zu ziehen haben.

48 Gabbro

Kleinere Körper von Gabbro treten im Gebiet westlich Uherčice – Korolupy auf. JENČEK & MATĚJOVSKÁ (1986) beschreiben von westlich Uherčice (Ungarschitz) einen Uralitgabbro: Ein dunkelgrün bis schwärzlichgraues, grobkörniges Gestein mit hellen Feldspatleisten. Faseriger Amphibol ist vorherrschend, der Pseudomorphosen nach Pyroxen bildet. Dieser ist in geringer Menge relictisch erhalten.

Der Amphibol bildet manchmal gemeinsam mit Chlorit strahlige Aggregate, die auch in benachbarte Plagioklase eingreifen. Der Plagioklas (Bytownit) ist trüb und teilweise serizitisiert. Akzessorien sind Apatit, Titanit und Erz. Die gabbroid-ophitische Struktur ist erhalten geblieben.

Die zwei kleinen Stöcke in der Nähe von Korolupy (Kurlupp) bestehen aus Olivin-Gabbronorit, einem schwärzlichgrauen, mittel- bis grobkörnigen, sehr zähen Gestein; es zerfällt in kugelförmige oder ooide Blöcke von 2 dm bis 2 m Größe. Hauptminerale sind leistenförmiger Plagioklas (Labradorit-Bytownit), Klino- und Orthopyroxen. Der ursprüngliche Olivin ist völlig in radialstrahlige Horblendeaggregate (Kelyphit) umgewandelt. Vereinzelt findet sich auch Granat. Geringe Mengen von Biotit und Quarz sind Neubildungen. Akzessorien sind Apatit, Titanit, Magnetit, Ilmenit und Pyrrhotin.

In ihrer Stellung sind die obigen Vorkommen mit dem von Nonndorf (Blatt 7 Groß-Siegharts) vergleichbar (vgl. HACKL & WALDMANN, 1931). JENČEK & MATĚJOVSKÁ (1986) fassen die Gabbrovorkommen ähnlich wie WALDMANN (1951b) und WALDMANN et al. (1958) als älteste Intrusionen am Beginn des variszischen Magmatismus auf. Andererseits könnten diese Körper mit dem basischen Vulkanismus der Bunten Serie zusammenhängen und damit älter sein als der Deckenbau. Dieser Möglichkeit wurde in der Reihung in der Legende Rechnung getragen.

4.1.2.2. Gföhler Einheit

In dieser Gesteinsvergesellschaftung finden sich Gesteine aus dem Erdmantel (Ultramafite), Ophiolite (HÖCK et al., 1997) und die in großer Krustentiefe geprägten Granulite, was dafür spricht, dass die Einheit an einer kontinentalen Kollisionszone gebildet wurde (FUCHS, 1991a; PRESSEL, 1994a).

47 Kalksilikatgneis (Erlan)

Kalksilikatgesteine haben in der Gföhler Einheit keine große Bedeutung. Auf österreichischem Gebiet ist nur der Kalksilikatfelszug östlich von Heinrichsreith bekannt, welcher im Randbereich des Gföhler Gneises auftritt. JENČEK & MATĚJOVSKÁ (1986) berichten von Erlan im Gebiet 2 km nordöstlich von Vysočany (Wisokein), der in dünnen Lagen mit Biotitparagneis wechsellagert. Die Marmore und Kalksilikatfelse von Zbovice (Zblowitz) gehören nach unserer Meinung zur Bunten Serie, die an Brüchen horstartig empor gebracht worden ist, als Fortsetzung der entsprechenden Gesteine von Uherčice (Ungarschitz). Lithologisch sind die Kalksilikatgneise und Marmore der Gföhler Einheit von denen der Bunten Serie schwer zu unterscheiden. Wir verweisen daher auf die lithologische Beschreibung der entsprechenden Gesteine in der Drosendorfer Einheit (siehe oben).

46 Marmor

Wie die Kalksilikatgesteine treten auch Marmore in der Gföhler Einheit sehr selten auf. Am häufigsten finden sie sich im Verband mit dem Rehberger Amphibolit als Dezimeter bis Zehnermeter mächtige Lagen und Züge (z.B. östlich des unteren Kamptales, Blatt 21 Horn). Auf Blatt Geras sind keine solchen Vorkommen bekannt. Im unten stehenden Kapitel wird das Auftreten von geringmächtigem Marmor als Teil des Skarn vom Arzberg bei Kottaun genannt.

JENČEK & MATĚJOVSKÁ (1986) berichten von kleineren Marmorlinsen nördlich vom Vranov-Staudamm. Diese zeigen die Mineralvergesellschaftungen Calcit + Forsterit + Phlogopit + Spinell bzw. Calcit + Diopsid + Vesuvian + Quarz + Titanit. Sie finden sich in einem ausgedehnten Gebiet von massigem leukokrater Migmatit (= Gföhler Gneis), was der Position des Skarns von Kottaun entspricht.

45 Pyroxenfels, Hornblendit, Skarn, z.T. mit Granatfels und Magnetit

Diese Gesteine finden sich als schollige bis linsige Körper von Zehnermeter- bis Hundertmeter- Dimensionen aufgereiht in einer Kette zwischen südlich Kottaun und nördlich Heinrichsreith. Sie treten hier im mit Paragneis durchsetzten Gföhler Gneis auf. Es sind auffällige, harte, blockig zerfallende Gesteine, die sich durch ihre dunkelgrüne bzw. rötliche Farbe von den Gneisen deutlich abheben. Am Arzberg nordnordwestlich von Kottaun ging im 19. Jh. ein Bergbau auf Magnetisenerz um (HOLZER & NEUWIRTH, 1962; WALDMANN, 1952; vgl. auch Kapitel 8. Mineralische Rohstoffe). Aufgrund bodenmagnetischer Messungen im Bereich des Erzkörpers von Kottaun können ein Volumen von 1,5 bis 3 Mio m³ mit einer Tiefenerstreckung bis über 100 m, bzw. 4,24 Mio t Erz angenommen werden (GÖSCHKE & WINKLER, 1978; WEBER & SCHMÖLLER, 1981).

In diesem Vorkommen findet man die Vielfalt dieser Gesteinsgruppe und diese wurde durch GÖTZINGER (1978, 1981) eingehend beschrieben: Klinopyroxenfels ist vorherrschend, er führt auch die schlierig-wolkigen Vererzungen. Pyroxen (Diopsid-Hedenbergit) bildet meist 60 Vol.-% des Gesteins; der Rest ist Magnetit, Quarz, Granat und Calcit. Reiche Erzpartien enthalten bis 40 Gew.-% Magnetit.

Eine Scholle von Silikatmarmor besteht aus Calcit (bis 70 %), Pyroxen, Granat, Quarz und Apatit. Im Randbereich der Skarnlagerstätte findet sich als Begleiter von Pyroxen- und Amphibolfels derber Andraditfels (Dezimeter- bis Meterbereich). Im Zusammenhang mit dem Granatfels finden sich auch Quarz-Calcit-Magnetitgesteine und Granat-Quarzgesteine, welche Reste von Cummingtonit enthalten. Weiters treten noch Almandin-Biotitschiefer auf; sie bestehen aus Granat (5–30 %), Biotit, Quarz und untergeordnet Plagioklas. Weiters werden von Kottaun Mineralvorkommen von Wismut (HOLZER & NEUWIRTH, 1962), Wismutglanz (NĚMEC, 1962), Andradit (KIESEWETTER, 2002), Galenit, Hemimorphit, Sphalerit und Scheelit (Niedermayr in NIEDERMAYR et al., 1989) beschrieben. Einige Pegmatitgänge haben die oben beschriebene Gesteinsgesellschaft nur lokal verändert.

Bezüglich der Genese des Skarn-Vorkommens nimmt GÖTZINGER (1981) an, dass ein sedimentär angelegter Stoffbestand durch die Regionalmetamorphose zum Skarn wurde („internal reaction skarn“); im Gegensatz zu „primary skarn“, der am Kontakt zu einem Magmatit entstanden ist.

Die anderen Skarnvorkommen der Zone Kottaun – Heinrichsreith wurden nicht so eingehend untersucht. Sie bestehen meist aus Pyroxenfels, Hornblendit (meist Aktinolith) sowie Pyroxen-Amphibolgesteinen. Nach WALDMANN (1952) ist auch im Raum Wolfsbach Fe-Bergbau betrieben worden, von dem aber heute keine Spuren mehr festzustellen sind.

44 Ultramafitit (meist Serpentinitt)

Ultramafitite sind im südöstlichen Moldanubikum auf die Gföhler Einheit beschränkt. Sie treten in dieser mit dem Rehberger Amphibolit, dem Gföhler Gneis und mit den Granuliten vergesellschaftet auf. Es handelt sich meist um linsige, absetzige Körper. Auf Blatt Geras finden sich Ultramafitite in der Zone Pingendorf – östlich Drosendorf, vorwiegend gemeinsam mit dem Rehberger Amphibolit. Sie sind fast durchgehend in Serpentinitt umgewandelt.

Die Serpentinite sind dunkelgrüne, manchmal schwärzlichgrüne Gesteine; an den zahlreichen Scherflächen sind sie hellgrün, seidig schimmernd; sonst zeigen die feinkörnig bis dichten Gesteine eher matte Bruchflächen. Die Textur wird weniger durch die Schieferung als durch die in verschiedensten Richtungen verlaufenden Scherflächen bestimmt, welche für den Zerfall in unregelmäßige Brocken verantwortlich sind. Wegen dieser Eigenschaft wird der Serpentinitt häufig für den Güterwegebau verwendet.

Über Serpentinitt ist der Boden ocker gefärbt und es findet sich eine typische trockenliebende Vegetation.



Abb. 13.
Ultramafitit (Serpentinit) der Gföhler Einheit im Steinbruch in Pingendorf.

In den Steinbrüchen von Pingendorf (Abb. 13) fand GÖTZINGER (1979a,b, 1987a,b; vgl. auch GÖTZINGER et al., 1994) im Kontaktbereich von hellen Albitgängen (Abb.3) Vermiculit. Dieser grenzt in einer bis 1 m mächtigen Zone an den Gang und enthält Knollen von auffallend grünem Kleinamphibol. Dann folgt ein Saum von Chlorit (bis 1 cm), darauf ein solcher von braunem Anthophyllit (1–5 cm), der etwa senkrecht zum Salband gewachsen ist. Das Nebengestein, der Serpentin, ist randlich teilweise in Talk, Chlorit und Vermiculit umgewandelt. GÖTZINGER nimmt für den Vermiculit eine sekundäre, hydrothermale Entstehung an. Von TAUCHER & NIEDERMAYR (1993) werden Mineralfunde von Natrolith, Albit, Dolomit und Achat aus Pingendorf beschrieben. NIEDERMAYR (in NIEDERMAYR et al., 1988) beschreibt von dort zusätzlich Harmotom auf Calcit.

43 Rehberger Amphibolit; mit Orthogneislagen

Der Rehberger Amphibolit zeigt häufig bänderigen Wechsel von hellen und dunklen Lagen. Diese zeigen verschiedenste Schattierungen von dunkelgrün bis hell-beige und sind scharf begrenzt. Dies bedingt die ebenflächig-plattige bis bankige Absonderung des Gesteins. Die Bänderung geht auf das lagenweise unterschiedliche Hornblende-Plagioklasverhältnis zurück, auf den Gehalt von Diopsid oder Epidot sowie die Einschaltung von Granit- und Aplitgneisen. Lagen von Marmor, Kalksilikatfels oder Paragneis finden sich ebenfalls, aber bloß vereinzelt.

Die fein- bis mittelkörnigen Amphibolite zeigen u.d.M. folgende Hauptgemengteile: Amphibol (grün, Fe-Pargasit), Plagioklas (Labrador); Nebengemengteile sind Klinopyroxen, Zirkon, Erz, Titanit; sekundäre Umwandlungen sind Chlorit und Epidot auf Kosten von Hornblende sowie Serizit von Plagioklas (HÖDL, 1985). Entsprechend der Variationsbreite der Amphibolite in den einzelnen Lagen schwanken auch die Mengenverhältnisse der genannten Gemengteile.

Gabbroide Gesteine finden sich im Typusgebiet des Rehberger Amphibolits, wo sie mit den begleitenden Ultramafititen und gebänderten Amphiboliten von HÖCK et al. (1997) als Ophiolitfolge über einer Subduktionszone interpretiert werden.

Gebiete, wo die hellen Orthogneise im Rehberger Amphibolit auftreten, wurden mittels Übersignatur in der Karte angezeigt; es wurde getrachtet, auch die relative Häufigkeit durch die Dichte der roten Striche darzustellen.

Grobkörniger Granitgneis zeigt u.d.M. ein hypidiomorphes Gemenge von etwas perthitischem Mikroklin, Oligoklas und Quarz. Der Alkalifeldspat bildet auch vereinzelt Augen. Grobblättriger Muskowit als vorherrschender Glimmer ist mit braunem Biotit verwachsen. Linsen von Sillimanit sind in Umwandlung in Muskowit. Akzessorien sind etwas Granat, Apatit, Erz. Als sekundäre Bildungen finden sich Serizit und Chlorit.

Häufig bestehen die hellen Lagen aus Aplitgneis. In einem feinkörnigen, granoblastischen Pflaster von Quarz, Plagioklas und Kalifeldspat treten sporadisch große Augen von Mikroklin auf. Biotit findet sich als feiner Flitter. Muskowit, Serizit und Chlorit sind sekundäre Bildungen.

Die Vergesellschaftung von Amphibolit und granitischem Orthogneis sowie die verbreitete Bänderung im Rehberger Amphibolit sind auffällig. Dies würde durch die Annahme verständlich, dass die Ausgangsgesteine Laven und Tuffe eines wechselnd basaltisch-andesitischen und rhyolithischen Vulkanismus seien. HÖCK et al. (1997) betrachten aufgrund geochemischer Untersuchungen diesen Vulkanismus als ophiolitisch und über einer Subduktionszone gelegen (island arc). HÖDL (1985) hat eine Ähnlichkeit mit Ozeanbodenbasalten tholeiitischer Zusammensetzung festgestellt.

42 Pyroxenamphibolit

Die Pyroxenamphibolite treten bevorzugt nahe den Granuliten auf. Eine scharfe Grenze zu den unten behandelten normalen Amphiboliten besteht nicht. Es sind hellgraugrüne bis dunkelgrüne, vielfach gebänderte Gesteine, die durch ihr höheres Gewicht auffallen. Sie sind bankig bis massig und mittel- bis grobkörnig. Granat findet sich in ihnen häufig, wobei manche Bänder sehr reich an diesem Mineral sind.

U.d.M. ist auffällig, dass neben der grünen Hornblende auch brauner Amphibol auftritt. Es findet sich häufig diablastische Verwachsung von brauner Hornblende und Diopsid. Der Pyroxengehalt wechselt lagenweise. Der Plagioklas zeigt vielfach höhere An-Werte (Andesin-Labrador). Quarz und Biotit treten untergeordnet auf. Rutil und Titanit sind häufige Akzessorien.

In dem großen Amphibolitkörper von Stálky (Stallek) fanden sich unregelmäßige Linsen und Lagen von mittel- bis grobkörnigem Amphibolit, die von WALDMANN (1931c) als Überreste eines umgewandelten Gabbro betrachtet wurden.

Dieses Gestein enthält dunkelgrüne und braune Hornblende, basischen Plagioklas (Bytownit bis Anorthit), reliktschen Pyroxen und seltenen Granat.

PRESSEL (1994a) berichtet aus diesem Gebiet von Granat-Pyroxen-Gesteinen, welche als Zwischenprodukte bei der Umwandlung von Granat-Pyroxenfels (Metaeklogit) zu Amphibolit gedeutet werden. Die Granate sind häufig von Amphibol-Plagioklas-Symplektiten umgeben; weitere Gemengteile sind Klinopyroxen, brauner und grüner Amphibol, Plagioklas, Quarz und Rutil.

41 Amphibolit, Granatamphibolit

Amphibolite treten eng vergesellschaftet mit den Paragneisen auf. Sie bilden Dezimeter mächtige Lagen und Bänke von wenigen Metern, die auf der Karte nur mittels Übersignatur darzustellen sind, aber auch einige hundert Meter mächtige Züge; diese sind gut zu verfolgen.

Die Amphibolite sind grau- bis schwärzlichgrüne, fein bis mittelkörnige, seltener grobkörnige Gesteine, die plattig, bankig oder blockig brechen. Sie sind deutlich geschiefert bis massig.

Die Amphibolite zeigen ein kristalloblastisches Gemenge von Plagioklas (meist Andesin), gemeiner Hornblende, etwas Quarz, Biotit, Zoisit, Apatit, Titanit und Erz. Durch das lokale Auftreten von Diopsid entstehen Übergänge zu den Pyroxenamphiboliten. PRESSEL (1994a) beobachtete, dass Biotit und Klinopyro-

zen einander ausschließen. Biotit tritt verglichen mit den Amphiboliten der Bunten Serie zurück.

In den hier behandelten normalen Amphiboliten sind Granatamphibolite eher zurücktretend; letztere sind hingegen häufig in den Pyroxenamphiboliten in der Nachbarschaft der Granulite. Der Granat tritt in den hier behandelten Amphiboliten meist in kleinen Körnern auf, nur selten erreichen sie 5 – 10 mm Größe. Diese sind meist rissig und reich an Einschlüssen von Quarz, Plagioklas und Amphibol. Stellenweise wurden Kelyphitirinden um Granat beobachtet (JENČEK & MATĚJOVSKÁ, 1986).

PRESSEL (1994a) beschreibt einen Amphibolit mit Zentimeter großen Porphyroblasten von Granat, Hornblende und Zoisit. Dieses dunkelgrüne Gestein steht in Verbindung mit den Kalksilikatgesteinen östlich Heinrichsreith.

Wie die begleitenden Paragneise zeigen auch die Amphibolite häufig migmatische Erscheinungen, sie sind aber im Allgemeinen resistenter. Es wurden Stromatitexturen sowie schollige Migmatite beschrieben (JENČEK & MATĚJOVSKÁ, 1986). Das Leukosom besteht aus Quarz, Kalifeldspat, saurem Plagioklas und vereinzelt Körnern von Granat, Hornblende und akzessorischem Zirkon.

40 Graphitquarzit

Graphitquarzit findet sich als Dezimeter mächtige Lagen bis Zehnermeter mächtige Bänder in den Paragneisen und Glimmerschiefern der Gföhler Einheit. Er ist ein Leitstein dieser Einheit.

Die Graphitquarzite sind plattige, scharfkantig brechende, sehr harte, dunkelgraue bis schwärzliche Gesteine. Auf frischen Bruchflächen blinken beim Drehen winzige Graphitkriställchen auf.

Das granoblastische Quarzgemenge enthält in unterschiedlicher Dichte feinen Graphitfitter, Muskowit und etwas Biotit und Fe-Hydroxid.

39 Quarzit, Gneisquarzit

Diese Gesteine sind in den Paragneisen der Gföhler Einheit sehr selten anzutreffen. JENČEK & MATĚJOVSKÁ (1986) berichten von einem Vorkommen am Nordostrand von Šafov (Schaffa). Dieser Quarzit enthält neben Quarz geringe Mengen von Muskowit, Biotit, Oligoklas und akzessorisch Granat, Turmalin, Zirkon und Graphit.

38 Zweiglimmerschiefer, z.T. Granat führend, z.T. mit Migmatiten

Die rückschreitende Metamorphose führte im Zusammenhang mit der Moldanubischen Überschiebung zur Verglimmerung der Feldspäte in den Paragneisen und damit zur Überführung in Glimmerschiefer. In Bereichen, wo die Gesteine der Gföhler Einheit schräg in die Grenzzone zum Moravikum hinein streichen, ist diese schrittweise Umwandlung der Paragneise gut zu dokumentieren. Jedenfalls ist die Glimmerschieferzone entlang der Grenze zum Moravikum keine individuelle Metasedimentzone, sondern eine durch rückschreitende Metamorphose geprägte Zone.

Die Glimmerschiefer sind silbrig glänzende, grobschuppige Granatglimmerschiefer bis feinkörnige, eher dunkelgraue Schiefer, welche vereinzelt auch phyllitischen Habitus zeigen können.

Die Granatglimmerschiefer bestehen aus den hellen Mineralen Quarz und geringen Mengen von Oligoklas sowie aus den reichlich vorhandenen Glimmern, und zwar Muskowit und braunem Biotit. Granat bildet Porphyroblasten bis 15 mm Größe. Selten wurde Sillimanit und Disthen beobachtet. Weiters finden sich die Begleitminerale Turmalin, Apatit, Zirkon und Erz. Retrograde Umwandlungen von Granat in Biotit und Chlorit sowie von Sillimanit in Muskowit sind festzustellen.

Die kleinschuppigen Glimmerschiefer zeigen den Mineralbestand Quarz, untergeordnet Oligoklas, Muskowit, Biotit, meist in sehr feinen Blättchen, und

Turmalin. Vereinzelt wurden Disthen, Staurolith und Sillimanit beobachtet, letzterer in Umwandlung in Serizit.

Es wurde bereits erwähnt, dass die Paragneise der Gföhler Einheit häufig migmatitisch sind. Diese Migmatite bleiben erhalten, wenn sich durch retrograde Metamorphose aus den Paragneisen Glimmerschiefer entwickelt haben, allerdings unter Blastese von Muskowit.

37 Biotit-, Muskowit-Biotit-, Biotit-Sillimanit-, Granat-Biotit-Paragneis, Glimmerschiefer, häufig migmatitisch

Die Vielfalt lithologischer Typen, welche hier zusammengefasst wurden, geht teils auf den Sedimentationsprozess, teils auf Unterschiede in der Metamorphose zurück. In der klastischen Ausgangsserie wechselte das Verhältnis von Ton, Sand und Feldspat oft lagenweise. So entstanden massivere, quarz-feldspatreiche und schiefrige, glimmerreiche Paragneise.

Die rückschreitende Metamorphose, welche besonders im Bereich der Moldanubischen Überschiebung intensiv war, führte in den Gesteinen des Modanubikums zu Muskowitprossung auf Kosten von Feldspat und Sillimanit. Naturgemäß lässt sich kartenmäßig keine scharfe Grenze zwischen den durch obige Prozesse geschaffenen Gesteinsvarianten ziehen.

Die Paragneise sind graue bis braune, meist dunklere, fein-mittelkörnige Gesteine. Layerweise wechselt der Gehalt an Glimmer und damit die Intensität der Schieferung. Hauptminerale sind Plagioklas (Oligoklas bis Andesin), Quarz, Biotit und Muskowit. Kalifeldspat tritt häufig, aber meist untergeordnet auf. Der Biotit bildet einzelne Schüppchen, Flatschen oder zusammenhängende Lagen. Mit ihm tritt häufig Sillimanit (Fibrolith) in linsigen Zügen auf. Granat bildet meist kleinere, einschussreiche Körner. Disthen findet sich als seltener Gemengteil. Akzessorisch treten Apatit, Zirkon, Turmalin und Erz auf.

Die Paragneise der Gföhler Einheit sind durch verbreitete Migmatisation charakterisiert. Meist handelt es sich um lagig-schlierige Durchäderung mit Leukosom im Zentimeter- bis Dezimeterbereich; es finden sich aber auch Granitoide mit Mächtigkeiten von einigen Metern. Das Leukosom besteht aus einem Gemenge von Oligoklas, Mikroklin, Quarz und etwas Glimmer. Blastese von Feldspat (Plagioklas, Kalifeldspat) wurde gebietsweise beobachtet, ist aber eher selten.

Verbreitete Migmatisation ist ein Unterscheidungsmerkmal der Paragneise der Gföhler Einheit gegenüber denen der Bunten Serie. In letzterer sind aber auch manchmal migmatitische Erscheinungen zu beobachten, was eine eindeutige Zuordnung nicht immer leicht macht. Entscheidend ist die Vergesellschaftung der Paragneise mit Gesteinen wie Gföhler Gneis, Granulit, Ultramafitit, Rehberger Amphibolit und Graphitquarzit für die Zuordnung zur Gföhler Einheit.

Übergänge in Glimmerschiefer sind im Grenzbereich gegen das Moravikum verbreitet. Die rückschreitende Metamorphose im Zusammenhang mit der Moldanubischen Überschiebung bewirkte die Verglimmerung der Feldspäte und von Sillimanit. Diese Veränderungen treten bevorzugt in den bereits primär tonereichereren Lagen auf. Die verbreitete Blastese von Muskowit ist aber nicht auf die Paragneise beschränkt, sondern findet sich ebenso in Gföhler Gneis und Granulit.

36 Granulit, z.T. rekristallisiert

Die ausgedehntesten Vorkommen von Granulit finden sich im Nordwestteil des Blattes, nördlich des Drosendorfer Fensters. Östlich dieses Fensters reicht der Granulit von Stálky (Stallek) auch nach Österreich, wo er nordwestlich von Langau ausspitzt. Der Blumauer Granulit reicht von Westen her noch etwas auf unser Blatt und endet in der Oberen Saß.

Die Granulite sind feinkörnige, meist glimmerarme Gesteine, die zu massiven Quadern, Platten oder kleinstückig, stets aber scharfkantig zerfallen. Sie sind

teils glimmerfreie Quarz-Feldspatgesteine von weißer bis hellgrauer Farbe, teils sind sie je nach Biotitgehalt grau, bräunlich bis zart violett gefärbt. Diese verschiedenen Ausbildungen finden sich häufig in Meter mächtigen Lagen bis Millimeter dünnen Lamellen wechsellagernd. In letztem Fall ist das Parallelgefüge straff ausgeprägt, während es in den glimmerarmen Bänken eher undeutlich ist.

Der oft perthitische Kalifeldspat überwiegt meist gegenüber dem Oligoklas. Die Feldspäte bilden ein granoblastisches Pflaster mit Quarz, der häufig Diskenform zeigt. Manchmal bilden die Feldspäte und Granat vereinzelte größere Porphyroblasten in den ansonsten feinkörnigen Gesteinen. Der Plagioklas ist häufig Antiperthit. Meist treten die Granate als kleine, rundliche Körner auf. Es finden sich auch atollförmige Granate mit Einschlüssen von Feldspat, Quarz, Disthen, Rutil u.a. Nach PRESSEL (1994a) sind die Granate ziemlich almandinreich und zeigen nicht selten einen CaO-reichen Kern. Der Biotit tritt in Form feiner, randlich ausgefränkter Schüppchen auf, welche keine zusammenhängenden Lagen bilden. Weiters finden sich Disthen und Sillimanit, wobei ersterer meist älter ist. Akzessorien sind Apatit, Zirkon, Rutil, Ilmenit und Erz.

Im Vergleich mit Gföhler Gneis sind die feinkörnigen, biotitarmen Granulite weniger durchgängig für Fluide und daher resistenter gegen retrograde Metamorphose. Es finden sich dennoch rekristallisierte, grobkörnigere Zonen, Biotitisierung von Granat und Umwandlung von Disthen in Sillimanit. Besonders in der Glimmerschieferzone ist die Blastese von Muskowit verbreitet.

In den letzten Jahrzehnten wurden von moldanubischen Granuliten eine Reihe von allerdings teilweise widersprüchlichen Altersdaten geliefert. ARNOLD & SCHARBERT (1973) stellten mittels Rb/Sr-Gesamtgesteinsanalyse ordovizische Alter fest (ca. 480 Mill.J.), welche durch FRANK et al. (1990) bestätigt wurden. Dagegen ergaben zahlreiche Datierungen von Zirkon und Monazit ein Alter der Granulite von 375 bis 300 Mill.J. (VAN BREEMEN et al., 1982; KRÖNER et al., 1988; WENDT et al., 1994, u.a.), was für variszische Prägung spricht. Eine Interpretation dieser Daten wird in Kapitel 6.1. versucht.

35 Biotitorthogneis von Lančov, leukokrat

Dieses Gestein tritt bei Lančov (Landschau), am Kontakt zwischen Drosendorfer und Gföhler Einheit auf. Nach JENČEK & MATĚJOVSKÁ (1986) handelt es sich um ein massiges, feinkörniges Gestein von bankiger Absonderung und würfeligem Zerfall. Plagioklas (Albit-Oligoklas – Oligoklas) ist vorherrschender Gemengteil (0,3–0,5 mm). Weniger häufig sind Mikroclin und Quarz, welcher z.T. Scherbänder bildet. Kastanienbrauner Biotit tritt in winzigen Schüppchen und in geringer Menge auf. Akzessorien sind Apatit und Erz.

34 Orthogneis, leukokrat, Amphibol führend

JENČEK & MATĚJOVSKÁ (1986) fanden im Bereich nordöstlich von Korolupy (Kurlupp) ein feinkörniges, weißes Gestein, lagenweise von fast aplitischem Aussehen und meist undeutlichem Parallelgefüge. Vorherrschende Gemengteile sind Plagioklas (Oligoklas-Andesin) und Quarz. Antiperthit bildet manchmal winzige Porphyroblasten. Amphibol von schmutziggrüner Farbe tritt in kleinen, schlecht begrenzten Körnern auf und bildet 1–2 Vol.-% des Gesteins. Untergeordnet findet sich auch teilweise chloritisierter Granat (1–3 mm) und akzessorisch Apatit.

Auf österreichischem Gebiet wurde ein Hornblende führender Gföhler Gneis südlich Johannesthal, an der Straße zum Jagdhaus Ernestreith beobachtet. Er ist Teil des retrograden Gföhler Gneisbandes im östlichen Rahmen des Drosendorfer Fensters. Auch westlich dieses Fensters fanden wir Hornblende führenden Gföhler Gneis westnordwestlich Reith auf Blatt 7 Groß-Siegharts.

33 Gföhler Gneis (Muskowit-Biotitorthogneis, leukokrat, Granat führend) retrograd

Dieses Gestein findet sich auf unserem Blatt nur im Bereich der Staumauer des Vranov-Stausees. Es wurde von DUDEK (1962) in der Umgebung von Vranov nad Dyjí (Frain) als leukokrater Zweiglimmergneis, Granat führend beschrieben.

In dem hellgrauen Gestein wechseln klein- bis mittelkörnige Partien einander ab. Der Wechsel von glimmerreichen und -armen und manchmal hololeukokraten Lagen führt zu einer typischen Bänderung. Hauptgemengteile sind Mikroclin, Plagioklas und Quarz, wobei der Mikroclin vorherrschender Feldspat ist. Muskowit überwiegt manchmal über den rotbraunen Biotit. Granat ist stets vorhanden, entweder in mikroskopischer Größe oder als bis zu 1 cm große Porphyroblasten. Akzessorien sind Apatit und Zirkon.

Die Beschreibung legt den Verdacht nahe, dass es sich um Gföhler Gneis handelt, was bei einer Vergleichsexkursion bestätigt wurde. Das Gestein ist in der Glimmerschieferzone also nahe der Moldanubischen Überschiebung, was zur retrograden Überprägung führte.

32 Gföhler Gneis (Muskowit-Biotitorthogneis) häufig hybrid, retrograd

Der Gföhler Gneiszug, welcher einen Teil des östlichen Rahmens des Drosendorfer Fensters bildet, befindet sich im Bereich der retrograden Metamorphose der Glimmerschieferzone. Das Gestein zeigt das typische unruhige Gefüge des Gföhler Gneises und vereinzelt sind noch kleine Granitkörner zu erkennen. Auffällig ist der reichliche Gehalt an Muskowit, der ja sonst im Gföhler Gneis keine Rolle spielt. Weiters sind häufig Schiefer, Dezimeter bis Meter mächtige Bänder von Paragneis bis Glimmerschiefer, in den Ortho- bis Mischgneis eingeschaltet.

PRESSEL (1994a) beschreibt die retrograden Umwandlungen in den Orthogneisen: Muskowit bildet Neoblasten auf Kosten der Kalifeldspäte und Alumosilikate. Dies führt zum gänzlichen Fehlen von Sillimanit und Disthen. Granat wird stark resorbiert und in Biotit umgewandelt. Diese retrograde Metamorphose wird gegen Osten bzw. Nordosten deutlich intensiver, was auf die Nähe der Moldanubischen Überschiebung zurückzuführen ist.

Der oben behandelte Gföhler Gneiskörper setzt sich bei Heinrichsreith auf tschechisches Gebiet fort und wurde als „Muskowit-Biotit-Orthogneis stellenweise hybrid“ bis in das Tal der Thaya verfolgt, wo er an einer großen Ost–West-Störung abgeschnitten wird (JENČEK & DUDEK, 1971; JENČEK & MATĚJOVSKÁ, 1986). Der Gneis wird von den genannten Autoren der Podhradí-Serie und dem Moravikum zugerechnet.

Im Süden setzt der behandelte Gföhler Gneiszug von der Oberen Saß über Goslar gegen Nordwesten fort und verbindet sich mit dem Gföhler Gneis östlich von Kollmitzgraben. Auf Blatt 7 Groß-Siegharts nimmt die retrograde Überprägung allerdings rasch ab.

31 Gföhler Gneis mit Granulitlagen

Im Raume nördlich von Geras finden sich im Gföhler Gneis Zentimeter und Dezimeter mächtige Lagen von granulitischem Habitus. Sie sind sehr feinkörnig, glimmerarm bis -frei und zeigen straffes Parallelgefüge; der Mineralgehalt ist praktisch derselbe wie im Gföhler Gneis. Solche granulitische Bänder sowie Übergänge von Granulit und Gföhler Gneis sind auch außerhalb des Kartenblattes von vielen Punkten bekannt und wurden von FUCHS & MATURA (1976), FUCHS & SCHARBERT (1979) und FUCHS & ROETZEL (1990) beschrieben.

Die tschechischen Kollegen (z.B. JENČEK & MATĚJOVSKÁ) erklären die Gföhler Gneise als rekristallisierte Granulite; die Granulitpartien im Gföhler Gneis wären demnach Relikte.

Es ist zu beobachten, dass die Granulitlagen im Gföhler Gneis vorwiegend dort auftreten, wo dieser zu schmalen Zügen ausgedünnt wurde. Wir machen deshalb

örtlich verstärkte Deformation und Scherung sowie geringeren Wassergehalt für die Bildung der Granulitlagen verantwortlich und betrachten Gföhler Gneis und Granulit als etwa gleich alt.

30 Gföhler Gneis massig

In der ausgedehnten Gföhler-Gneis-Masse in der Nordost-Ecke des Kartenblattes wurden Bereiche mit massigen, feinkörnigen Typen ausgeschieden. Der Mineralbestand entspricht dem Normaltyp des Gföhler Gneises: perthitischer Mikroklin, Plagioklas (basischer Oligoklas), Antiperthit, Quarz, Biotit in winzigen Schüppchen und sehr geringer Menge sowie den Nebengemengteilen Sillimanit und Disthen; Akzessorien sind Zirkon und Apatit (JENČEK & MATĚJOVSKÁ, 1986).

29 Gföhler Gneis (leukokrater Migmatit)

JENČEK & MATĚJOVSKÁ (1986) haben auf dem tschechischen Anteil des Blattes eine Reihe von Migmatiten und hybriden Orthogneisen unterschieden, die, wie Vergleichsexkursionen gezeigt haben, der Variationsbreite des Gföhler Gneises entsprechen. Sie wurden bei der Übertragung auf den Maßstab 1:50 000 zusammengefasst und als Gföhler Gneis dargestellt.

Der Gföhler Gneis zeigt einen lithologischen Charakter, der über große Entfernungen unverändert bleibt. Der Gföhler Gneis des Waldviertels entspricht jenem Mährens und findet sich ebenso in Südböhmen.

Im steilen Gelände neigt das Gestein zur Bildung von massiven Felsen und Türmen mit Wollsackverwitterung. Auf schlecht aufgeschlossenen Flächen verrät heller, gelblicher Sand mit Granatseifen, dass Gföhler Gneis im Untergrund vorhanden ist.

Der Gföhler Gneis ist ein liches, graues, fein- bis mittelkörniges Gestein mit zeilig-linsigem, schlierigem Wechsel von quarz-, feldspat- und biotitreicheren Partien. Feinfältelung führt zu nebulitischem Gefüge. Der Biotit bildet keine zusammenhängenden Lagen, sondern einzelne Schüppchen und Fasern, weshalb das stets geschieferte Gestein grobblockig zerfällt.

Linsen von feinfilzigem Sillimanit und kleine Körner von Granat sind mit freiem Auge zu beobachten. Aderige und schlierige Quarz- und Feldspatmobilisate folgen subparallel der Schieferung. Einzelne Augen von Kalifeldspat treten sparsam auf.

U.d.M. zeigt der Gföhler Gneis ein granoblastisches Gemenge von Quarz und Feldspat, wobei fein- und mittelkörnige Zeilen abwechseln. Der Biotit bildet isolierte Schüppchen und Blättchengruppen. Alkalifeldspat ist vorherrschender Feldspat. Er ist perthitisch, flau bis deutlich gegittert. Der Plagioklas (Albit-Oligoklas) ist nicht selten Antiperthit. Quarz ist undulös und verzahnt. Granat bildet kleine Rundlinge, z.T. zeigt er Atollform. Sillimanit bildet feinfaserige, linsige Aggregate. Gelegentlich werden auch Disthen und Spinell beobachtet (PRESSEL, 1994a). Nebengemengteile sind Apatit, Zirkon, Monazit, Orthit, Rutil, Titanit und Erz. In Gebieten mit retrograder Metamorphose wachsen Biotit und Muskowit auf Kosten von Granat und Sillimanit. Auch die Feldspäte erfahren Verglimmerung (PRESSEL, 1994a).

Bezüglich des geologischen Alters des Gföhler Gneises vertreten FRANK et al. (1990) und FRIEDL et al. (1998) die Ansicht, dass das Gestein durch ein Migmatit- bzw. magmatisches Ereignis um 480 Mill.J. entstanden ist, die metamorphe Prägung sei aber erst variszisch erfolgt.

28 Orthogneis, leukokrat

Dieses Gestein tritt nur im Bereich der Thaya-Schlingen südöstlich von Osnowice (Höslowitz) auf und zwar südlich der großen Ost-West streichenden Störung. Es zeigt daher Kataklyse von Quarz und Feldspat sowie Serizitisierung von

Plagioklas. Das helle, feinkörnige Gestein besteht fast ausschließlich aus Quarz und Feldspat mit Spuren von Biotit (JENČEK & MATĚJOVSKÁ, 1986).

27 Leukogranit

Im Raume östlich und nördlich von Zissersdorf (z.B. bei Maria Schnee) treten eine Reihe von kleineren, unregelmäßigen Granitkörpern im Grenzbereich Gföhler Einheit/Drosendorfer Einheit auf. Dies erinnert an die Magmatite in ähnlicher tektonischer Stellung auf Blatt 20 Gföhl. Dort sind es Leukogranite, Aplogranite und der Wolfshofer Syenitgneis.

Auf Blatt 8 Geras handelt es sich um lichte, fein- bis mittelkörnige, glimmerarme Granite und aplitische Granitoide.

U.d.M. tritt scharf gegitterter Mikroklin auf; fast nicht undulöser Quarz und Oligoklas bilden ein äquigranulares, hypidiomorphes Gemenge. Biotit und Muskowit treten stark zurück. Akzessorien sind Apatit und Zirkon. Das Gestein zeigt fast keine Deformation.

Wahrscheinlich besteht eine genetische Beziehung zu einem Teil der Ganggranite. Die Mächtigkeit der Leukogranite beträgt aber bis zu einige Zehnermeter.

Wie die Ganggranite dürften auch die Leukogranite in einer späten Phase der Gebirgsbildung entstanden sein.

26 Granitischer Gang

Geringmächtige Granitgänge sind in allen Serien anzutreffen, wurden aber nur dort in die Karte eingetragen, wo sie auffällig gehäuft auftreten (z.B. nahe der Leukogranite nordöstlich Zissersdorf).

Die Granite sind meist Zweiglimmergranite. Übergänge in feinkörnige, glimmerarme Aplite sind häufig. Es sind aber auch nicht selten pegmatoide Partien zu beobachten. In diesen lichten Gesteinen sind Quarz, Plagioklas, Kalifeldspat, Biotit und Muskowit die Hauptgemengteile, wobei die Glimmer meist sehr zurücktreten.

Die Gänge durchschlagen das Nebengestein diskordant mit unregelmäßigen Gangrändern. Es handelt sich vorwiegend um spät- bis nachtektonische Mobilisate; daher finden sie sich auch am häufigsten in migmatischen Paragneisen und Amphiboliten, wo viel Leukosom vorhanden ist.

4.2. Molasse

4.2.1. Neogene Sedimente

25 Burgschleinitz-Formation (Oberes Eggenburgium – Ottangium)

Kies, Fein- bis Grobsand, z.T. geröllführend, z.T. fossilführend, marin

Auf dem Blatt 8 Geras treten im südöstlichen Teil kleinräumig Erosionsrelikte grobklastischer Sedimente auf, die aufgrund ihrer Lithologie und Fossilführung zur Burgschleinitz-Formation gestellt werden. Vor allem im Ortsbereich von Weitersfeld blieben südlich und östlich des Kirchenberges über dem Kristallin derartige seichtmarine Sedimente erhalten.

Südlich des Kirchenberges ist im Keller des Hauses Weitersfeld 21 eine ungefähr 4 m mächtige Schichtfolge aufgeschlossen, die mit ca. 10° gegen das Kristallin im Norden ansteigt. Die grüngrauen, teilweise verwühlten, siltigen Mittel- bis Feinsande mit Grobsandlinsen und Kristallineinstreuungen werden von zwei Kristallinschutthorizonten unterbrochen, deren Mächtigkeit deutlich gegen das Kristallin hin zunimmt. Die teilweise invers gradierten Schutthorizonte zeigen chaotische Gefüge der matrixgestützten Komponenten und sind wahrscheinlich Schuttstrom-Ablagerungen (debris flow; ROETZEL, 1990). Bei Kanalbauarbeiten konnten in den Sanden in diesem Bereich auch zahlreiche Austernbruchstücke

beobachtet werden (freundliche Mitt. F.F. STEININGER, vgl. ROETZEL, 1989). Es erscheint daher möglich, dass in diesem Bereich im Liegenden der Burgschleinitz-Formation auch Anteile der brackischen Kühnring-Subformation noch vorhanden sind.

Sande der Burgschleinitz-Formation wurden auch in einer kleinen Grube und zum Teil in Stollen am nordöstlichen Ortsausgang von Weitersfeld, westlich der Straße nach Pleißing, abgebaut. In der heute vollständig mit Müll verfüllten und verbauten Grube waren über dem Kristallin weißgraue Mittel- und Grobsande unter einer 1,5–2,5 m mächtigen Lehmdecke mit Kristallinkomponenten aufgeschlossen (ROETZEL, 1988).

Wie ein Brunnenprofil unterhalb des Bürgerspitals gezeigt hat, wird die grobklastische Fazies in diesem Teil von Weitersfeld direkt von den grüngrauen Tonen der Weitersfeld-Formation (siehe unten) überlagert (ROETZEL, 1990).

Auch die im Keller am nordwestlichen Ortsausgang von Weitersfeld das Kristallin überlagernden, sehr gut gerundeten, sandig-siltigen Kiese und die südöstlich von Obermixnitz in einer kleinen Grube ehemals aufgeschlossenen, gut sortierten und gut gerundeten, quarzreichen, grobsandigen Mittel- bis Feinkiese sind vermutlich zur Burgschleinitz-Formation zu rechnen. Die Sedimente bei Obermixnitz zeigen im Schwermineralspektrum ein typisches Staurolith-Granat-Turmalin Spektrum mit einem auffallend hohen Granatgehalt (ROETZEL, 1989).

Schließlich können auch die unter dem Lehm im Fuchsgraben südwestlich von Starrein hervortretenden Mittelsande (nicht in Karte eingetragen) und die in Dellen zwischen Glimmerschieferkuppen liegenden glimmerreiche Sande östlich von Heufurth zur Burgschleinitz-Formation gerechnet werden.

Aus alten Aufsammlungen (coll. F.F. STEININGER) aus Aufschlüssen in Weitersfeld stammen *Gigantopecten holgeri* (GEINITZ), *Pecten* sp., diverse Bivalvensteinkerne, Balanidenreste und Rippen von *Metaxytherium*. Aufgrund des Vorkommens von *Gigantopecten (Macrochlamis) holgeri* (GEINITZ) können daher die Sedimente der Burgschleinitz-Formation ins Obere Eggenburgium gestellt werden (ROETZEL & ŘEHÁKOVÁ, 1991; ROETZEL et al., 1999b). Durch die fortschreitende Transgression und das Vorrücken der Faziesgürtel gegen Westen im Ottnangium ist jedoch für höher gelegene Vorkommen auch ein Ottnangium-Alter nicht vollkommen auszuschließen.

24–22 Weitersfeld-Formation (Oberes Eggenburgium–Ottangium)

24 Silt - Feinsand, marin-brackisch

23 Diatomit

22 Ton, smektitreich; marin-brackisch

Ebenso wie die der Burgschleinitz-Formation sind auch die Sedimente der Weitersfeld-Formation (ROETZEL, 1993) auf den südöstlichen Teil des Blattes 8 Geras beschränkt.

Es handelt sich vor allem um grüngraue bis hellgraue, fette, smektitreiche Tone (22), die flächig im Raum Fronsburg – Weitersfeld – Prutzendorf – Starrein verbreitet sind (ROETZEL, 1988, 1989, 1990, 1993) und sich vor allem gegen Süden auf das Blatt 21 Horn, in den Raum Heinrichsdorf – Theras, weiter fortsetzen. Die Pelite sind sehr oft in Depressionen zwischen lokalen Kristallinauftragungen eingebettet. Sie wurden in mehreren Bohrungen, wie z.B. südlich Fronsburg, östlich bis südlich Prutzendorf (Pulkauer Feld, Obermixnitzer Feld, Steigfeld), sowie im Wald östlich Starrein in Mächtigkeiten von 2–8,6 m erschlossen (Bohrung 57–59,61) und konnten am Anger südlich von Weitersfeld sogar bis zu einer Tiefe von 16,4 m (Bohrung 62) erbohrt werden (ROETZEL, 1990, 1991a). Auch WALDMANN (1926, 1931a) erwähnt bereits Tegel bei Prutzendorf und Weitersfeld.

Sie liegen entweder direkt auf dem meist stark verwitterten Kristallin oder sel tener, so wie im Ortsbereich von Weitersfeld, über der grobklastischen Fazies der Burgschleinitz-Formation. Im Hangenden werden sie sehr oft diskordant von den Kiesen der Theras-Formation überlagert (vgl. Bohrungen 57, 58, 61). Gute

Aufschlüsse in der Weitersfeld-Formation sind sehr selten. Ein stark verrutschter Aufschluss befindet sich beim Lagerhaus von Weitersfeld in einer Abgrabung hinter einer Halle unter 3 m Lehm (ROETZEL, 1988, ROETZEL & REHÁKOVÁ, 1991).

Die Tone sind mit Ausnahme von kalkigen Schlieren und Konkretionen durchwegs entkalkt und weitgehend fossilfrei. Nur östlich von Weitersfeld konnte bei einer Tiefpflügung in einem Feld, ca. 100 m südwestlich des Roten Kreuzes, als Einschaltung in diese Tone, ein weißgrauer, tonreicher Diatomit (23) gefunden werden (ROETZEL, 1989). Dieser führt eine reiche Vergesellschaftung kieseliger Diatomeen und selten Reste von Kieselspongien und Archaeomonaden-Zysten.

Nach Z. REHÁKOVÁ überwiegen darin zentrische Diatomeen der Gattungen *Actinocyclus*, *Coscinodiscus* und *Aulacoseira*. Besonders die ersten zwei Gattungen sind sehr artenreich. Die Diatomeenflora setzt sich aus *Actinocyclus undatus* (CLEVE) RATTR., *A. ehrenbergii* f. *minuta* PANT., *A. hungaricus* (PANT.), HAJ. var. *hungaricus*, *A. hungaricus* var. *szaboi* (PANT.) RATTR., *A. ottnangiensis* HAJ., *A. neogradensis* PANT., *Coscinodiscus grunowii* PANT., *C. grunowii* var. *minor* (PANT.) RATTR., *C. intumescens* PANT., *C. stokesianus* (GREV.) GRUN., *C. clivus* PANT., *C. apiculiferus* RATTR., *Podosira* ? *subspiralis* GRUN., *Melosira sol* (EHR.) KURT., *Aulacoseira praegrnulata* (JOUSE) SIM., *Diploneis* cf. *crabro* EHR., *Raphidodiscus microtatos* (PANT.) TEMP. & PER. und *Raphoneis* sp. zusammen (ROETZEL & REHÁKOVÁ, 1991; REHÁKOVÁ, 1992).

Die für den brackisch beeinflussten Ablagerungsraum typische Diatomeenflora ist stratigraphisch auf das obere Untermiozän (Ottningium-Karpatium) beschränkt (REHÁKOVÁ, 1992). Die tonigen Ablagerungen können daher als brackische Äquivalente der lithologisch ähnlichen Zellerndorf-Formation des Oberen Eggenburgium bis Ottningium angesehen werden.

Im basalen Teil der Weitersfeld-Formation ist der Silt- und Feinsandanteil deutlich höher so dass die grüngrauen Tone im Liegenden in gelbgraue bis gelbbraune, glimmerreiche, siltige Feinsande bis Silt-Feinsande (24) übergehen (ROETZEL, 1989, 1990, 1993). Auffallend ist in diesen Feinsanden die oft große Menge von Schwammnadeln. Vorkommen derartiger sandreicher Sedimente findet man über dem Kristallin in einem Hohlweg ca. 300 m östlich der Ley-Mühle, in den Feldern südlich von Fronsburg, beim Bildbaum an der Straße von Weitersfeld nach Riegersburg ca. 700 m südöstlich der Hartbrücke, in Kellern am südöstlichen Ortsende von Weitersfeld (z.B. Keller des Hauses Weitersfeld 56) und in Feldern südlich bis westlich von Prutzendorf und südöstlich Starrein. Besonders reich an Schwammnadeln zeigten sich derartige Sedimente in der Böschung an der Straße nach Starrein, ca. 300 m südwestlich von Prutzendorf.

Die Pelite der Weitersfeld-Formation sind sehr feinkörnig und besitzen außergewöhnlich hohe Ton- und Siltanteile (Tonanteil $<2 \mu\text{m}$ meist im Bereich von 40–75 %, Siltanteil meist zwischen 24 % und 52 %). Die Sedimente sind daher nach FÜCHTBAUER (1959) und MÜLLER (1961) überwiegend als Silttone oder sandige Silttone, selten als Tonsilte oder siltige Tone einzustufen. Nur in den sandreichen, basalen Anteilen der Weitersfeld-Formation sind Feinsandanteile von 20–65 % möglich.

Nach tonmineralogischen Analysen ist in den Peliten der Anteil von Smectit in der Fraktion $<2 \mu\text{m}$ mit 40–85 % fast immer sehr hoch, während Zweischicht-Tonminerale (Kaolinit, Fireclay) und Illit meist untergeordnet vorkommen. Vermiculit tritt als Verwitterungsprodukt untergeordnet und ausschließlich in Oberflächenproben hinzu (zur Mineralogie und Granulometrie vgl. ROETZEL & REHÁKOVÁ, 1991; WIMMER-FREY, 1999; WIMMER-FREY in PAPP et. al., 2003). Die smektitischen Anteile der Weitersfeld-Formation werden als Produkt eines regionalen Vulkanismus gedeutet (vgl. ROETZEL et al., 1994; NEHYBA & ROETZEL, 1999).

Im Spektrum der durchsichtigen Schwerminerale überwiegt deutlich der Staurolith mit bis zu 98 % neben Granat, Turmalin und kleinen Mengen von Zirkon, Rutil, Disthen und Sillimanit.

21–20 Langau-Formation (Oberes Eggenburgium – Ottnangium)

- 21 Silt, Ton, z.T. sandig bis kiesig, kaolinreich, z.T. fossilführend,
z.T. Einschaltungen von Kohle und Rhyolithuff, brackisch-marin
20 Kies, Fein- bis Grobsand, stark siltig-tonig, brackisch-marin

Sedimente der Langau-Formation (ROETZEL, 1993) finden sich auf Blatt 8 Geras vor allem in dem Becken von Langau–Šafov (Schaffa) und dem Becken südwestlich von Riegersburg, das nordwestlich von Hessendorf mit dem Becken von Langau in Verbindung steht. Ebenso sind sie in dem kleinen Becken nordöstlich von Kottaun, im Saßfeld westlich von Kottaun und in den morphologisch auffallenden Senken zwischen Langau und Geras und südlich von Geras bis Hötzelsdorf nachweisbar. Auch die im Bahneinschnitt westlich und östlich von Ludweishofen ausbeißenden Sedimente werden zur Langau-Formation gezählt. In ähnlicher Position findet man sie auch auf dem östlich anschließenden Blatt 9 Retz im Raum Niederfladnitz (ROETZEL et al., 2005). Überall dort bilden sie über den kristallinen Gesteinen die Basis der untermiozänen Beckenfüllung.

Die Ablagerungen treten an der Oberfläche aber nur sehr spärlich zu Tage und sind entweder, so wie im Raum Langau – Riegersburg – Šafov (Schaffa) meist großflächig von Sedimenten der Riegersburg-Formation (siehe unten) überlagert oder, wie im Bereich Langau – Geras – Goggitsch – Hötzelsdorf und im Kottauner Becken, sehr oft von quartären Sedimenten bedeckt.

Die ehemals im Tagbau Langau großflächig aufgeschlossenen hangenden Teile der Langau-Formation (Abb.14; ZAPFE, 1953; ROETZEL, 1994b; vgl. Kapitel 10.2.2.: Exkursionspunkt 2) sind heute an der Oberfläche nicht mehr einsehbar. Die Ablagerungen im Liegenden des Hauptflözes wurden bisher nur durch Bohrungen erschlossen. Die Langau-Formation ist daher in ihrer vollständigen Entwicklung nur aus Bohrungen bekannt. Als Typprofile gelten die Kernbohrungen der Kohleprospektion 1981 im Raum Langau - Riegersburg (BRIX, 1981: Bohrungen LC1, LC2, LC3, LC4, LC6, LC8: vgl. Bohrungen 16, 20, 22, 31, 33, 35 in der Karte und Kapitel 11.), die alle bis zum Kristallin abgeteuft wurden

Die Langau-Formation wird vor allem aus graugrünen bis grüngrauen, Glimmer führenden, z.T. sandigen bis kiesigen und kaolinreichen Silten und Tonen (21) sowie graugrünen, stark siltig-tonigen Kiesen und Fein- bis Grobsanden (20) aufgebaut. Im Bereich Langau – Riegersburg – Šafov (Schaffa) sind aus Bohrungen Einschaltungen von schwarzgrauen Kohletonen, Kohle und geringmächtigen Lagen von Rhyolithuff bekannt (BRIX, 1981; ROETZEL et al., 1994).

In den Kohle führenden Becken von Langau – Šafov und Riegersburg ist in den Bohrungen die sandige Fazies sehr oft im Liegenden entwickelt, während die pelitreichen Ablagerungen und die Kohle im Hangenden auftreten und die Tone und Silte unmittelbar unter oder über der Kohle liegen. An der Basis über dem Kristallin tritt oft schlecht sortierter Kristallinschutt in grüngrauer, toniger Matrix auf (JENČEK & MATĚJOVSKÁ, 1986; ROETZEL, 1993). In ähnlicher Weise ist die lithologische Abfolge auch im Becken von Kottaun, in der südlichen Fortsetzung des Langauer Beckens gegen Geras und in der Verbindung zwischen Langauer und Riegersburger Becken zwischen Langau und Hessendorf. Überall dort fehlt, mit Ausnahme eines lokalen Vorkommens im Kottauner Becken, jedoch die Kohle, die in Teilen von Kohleton vertreten wird (Abb. 15; ROETZEL, 1991a, 1992, 1993).

Kohle in abbauwürdiger Mächtigkeit ist nur in den Becken von Langau und Riegersburg entwickelt, wo sie von 1948 bis 1963 in Tagbauen abgebaut wurde (ZAPFE, 1953; ROETZEL, 1994b, 2004; Abb. 14). Im Becken von Riegersburg und im südlichen Langauer Becken ist meist nur ein Flöz (Hauptflöz) ausgebildet. Die Flözmächtigkeit ist im südlichen Langauer Becken mit 3–4,5 m am größten, während im Becken von Riegersburg das Kohleflöz nur 2–2,5 m mächtig ist. In ähnlicher Mächtigkeit wie im Riegersburger Becken ist das Hauptflöz auch im nördlichen Langauer Becken an der tschechischen Grenze entwickelt. Dort sind jedoch darüber generell ein ca. 1 m mächtiges Oberflöz und dazwischen teilweise noch ein geringmächtigeres Mittelflöz vorhanden. In den abgebauten, mittleren

Abb. 14.
Ansicht des Abbaufeldes A im Braunkohlebergbau „Austria“ nördlich von Langau von der Straße nach Šatov (Schaffa) gegen Nordosten um 1950.

Rechts Abraumbaggerung mit Eimerkettenbagger, in der Mitte Abbau des Hauptflözes, links Rückverkipfung des Abraums. Rechts hinten die große Halde (Kippe), links hinten Kettenbahn und Brecher sowie Seilbahn zur Sieberei über das Tagbaugelände.



Bereichen des Langauer Beckens war über dem Hauptflöz im nördlichen Teil ein Oberflöz entwickelt. Westlich der Straße nach Šafov (Schaffa) schaltete sich dazwischen noch ein dünnes Mittelflöz ein.

Die Kohle ist sehr reich an Asche und Schwefel (KOLCON & SACHSENHOFER, 1997; SOMMER et al., 1983). Nach KOLCON & SACHSENHOFER (1997) ist dies auf ihre Entstehung in einem Niedermoor und dem marinen Einfluss zurückzuführen.

Mit 13–20 m ist die Langau-Formation im südlichen Teil des Langauer Beckens und im südlichen und mittleren Riegersburger Becken am mächtigsten entwickelt, während im nördlichen Teil des Langauer Beckens die maximale Gesamtmächtigkeit um 14 m beträgt (BRIX, 1981; vgl. Bohrungen 14–37).

Im Raum Langau findet man an der Oberfläche größere Flächen mit tonigen Ablagerungen der Langau-Formation nur auf den Feldern westnordwestlich und nordöstlich von Hessendorf (Abb. 15) und nordöstlich des ehemaligen Tagbaues Riegersburg. Nördlich der Staatsgrenze treten derartige Sedimente vor allem südöstlich und westlich von Šafov (Schaffa) auf (JENČEK & MATĚJOVSKÁ, 1986; ČTYRŮKÝ, 1993). Dort ist in den Bohrungen ein Vertonen der Kohle gegen Nordwesten und Nordosten zu beobachten (vgl. Bohrungen 2–13).

Auch zwischen Langau und Geras treten im Randbereich zum Kristallin feinkörnige Ablagerungen der Langau-Formation oberflächennah auf, wobei unmittelbar südlich von Langau oft noch Kohletone zu finden sind (ROETZEL, 1991a, 1992, 1993; ROETZEL & FUCHS, 1994).

Im Kottauner Becken überwiegen mittel- bis grobkörnige, teils tonige Sande, die von sandigen Tonen unterbrochen werden und auch ein geringmächtiges, lokal begrenztes Flöz unreiner Braunkohle eingeschaltet haben (vgl. Bohrung 42). Die größte Sedimentmächtigkeit über dem Kristallin beträgt dort zwischen 11,5 und 16,0 m (BRIX, 1981; ROETZEL, 1992; vgl. Bohrungen 38–44).

Südlich von Geras, im Raum Goggitsch, um Dallein, zwischen Harth und Hötzelsdorf, westlich Schirmannsreith und um Ludweishofen treten in Senken zwischen Kristallinauftragungen schlecht sortierte Sande, Silte und Tone in meist kleinen und schmalen Bereichen zu Tage. Meistens handelt es sich um kantengerundete bis gut gerundete, quarzreiche, rotbraune bis honiggelbe Mittel- bis Grobkiese in tonig-grobsandiger Matrix, aber auch pelitreiche, teilweise



Abb. 15.
Franz STRAUSS und Horst BRÜGEMANN bei der Kartierungsbohrung 8-40-91 der Geologischen Bundesanstalt (vgl. Bohrung 29) ca. 1,3 km südöstlich von Langau mit Kohle, Kohleton und tonigem Silt der Langau-Formation.

kiesige Mittel- bis Feinsande und stark grobsandige Tone (ROETZEL, 1990, 1991a). Bohrungen westlich und südlich Goggitsch lassen in der Tiefe und auch lateral rasch wechselnde Kiese, Grob- bis Mittelsande und sandige Tone von 19,5–42,5 m Mächtigkeit erkennen (BRIX, 1981; ROETZEL, 1990; vgl. Bohrungen 51–55). Im Teichfeld östlich Goggitsch erreichte eine Bohrung in ca. 6,5 m Tiefe Kohletone mit einer reichen Pollenflora sowie Samenresten und darunter Mollusken führende tonige Silte und Feinsande (ROETZEL, 1991a; vgl. Bohrung 50) und am Anger im Ortsgebiet von Dallein wurde in mehreren Brunnen und Bauaufschlüssen in 4–6 m Tiefe eine Austerbank über dem Kristallin angetroffen.

Im Tonmineralbestand der Fraktion $<2 \mu\text{m}$ dominieren in den Feinsedimenten der Langau-Formation fast immer die Tonminerale der Kaolinitgruppe (Kaolinit und Fireclay) gegenüber dem Smektit. Illit kommt meist nur untergeordnet vor. So wie im Becken von Niederfladnitz findet man aber auch im Becken von Langau zwischen den Flözen Lagen von so genannten Bentoniten, in denen Smektit stark überwiegt oder sogar ausschließlich vorkommt (ROETZEL et al., 1994; ROETZEL et al., 2005; vgl. Bohrung 16). Diese aus tuffitischen Lagen hervorgegangenen Bentonite belegen ebenso wie Glastuff in der Umgebung von Znojmo (Znaim; ČTYROKÝ, 1982) und hexagonale, bipyramidale Quarze vulkanischen Ursprungs aus einer Bohrung bei Niederfladnitz (ROETZEL et al., 1994) vulkanische Einschaltungen, die vermutlich mit der intensiven vulkanischen Tätigkeit in den Vulkangebieten in Nordungarn und der Westslowakei zusammenhängen. Diese Vulkanoklastika sind aufgrund von Zirkonstudien mit dem oberen vulkanoklastischen Horizont in Südmähren und angrenzenden Niederösterreich aus dem Ottangium korrelierbar (NEHYBA & ROETZEL, 1999).

Im Spektrum der durchsichtigen Schwerminerale dominieren in den Sedimenten der Langau-Formation im Raum Riegersburg – Langau – Geras – Hötzeltsdorf fast immer Staurolith und Disthen, dazu kommen Granat, Epidot-Zoisit und Turmalin, manchmal Sillimanit und Hornblende und im Riegersburger Becken auch häufiger Zirkon (MINAŘIKOVÁ, 1993).

Wirbeltierreste aus den Ablagerungen unter der Kohle im Braunkohletagbau Langau, wie z.B. ein fossiler Zahn und ein Wirbelfragment eines Krokodiles oder fossile Rippen von Seekühen (*Metaxytherium krahuletzki*) und Zähne von Haien ermöglichen einen Einblick in die damals lebende Tierwelt eines Ästuars (ZAPFE, 1953). Die Zahnfragmente eines kleinen Nashorns und der Backenzahnsplitter eines Ur-Elefanten (*Mastodon* sp. = *Gomphotherium angustidens*; THENIUS, 1974) zeigen einen Ausschnitt aus der Landfauna in der Umgebung dieser Flussmündung.

Aus dem Kohlebergbau (ZAPFE, 1953) und aus Bohrungen im südlichen Langauer Becken und im Riegersburger Becken (vgl. Bohrungen 23, 29 [Abb.15], 31, 32, 33, 35, 46, 49: Kapitel 11. Bohrungen) kennt man aus den grüngrauen, sandigen Tone im Liegenden des Hauptflözes eine charakteristische Molluskenfauna. Diese enthält *Granulolabium plicatum moravicum* (HÖRNES 1856) (z.T. in Massenvorkommen: vgl. ČTYROKÝ, 1991), *Melanopsis impressa* KRAUS, 1852, *Polymesoda langauensis* HÖLZL 1957, *Mytilopsis* cf. *basteroti* (DESHAYES, 1836), *Crassostrea gryphoides* (SCHLOTHEIM, 1813), *Perna haidingeri* (HÖRNES, 1867), *Agapilia picta* ssp., *Cardium* sp., *Ostrea* sp., *Hydrobia* sp. und *Valvata* sp. Nach STEININGER (1982) lassen sich dabei zwei übereinander folgende Faunengemeinschaften unterscheiden, und zwar eine basale, stark von Süßwasserzufluss beeinflusste Brackwasserfauna und eine darüber folgende, schwach marine Ästuarfauna.

Die Foraminiferenfauna in diesen Mollusken führenden Peliten (ROETZEL, 1992, 1993) wird nach RUPP (Geol. Bundesanstalt) von *Aubignyna simplex* (EGGER) dominiert. *Elphidiella* cf. *heteropora* (EGGER) und *Elphidium granosum* sind selten (vgl. auch RÖGL, 1982). Im nördlichen Langauer Becken sind in sandigen Tonen als Zwischenmittel von Hauptflöz und Oberflöz sehr selten *Elphidium granosum* (D'ORB.), *Elphidium* cf. *flexosum* (D'ORB.) und ?*Triloculina* sp. anzutreffen. Auch aus der Foraminiferenfauna ist ein randlich mariner bis schwach hyposaliner Lebens-

Abb. 16.

Zapfen von *Pinus ooconica*, einer heute bereits ausgestorbenen Kiefernart aus dem Braunkohlebergbau Langau.

Länge ca. 83 mm.

Krahuletz-Museum Eggenburg.



raum mit stärkeren Temperatur- und Salinitätsschwankungen abzuleiten (vgl. RÖGL, 1982).

Weitere biogene Reste in der Langau-Formation, vor allem in den Peliten im Liegenden des Hauptflözes, sind häufig Fischreste, nicht selten Ostracoden (vgl. RÖGL, 1982) und selten Schwammnadeln und Diatomeen.

Neben den meist unbestimmbaren Holzresten in den Kohleflözen ist ein Zapfen von *Pinus ooconica*, einer heute bereits ausgestorbenen Kiefernart, bemerkenswert (KLAUS, 1980; Abb.16).

Aus der reichen Sporen- und Pollenflora in den Tonen und Kohletonen (DRAXLER, 1991; GABRIELOVÁ, 1973; HOCHULI, 1978; KLAUS, 1952; OBRITZHAUSER-TOIFL, 1954), aber auch mit Hilfe der Megasporen, Samen und Früchte (BERGER, 1957; GREGOR, 1980; KLAUS, 1980; KNOBLOCH, 1978,1981; MELLER & VAN BERGEN, 2003) lässt sich eine äußerst artenreiche Vegetation an verschiedenen Standorten rekonstruieren.

In den fossilen Pollengesellschaften sind Floren der Meeresküste, kleiner, stehender Gewässer, fließender Gewässer, vermoorter Ränder von Seen und Flüssen, Flussauen und Sumpfwiesen, der Niederungen mit trockenen Böden und der Berghänge enthalten (DRAXLER, 1991).

In kleinen Süßwasserseen wuchsen nach DRAXLER (1991; vgl. ROETZEL & FUCHS, 1994) Laichkraut (*Potamogeton*), Wasserlinse (*Azolla*), Schwimmfarn (*Salvinia*), Seerose (*Nymphaea*), Lotusblume (*Nelumbo*) und ölabscheidende Algenkolonien (*Botryococcus*). In der Röhrichtzone gediehen Schilf (*Phragmites*), Igelkolben (*Sparganium*), Rohrkolben (*Typha*), Riedgräser (Cyperaceen) und die Krebschere (*Stratiotes*). Vertreter der Kardengewächse (Dipsacaceen), wie z.B. der Teufelsabbiss (*Succisa*), verschiedene Süßgräser (Poaceen) und Riedgräser (Cyperaceen), Froschlöffelgewächse (Alismataceen), Nachtkerzengewächse (Onagraceen), Korbblütler (Asteraceen) und Storchschnabelgewächse (Geraniaceen) waren in den Sumpfwiesen zu finden.

Im Sumpfwald wuchsen Tupelobaum (*Nyssa*), chinesische Wasserfichte (*Glyptostrobus*) und Sumpfpypresse (*Taxodium*). Böden mit hohem Grundwasserstand im Sumpfbuschwald waren der bevorzugte Standort von Gagelstrauch (*Myrica*), *Cyrtilla*, Erle, Wasserhickory, Birke, Königsfarn (*Osmunda*), Stechpalme (*Ilex*) und Wil-

dem Wein (*Vitis*). An trockeneren Standorten fand man Esche und Amberbaum (*Liquidambar*) sowie Magnoliabüsche um Kiefernwaldbestände. Auf den trockensten Bereichen wuchsen *Sequoia*, Schirmtannen (*Sciadopitys*) und Taubenbaum (*Cathaya*).

In der Umgebung der Sümpfe waren artenreiche, sommergrüne und immergrüne Laubmischwälder, ähnlich wie heute in den Niederungen am Yangtse in China verbreitet (DRAXLER, 1991). Diese Wälder bestanden zum Teil aus exotischen Laub- und Nadelgehölzen wie z.B. Edelkastanie, Flügelnuss (*Pterocarya*), Engelhardia, Oreomunnea (Juglandaceen), immergrüne Saphirbeere (*Symplocos*), Taubenbaum (*Cathaya*), Hickory (*Carya*), Ölbaumgewächsen und Sapotillbaum (Sapotaceen), zum Teil aus heute in gemäßigten Klimazonen Europas heimischen Arten wie verschiedenen Eichen- und Buchenarten, Linde und Platane. Vereinzelt gehörten auch Palmen zum Florenbestand. Die Berghänge in der weiteren Umgebung waren mit Kiefergewächsen, besonders Tannen und Hemlock-Tanne bewachsen, deren Pollen ebenfalls in die Sümpfe eingeweht wurden. Gänsefußgewächse (Chenopodiaceen) bevorzugten besonders Salzböden in Küstennähe (DRAXLER, 1991).

Die aus verschiedenen Bohrungen (vgl. Bohrung 16, 29 [Abb.15], 31, 34, 35, 46, 49, 50) gewonnenen Samen, Früchte und Megasporen dokumentieren nach B. MELLER (freundl. mündliche Mitteilung) vorwiegend Wasser- und Sumpfpflanzen, sowie Pflanzen feuchter Standorte. Dazu gehören sowohl die Schwimmfarne *Salvinia cerebrata* und *Azolla*, die Seerosengewächse (*Nymphaea*), *Brasenia* (Seerosenverwandte) als auch *Stratiotes kaltennordheimensis* (Krebsschere), *Decodon* (Blutweiderichgewächs), *Potamogeton* (Laichkraut), *Typha* (Rohrkolben), *Cladium*, *Cladiocarya* (Sauergrasgewächse), *Saururus bilobatus* (Eidechschwanzgewächs) und *Selaginella* (Moosfarne). Nur aus den Bohrungen 40 und 41 stammen zahlreiche Reste einer fossilen Pflanze, *Ceratostratiotes sinjanus*, die sowohl Ähnlichkeiten zur Krebsschere als auch zu den Hornblattgewächsen zeigt und in Österreich nur in dieser Region vorkommt (vgl. MELLER & VAN BERGEN, 2003). Gehölze sind nur vereinzelt durch Samen und Früchte vertreten, wie *Rubus* (Himbeere), *Sambucus* (Hollunder), Vitaceae (Weingewächse), *Eurya stigmosa* (Teegewächse) und *Toddalia latiliquata* vel *naviculaeformis* (Rautengewächse).

Das in der Langau-Formation gefundene Zahnfragment von *Gomphotherium* (ZAPFE, 1953) aus dem unmittelbar Liegenden des Hauptflözes erlaubt eine Einstufung in die Säugetierzone MN4 (RÖGL, 1996) und somit eine Korrelation mit dem Ottnangium, bzw. dem höheren Burdigalium. Die Alterseinstufung wird aber auch durch die Pollenfloren aus der Neogen-Pollenzone NGZ III (HOCHULI, 1978, STEININGER et al., 1989), die Mollusken-, Foraminiferen- und Ostracodenfaunen sowie die Samenfloren bekräftigt. Für die tiefsten Teile der Langau-Formation kommt aber auch noch die Ablagerung im oberen Eggenburgium in Frage.

19–18 Riegersburg-Formation (Ottangium)

19 Feinsand, z.T. siltig, hellglimmerreich, marin-brackisch

18 Kies, sandig, Grobsand, hellglimmerreich, marin-brackisch

Die über der Langau-Formation folgende Riegersburg-Formation (ROETZEL, 1993) ist auf dem Blatt 8 Geras nur im Langauer Becken zwischen Langau und Šafov (Schaffa), im Riegersburger Becken südwestlich von Riegersburg südlich des Hungerfeldes und im Waldgebiet „Weißer Sand“ und im Kottauner Becken westlich von Langau oberflächennah verbreitet (ROETZEL, 1992, 1993; JENČEK & MATĚJOVSKÁ, 1986).

Die Riegersburg-Formation besteht vorwiegend aus gelbbraunen bis braungrauen, teilweise auch gelborangen, sehr hellglimmerreichen, meist siltigen Feinsanden bis feinsandigen Silten (19) mit geringmächtigen Einschaltungen von Mittel- bis Grobsanden, selten auch dünnen Kiesbändern. In manchen Aufschlüssen, wie z.B. im ehemaligen Tagbaubereich nordöstlich von Langau, sind die Glimmersande sehr siltreich und zeigen dünne, ebenflächige Schichtung. Di-

rekt über der Kohle führen die Glimmersande an der Basis oft dünne Kohleschmitzen (vgl. Bohrung 33, 35, 36). Das kleinräumige Vorkommen von Riegersburg-Formation im Kottauner Becken ist mit glimmerreichen Grob- bis Mittelsanden an der Basis etwas grobkörniger als im Langauer und Riegersburger Becken (vgl. Bohrung 44). Die Glimmersande sind vermutlich Abtragungsprodukte der stark verwitterten moldanubischen Glimmerschiefer der benachbarten Hügel.

Gute Aufschlüsse in den hellglimmerreichen, siltigen Feinsanden der Riegersburg-Formation finden sich an den Böschungen der ehemaligen Kohletagbaue südwestlich von Riegersburg und nordöstlich von Langau (vgl. Kapitel 10.2.2.: Exkursionspunkt 2). Die mächtigsten, obertags aufgeschlossenen Profile, die auch als Typusprofile für die Riegersburg-Formation am besten geeignet sind, befinden sich am nordöstlichen Ende des ehemaligen Tagbaues Langau, an der Böschung oberhalb des Bergwerksees westlich der Schießstätte, sowie an einer Böschung am südlichen Ende des Tagbaues, ca. 230 m nördlich des Bildstockes an der Straße Langau – Riegersburg.

In größeren Flächen kartierbar sind diese Glimmersande im Langauer Becken zwischen dem nördlichen Ende des ehemaligen Tagbaues Langau und der Staatsgrenze, in der Senke westlich des Langauer Baches, weiters südlich des Bergwerksees, südwestlich der großen Halde sowie südlich des ausgekohlten und rekultivierten Bereiches zwischen dem Reservoir und dem Ortsrand von Langau, östlich des Zollhauses. Nördlich der Staatsgrenze sind die Feinsande hauptsächlich östlich und südöstlich von Šafov (Schaffa) zu finden. Sie treten aber auch westlich und nordöstlich dieses Ortes sowie nordwestlich Lančov (Landschau) auf.

Im Riegersburger Becken finden sich die Glimmersande in einem 200 – 300 m breiten, Ost-West streichenden Streifen zwischen dem ehemaligen Tagbau Riegersburg und der Straße Riegersburg – Langau. Neben den oben erwähnten Aufschlüssen im Bereich des Tagbaus Riegersburg sind die gelbgrauen, hellglimmerreichen, siltigen Feinsande noch in alten Abbauen westlich der Straße nach Riegersburg einzusehen. Derartige Feinsande sind weiters südlich dieser alten Gruben, im Waldgebiet „Weißer Sand“, nordwestlich und südwestlich der Kote 450 verbreitet.

Besonders im Randbereich zu Kristallinkuppen gehen die Sande häufig in gelbbraune bis rotbraune sandige Kiese und Grobsande (18) über. Die gut gerundeten bis kantengerundeten Fein- bis Grobkiese in gelbbrauner, glimmerreicher, tonig-feinsandiger Matrix bestehen vorwiegend aus verschiedenen Quarzen und Quarziten, daneben in manchen Gebieten aus einem beträchtlichen Anteil an schwarzen, etwas schlechter gerundeten, plattigen Graphitquarziten, dunklen Schiefergneisen und sehr selten braunen Sandsteinen. Da die Graphitquarzite in den moldanubischen Glimmerschiefern der Umgebung als weit verfolgbare schmale Züge auftreten, können die Kiese mit größter Wahrscheinlichkeit aus dem Nahbereich hergeleitet werden. Die Restschotter haben meist Durchmesser von 0,5–7 cm; manchmal finden sich in unmittelbarer Nähe der Kristallinkuppen, wie z.B. im westlichen Schaffinger Feld, ca. 500 m westlich der Straße nach Šafov (Schaffa), auch Gerölle mit Durchmesser von 15–30 cm. Von den Kristallinkuppen weg sind oft eine deutliche Verfeinerung der Kieskomponenten und ein Übergang in Grobsande feststellbar.

Die kies- und grobsandreiche Randfazies dieser Formation ist besonders im Langauer Becken, und zwar westlich der Straße nach Šafov (Schaffa), im Randbereich zur westlichen Kristallinschwelle verbreitet. Die Restschotter in glimmerreicher Feinsandmatrix treten dort in zahlreichen unzusammenhängenden kleinen Flecken, meist angeschmiegt an das Kristallin, auf. Im westlichen Schaffinger Feld reichen die Kiese vom Langauer Becken in schmalen Buchten zwischen Kristallinauftragungen gegen Nordwesten bis auf die Anhöhe östlich des Augrabens. Nord- und südöstlich des alten Zollhauses von Langau kommt eine grobsandig-feinkiesige Fazies, meist auf Kuppen, im Hangenden der Glimmersande



Abb. 17.
Hellglimmerreiche, siltige Feinsande der Riegersburg-Formation über der Kohle des Hauptflözes der Langau-Formation im Braunkohlebergbau Langau
Foto um 1950.

vor. Auch rund um Šafov (Schaffa) sind die Kiese meist auf Kuppen im Hangenden der Glimmersande zu finden.

Sehr gut gerundete Quarzkiese in glimmerreicher, feinsandiger Matrix sind auch als hangender Abschluss der Glimmersande in den alten Gruben und dem umgebenden Waldgebiet westlich der Straße Riegersburg – Langau aufgeschlossen. Weitere kartierbare Vorkommen derartiger Quarzsotter und Grobsande findet man im Pigringfeld, südöstlich von Wolfsbach, im Stalleker Feld, südwestlich der Kote 459 und im südlichen Kottauer Feld, nordöstlich von Kottaun (vgl. ROETZEL, 1992, 1993).

Das Spektrum der durchsichtigen Schwerminerale ist sehr ähnlich dem der Langau-Formation. Meistens dominieren die Minerale Staurolith und Disthen, dazu kommen Epidot-Zoisit, Granat, Turmalin, Hornblende, Zirkon, Rutil und Titanit. Manchmal treten jedoch im Bereich nördlich von Langau, im hangenden Abschnitt der Riegersburg-Formation, Sande mit einem meist identen Spektrum, jedoch unterschiedlichen Mengenverhältnissen, wie z.B. sehr hohen Anteilen an Granat, Zirkon, Rutil, Hornblende oder Sillimanit auf.

Die Riegersburg-Formation erreicht die größte Mächtigkeit im südlichen Langauer Becken, wo 13–19,5 m Glimmersande erbohrt wurden (vgl. Bohrungen 32, 33, 35, 36). Im Riegersburger Becken sind die Sedimente der Riegersburg-Formation maximal 5–8 m mächtig (vgl. Bohrungen 18–20). In ähnlichen Mächtigkeiten sind die Sande im nördlichen Langauer Becken (Bohrung 16) und Kottauer Becken (Bohrung 44) anzutreffen und überlagerten auch in dieser Mächtigkeit die Kohle im ehemaligen Tagbau Langau (Abb. 17), wo sie den Abraum bildeten. Nördlich der tschechischen Grenze, im Raum Šafov, wurden 5–13,5 m dieser Glimmersande erbohrt (vgl. Bohrungen 2, 6–8, 12–13).

Bisher liegen für die Riegersburg-Formation keine biostratigraphischen Daten oder andere stratigraphischen Anhaltspunkte zur näheren Einstufung vor. Aus der gleichmäßigen Lithologie und der relativ großen Mächtigkeit der Glimmersande und der kiesig-grobsandigen Randfazies sowie der wenigen Fossilreste, wie verkieselte Nadelhölzer (z.B. Pigringfeld südöstlich Wolfsbach, vgl. ROETZEL

& FUCHS, 1994), Schwammnadeln und Diatomeen, muss am ehesten ein sehr seichter, mariner bis brackischer Ablagerungsraum für die Riegersburg-Formation angenommen werden. Die kiesige Randfazies ist wahrscheinlich als ehemaliger Kiesstrand während des Höchststandes des Meers zu interpretieren.

Aufgrund der Lithologie ist die Riegersburg-Formation wahrscheinlich stärker marin beeinflusst als die Langau-Formation. Durch die Lagerung über der Langau-Formation ist die Riegersburg-Formation sicher jünger als diese und chronostratigraphisch vermutlich in das Ottangium einzustufen (ROETZEL, 1993; ROETZEL, et al., 1999b).

17 Theras-Formation (Ottangium) Kies, siltig bis sandig, quarzreich, Sand, z.T. Silt, kaolinreich, marin-brackisch

Ablagerungen der Theras-Formation (ROETZEL & ŘEHÁKOVÁ, 1991) findet man auf dem Blatt 8 Geras nur im südöstlichen Teil der Karte.

Es sind vorwiegend Kiese in rotbrauner bis ockerbrauner, sehr schlecht sortierter, siltig-sandiger Matrix, aber auch gelbgraue bis gelborange, teilweise schräg geschichtete, pelitreiche und kiesige Grob- bis Mittelsande und Silte. Die meist sehr gut gerundeten Grob- bis Feinkiese bestehen vorwiegend aus Quarz und Quarzit und haben fast immer eine gelbbraune bis rotbraune Oberfläche (ROETZEL, 1983, 1988, 1989, 1990, 1991a, 1993; ROETZEL & ŘEHÁKOVÁ, 1991). Die Mächtigkeit dieser grobklastischen Sedimente im Raum Weitersfeld – Obermixnitz – Starrein beträgt meist 2–5 m, manchmal aber auch über 12 m. (vgl. ROETZEL, 1990 und Bohrungen 56–58, 60–61).

In der Nähe von Kristallinkuppen findet man die Sedimente der Theras-Formation meist direkt auf dem Kristallin, im Becken von Weitersfeld liegen sie jedoch diskordant über der Weitersfeld-Formation über einem teilweise deutlich ausgebildeten Relief (vgl. Bohrungen 58 und 61).

Die Theras-Formation ist auffallend an die Glimmerschiefer der Therasburg-Gruppe und Pernegg-Gruppe gebunden. Es ist daher anzunehmen, dass ein Großteil der Quarze in den Kiese aus der Aufarbeitung der Quarzmobilisate aus den Glimmerschiefern stammen.

Die größte Verbreitung auf dem Kartenblatt haben die Sedimente der Theras-Formation östlich von Starrein, östlich und südlich von Weitersfeld und östlich von Fronsburg. Dazu kommen noch eine Vielzahl kleinerer Vorkommen, meist um Kristallinauftragungen, wie z.B. westlich von Starrein und Rassingdorf, nordwestlich von Weitersfeld und Prutzendorf und nördlich von Fronsburg. (ROETZEL, 1983, 1988, 1989, 1990, 1993, ROETZEL et al., 2005).

Nach Süden hin dehnen sich die Kiese und Sande auf dem Blatt 21 Horn in den Bereich Heinrichsdorf – Theras – Röhrwiesen – Kainreith – Walkenstein – Rodingersdorf aus. Auch auf dem Blatt 9 Retz sind sie nach Osten und Nordosten hin nördlich von Waschbach, südlich von Pleißing und nördlich von Unter-mixnitz, aber auch auf der Hochfläche jenseits der Thaya westlich und nördlich von Znojmo (Znaim) weiter verfolgbar (ROETZEL et al., 1999a, 2005).

Die Theras-Formation ist zwar aufgrund der auffallenden Lithologie der Kiese, die oft in einer siltig-sandigen, rostroten Matrix stecken, gut kartierbar, gute Aufschlüsse sind aber äußerst selten. Einer der wenigen Aufschlüsse war in einer heute bereits wieder vollkommen mit Müll verfüllten Sandgrube im Föhregrund, südöstlich von Starrein, wo eine insgesamt ca. 5,5 m mächtige, meist gelborange bis rostrote, sandig-kiesige Schichtfolge der Theras-Formation einzusehen war (ROETZEL, 1983). Der Aufschluss zeigte im Liegenden eine ca. 1,5 m mächtige Wechsellagerung von teilweise schräg geschichteten, feldspatreichen, siltigen Grobsand-Feinkiesen mit gelbgrauen Grobsanden und hellgrauen, kiesig-sandigen Tonen. Getrennt durch ca. 25 cm hellgelben, siltigen Feinsand mit vereinzelten gut gerundeten Kiesen folgte über einem schwachen Relief ca. 1,6 m horizontal geschichteter, toniger und schwach grobsandiger Mittelsand. Darüber lag ca. 50 cm gut gerundeter, grobsandiger Grob- bis Feinkies in sehr schlecht

sortierter, tonig-sandiger Matrix, gefolgt von ca. 75 cm tonigem Grobsand, der gegen das Hangende in tonigen Mittelsand-Grobsand überging. Das Profil wurde von ca. 80 cm Grobkies in rostroter, tonig-sandiger Matrix abgeschlossen.

Kleine Aufschlüsse befinden sich heute noch an der Straße Starrein – Prutendorf und in einer kleinen Grube im Wald südlich davon (ROETZEL, 1983, 1989) sowie in der Böschung der Straße Obermixnitz – Starrein östlich des Bildstocks beim Staudenfeld.

Im Spektrum durchsichtiger Schwerminerale ist für die Theras-Formation ein relativ buntes Spektrum mit Zirkon, Rutil, Turmalin, Staurolith, Disthen und Sillimanit, ein äußerst geringer Granatgehalt und ein sehr hoher Opakanteil kennzeichnend (ROETZEL, 1989).

Da bisher in der Theras-Formation keine Fossilien gefunden wurden, ist auch die chronostratigraphische Einstufung der Schotter und Sande nicht eindeutig geklärt. Am ehesten ist ein Zusammenhang mit dem marinen Hochstand im Ottangium wahrscheinlich, wie aus den an Kristallinauftragungen gebundenen Grobklastika, ähnlich wie bei den Kiesen der Riegersburg-Formation (vgl. oben), zu ersehen ist. In Frage kommt aber auch ein Zusammenhang mit der marinen Transgression im Karpatium oder vielleicht sogar im unteren Badenium (Mittelmiozän), bei der vermutlich weite Teile des Ostrandes der Böhmisches Masse überflutet wurden (vgl. ROETZEL et al., 1999b).

16 Sande von Augustov (? Eggenburgium – ? Badenium)

Im nordöstlichen Teil des Blattes 8 Geras, auf tschechischem Gebiet, im Waldgebiet südlich von Nové Syrovice, treten nordöstlich des Gutshofes Augustov (dvůr Augustov) die Sande von Augustov auf. Es handelt sich um gut sortierte, manchmal ebenflächig geschichtete, gelbbraune Mittel- bis Feinsande, in die dünne Horizonte mit Quarzkiesen und Tongeröllern eingeschaltet sind (vgl. HLADILOVÁ & NEHYBA, 1992; HLADILOVÁ et al., 1999; NEHYBA & HLADILOVÁ, 2004). Im hangenden Teil, nahe zur Oberfläche, sind Lagen mit fossilführenden Fe-Konkretionen bemerkenswert.

Nach Bohrungen sind diese Sande 8 – 9 m mächtig (MATĚJOVSKÁ et al., 1985a,b; JENČEK & MATĚJOVSKÁ, 1986; NEHYBA & HLADILOVÁ, 2004) und zeigen generell eine Vergrößerung der Sedimente gegen das Hangende. Im Liegenden überlagern die Sande mit einer scharfen Grenze das tiefgründig tonig verwitterte Kristallin (NEHYBA & HLADILOVÁ, 2004).

Das Spektrum der durchsichtigen Schwerminerale wird vor allem von den stabilen Mineralen Zirkon, Turmalin und Rutil dominiert, wobei die Anteile mancher Mineralphasen (besonders von Zirkon und Sillimanit) stark wechseln. Daneben sind noch Granat, Sillimanit, Staurolith, Disthen, Monazit, Andalusit und Epidot-Zoisit im Schwermineralspektrum vorhanden. Aus den Trachtstudien der Zirkone ist in den basalen Teilen der Sande eine lokale Anlieferung aus Orthogneisen und/oder Migmatiten ableitbar, während gegen das Hangende zusätzlich ein Eintrag von weiter entfernten Einzugsgebieten (ev. aus Paragneisen) möglich erscheint (NEHYBA & HLADILOVÁ, 2004).

Aus den Strukturmerkmalen und granulometrischen Daten der Sande ist am ehesten ein küstennaher, seichtmariner Ablagerungsbereich abzuleiten.

In den Sanden findet man Spurenfossilien (*Ophiomorpha* sp., *Planolites* sp., *Tubificoides moravicus* NOVÁK) und selten Pflanzenreste. Abdrücke und Steinkerne von Gastropoden, Bivalven und Korallen sind in den Fe-Konkretionen häufig. Nach TEJKAL & LAŠTOVIČKA (1970) und NEHYBA & HLADILOVÁ (2004) finden sich *Patella* sp., *Turritella eryna eryna* D'ORB., *Turritella eryna* cf. *communiformis* VOORTHUISEN, *Hinia* sp., ? *Dorsanum* sp., *Terebra* cf. *basteroti* NYST, *Barbatia* cf. *clathrata* (DEFRANCE), *Arca* sp., *Glycymeris* cf. *fichteli* (DESHAYES), *Glycymeris pilosa* cf. *deshayesi* (MAYER), *Glycymeris* sp., *Chlamys* cf. *multistriata* (POLI), *Chlamys* cf. *malvinae* (DUBOIS), *Chlamys* cf. *macrotis* (SOWERBY), *Ostrea* sp., ? *Cardita* sp., *Lucinoma borealis* (L.), ? *Cardium* sp., *Venus* (*Ventricoloidea*) sp., *Venus* sp., *Circomphalus* cf. *cincta* (EICHWALD), *Periglypta* sp., *Chione*

basteroti cf. *taurinensis* (SACCO), *Chione* sp., *Dosinia* cf. *exoleta* L., *Pelecypora* cf. *gigas* (LAMARCK), *Callista* sp., ? *Tellina* sp., *Gastrana fragilis* (L.), *Gari* sp., ? *Pharus* sp., ? *Lutraria* sp., *Panopea menardi* DESHAYES, ? *Gastrochaena* sp., *Corbula* sp. und die Korallen *Heliastreaa parva* CHEVALIER und *Tarbellastraea abtitaxis* CHEVALIER. Trotz dieser langen Liste einer vollmarinen, meist grabenden Molluskenfauna ist das Alter der Sande von Augustov weiterhin unklar. Einige Mollusken weisen auf die Ablagerung im Untermiozän (Eggenburgium–Ottangium) hin, trotzdem lassen eine Reihe von jüngeren Elementen unter den Mollusken und Korallen eine Umlagerung der älteren Faunen in jüngere Sedimente, wahrscheinlich im Mittelmiozän (Unterbadenium) vermuten (HLADILOVÁ et al., 1999; NEHYBA & HLADILOVÁ, 2004). Möglicherweise besteht ein Zusammenhang mit den Sedimenten des Unterbadenum der Lokalität Hostim (HLADIKOVÁ et al., 1992), ca. 10 km nordöstlich des Gutshofes Augustov.

15 Ton, sandig, Sand, tonig, kiesig, fluviatil (? Neogen)

Im nordwestlichen, tschechischen Teil der Karte findet man im Bereich nördlich von Vratěnin (Fratting), südwestlich von Mešovice (Nespitz), südlich und westlich von Uherčice (Ungarschitz), westlich von Korolupy (Kurlupp), östlich von Kostníky (Gößling) und nördlich von Jazovice (Jasowitz), meist auflagernd auf dem Kristallin, sehr schlecht sortierte, kiesig-sandig-tonige Sedimentreste. Es handelt sich um grünliche, grüngraue, rotbraune bis gelbbraune, sandige Tone bis tonige, feinkörnige Sande, die meist gemeinsam mit eckigen, kantengerundeten bis gut gerundeten Mittel- bis Grobkiesen mit rotbrauner bis gelbbrauner Oberfläche vorkommen (JENČEK & MATĚJOVSKÁ, 1986). Die Kiese bestehen hauptsächlich aus quarzreichen Gesteinen während kristalline Gesteine, wie Gneise, Glimmerschiefer, etc. sehr selten sind.

Vergleichbare Sedimentreste wurden auch aus der Umgebung von Chvalatice (Chwalatitz), nordöstlich von Bitov (Vöttau), im nordöstlichen Teil des Kartenblattes beschrieben (NEHYBA, 1991). Diese auf der Karte nicht eingetragenen Sedimentreste kommen in den Feldern nördlich der Straße Chvalatice – Bitov, bei der Kote 458 vor. Dort überlagern die ca. 1,5 m mächtigen, an der Basis kiesigen, glimmerreichen und z.T. tonigen Mittel- bis Grobsande den tiefgründig verwitterten Gföhler Gneis. Im Spektrum der durchsichtigen Schwerminerale dominieren Turmalin, Staurolith und Disthen; daneben findet man auch Zirkon, Rutil, Apatit, Granat, Andalusit, Amphibol und Sillimanit. Aus den Trachstudien der Zirkone kann die Anlieferung sowohl aus sauren, magmatischen Gesteinen (moldanubischer Pluton) als auch metamorphen Gesteinen (Gföhler Gneis, Granulit) aus dem Westen bis Südwesten hergeleitet werden. Aus sedimentologischen und granulometrischen Merkmalen ist nach NEHYBA (1991) die Ablagerung in einer fluviatilen Rinnefazies am wahrscheinlichsten.

Das Alter dieser Sedimente wurde zwar von tschechischen Geologen immer wieder mit Ottangium–Eggenburgium angegeben (vgl. JENČEK, 1987; JENČEK & MATĚJOVSKÁ, 1986; MATĚJOVSKÁ et al., 1992), es liegen aber dafür bis heute keinerlei biostratigraphische Beweise vor. Die Sedimente in der Karte 8 Geras wurden daher nur allgemein und fraglich ins Neogen eingestuft, wobei aber auch ein (unter)pleistozänes Alter möglich wäre.

14 Quarzrestschotter, reliktsch

(Kies, sehr gut gerundet bis kantengerundet, ferritisiert; ? Neogen)

Im südwestlichen Teil des Kartenblattes, vorwiegend auf österreichischem Staatsgebiet, treten auf den kristallinen Gesteinen immer wieder größere Flächen mit reliktschen Quarzrestschotter auf. Diese Kiese findet man um Oberthürnau unmittelbar nördlich der Staatsgrenze, beim Zollamt, südwestlich des Ortes und nördlich der Gaberkirche. In der Umgebung von Autendorf sind sie am Golfplatz und südlich davon sowie südöstlich des Ortes, beiderseits des Robes-

grabens anstehend. Weitere größere Schotterflächen befinden sich nördlich und nordwestlich von Elsern und nordöstlich von Maria Schnee, östlich des Bründlbaches. Die größte Verbreitung haben die Restschotter in der nördlichen und nordwestlichen Umgebung von Zissersdorf, auf den Käferäckern, am Lüßfeld und östlich der Schmällüß. Schließlich sind sie noch im Waldgebiet der Unteren Saß beim Jagdhaus Ernestreith und nördlich von Schirmannsreith zu finden.

Es sind meist gelbbraune bis gelborange, manchmal auch rotbraune Fein- bis Grobkiese in einer gelborangen bis rotbraunen, schlecht sortierten, silt- und tonreichen Mittel- bis Grobsandmatrix (ROETZEL, 1994a). Die Sedimente sind manchmal durch Eisen- und Manganausfällung ferritisiert und verkittet. Die überwiegend kantengerundeten, seltener eckigen oder sehr gut gerundeten Grobkomponenten mit matter Oberfläche haben meist Durchmesser von 2–7 cm, selten bis 15 cm. Im Schotterspektrum findet man hauptsächlich Quarze, Quarzite und andere quarzreiche Gesteine, selten auch Gneise oder Amphibolite. Vereinzelt treten abgerollte Konglomeratstücke und Sandsteine auf, wie sie am westlich anschließenden Blatt 7 Groß-Siegharts, im Raum Luden – Rabesreith – Schatzitz, häufiger vorkommen (ROETZEL, 1984).

Die Sedimente sind meist nur wenige Meter mächtig, oft blieben die Quarzrestschotter auch nur als dünne Bestreuung auf dem verwittertem Kristallin erhalten. Die meisten der grobklastischen Ablagerungen liegen vermutlich direkt dem Kristallin auf.

Die Sedimente am Golfplatz nördlich von Autendorf befinden sich zwischen Kristallinauftragungen in einer schmalen, Nord-Süd streichenden Mulde. Aufschlüsse im diesem Bereich zeigten schlecht sortierte, stark siltig-tonige Mittel- bis Grobsande und sandige Silte ebenso wie kantengerundete bis gut gerundete Mittel- bis Grobkiese in gelbgrauer bis rotbrauner, sandig-toniger Matrix und blaugraue, fette Tone. Ein ca. 19 m tiefer Brunnen am Nordrand des Golfplatzes erreichte vermutlich bei 3–5 m Tiefe die tiefgründig verwitterte Oberkante des Kristallins (ROETZEL, 1994a).

Auch südöstlich des Zollhauses von Oberthürnaue ist in einem Hohlweg über dem Kristallin eine ca. 6 m mächtige, sandig-kiesige Schichtfolge zu sehen. Aufschlüsse zeigen eine Wechsellagerung von grüngrauen, stark siltigen und feldspatreichen Mittel- bis Grobsanden mit kantengerundeten, z.T. eckigen Fein- bis Mittelkiesen in gelbbrauner bis gelbgrauer, sehr schlecht sortierter, sandig-siltiger Matrix. Die 1–3 cm großen Kiese bestehen dort vorwiegend aus lokalem Gesteinsbruch.

Fast alle diese Sedimentvorkommen liegen in 440–460 m Seehöhe. Die Schotter nördlich bis nordwestlich von Zissersdorf, in den Fluren Käferäcker und Lüßfeld und nördlich von Schirmannsreith lagern in einer Höhe von 475–490 m über dem Meeresspiegel.

Über die Fazies der Grobsedimente gibt es aufgrund der schlechten Aufschlussverhältnisse keine Detailuntersuchungen; am ehesten ist jedoch ein terrestrischer bis fluviatiler Ablagerungsraum anzunehmen.

Ebenso wie bei den schlecht sortierten, tonigen und sandigen Sedimenten im nördlich anschließenden Tschechien (Legendennummer 15), ist das Alter der Quarzrestschotter weitgehend unklar. So wie die vorher beschriebenen Ablagerungen wurden auch die Quarzrestschotter nur allgemein und fraglich ins Neogen eingestuft. Wahrscheinlich handelt es sich um mittel- oder obermiozäne, möglicherweise auch pliozäne Restschotter wobei auch hier ein (unter)pleistozänes Alter nicht ausgeschlossen werden kann. Möglich ist auch, dass die schlecht sortierten, tonigen und sandigen Sedimente in Tschechien (Legendennummer 15) und die Quarzrestschotter (Legendennummer 14) einer Formation angehören.

13 Kies, quarzreich, kantengerundet (? Plioän)

Diese Kiese treten im Gebiet südwestlich von Blížkovice (Lispitz) auf. Es sind meist kantengerundete, aber auch gut gerundete, quarzreiche Kiese mit Durch-

messer von 3–6 cm, selten auch bis 10 cm. Nach JENČEK & MATĚJOVSKÁ (1986) handelt es sich um Gerölle aus Gangquarz. Die Kiese stammen möglicherweise aus dem Pliozän.

4.3. Quartäre Sedimente

12 Terrassenschotter des Thumeritzbaches, der Fugnitz etc. (Kies, sandig, fluviatil; Pleistozän)

Terrassenschotter aus dem Pleistozän blieben manchmal in unterschiedlicher Höhe entlang größerer Bäche, wie dem Thumeritzbach und der Fugnitz erhalten.

Am Thumeritzbach treten vor allem im Bereich Johannesthal an einem weiten Gleithang Grobsedimente in Niveaus 1–2 m, 12 m, 17 m und 22 m über dem Talboden auf (ROETZEL, 1994a). Die meist eckigen bis kantengerundeten, seltener gut gerundeten, quarzreichen Mittel- bis Grobkiese haben eine rotbraune bis honiggelbe und matte Oberfläche. Sie liegen in einer gelborangen bis rotbraunen, siltreichen, feinkiesig-grobsandigen Matrix und unterscheiden sich vor allem durch den geringeren Rundungsgrad und die terrassenartige Lagerung von den Kiesen der Theras-Formation. Nordöstlich der Finstermühle zeigen 2–3 m mächtige Anrisse in Terrassensedimenten beiderseits eines Weges gelbbraune bis gelborange Mittel- bis Grobsande mit vielen Gesteinsbruchstücken. Darüber liegen stark verwitterte, kantengerundete Kristallin- und Quarzgerölle von 1–5 cm Korngröße in siltig-sandiger Matrix (ROETZEL, 1994a). Auch nördlich davon, gegen Drosendorf, blieben am Thumeritzbach einige kleine, morphologisch kartierbare Terrassenreste erhalten.

Östlich Unterthumeritz liegt am Thumeritzbach bei der Reismühle ein Rest einer kleinen Schotterterrasse ca. 5 m oberhalb des Talbodens. Ebenso findet man kantengerundete bis gut gerundete und quarzreiche Schotter ca. 10 m über der Talaue des Thumeritzbaches südöstlich der Furtmühle und südlich von Pingendorf.

Auch im Bereich der Fugnitz, nordöstlich und nordwestlich des gleichnamigen Ortes, wie z.B. in einem Wegeinschnitt westlich des Kalkberges und an der Mündung des Brücklbaches in die Fugnitz, blieben fluviatile Terrassensedimente aus Mittel- bis Grobsanden und gerundeten Quarzschottern erhalten. Bachaufwärts findet man westlich von Heufurth, sehr nahe an der Fugnitz, weitere kleine Terrassenreste.

Schließlich sind noch kiesige Ablagerungen in der Senke östlich von Starrein morphologisch als Terrassenschotter anzusprechen, die vermutlich im Pleistozän aus den Kiesen der Theras-Formation umgelagert wurden.

11 Löss. z.T. Staublehm, Lösslehm, Verwitterungslehm (Silt, feinsandig, z.T. lehmig, lokal mit Kristallinbruchstücken; Pleistozän)

Löss und Lösslehm, untergeordnet auch Staublehm und Verwitterungslehm bedecken vor allem großflächig Gebiete im südlichen und westlichen Teil des Blattes 8 Geras. In Österreich sind dies besonders die Gebiete im Raum Pleißing – Weitersfeld – Starrein, Hötzelsdorf – Goggitsch, Oberhöflein – Fugnitz, Geras – Langau, westlich von Oberthürnau und in der Umgebung von Zissersdorf. In Tschechien sind größere Flächen um Šafov (Schaffa), südlich von Lančov (Landschau), westlich Jazovice (Jasowitz) und Podmyče (Pomitsch), südöstlich Uherčice (Ungarschitz), östlich von Korolupy (Kurlupp) und in der Umgebung von Velký Dešov (Großdeschau) mit diesen Ablagerungen bedeckt.

Der Löss ist ein äolisches, durch den Wind transportiertes Sediment, das im Pleistozän durch die vorwiegend aus westlicher und nordwestlicher Richtung wehenden Winde abgelagert wurde. Man findet daher den Löss oft großflächig im Windschatten der Hügel, überwiegend auf den lang gezogenen und flach nach Osten und Südosten abfallenden Hängen. Löss ist im Allgemeinen als gelb-

brauner bis gelbgrauer, z.T. feinsandiger Silt ausgebildet, kann aber besonders in der Nähe von kristallinen Aufragungen lokale Beimengungen von Kristallinbruchstücken und Kristallingrus enthalten. In manchen Bereichen, wie z.B. im Raum Zissersdorf und Autendorf, sind in den verlehmtten Lössen etwas gröbere, hellbraune bis gelbbraune, lockere, sandige Silte häufiger, die möglicherweise als Staublehne anzusprechen sind (ROETZEL, 1994a). Auch unterschiedlich gerundete Quarz- und Kristallingerölle sind manchmal, besonders an der Basis der Schichtfolgen, zu beobachten. Oft sind im Löss weiße, kalkige Infiltrationen und Pseudomyzelien zu sehen. Konkretionen (Lösskindl) sind manchmal in der Umgebung von Fronsburg (Fronsburger Feld), Weitersfeld (östlich vom Bahnhof), Prutzendorf (Lehmfeld, nördlich der Schleifermühle) und Starrein (nördlich vom Mühlbach) auf den Feldern zu beobachten.

Durch das feuchtere Klima im Bereich der Böhmisches Masse gehen die Lössse auf dem Blatt 8 Geras gegen Westen und Nordwesten durchwegs in verlehmtte, entkalkte Lössse, sogenannte Lösslehme, über. Auch in den hangenden Bereichen der Lössprofile ist oft eine Entkalkung und Verlehmung zu beobachten. Nach JENČEK & MATĚJOVSKÁ (1986) konnte an Bohrprofilen bei Uherčice (Ungarschitz) und Lančov (Landschau) die allmähliche Entkalkung von Löss und die Umwandlung in den Lösslehm im Hangenden, die vermutlich am Ende des Würm und zu Beginn des Holozäns erfolgte, beobachtet werden. An der Oberfläche können jedoch diese gelbbraunen bis rotbraunen Silte mit deutlich höherem Tonanteil aufgrund der schlechten Aufschlussverhältnisse gegenüber dem Löss nicht flächig abgegrenzt werden und wurden daher mit dem Löss gemeinsam ausgeschieden.

Nach Aufschlüssen und Bohrungen sind die Lössse und Lösslehme meist 0,5–4 m, in Ausnahmefällen, wie z.B. nordöstlich von Zissersdorf, bis 7 m mächtig (ROETZEL, 1990, 1991a, 1992, 1994a). Eine Bohrung in der Flur Feldwiesen nordöstlich Obermixnitz (Bohrung 60) zeigte über der Theras-Formation einen 80 cm mächtigen pleistozänen Aufarbeitungshorizont von mittelbraunen, stark siltigen und kiesigen Lehmen und darüber 3,2 m Lösslehm mit Kalkkonkretionen. Im Fronsburger Feld liegen dagegen nur 2,5 m Lösslehm über gut gerundeten Quarzschottern, die mit gut sortierten, grüngrauen Feinsanden wechseln (ROETZEL, 1990). Auch am flach gegen Osten abfallenden Hang nördlich von Fronsburg war in einer ca. 4 m tiefen Baugrube 2,8 m mittelbrauner, tonig-sandiger Lösslehm aufgeschlossen, der im Liegenden von ca. 40 cm gelbbraunem bis gelbgrauem, fleckigem, sandreichem Lehm unterlagert wurde. Über dem stark verwitterten Glimmerschiefer an der Basis war dazwischen noch ein ca. 50 cm mächtiger Schutthorizont aus gut bis kantengerundeten Quarzen, Quarziten und Glimmerschiefer mit 1–10 cm Durchmesser in rotbrauner, siltig-sandiger Matrix eingeschaltet. Ebenso sind im ehemaligen Ziegelofen beim Sportplatz von Oberhöflein 3–4 m Lösslehm aufgeschlossen und in den Gebieten zwischen Hötzelsdorf und Goggitsch und zwischen Geras und Langau zeigen Bohrungen eine 2–4 m mächtige Lösslehmdecke über den neogenen Sedimenten (ROETZEL, 1991a, 1992). Auch im Raum Šafov (Schaffa) lassen Bohrungen (vgl. Bohrung 3, 10) eine 2–3 m mächtige Lössbedeckung erkennen.

Mitunter können die Lössse lokale Einschaltungen von fossilen Böden, so genannte Paläoböden, führen, die in den wärmeren Perioden des Pleistozäns, den Interglazialen oder Interstadialen, gebildet wurden. Diese fossilen Böden weisen einerseits auf Änderungen des Klimas hin und zeigen Unterbrechungen in der Sedimentation; andererseits können mit ihrer Hilfe Bestimmungen des relativen Alters gemacht werden. Auf dem Blatt 8 Geras sind nur wenige Lokalitäten mit Paläoböden bekannt. In Vranov nad Dyjí (Frain) sind in alten Ziegelgruben südlich der Stauwand und an der Straße zum Schloss (oberhalb der Tankstelle) pleistozäne Schichtfolgen mit Lössen und fossilen Bodenbildungen zu sehen (vgl. ROETZEL et al., 2005). Vor allem der Aufschluss bei der Tankstelle dokumentiert die komplexe, pleistozäne Entwicklung. Die basalen, rißzeitlichen Ter-

rassenschotter, rund 15 – 20 m über der Thaya, werden dort von siltigen und sandigen Überflutungssedimenten sowie kolluvialem Kristallinschutt überlagert. In diese eingeschaltet ist Löss mit einem interglazialen, rötlichbraunen Paläoboden. Dieser B₁-Horizont eines stark entwickelten Luvisems enthält Fragmente älterer Böden und entspricht mikromorphologisch dem Pedokomplex PK III (Riß-Würm) (HAVLÍČEK & SMOLÍKOVÁ, 2003). Im Aufschluss südlich der Staumauer liegen über den mittelpleistozänen Schottern Löss mit zwei interstadialen Böden aus dem Oberpleistozän (Pedokomplexe PK I und PK II; JENČEK et al., 1984).

In der Nähe von Kristallinauftragungen oder in dazwischen liegenden seichten Depressionen überwiegen die Verwitterungslehme, wobei auch hier eine Abgrenzung gegen lateral übergehende Lösslehme und Staublehme bei der Kartierung sehr schwer möglich ist. Es sind dies meist mittelbraune bis gelbbraune, manchmal glimmerreiche, fette, tonig-sandige Silte (ROETZEL, 1994a). Die nachgewiesene Mächtigkeit der Verwitterungslehme über dem Kristallin übersteigt nie 2,5–3 m. Abhängig von der Nähe zu Kristallinauftragungen beinhalten die Verwitterungslehme unterschiedlich hohe Anteile von Kristallinkomponenten und in Bereichen, wo das Kristallin sehr seicht unter den Verwitterungslehmen liegt, ist an der Oberfläche oft eine dichte Bestreuung mit gelbbraunen bis rotbraunen, eckigen bis kantengerundeten Quarzen festzustellen. Die manchmal zu Windkanter facettierten Quarze, wie z.B. im Bereich Kottaun – Langau oder am Goggitschberg und östlich von Harth, weisen auf eine äolische Überarbeitung der Quarze im Pleistozän hin (ROETZEL, 1991a, 1992).

In diesen Verwitterungslehmen liegen auch die reichen Fundstellen von Steinartefakten des sogenannten „Plateaulehmpaläolithikums“ im Raum Unterthurnau, Autendorf, Oberthumeritz, Zissersdorf, etc. (vgl. z.B. KIESSLING, 1928; KIESSLING & OBERMAIER, 1911; MAURER & STUMMER, 2000). Die Rohstoffe der Steinwerkzeuge stammen nach MAYRHOFER (1954) von den Zersetzungsprodukten der Serpentine, wie Eisenkiesel, Hornstein, Jaspis, Chalzedon und Opal.

Bemerkenswert tiefgründige Verlehmung, wahrscheinlich im Bereich einer Störungszone, findet man südlich Hessendorf, in einem Waldstück östlich vom Hessenberg (Kote 485), in den sogenannten Fuchsgräben. In diesem Wald trifft man in einer ca. 150 m breiten Zone auf eine Vielzahl von parallel Nordwest-Südost verlaufenden, sehr engen, steilen und 10–20 m tief eingeschnittenen Gräben. Fuchsbauten an den Flanken legen durchwegs extrem in situ verlehmt Kristallin frei. In den tiefsten Gräben tritt an der Basis sandig verwitterter Bittescher Gneis zu Tage. Eine ähnliche Situation, mit vorwiegend Nordost-Südwest streichenden, parallelen Gräben findet man in einer ca. 200 m breiten Zone, 200 m südwestlich der Hartbrücke, westsüdwestlich Fronsburg (ROETZEL, 1993).

Sehr oft wurden die Löss und Lösslehme, aber auch die Verwitterungslehme in heute bereits aufgelassenen Ziegeleien, wie z.B. nördlich von Prutzendorf, östlich von Oberhöflein, östlich von Pingendorf oder in der Ziegelei von Drosendorf, südsüdöstlich der Stadt, östlich der Flur „Wartluß“ als Ziegelrohstoff abgebaut (vgl. Kapitel 8. Mineralische Rohstoffe).

10 Deluvio-äolische Ablagerung

(Ton, Silt, sandige Lagen, kalkig, lokal mit Kristallinbruchstücken; Pleistozän)

Durch periodische Aufwehung von Löss auf Fließerden entstanden im Pleistozän lokal deluvio-äolische Ablagerungen. Es sind dies Wechsellagerungen von solifluidalen (deluvialen) Silten und Tonen mit äolischen, kalkigen, siltigen bis siltig-sandigen Sedimenten. Die meist kalkfreien, deluvialen Sedimente, die z.T. durch Umlagerung von älteren Lösslehmen entstanden, enthalten lokal Bruchstücke von kristallinen Gesteinen und Quarz.

Diese Ablagerungen wurden im Kartenbereich ausschließlich in Tschechien, im nordwestlichen Teil des Blattes 8 Geras ausgeschieden. Sie treten dort, so wie der Löss, vor allem auf den gegen Osten und Südosten flach geneigten Hän-

gen auf. Größere Flächen mit diesen Sedimenten findet man im Bereich Radotice (Radotitz) – Jiratice (Jratitz), westlich von Police (Pulitz) und Korolupy (Kurlupp), bei Kostníky (Gößling) und Malý Dešov (Kleindeschau) und in der Umgebung von Uherčice (Ungarschitz) und Vratěnin (Fratting). Ihre Mächtigkeit beträgt nach JENČEK & MATĚJOVSKÁ (1986) zwischen 1 und 3 Meter. Die Ablagerungen entstanden hauptsächlich am Ende der letzten Kaltzeit, im Spätwürm.

9 Deluviale Ablagerung in Kristallinnähe oder in Nähe von Kiesablagerung (Ton, Silt, z.T. sandig-kiesig, Sand, Kristallinbruchstücke, an Thaya mit Kristallinblöcken; Pleistozän – Holozän)

8 Deluviale Ablagerung in Mulden und Hangfußlagen (Ton, Silt, Sand, lehmig, z.T. kiesig, lokal mit Quarz- und Kristallinbruchstücke; Pleistozän – Holozän)

Deluviale Ablagerungen entstanden im Pleistozän überwiegend durch periglaziale, gravitative und solifluidale Prozesse. Meist bildeten sich diese so genannten Fließerden im Pleistozän durch Hangabwärtskriechen von aufgetauten, wasserübersättigten, tonig-siltig-sandig-steinigen Massen über Dauerfrostböden. Jüngere deluviale Ablagerungen aus dem Holozän sind auch auf flächige Abspülung durch Wasser zurückzuführen.

Am weitesten verbreitet sind deluviale Ablagerungen in Mulden und Hangfußlagen (8). Diese Ablagerungen umsäumen meist mäßig bis flach geneigte Talhänge, sie können aber auch im Einzugsbereich, also oberhalb von Gräben und Rinnen mit deluvio-fluviatiler oder fluviatiler Füllung (Legendenummer 2) vorkommen. Die meist sehr schlecht sortierten, tonig-siltig-sandigen, z.T. kiesigen und lehmigen Sedimente sind gewöhnlich graubraun bis gelbbraun, manchmal auch rostbraun schlierig, oft glimmerig und stellenweise schwach humos. Sie enthalten manchmal Quarz- und Kristallinbruchstücke, unterhalb von Kiesvorkommen führen sie auch unterschiedlich gerundete Gerölle. Ihre Mächtigkeit beträgt meist 0,5–3 m, nur in Ausnahmefällen ist sie höher. Durch die solifluidalen, langsam fließenden Prozesse zeigen sie oft lagige, z.T. auch schlierige Internstrukturen.



Abb. 18.

Lehmig-sandige, deluviale Ablagerungen mit Kristallinschutt über Glimmerschiefer der Pernegg-Formation in einem Böschungsanschnitt südlich des Halterberges in Raisdorf.

Deluviale Ablagerungen in Kristallinnähe oder in Nähe von Kiesablagerungen (9) führen vermehrt Kristallinbruchstücke oder Kiesanteile und gehen in Kristallinnähe in Kristallinschutt über (Abb. 18). Diese kommen eher an steileren Hängen oder in Hangfußlagen in tiefer eingeschnittenen Gräben und Tälern, wie z.B. dem Tal der Thaya, des Thumeritzbaches oder der Fugnitz vor. Dort entstanden sie teils durch Hangabwärtskriechen und Abrutschen von grobklastischem und lehmigem Material, teils durch flächige Abspülung, die besonders in steilen Seitentälern auffallend stark ist.

Großflächige deluviale Ablagerungen mit reichlich Kristallinbruchstücken findet man aber auch in relativ flachen Gebieten, wo leicht verwitterbares Kristallin in unmittelbarer Nähe vorkommt. So sind z.B. in dem großen Waldgebiet der Oberen und Unteren Saß und in angrenzenden Gebieten, z.B. bei Ludweishofen, Wollmersdorf oder Hart, große Areale mit derartigen deluvialen Sedimenten bedeckt. Daneben gibt es aber auch in den vielen kleinen Tälern und Gräben, besonders an den Gleithängen, an Einmündungen von anderen Gräben oder im Hangfußbereich eine Vielzahl kleinräumiger, deluvialer Ablagerungen, die sich vom Ende der letzten Kaltzeit bis ins frühe Holozän hinein bildeten.

Deluviale Ablagerungen sind auch oft mit anderen Sedimenttypen vergesellschaftet und lassen damit die komplexe pleistozäne Ablagerungsgenese erkennen, wie unter vielen z.B. ein 3–4 m mächtiger Aufschluss hinter einem Hof in Unter-Pfaffendorf zeigt. Dort sieht man über verwittertem Paragneis 1 – 2 m Kristallinschutt, der von Lösslehm überlagert wird. Letzterer geht talwärts in solifluidalen, geschichteten Lehm über, wird aber dort selbst wieder von dem Lößlehm in Hangenden überlagert.

7 Schwemmfächer (Pleistozän – Holozän)

In größere Täler, wie z.B. in das Tal der Thaya, des Thumeritzbaches und der Fugnitz münden Seitenbäche und Gräben oft mit Schwemmfächer. Relativ viele und auch größere, in den Talboden hinein reichende Schwemmfächer gibt es im Thayatal zwischen Primmersdorf und der Staatsgrenze (ROETZEL, 1994a), wobei besonders nördlich von Drosendorf mehrere morphologisch auffallende und knapp nebeneinander liegende Schwemmfächer, die von Norden in das Thayatal münden, hervorzuheben sind. Die Schwemmfächer im Tal des Thumeritzbaches und der Fugnitz, aber auch an einigen anderen kleineren Bächen, sind durch die Enge dieser Täler meist weit kleiner. Auffallend ist die Anhäufung kleiner Schwemmfächer in dem Gebiet nordwestlich von Oberhöflein, wo aus dem Bittescher Gneis knapp hintereinander kurze Gräben in den Katzwiesenbach münden.

Die meisten Schwemmfächer sind geologisch relativ jung und stammen aus dem Holozän, größere Schwemmfächer im Thayatal eventuell auch aus dem späten Oberpleistozän. Sie bestehen aus groben, z.T. kantigen Kristallinblöcken, Kristallinbruchstücken und Schottern in sandiger bis lehmiger Matrix.

6 Abrisskante von Rutschmasse

Rutschungen und andere Massenbewegungen sind auf dem Blatt 8 Geras äußerst selten zu beobachten. Die einzige, während der Kartierung festgestellte Lokalität befindet sich im Dürrental, östlich von Zisserdorf. Dort war zwischen Aufgrabungen von Amphibolit gegen den Graben hin eine kleinräumige Sackung mit einer morphologisch sichtbaren Abrisskante zu sehen.

Im Bereich des ehemaligen Bergbaues Langau bewirkten die Eingriffe des Bergbaues westlich der Straße nach Šafov verstärkte Erosion und lösten kleinräumig Rutschungen und Hangfließen aus.

Von SCHWINGENSCHLÖGL (1990) wird über eine Felsgleitung in Biotit führenden Gneisen, Quarzitgneisen, Glimmerschiefern und Amphiboliten der Bunten Serie entlang der Thayatal-Bundesstraße zwischen Drosendorf und Primmersdorf berichtet.

5 Vernässung, Anmoor, Niedermoor

Bedingt durch die weiträumige Drainagierung feuchter Wiesen in den letzten Jahrzehnten ist die Anzahl der Vernässungen, Anmoore und Niedermoores auch auf dem Blatt 8 Geras drastisch reduziert worden. Großflächig ausgebildete Vernässungen sind daher fast nur mehr auf Hochflächen in Waldgebieten über tiefgründig verwitterten kristallinen Gesteinen, wie z.B. in der Unteren Saß, zu finden. Dabei ist zu beobachten, dass vor allem im Bereich des Bittescher Gneises Vernässungen und Anmoore deutlich häufiger auftreten als in anderen Gesteinseinheiten. So findet man z.B. Vernässungen in dieser Gesteinseinheit nördlich der Franz-Josefs-Bahn westlich Ludweishofen oder im Bereich der „Langen Wiesen“ östlich dieses Ortes.

Eine weitere Häufung von Vernässungen und Anmooren findet sich über den tonigen Sedimenten der Langau-Formation. Westlich von Goggitsch wurden in Drainagegräben 0,7–1 m mächtige, schwarzbraune, anmoorige Tone über blaugrauen, pflanzenhäckselreichen, grobsandigen Silten angetroffen. Nach palynologischen Untersuchungen von I. DRAXLER (Geol. Bundesanstalt) sind die anmoorigen Tone aufgrund von Siedlungszeigern, wie Getreide, Kornblume oder Klee vermutlich in den jüngsten Abschnitt des Holozäns (jüngeres Subatlantikum) einzustufen. Die darunter auftretenden, grobsandigen Silte haben dagegen durch eine Pollenflora, die häufig *Pinus sylvestris* (Wald-Kiefer), *Pinus cf. cembra* (Zirbelkiefer), *Artemisia* (Beifuß) oder *Selaginella selaginoides* (dorniger Moosfarn) führt, ein wahrscheinlich pleistozänes, möglicherweise spätglaziales Alter (vgl. ROETZEL, 1990).

In der sedimentgefüllten Rinne zwischen Geras und Langau treten im Bürgerfeld und nordöstlich daran anschließend über den Tonen und Kohletonen der Langau-Formation anmoorige, schwarzgraue bis blaugraue, fette Tone auf (vgl. z.B. Bohrung 49). Mit Hilfe der darin auftretenden Pollen von *Pinus* (Kiefer), *Betula* (Birke), *Abies* (Tanne), *Tilia* (Linde), Cyperaceae (Sauergräser), Apiaceae (Doldenblütler), Cichoriaceae (Korbblütengewächse), Poaceae (Süßgräser) und vom *Triticum*-Typ (z.B. Weizen) können diese anmoorigen Tone von I. DRAXLER ebenfalls höchstwahrscheinlich ins jüngere Subatlantikum gestellt werden (vgl. ROETZEL, 1992).

Auch in der Senke des Katzwiesenbaches, zwischen Kreuzberg und Kleinfeld, ca. 2 km nordwestlich von Oberhöflein, konnte über dem Kristallin 2 m schwarzgrauer bis schwarzbrauner, humoser, anmooriger Ton (Humusmudde) erbohrt werden, der im Liegenden in 1 m braunen bis schwarzbraunen, humusreichen, feinsandig-tonigen Silt übergeht (vgl. Bohrung 47). Während der hangende Ton palynologisch aufgrund der Siedlungszeiger wiederum ins Holozän (jüngeres Subatlantikum) einzustufen ist, spricht nach I. DRAXLER das Florenspektrum der liegenden Silte, das neben *Betula* (Birke), Cyperaceae (Sauergräser) und Poaceae (Süßgräser) vor allem von *Pinus* (Kiefer) dominiert wird, für ein präboreales Alter (vgl. ROETZEL, 1992).

Schließlich ist auch die Senke des Kottauner Feldes über den neogenen Peliten der Langau-Formation oft von quartären, teilweise anmoorigen Lehmen bedeckt. Palynologische Analysen durch I. DRAXLER von diesen 0,8–1,1 m mächtigen, schwarzbraunen, humosen, anmoorigen, siltig-sandigen Tonen aus Kartierungsbohrungen im Kottauner Feld ermöglichen auch hier eine Einstufung in das Subatlantikum. Ähnliche Ablagerungen finden sich auch im Augraben, in der Senke des Langauer Baches nördlich des aufgelassenen Tagbaues Langau, in der Senke nördlich von Hessendorf und im Waldgebiet „Weißer Sand“ südwestlich von Riegersburg (ROETZEL, 1993).

Auch KIESSLING (1930: p.73 f.) erwähnt Vernässungen und Torfvorkommen im Teichgrund bei Geras, im Schaffinger Feld nördlich Langau, bei Zettlitz und bei Zissersdorf.

4–3 Höhere Fluren der fluviatilen Ablagerung an der Thaya und an deren Nebenflüssen (Kies, sandig, z.T. lehmig, fluviatil; Holozän)

4 Höheres Auniveau

3 Mittleres Auniveau

Vor allem im Thayatal, aber auch an kleineren Bächen, blieben im Bereich der Talauie wenige Reste älterer Talniveaus erhalten, die die Abtragung und Eintiefung dieser Gewässer im Laufe des Holozäns widerspiegeln. Diese höheren Fluren der fluviatilen Ablagerungen an der Thaya und an deren Nebenflüssen bestehen hauptsächlich aus sandigem Kies und z.T. lehmig-siltigem und kiesigem Mittel- bis Grobsand.

An der Thaya sind auf dem Blatt 8 Geras 2 Niveaus entwickelt, flussabwärts, östlich der Staumauer von Vranov nad Dyji (Frain) findet man dagegen bis zu 4 Niveaus im Talboden (vgl. ROETZEL et al., 2005). Das höhere Auniveau (4) blieb an dem Gleithang östlich von Primmersdorf rund 2–6 m über dem Flussniveau erhalten und ist möglicherweise zweigeteilt. Reste des mittleren Auniveaus (3) findet man an den Gleithängen südlich und westlich der Stadt Drosendorf mit der Oberkante 2 – 3 m über dem heutigen Flussniveau entwickelt. An der Staatsgrenze nordöstlich von Unterthürna, nördlich des Schreidlgrabens, sind beide Terrassenniveaus in ca. 5 m und ca. 8 m über dem heutigen Fluss zu erkennen.

An dem Gleithang östlich von Primmersdorf treten in den Feldern gut sortierte, gelbbraune bis gelbgraue Mittelsande mit unterschiedlich starker Beimengung von verschiedenen Quarzen, aber auch Amphibolit, Marmor und Gneisen auf. Die meist kantengerundeten, selten eckigen oder gut gerundeten Kieskomponenten haben gewöhnlich Durchmesser unter 10 cm, können aber maximal bis 20 cm Größe erreichen.

Neben diesen Akkumulationsniveaus dokumentieren an einigen Bächen auch mehrere Lehmterrassen mit deutlichen Erosionsniveaus die sukzessive Eintiefung. Diese Terrassen waren jedoch aufgrund ihrer geringen Größe in der Karte nicht darstellbar und können nur hier beschrieben werden.

Das Bründlbachtal (Hagenbachtal) nordöstlich von Zissersdorf ist ein typisches asymmetrisches Tal mit Glimmerschiefer und Paragneis an der steilen Ost- bis Südostflanke und Staublehm und Lösslehm an der flachen, gegen Nordwest gerichteten Seite. In diesem Tal sind zwischen Maria Schnee und der Einmündung des Lindgrabens mehrere Erosionsniveaus in den Lehmen, die wahrscheinlich ursprünglich das gesamte Tal erfüllten, zu erkennen. In das heutige Talniveau hat sich der Bründlbach z.T. bis ca. 1 m ins Kristallin eingetieft. Über diesem Talboden blieben in den Lehmen Terrassen mit einem Erosionsniveau ca. 3–4 m über dem heutigen Talboden erhalten. Weitere 3–4 m darüber ist auf Lehmterrassen eine weitere Verebnung, allerdings nur mehr in Relikten zu erkennen. Durchbrüche im unteren Terrassenniveau durch schmale Rippen des reliktschen, höheren Terrassenniveaus schaffen in diesem Tal eine vielfältige und kleinräumig gegliederte Terrassenlandschaft (ROETZEL, 1994a).

Ähnliche Erosionsniveaus gibt es in Seitengräben des Thumeritzbaches und im Tal des Gaberbaches. So findet man südöstlich von Zissersdorf, im Mündungsbereich des Dürrentales und des südlich davon einmündenden Grabens in den Thumeritzbach ein Niveau im Kristallin, 5–6 m über dem Bach, das sich in den Seitengräben 100–200 m oberhalb der Mündung als heutiges Talniveau fortsetzt. Auch im Gaberbachtal südlich von Oberthürna kann man oberhalb der Einmündung des Schloßgrabens auf einer Länge von ca. 1,7 km in zahlreichen Lehmterrassen ein 2–3 m höheres Talniveau erkennen (ROETZEL, 1994a).

2 Fluviatile und deluvio-fluviatile Ablagerung

(Ton, Sand, Kies, lehmig, z.T. mit Kristallinbruchstücken; Holozän)

Die rezenten, fluviatilen und deluvio-fluviatilen Ablagerungen bilden in nahezu allen Tälern, Gräben und Dellen unterschiedlich mächtige Akkumulationskörper.

Die fluviatilen Sedimente bestehen je nach Lage und Einzugsgebiet aus tonigen bis lehmigen Silten, Sanden oder Kiesen und führen z.T. Kristallinbruchstücke und -blöcke. Während im Thayatal, Thumeritzbachtal und z.T. auch im Fugnitztal vor allem Kiese aus kristallinem Material und Sande vorherrschen, sind auf der Hochfläche die Bäche überwiegend in lehmig-siltigen Sedimenten eingetieft. Besonders in lössreichen Einzugsgebieten schneiden manche Bäche bemerkenswert tief, manchmal 3–4 m, in rotbraune bis gelbbraune Lehme ein, die von der großflächigen Abtragung der Lössflächen herrühren. So hat sich z.B. der Fugnitzbach östlich von Oberhöflein bis zu 3 m tief in abgespülten Lösslehm eingeschnitten, der Thumeritzbach tieft sich hingegen in seine eigenen schotterigen und sandigen Ablagerungen bis jetzt 1–2 m tief ein. In Tschechien wurden bei den fluviatilen Ablagerungen Mächtigkeiten von 1–6,8 m ermittelt (JENČEK & MATĚJOVSKÁ, 1986). Dort wurden auch in der Talau der Thaya, der Blatnice und des Baches Vratěnský potok bei Bohrungen unter den Schwemmlehmen sandige Kiese aus dem Oberpleistozän bis Holozän angetroffen. Die 0,5–4 m mächtigen, schlecht sortierten, sandigen Kiese führen hauptsächlich kantengerundete Quarz- und Kristallingerölle mit Durchmesser bis 8 cm, an der Thaya bis 15 cm (JENČEK & MATĚJOVSKÁ, 1986).

Besonders in der Nähe von fluviatilen Ablagerungen oder in schmalen, nur periodisch aktiven Rinnen entstanden durch Wechsel von deluvialen Sedimenten mit fluviatil gebildeten Sand- und Kieslagen deluvio-fluviatile Ablagerungen. Auf der Hochfläche beiderseits der Thaya haben die zahlreichen Bäche und Gräben ihren Ausgang in flachen, manchmal vernässten Dellen. In diesen Bereichen findet man häufig graubraune bis rostbraune, sandige Lehme bis lehmige Sande, mitunter mit Kristallinbruchstücken, die einerseits durch Abspülung, andererseits durch fluviatile Aktivitäten hierher gelangten.

1 Anthropogene Ablagerung (Anschüttung, Halde, Damm, Deponie, etc.)

Anthropogene Ablagerungen wurden nur im österreichischen Teil des Blattes 8 Geras eingetragen. Sie sind vor allem in den ehemaligen Kohletagbauen von Langau und Riegersburg verbreitet. Große Halden, vorwiegend mit sandigem Abraum der Riegersburg-Formation, liegen östlich des Bergwerksees von Langau und nördlich der gefluteten Grube von Riegersburg. Neben den heute mit Grundwasser gefüllten Teilen des Tagbaus Langau sind vor allem westlich und südwestlich davon, um die alten Bergwerksgebäude, große ausgekohlte Flächen wieder rekultiviert und landwirtschaftlich genutzt (vgl. ROETZEL, 1993, 1994b, 2004; ROETZEL & FUCHS, 1994). Weitere größere Bergbauhalden sind in dem aufgelassenen Kaolinbergbau von Mallersbach und dem Graphitbergbau beim Pfandlteich südwestlich von Wollmersdorf zu finden.

Deponien von Bauschutt und kommunalem Müll wurden hauptsächlich im Bereich alter, aufgelassenen Steinbrüchen, wie östlich Weitersfeld, nordwestlich Starrein, in Dallein oder westlich von Raisdorf angelegt. Aufgelassene Ziegelöfen, wie z.B. jene bei Prutzendorf, Langau und Dallein wurden verfüllt und planiert. Weitere kleinere Anschüttungen sind vor allem Dämme von Eisenbahnen und Straßen, aber auch Dämme alter, z.T. aufgelassener Teiche, wie z.B. im Raum Riegersburg, Hessendorf oder beim Stift Geras.

4.4. Diverse Zeichen

Störung (gesichert, vermutet; in Österreich z.T. aus aerogeophysikalischer Vermessung, Satellitenbild- und Luftbildauswertung abgeleitet)

Mit dieser Signatur wurden spät angelegte, steile, meist mit Winkel über 45° einfallende und spröde deformierte Störungsflächen dargestellt. Die Attribute „gesichert“ und „vermutet“ beziehen sich auf die Lage und den genauen Verlauf der Ausbisslinie im Gelände. Vermutete Störungsflächen sind solche, deren Aus-

bisslinien von neogenen und quartären Sedimenten verdeckt sind, ihre Existenz aufgrund von anderen Hinweisen, wie Bohrungen, geophysikalischen Messungen, Geomorphologie, etc. jedoch angenommen werden kann. In Österreich wurden solche Störungen in manchen Fällen zusätzlich durch aerogeophysikalische Vermessung (SEIBERL & ROETZEL, 1997, 1998) und/oder Satellitenbild- und Luftbilddauswertung (HELERSCHMIDT-ALBER, 1998) nachgewiesen bzw. bestätigt.

Flache Mylonitzone (Abschiebung, Seitenverschiebung usw.) (gesichert, vermutet)

Mit dieser Signatur wurden flache bis mittelsteile Abschiebungen und Seitenverschiebungen dargestellt, die nach dem Ausklingen der Regionalmetamorphose entstanden und zu Verstellungen des weitgehend fertigen Überschiebungsbaus führten. Sie schneiden diskordant die älteren Strukturen und es stoßen an ihnen recht verschiedenartige Gesteinspakete aneinander. Als Beispiele seien die große Ost–West-streichende Störungszone westlich von Vranov nad Dyjí (Fraun) oder die in gleicher Richtung streichende Zone am Ostrand des auf Blatt 8 Geras ausspitzenden Blumauer Granulits genannt. An beiden treten Kataklasten mit Mylonitisierung der Gesteine auf. Zu den Begriffen „gesichert“ und „vermutet“ gilt oben stehendes.

Moldanubische Überschiebung und Begleitstörungen (gesichert, vermutet)

Die Moldanubische Überschiebung im Sinne von F.E. SUESS (1898, 1903, 1912) im Hangenden des Bittescher Gneises, die die tektonischen Großeinheiten Moldanubikum und Moravikum trennt und an der das Moldanubikum auf das Moravikum aufgefahren ist, ist das tektonische Hauptelement auf dem Blatt 8 Geras. Die darüber folgende Glimmerschieferzone ist das Produkt der retrograden Metamorphose im Moldanubikum entlang der Moldanubischen Überschiebung.

Als Begleitstörung muss auch die westlich davon folgende tektonische Linie betrachtet werden, die den schmalen Streifen Bunter Serie im Hangenden des Bittescher Gneises von der Gföhler Einheit trennt und die wahrscheinlich in einer parallelen Schuppung im Zuge der Moldanubischen Überschiebung die Bunte Serie unter der Gföhler Einheit empor gebracht hat. Zu den Begriffen „gesichert“ und „vermutet“ gilt wieder oben stehendes.

Überschiebung des intramoldanubischen Deckenbaus; überkippt (gesichert, vermutet)

Mit dieser Signatur wurde die tektonische Grenze des Drosendorfer Fensters dargestellt, dessen Gesteine im Zuge des intramoldanubischen Deckenbaus durch Schleppung in einer großen, gegen Osten überschlagenen Antiklinale empor gebracht und später freigelegt wurden. Dabei ist der Ostflügel des Drosendorfer Fensters überkippt. Das auch im Süden geschlossene Fenster schwenkt in der Oberen Saß, nördlich von Sieghartsreith, aus dem Nordost-streichenden, überkippten Ostflügel in die normale Lagerung mit Ostsüdost-Richtung um. Zu den Begriffen „gesichert“ und „vermutet“ gilt wieder oben stehendes.

Streichen und Fallen der Schichtung

Zum besseren Verständnis des tektonischen Baus wurden Fallzeichen, die das Streichen und Fallen der Schichtung und vor allem Schieferung in fünf Klassen des Einfallens zeigen, an ausgewählten Punkten in der Karte dargestellt. Da die Werte der Fallzeichen in der Natur gemessen wurden, kann auch davon ausgegangen werden, dass sich an den betreffenden Stellen gute Aufschlüsse der kristallinen Gesteine befinden.

Streichen und Fallen der B-Achsen

Zusätzlich zum Streichen und Fallen der Schichtung (bzw. Schieferung) wurden an manchen Stellen die Richtung des Streichens und das Einfallen der Faltenachsen (B-Achse) in vier Klassen des Einfallens dargestellt.

Bohrung (nummeriert;

Zahl in Klammer für Gesamtmächtigkeit der Sedimentbedeckung)

In die Karte wurden ausgewählte Bohrungen aufgenommen, deren Schichtfolge für das Verständnis des geologischen Baus dieses Gebietes von Bedeutung ist. Die in der Karte neben der durchgehenden Nummerierung in Klammer gesetzte Zahl drückt die Gesamtmächtigkeit der Sedimentbedeckung über den kristallinen Gesteinen in Meter aus. Zur Schichtfolge der dargestellten Bohrungen vgl. Kapitel 11. Bohrungen.

Quelle

Bei den beiden, in der Karte dargestellten Quellen handelt es sich um das Florianibründl nordwestlich von Ludweishofen und das Fronsburger Bründl nördlich von Fronsburg, die beide gefasste Quellen sind. Ungefasste Quellen, deren oberflächennahes Austreten und Stärke der Schüttung jahreszeitlich stark schwanken können, wurden in der Karte nicht dargestellt. Zu Wasserversorgungsanlagen und zur Hydrogeologie vgl. Kapitel 9.

Steinbruch

Mit diesem Zeichen wurden in der Karte meist schon aufgelassene oder periodisch genutzte Abbaue von kristallinen Massenrohstoffen dargestellt, in denen jedoch zum Zeitpunkt der geologischen Kartierung die Gesteine noch gut aufgeschlossen waren. Die jeweils gewonnenen Natursteine werden in Kapitel 8. Mineralische Rohstoffe besprochen.

Bergbau aufgelassen

Bk = Braunkohle, Gr = Graphit, Fe = Eisen (Magnetit), Pb = Blei, Ag = Silber

Die in der Karte dargestellten Bergbaue sind alle außer Betrieb. In vielen Fällen sind jedoch noch Hinweise auf die Bergbaue durch Gruben, Pingen, Stollenmundlöcher oder Halden zu erkennen. Die einzelnen, ehemals abgebauten mineralischen Rohstoffe und die Geschichte der Bergbaue werden im Kapitel 8. Mineralische Rohstoffe behandelt.

Sandgrube, Kiesgrube, außer Betrieb

Die fünf in der Karte dargestellten Sand- und Kiesgruben waren zum Zeitpunkt der geologischen Kartierung bereits außer Betrieb, die Sedimente zu diesem Zeitpunkt jedoch noch mäßig gut aufgeschlossen. Die Sandgrube Föhregrund südöstlich von Starrein wurde inzwischen verfüllt. Nähere Angaben zu den Gruben finden sich in Kapitel 8. Mineralische Rohstoffe.

Tongrube, außer Betrieb

Die beiden in der Karte eingetragenen Tongruben in Weitersfeld (Lagerhaus) und Geras (Naturpark) sind heute nur mehr sehr schlecht aufgeschlossen und markieren historische Abbaue. Nähere Angaben zu diesen Gruben finden sich ebenfalls in Kapitel 8. Mineralische Rohstoffe.

Kaolingrube, außer Betrieb

In der Karte wurden mit dieser Signatur die beiden Gruben des heute eingestellten Kaolinbergbaus Mellersbach eingetragen. Nähere Angaben zu diesem

Bergbau und seiner Geschichte finden sich wieder in Kapitel 8. Mineralische Rohstoffe.

Lössabbau, außer Betrieb

Mit dieser Signatur wurden in der Karte einige ehemalige Gruben in Österreich und Tschechien eingetragen, wo Löss bzw. Lösslehm, hauptsächlich für die Erzeugung von Ziegeln, abgebaut wurden. Nähere Angaben zu diesen Gruben finden sich ebenfalls in Kapitel 8. Mineralische Rohstoffe.

Fundstelle von Makrofossilien

Bei den drei dargestellten Fundstellen von Makrofossilien in der Sandgrube Weitersfeld (Burgschleinitz-Formation [25]), im Braunkohlebergbau Langau (Langau-Formation [20, 21]) und in den Sandgruben beim Gutshof Augustov (dvůr Augustov) (Sande von Augustov [16]) handelt es sich um historische, in der Literatur dokumentierte Fundstellen, hauptsächlich von Mollusken. Details zu den Fossilfunden finden sich in den jeweiligen Kapiteln zu den Formationen. Neben der charakteristischen Molluskenfauna aus dem Liegenden des Hauptflözes der Langau-Formation wurden auch Mollusken in den Bohrungen in der Umgebung des Braunkohlebergbaus gefunden (vgl. dazu Kapitel 11. Bohrungen).

Fundstelle von Mikrofossilien

Bei den Mikrofossilien handelt es sich um kieselige Schwammnadeln und brackische Diatomeen aus der Weitersfeld-Formation (24) im Bereich von Weitersfeld und Prutzendorf. Im Braunkohlebergbau von Langau wurden in der Langau-Formation (20, 21) und der Riegersburg-Formation (18, 19) Ostracoden, Foraminiferen und Schwammnadeln gefunden (vgl. Details in den Kapiteln zu den Formationen).

Fundstelle von Pflanzenresten

Die in der Karte eingetragene Fundstelle von Pflanzenreste (Pollen, Samen und Früchte) befand sich im ehemaligen Braunkohlebergbau Langau. Daneben konnten zahlreiche Samen- und Fruchtreste in den Kohletonen der Kartierungsbohrungen zwischen Langau und Hötzelsdorf gefunden werden (vgl. MELLER & VAN BERGEN (2003); ROETZEL (1993) und Kapitel 11. Bohrungen). Hervorzuheben ist ein Zapfen von *Pinus ooconica*, einer heute bereits ausgestorbenen Kiefernart (KLAUS, 1980, Abb.16) aus dem Braunkohlebergbau. Details dazu sind im Kapitel über die Langau-Formation nachzulesen.

Fundstelle von verkieseltem Holz

Fundstellen von fossilen, z.T. verkieselten Hölzern, vornehmlich Nadelhölzern, sind in der Karte im ehemaligen Braunkohlebergbau Langau (ZAPFE, 1953) und am Pigringfeld südöstlich von Wolfsbach (ROETZEL & FUCHS, 1994) dokumentiert.

Fundstelle von Vertebraten

Der einzige, stratigraphisch wichtige Fund von Wirbeltierresten (Vertebraten) ist das in der Langau-Formation gefundene Zahnfragment eines Rüsseltiers, von *Gomphotherium* (ZAPFE, 1953), aus dem unmittelbar Liegenden des Hauptflözes, das eine Einstufung in die Säugetierzone MN4 (RÖGL, 1996) und somit eine Korrelation mit dem Ottnangium, bzw. dem höheren Burdigalium erlaubt. Weitere Wirbeltierreste aus dem Tagbau sind ein Zahnfragmente eines kleinen Nashorns, ein fossiler Zahn und ein Wirbelfragment eines Krokodils, fossile Rippen von Seekühen, Zähne von Haien und andere Fischreste (ZAPFE, 1953).

5. Geologischer Bau der kristallinen Einheiten

(G. FUCHS)

Am geologischen Aufbau des Kartenblattes sind die beiden Großeinheiten der östlichen Böhmisches Masse, das Moravikum und das Moldanubikum, beteiligt. Die begrenzende Überschiebung ziehen wir, F.E. SUÈSS (1898, 1903, 1912) folgend, an der Oberkante des Bittescher Gneises. Das Moravikum findet sich somit im Südostteil des Blattes, während der West- und Nordteil vom Moldanubikum aufgebaut wird.

Das Moldanubikum zeigt einen Innenbau, der mehrfach überprägt und im Grenzbereich an den des Moravikums angepasst wurde. Im Kartenbereich sind zwei der Deckeneinheiten des Moldanubikums aufgeschlossen: die Drosendorfer Einheit und die Gföhler Einheit.

Die Gföhler Einheit, die höchste tektonische Einheit, ist vor allem durch Granulit, Gföhler Gneis und deren Begleitserien charakterisiert. Sie bauen den nördlichen Teil des Blattes auf. Vor allem der Gföhler Gneis besitzt auf den Blättern 8 Geras und 9 Retz enorme Ausdehnung. Fallen und Streichen lassen keinen einheitlichen Trend erkennen, es scheint sich aber um eine riesige, flach lagernde Orthogneismasse zu handeln. Die Granulite treten vor allem im Nordwest-Teil des Blattes, im Raum Police (Pulitz), auf. Sie sind eng verbunden mit migmatitischen Paragneisen und Amphiboliten.

Das Karbonatgesteinsvorkommen von Zblovce (Zblowitz) ist ein Fremdkörper in der Gföhler Einheit dieses Gebiets. Es scheint sich um eine horstartig an Brüchen empor gebrachte Scholle der unterlagernden Drosendorfer Einheit zu handeln. Wahrscheinlich stellen diese Gesteine der Bunten Serie die Fortsetzung des Drosendorfer Fensters dar (siehe unten).

Die oben beschriebene, ausgedehnte Masse von Gföhler Einheit wird im Süden von einer gewaltigen Ost-West streichenden Störung begrenzt. Diese wird von JENČEK & DUDEK (1971) und JENČEK & MATĚJOVSKÁ (1986) als „Moravische Linie“, als Moravikum/Moldanubikum-Grenze betrachtet.

Die Moldanubische Überschiebung war mit retrograder Metamorphose der angrenzenden moldanubischen Gesteine verbunden, doch diese erfolgte unter Bedingungen der Amphibolitfazies: Muskowitblastese ist ganz charakteristisch und Minerale wie Granat, Disthen und Staurolith waren stabil. Die oben beschriebene Katakklasezone hat sicher nichts mit der Moldanubikum/Moravikum-Grenze zu tun. Von dieser „verhältnismäßig steil nach Norden einfallenden“ Störung werden „Gesteinszermalmung und Mylonitisierung“ und schwach hydrothermale Umwandlungen wie Serizitisierung und Chloritisierung beschrieben, welche zu Verstellungen des weitgehend fertigen Überschiebungsbaus geführt haben. Als Beispiele seien genannt: Die Nord-Süd-streichende Mylonitzone, welche den Waidhofener Gföhler Gneis im Osten begrenzt und die mehr oder weniger Ost-West verlaufende Mylonitzone am Südrand des genannten Gföhler Gneises und des Blumauer Granulits (Blatt 7 Groß-Siegharts, Blatt 20 Gföhl). Die gegenständliche Störung durchsetzt den Südsüdwest-Nordnordost-streichenden Bau in Ost-West Richtung. Sie schneidet das Drosendorfer Fenster im Norden ab und dürfte weiter westlich auch für das Nordende der Waidhofener Deckscholle verantwortlich sein. Der Block nördlich der Störung wurde gegen Osten versetzt und gleichzeitig abgesenkt. Letzteres führte dazu, dass die nördliche Scholle fast ausschließlich aus den höchsten Serien der Gföhler Einheit besteht, in der Südscholle hingegen auch die tiefere Drosendorfer Einheit aufgeschlossen ist. Das Vorstoßen der Nordscholle gegen Osten ist besonders deutlich im Bereich nördlich von Vranov nad Dyjí (Frain), wo die von Südwesten heran streichenden Zonen gegen Osten geschleppt und reduziert werden. Die Katakklasezone scheint dort in die Moldanubische Überschiebungszone einzuschwenken (Blatt 9 Retz). In diesem Verhalten, dem Ost-West-Verlauf und dem rechtssinnigen Verstellungssinn ähnelt die Störung nördlich Vranov nad Dyjí (Frain) derjenigen am Südrand der Blu-

mauer Granulitscholle. Beide dürften einem Störungssystem angehören (vgl. Karte FUCHS & MATURA [1976]).

In dem Block südlich der großen Ost-West-Störung des Thayabereichs ist das Drosendorfer Fenster ein wichtiges tektonisches Element. Allseitig umrahmt von der Gföhler Einheit wird die Bunte Serie der Drosendorfer Einheit in einer großen, gegen Osten überschlagenen Antiklinale empor gebracht und frei gelegt. Das Fenster erstreckt sich über etwa 20 km in Nord-Süd-Richtung. Der Innenbau ist an den Marmorzügen besonders gut abzulesen. Im Ostflügel der Antiklinale herrscht Nord-Süd-Streichen und mittelsteiles Westfallen. Bei Uherčice (Ungarschitz) biegen die Marmore gegen Ostnordost ab, um im Raum Korolupy (Kurlupp) scharf gegen Westnordwest zu drehen. Hier erfolgt das achsiale Abtauchen der Fenstergesteine gegen Norden. Deren abruptes Aufeinandertreffen mit den Granuliten, dem höchsten Element der Gföhler Einheit, geht auf die große Ost-West-Störungszone zurück. An ihr wurde der nördliche Block abgesenkt und gegen Osten verschoben, Letzteres verursachte durch Schleppung die auffällige Verfaltung der Marmore östlich von Uherčice (Ungarschitz).

Etwa am Blattrand gegen Blatt 7 Groß-Siegharts schwenken die Gesteine der Bunten Serie aus der Westnordwest-Ostsüdost-Richtung gegen Süden und bilden hier den Westflügel des Fensters. Dieser befindet sich größtenteils auf Blatt 7 Groß-Siegharts. Im Raume von Eibenstein schwenken die Gesteine der Bunten Serie allmählich aus der Nord-Süd- in die Südsüdost-Richtung und konvergieren mit dem Ostflügel des Fensters im Raume von Oberthumeritz. Hier erfolgt das Umschwenken der Südwest fallenden Gesteine des Westflügels in die West fallenden des Ostflügels auf engstem Raume. FUCHS (1972) hat entgegen den Angaben von THIELE (1977) nachgewiesen, dass das Drosendorfer Fenster auch im Süden geschlossen ist. Dies wird auch durch den Verlauf der Gesteinszüge des Fensterrahmens belegt. Der Gföhler Gneis der Deckscholle westlich des Fensters (Kollnitzgraben, Haidmühle) zieht über Goslarn in die Obere Saß; nördlich von Sieghartsreith schwenkt er aus der Ostsüdost- in die Nordost-Richtung um und ist hier Teil des östlichen Fensterrahmens. Der Gföhler Gneis ist stark vergrünert und zu einer Lamelle ausgedünnt. Er verbreitert sich im Raume von Kottaun und zieht über Wolfsbach weiter nach Tschechien, wo er unter dem Namen „Podhradí-Serie“ nach Nordosten bis an die große Ost-West-streichende Mylonitzone verfolgt wurde (JENČEK & DUDEK, 1971).

Der Blumauer Granulit der Waidhofener Deckscholle tritt südöstlich von Japons (Blatt 7 Groß-Siegharts) auf Blatt 8 Geras über, spitzt aber im Waldgebiet der Oberen Saß aus (nordwestlich von Sieghartsreith). Der Granulit von Stálky (Stallek), nordwestlich von Langau, ist als Fortsetzung des Blumauer Granulits zu betrachten und ist hier Teil des östlichen Fensterrahmens.

Der Rahmen des Drosendorfer Fensters besteht außer aus Gföhler Gneis und Granulit auch aus migmatischen Paragneisen und Glimmerschiefern, Amphiboliten und Ultramafiten. Besonders die Rehberger Amphibolite und Graphitquarzite in diesem Gesteinsverband sind Leitgesteine der Gföhler Einheit. Die Tatsache, dass die Gesteine des östlichen Rahmens gegen Westen bzw. Nordwesten, also gegen das Fenster, einfallen, belegt die gegen Osten überkippte Natur des Drosendorfer Fensters.

Im östlichsten Teil des Moldanubikums, unmittelbar im Hangenden des Bittescher Gneises, findet sich ein schmaler Streifen von Bunter Serie. Es handelt sich um die Fortsetzung der Bunten Serie des Raumes Brunn/Wild – Irnfritz (Blatt 20 Gföhl). Kennzeichnend ist das Auftreten von Quarzitschiefer. Wir finden diesen Streifen Bunter Serie westlich Sieghartsreith. Gegen Nordosten ist über eine gewisse Strecke die Bunte Serie nicht nachgewiesen, sie setzt aber im Bereich Geras wieder ein, kenntlich an Marmoren, Graphitschiefer und Quarziten. Diese Zone verbreitert sich gegen Nordosten und wird von den tschechischen Geologen als „Vranov-Serie“ bezeichnet. Unserer Meinung nach kam es im Zuge der

Moldanubischen Überschiebung zu einer parallelen Schuppung, welche Bunte Serie unter der Gföhler Einheit empor gebracht hat.

An dieser Stelle ist zu vermerken, dass es keine scharf begrenzte, eigenständige Glimmerschieferzone gibt. Im Hangenden des Bittescher Gneises ist das Moldanubikum in wechselnder Breite (Hundertermeter bis einige Kilometer) retrograd, aber unter Bedingungen der Amphibolitfazies verändert. Paragneise wurden weitgehend in Glimmerschiefer umgewandelt und in Gföhler Gneis und Granulit ist kräftige Muskowitblastese festzustellen. Die moldanubischen Einheiten streichen vielfach schräg an die Moldanubische Überschiebung heran, so dass verschiedene Einheiten am Aufbau der Glimmerschieferzone beteiligt sind.

Vor der Besprechung des Moravikums muss dessen unterschiedliche Begrenzung durch die tschechischen Geologen erwähnt werden (vgl. JENČEK & DUDEK, 1971; JENČEK & MATĚJOVSKÁ, 1986). In der Glimmerschieferzone über dem Bittescher Gneis werden die Bunte Serie als „Vranov-Serie“, die Graphitquarzit führenden Glimmerschiefer (Gföhler Einheit) als „Šafov-Serie“ dem Moravikum zugeordnet. Der Granulit von Stálky (Stallek) mit begleitenden Amphiboliten wird als moldanubische Schuppe erfasst. Die Gföhler Gneise und Begleitgesteine (z.B. Rehberger Amphibolit, Ultramafite u.a.) des östlichen Fensterrahmens werden als „Podhradí-Serie“ wieder dem Moravikum zugerechnet, ebenso die Bunte Serie des Drosendorfer Fensters („Vratěnín-Serie“). Die Waidhofener Deckscholle westlich des Fensters wird hingegen als Moldanubikum anerkannt, so wie auch das gesamte Gebiet nördlich der großen Ost-West-Störung.

Auch MATURA legt, aufbauend auf früheren Arbeiten, z.B. von FINGER & STEYRER (1995), FRASL (1970, 1991), FRITZ & NEUBAUER (1993), JENČEK & DUDEK (1971) oder MATURA (1976), in seinen letzten Arbeiten (MATURA, 2003, 2006) die Grenze zwischen Moravikum und Moldanubikum im Hangenden der Drosendorf-Formation und betrachtet diese gemeinsam mit dem Biteš-Gneis und dem Dobra Gneis als Teil der Biteš-Einheit.

Diese Vorstellung wird auf Blatt 8 Geras dadurch widerlegt, dass die Gföhler Einheit der Waidhofener Deckscholle im Süden des Fensters mit dem östlichen Rahmen verbunden ist. Damit kann letzterer nicht dem Moravikum zugerechnet werden.

Betrachtet man das Gebiet im größeren Rahmen (FUCHS & MATURA, 1976, geologische Karte von Niederösterreich; SCHNABEL et al., 2002), so führt sich die tschechische Gliederung und die von MATURA (2003, 2006) vollends ad absurdum: Die gesamte Bunte Serie des Waldviertels mitsamt den unterlagernden Orthogneisen wäre demnach moravisch. Welche Stellung kommt der Monotonen Serie zu, die von obigen Gesteinsserien überschoben wird? Die müsste ebenfalls moravisch sein. Das Moldanubikum würde nur mehr aus Gföhler Gneis und Granulit bestehen.

Unsere Neuaufnahme des Grenzbereichs von Langenlois bis zur tschechischen Grenze hat hingegen eindeutig belegt, dass die Gliederung von F.E. SUESS auch heute noch voll gültig ist. SUESS hat den unterschiedlichen Charakter der Großeinheiten richtig erfasst und deren Grenze an der Oberkante des Bittescher Gneises gezogen.

Im Gegensatz zum Moldanubikum, dessen Innenbau unabhängig von der Moldanubischen Überschiebung ist und nur im Nahbereich dieser Störung an sie angepasst wird, ist der Innenbau des Moravikums durchwegs konkordant zur Moldanubischen Überschiebung. Wie diese tauchen die moravischen Einheiten mittelsteil gegen Nordwesten (auf Blatt 8 Geras). Sie stellen die Nordwest-Flanke der Thaya-Kuppel dar.

Bei der Besprechung der Lithoeinheiten wurde bereits deren Abfolge erwähnt (von Hangend gegen Liegend):

- Biteš-Einheit (Granitgneis)
- Pernegg-Gruppe (karbonatisch-tonige Metasedimente)
- Weitersfelder Stengelgneis (Granitgneis und arkosig-sandige Metasedimente)

- Therasburg-Gruppe (tonig-sandige Metasedimente, intermediäre Orthogneise)
- Granite des Thaya-Batholith (nicht auf Blatt 8 Geras anstehend).

Der Wechsel von Orthogneisen und Metasedimenten in dieser Abfolge ist tektonisch zustande gekommen – darin sind sich die meisten Bearbeiter einig. Aber wo liegen die tektonischen Schnitte und wie hat eine tektonische Gliederung zu erfolgen? In diesen Fragen gehen die Meinungen auseinander. Auf Blatt 8 Geras ist eine Klärung nicht möglich, da die Aufschlussverhältnisse nicht ausreichen und die tiefsten Teile der Abfolge außerhalb des Blattes liegen. Auf dem Anschlussblatt 9 Retz hingegen quert die vollständige moravische Folge, bestens aufgeschlossen, das Thayatal. Dort ließen sich entscheidende Beobachtungen machen.

Der Bittescher Gneis ist im Hangenden durch die Moldanubische Überschiebung begrenzt, die Liegendgrenze ist nicht so scharf. Bänder von Marmor und Glimmerschiefer sind im Orthogneis eingeschaltet; die Metasedimente sind vom Granitgneis z.T. migmatisiert. In der Pernegg-Gruppe finden sich im Liegenden des Bittescher Gneises konkordante Bänke dieses Orthogneises und zahlreiche Gänge von Aplit und Pegmatit. Ohne Zweifel liegt hier ein primärer magmatischer Kontakt vor (BERNROIDER, 1989; FRASL, 1983, 1991; FUCHS, 1993, 1995; WALDMANN, 1931a).

Die Grenze der Pernegg-Gruppe gegen den unterlagernden Weitersfelder Stengelgneis ist ebenfalls unscharf. Die Arkosegneise und Quarzite werden gegen das Hangende allmählich kalksilikathaltig und gehen in die pelitisch-karbonatische Serie über. Zwischen Bittescher Gneis, Pernegg-Gruppe und Weitersfelder Stengelgneis ist somit kein Hinweis auf eine Deckengrenze festzustellen. Eine solche findet sich jedoch an der Basis des Weitersfelder Stengelgneises. Die flatschigen Glimmerschiefer, wenige Meter bis Zehnermeter mächtig zwischen dem Stengelgneis und den dioritischen Gneisen (Therasburger Gneise [HÖCK, 1991a]), scheinen an einem größeren Bewegungshorizont entstanden zu sein.

Es zeichnet sich somit eine höhere tektonische Einheit ab mit zwei Orthogneis-Antiklinalen und einer großen Sedimentmulde dazwischen. Diese riesigen, gegen Osten überschlagenen Falten bilden gemeinsam eine Faltendecke.

Die Therasburg-Gruppe, bestehend aus dioritischen Gneisen und Glimmerschiefer-Quarzitserie, stellt eine tiefere moravische Einheit dar. Die intermediären Orthogneise sind mit den Glimmerschiefern durch Wechsellagerung verbunden.

Der Begriff „Pleißing-Decke“ wurde vermieden, da FRASL (1991) die intermediären Orthogneise und Weitersfelder Stengelgneise zusammenfasst und eine Obergrenze der Decke nicht definiert ist.

Im tieferen Teil der Therasburg-Gruppe finden sich häufig Gänge von Aplit, Pegmatit und Granit, die zeigen, dass die Grenze Therasburg-Gruppe/Thaya-Batholith eine primär magmatische ist. Die Metasedimente bilden das „Alte Dach“ der Intrusivmasse.

Zusammenfassend lassen sich zwei tektonische Einheiten im Moravikum erkennen:

- 1) Der Thaya-Batholith mit der Therasburg-Gruppe als „Altes Dach“.
- 2) Die Überfaltungsdecke bestehend aus Weitersfelder Stengelgneis, Pernegg-Gruppe und Bittesch-Einheit. Die Metasedimente überlagern die granitischen Anteile des Weitersfelder Stengelgneises sedimentär. Deren Hangendgrenze gegen den Bittescher Gneis zeigt alle Anzeichen eines Intrusivkontaktes. Daraus ergibt sich ein höheres Alter des Weitersfelder Stengelgneises gegenüber dem lithologisch oft sehr ähnlichen Bittescher Gneis.

Im Kapitel 5. wurden die Verteilung und Lagerung der Gesteinsformationen, Deckengliederung und Faltenstrukturen beschrieben. Auch die etwa Ost-West streichende große Mylonit-Kataklasezone westlich von Vranov nad Dyjí (Frain),

welche die genannten Strukturen quer abschneidet und versetzt, wurde behandelt. Darüber hinaus existiert eine Reihe von vertikalen Brüchen, welche die genannte Ost-West-Störung versetzen, also nachweislich jünger sind. Die Brüche streichen vorwiegend Nordnordost–Südsüdwest; sie treten besonders im Nordteil des Blattes 8 Geras auf.

6. Geologische Entwicklung

(G. FUCHS & R. ROETZEL)

6.1. Kristallin der Böhmisches Masse

In diesem Kapitel haben wir uns neben strukturellen Aspekten mit Fragen der Metamorphose, radiometrischen Altersbestimmungen und dem weiteren, über unser Gebiet hinausgreifenden Rahmen zu befassen. Hier sollen auch verschiedene, oft recht kontroverielle Vorstellungen der Bearbeiter zur Sprache kommen, soweit dies in Erläuterungen möglich ist. Eingehendere Diskussionen finden sich bei FUCHS (1986, 1991a).

Die geologische Neuaufnahme des Waldviertels brachte eine Reihe von Erkenntnissen: Das Drosendorfer Fenster ist auch im Süden geschlossen; die riesigen Ost-vergente Liegendfallen im Raume Brunn/Wild; der Gföhler Gneiskörper des Typusgebiets ist keine Mulde, sondern eine konkordante Einschaltung, die muldenartige Form ist das Produkt mehrphasiger Tektonik (FUCHS, 1976, 1986, 1991a). Daraus folgt, dass der Bau mehrphasig ist; ein älterer intramoldanubischer Deckenbau mit Wurzelzone im östlichen Waldviertel und westvergenter Vergenz wird von der jüngeren Ost-gerichteten Tektonik entlang der Moldanubischen Überschiebung deformiert. Zahlreiche Geologen setzen sich über belegte Fakten hinweg und beziehen eine „Gföhler Decke“ weit vom Westen (MATTE et al., 1990; THIELE, 1976, 1984; TOLLMANN, 1982, 1985) oder konstruieren Terranes mit trennendem „Raabs Ocean“, ohne zu berücksichtigen, dass die ophiolitische Raabs-Serie ein Kernstück der „Gföhl-Decke“ ist (FINGER & STEYERER, 1995; FRITZ, 1995; FRITZ & NEUBAUER, 1993 u.a.). Die meisten der genannten Autoren nehmen einen einheitlich variszischen und Ost-gerichteten Deckenbau an.

SCHULMANN et al. (1991) und FRITZ & NEUBAUER (1993) erkennen aufgrund strukturgeologischer Untersuchungen eine gewaltige, rechtssinnige Nordnordost streichende Transpressionszone im östlichen Waldviertel und in Mähren. An dieser Bewegungszone stieß der moldanubische Block in die Moravo-Silesische Zone gegen Nordnordosten vor, wobei der variszische Deckenbau entstand. Der Deckentransport wird entlang der Transpressionszone, also im Gesteinsstreichen, angenommen. Es ist schwer zu verstehen, dass Decken parallel zur Eingengungszone über Transportweiten von ca. 130 km bewegt wurden und nicht senkrecht zu dieser herausgequollen sind. Auch wird dieses Konzept nicht im Geringsten durch die sedimentäre Entwicklung im angrenzenden mährischen Sedimentbecken gestützt (DVOŘÁK, 1973, 1989, 1990).

Bezüglich der Metamorphosebedingungen während der tektonischen Ereignisse wurden von verschiedensten Gruppen umfangreiche Daten geliefert. PETRAKAKIS (1986, 1997) und PRESSEL (1993, 1994a,b) geben in ihren Arbeiten eine zusammenfassende Übersicht, Diskussion und Synthese.

Älteste Relikte, Mn-reiche Granatkerne, welche sich nur in der Gföhler Einheit finden, könnten auf eine prograde Metamorphose in Zusammenhang mit Subduktion hinweisen.

Ein Hochdruckereignis (ca. 15–16 kb, ca. 750°C) ist nicht nur in den Granuliten, sondern in sämtlichen Gesteinen der Gföhler Einheit nachzuweisen. Bei der Deformation in der unteren Kruste, vermutlich im Zuge einer Kontinent/Konti-

ment-Kollision, gelangten auch polymetamorphe Mantelgesteine (Granatpyroxenite, Ultramafitite) in den Verband von Granulit und Gföhler Gneis.

Druckentlastung bei etwa gleich bleibender Temperatur führte zu einem Hochtemperaturereignis (9–10,5 kb, ca. 800°C). Dieses prägte nicht nur das heutige Gefüge der Gföhler Einheit mit verbreiteter Migmatitbildung, sondern auch die Drosendorfer Einheit. Beide lagen anscheinend bereits als Deckenkomplex vor.

Es folgte weitere rasche Druckentlastung und die Überschiebung des Komplexes Gföhler Einheit – Drosendorfer Einheit auf die Ostrong-Einheit. Letztere wird von der Monotonen Serie aufgebaut, welche noch relativ hohe Temperaturen (ca. 730°C) aber deutlich niedrigere Drücke (ca. 6 kb) anzeigt. Während der genannten Überschiebung entstand die dünne Granulitlamelle zwischen der Drosendorfer und Ostrong-Einheit.

Ein amphibolitfaziales Ereignis unter etwa 4–5 kb Drücken und 600–650°C Temperaturen und starker Fluidzufuhr führte zu Rekristallisation, welche gegen die Moldanubische Überschiebung an Intensität deutlich zunimmt. Es handelt sich um die von F.E. SUESS erkannte rückschreitende Metamorphose, die zu Bildung der Glimmerschieferzone geführt hat. Diese Rekristallisationsphase entspricht der Hauptmetamorphose im benachbarten Moravikum. Für diese gibt HÖCK (1991a) 580–600°C bei einem Druck im Bereich von 5–7 kb an.

Im Moravikum wird von F.E. SUESS, WALDMANN bis FRASL und HÖCK eine Gliederung in 3 Metamorphose-Ereignisse vorgenommen:

- 1) Die altmoravische Phase ist im Alten Dach des Thaya-Batholith festzustellen. Es werden Injektionserscheinungen, Pseudomorphosen nach Cordierit und alte Granatkerne in den Glimmerschiefern dieser Phase zugerechnet. Die Granatkerne sind nach HÖCK (1991a) Fe- und Mg-reich sowie arm an Ca und Mn. Diese alte Metamorphose wird im Zusammenhang mit der Intrusion der cadomischen Batholithen gesehen.
- 2) Die mittelmoravische Phase hat die Gesteine des Moravikums geprägt und dessen Deckenbau geschaffen. FRASL (1970) fand heraus, dass in dieser variszischen Hauptphase die Mineralzonen schräg zum regionalen Streichen verlaufen, wodurch die Metamorphose der Gesteine von der Grünschieferfazies im Süden gegen Norden ansteigt und in der Thaya-Kuppel Amphibolitfazies erreicht. Dies wurde von HÖCK (1974, 1991a: Abb.4) bestätigt, der Bedingungen von T 580–600°C und P 5–7 kb annimmt. Es ist weiters eine altbekannte Tatsache, dass der Grad der Metamorphose von Osten gegen Westen, also von den tieferen in die höheren Einheiten zunimmt. Es liegt somit inverse Metamorphose vor, die durch den Deckenbau zustande gekommen ist.
- 3) Die jungmoravische Phase war bei Abklingen der variszischen Orogenese wirksam. Sie äußerte sich durch zonenweise Diaphthorose (Chloritisierung, Weißschieferschichtung im Thaya-Batholith usw.).

Bei der bisherigen Behandlung der geologischen Entwicklung blieb das Alter ausgeklammert, weil manche Fragen noch offen sind.

Lange Zeit hielt man die Böhmisches Masse für einen präkambrischen Kristallinblock. Erste Rb-Sr-Gesamtgesteinsanalysen von Gesteinen wie Granulit und Gföhler Gneis, die als die ältesten betrachtet worden waren, erbrachten kaledonische Alter (ca. 480 Mill.J.: ARNOLD & SCHARBERT, 1973; DORNSIEPEN, 1979). FUCHS (1976) trug diesen Fakten Rechnung und betrachtete den intramoldanubischen Deckenbau als kaledonisch. In der Folge wurden von verschiedensten Autoren mit verschiedenen Methoden Mineral- und Gesteinsalter geliefert, die fast durchwegs variszische sind. PETRAKAKIS (1997) gab einen Überblick über sämtliche vorliegende Altersdaten. Bezüglich Einzelheiten sei auf diese Arbeit verwiesen. PETRAKAKIS gliedert in 4 Gruppen von Alterswerten:

Gruppe A: Vorwiegend Rb-Sr-Alter von 490–400 Mill.J. Sie sind für die Frage des Alters des intramoldanubischen Deckenbaus entscheidend, aber auch sehr umstritten, da von den gleichen Gesteinen auch variszische

sche Alter vorliegen. Wie ist dieser Gegensatz zu interpretieren? FRANK et al. (1990) und FRANK (1994) denken an ein Migmatit- oder magmatisches Ereignis, welches die Ausgangsgesteine von Granulit und Gföhler Gneis geliefert hat. Es ist auch daran zu denken, dass der niedere Fluidgehalt dieser Gesteine eine spätere Homogenisierung teilweise verhinderte, welche die übrigen Gesteine der Gföhler Einheit gänzlich verjüngte (KLÖTZLI & PARRISH, 1996). Die meisten Autoren sind sich jedoch einig, dass die metamorphe Prägung der Gesteine der Gföhler Einheit variszisch erfolgt ist, und zwar im Zuge einer Kontinent/Kontinent-Kollision. PETRAKAKIS (1997) betont, dass dieses Hochdruck-Ereignis jedenfalls vor 370 Mill.J. stattgefunden hat, wobei offen bleibt, wie lange vor diesem Datum.

Gruppe B: Sm/Nd-Alter von Granat-Klinopyroxen und U/Pb-Alter von Zirkon im Bereich 380–340 Mill.J.

Gruppe C: Im Bereich 345–326 Mill.J. finden sich Hornblende- und Muskowit-Abkühlalter meist im niederen Bereich der Gruppe, U/Pb- und Sm/Nd-Alter im oberen Teil, die Sm/Nd- und U/Pb-Alter im oberen Teil gehen in die Ar/Ar-Abkühlalter des unteren Bereichs über.

Gruppe D: Zu dieser Gruppe gehört eine begrenzte Zahl von Rb/Sr-Altern von Biotit und solche von dünnen Gesteinslagen, welche wesentlich jüngere Alter als die C-Gruppe ergeben können.

Die Zirkon-Daten streuen über die Bereiche A, B, C, während die Monazitalter nur im Bereich C vorkommen.

Die große Streuung der Daten ist durch lokal unterschiedliche Homogenisation bedingt, PETRAKAKIS (1997) sieht in den Daten der Gruppe C das Schließen der verschiedenen geologischen Uhren; die Alter der Gruppe B zeigen die Homogenisierung durch die letzte Hochtemperatur-Phase an.

Translation und Überschiebung an der Moldanubikum/Moravikum-Grenze findet mit deutlicher Abkühlung im Zeitabschnitt 340–335 Mill.J. statt. Muskowit (Ar/Ar) schließt zwischen 328 und 331 Mill.J.

Im Moravikum sind die Altersverhältnisse übersichtlicher.

Der variszisch nur schwach überprägte Thaya-Batholith ergab ein Entstehungsalter von 550 Mill.J. (SCHARBERT & BATÍK, 1980). Ar/Ar Abkühlalter von Muskowit und Hornblende liegen mit ca. 620 Mill.J. etwas höher (FRITZ et al., 1996), ebenso wie ein Zirkonalter von FRIEDL (1997) mit 583 Mill.J. DALLMEYER et al. (1994) geben für die Abkühlung des Thaya- und Brno-Batholith 596–565 Mill.J. an. Diese präkambrischen Alter werden auch von FINGER & RIEGLER (1999) nach Reinterpretation und Neuberechnung der Daten von SCHARBERT & BATÍK (1980) bestätigt. Dieser Intrusivkörper ist somit, wie auch die Kontaktmetamorphose in seinem alten Dach, cadomischen Alters.

Die mittelmoravische Phase – die variszische Hauptphase im Moravikum – ist gut zu fassen: FRANK (1994) gibt für das Moravikum und das angrenzende Moldanubikum Abkühlungsalter von 340–327 Mill.J. an. DALLMEYER et al. (1994) betonen, dass Ar/Ar-Plateaualter von Muskowit sehr homogene Werte von $331,6 \pm 3$ und $325,1 \pm 4$ Mill.J. ergaben; die Proben stammten von beiden Seiten der Moldanubischen Überschiebung. Die amphibolitfazielle Metamorphose war progressiv im Moravikum, während sie im überschobenen Moldanubikum, welches bereits höhere Metamorphose erfahren hat, sich retrograd auswirkte.

Versucht man das umfangreiche Datenmaterial, welches oben behandelt wurde, in eine Synthese zu fassen, so bildet der älteste Teil der geologischen Entwicklung des Moldanubikums die meisten Schwierigkeiten. Da sind die kaledonischen Rb/Sr-Altersdaten (ARNOLD & SCHARBERT, 1973; DORNSIEPEN, 1979), welche einer Verjüngung während der variszischen Hochtemperatur-Metamorphose entgangen sind. Da ist die auffällige Mehrphasigkeit im Bau des Moldanubikums. Die variszischen Granitoide durchschlagen den moldanubischen Bau diskordant und verhalten sich im Bavarikum teilweise syntektonisch. Im Mährischen Sedi-

mentbecken folgen die devonischen Old-Red-Transgressionsschichten z.T. über silurischen Graptolithenschiefern (DVOŘAK, 1973; cit. FUCHS, 1991a, S. 706). Diese Argumente für ein kaledonisches Kollisionsereignis werden von FUCHS (1991a) eingehend erörtert.

Andererseits zeigt die überwiegende Zahl der Altersdatierungen variszische Alter. Außerdem ist zu erwarten, dass die im P/T-Pfad von PETRAKAKIS (1997) und PRESSEL (1993, 1994a,b) dargestellten Metamorphoseereignisse in einer Orogenese erfolgt sind.

Wie auch immer, man muss die Mehrphasigkeit des Moldanubikums berücksichtigen. Dies zwingt zur Annahme eines kaledonischen oder frühvariszischen Alters des Kollisionsereignisses.

FUCHS (1991a) folgt TOLLMANN (1982, Tafel 2) und MATTE et al. (1990) in der Annahme eines regional Ost-West streichenden, zweiseitigen Orogens im Paläozoikum Mitteleuropas. Das Moldanubikum entstand nahe der Narbenzone, welche wohl einer Kollisionszone entspricht, und zwar im Südstamm des Orogens (FUCHS, 1991a: Abb.4). Die Gföhler Einheit wurde bei der Kollision in großer Krustentiefe gebildet, wobei auch Ultramafite und eklogitische Gesteine aus dem Erdmantel beigemischt wurden. Unter isothermischer Druckentlastung wurde die Gföhler Einheit der Drosendorfer Einheit aufgeschoben und beide erlitten die Hochtemperatur-Metamorphose gemeinsam. Es folgte die Überschiebung des obigen Komplexes über die Ostrong-Einheit (Monotone Serie). All diese Deckenbewegungen waren Süd-gerichtet.

Nach FRITZ (1991), MATTE et al. (1990), NEUBAUER (1991) und SCHULMANN et al. (1991) war in der östlichen Böhmisches Masse eine kräftige Nordnordost gerichtete, Nordnordost-Südsüdwest streichende, rechtssinnige Transpressionszone wirksam (FUCHS, 1991a: Abb.5). Sie bewirkte eine großräumige Syntaxis, eine Biegung des bereits geformten Ost-West streichenden Orogens in die Nord-Süd-Richtung, wie sie in Mähren und im Waldviertel zu beobachten ist. Dabei wurde die Südsüdost-Vergenz des Moldanubikums zur West-Vergenz geschleppt. Der Raummangel im Inneren des Bogens führte zum Ausbrechen des Moldanubikums und zur Ost-gerichteten Überschiebung des Moravikums (FUCHS, 1991a: Abb.6). Die Moldanubische Überschiebung und die Deckenbewegungen im Moravikum erfolgten unter amphibolitfaziellen Bedingungen. Im Moravikum war diese progressiv, während sie sich im bereits höher metamorphen Moldanubikum regressiv auswirkte. Es kam im Grenzbereich zum Moravikum zur Bildung der Glimmerschieferzone. Die Subduktion des Moravikums führte wahrscheinlich zu großräumigen Aufschmelzungen und zur Entstehung des moldanubischen Plutons (FUCHS, 1976; NEUBAUER, 1991).

Im Sedimentbecken von Mähren scheint das Einsetzen der Transpression im von DVOŘAK (1973) festgestellten Umschwung von regressiver Sedimentation im Ober-Devon zur Flyschbildung angezeigt zu werden. Die Moldanubische Überschiebung und die Deckenbewegungen im Moravikum führten zur Zunahme der Korngrößen und Sedimentmächtigkeiten im Ober-Visé und der beschleunigten Ost-Verlagerung der Beckenachse.

Nach dem Abklingen der variszischen Regionalmetamorphose kam es zur Bildung der etwa West-Ost-streichenden Mylonit- und Kataklastezonen, an welchen rechtssinnige Seitenverschiebungen stattfanden. Das Einfallen ist an diesen Störungen mittelsteil bis flach. Steilstehende, meist Nord-Süd-streichende Brüche führten zu Verstellungen der oben genannten Störungen. Die Brüche sind teils spätvariszisch (Furche von Boskovice), teils wurden sie alpidisch gebildet oder reaktiviert (Diendorfer Störung).

6.2. Junge Bedeckung

Als Folge der variszischen Gebirgsbildung wurden weite Teile des späteren Europas zu Festland. Mit dem Ausklingen der Gebirgsbildung vor ca. 330 Mill.J.

zog sich das Meer auch von der Böhmisches Masse zurück und gleichzeitig damit begann die Abtragung des Gebirges. Reste dieser ersten Abtragungsphase aus dem oberen Karbon und Perm blieben in tektonischen Grabenstrukturen, wie in der Furche von Boskovice oder im Bereich von Zöbing erhalten (VASICEK, 1991; VASICEK & STEININGER, 1999).

Während des gesamten Mesozoikums und Paläogens setzte sich die langsame Hebung der Böhmisches Masse fort und die Abtragung und Einebnung ging weiter. Es ist anzunehmen, dass das ehemalige variszische Gebirge bis zur Oberkreide weitgehend zu einer flachwelligen Hügellandschaft eingeebnet und bis zu seinem innersten kristallinen Kern abgetragen war.

Für die Bildung der heute noch sichtbaren Oberflächenformen der Böhmisches Masse war die Klimaentwicklung im Eozän von großer Bedeutung. In dieser Zeit war die Böhmisches Masse einer tief greifenden, tropischen Verwitterung ausgesetzt, bei der mächtige Verwitterungsdecken gebildet wurden und Roterde (Laterit) und Porzellanerde (Kaolin) entstanden (STEININGER & ROETZEL, 1994). Erosionsreste dieser Verwitterungsdecke blieben als Kaolin im Raum von Mallersbach und bei Únanov nördlich von Znojmo (Znaim) erhalten. Sie entstanden an Ort und Stelle durch Verwitterung des Bittescher Gneises, bzw. des Thaya-Granites. Diese Verwitterungsdecke wurde danach im Oligozän und Untermiozän abgetragen und umgelagert, wodurch im unteren Miozän (Eggenburgium–Ottangium) in unserem Raum die Kaolinsande von Niederfladnitz, die zur Langau-Formation gerechnet werden, gebildet wurden. Neben der intensiven flächigen Vergrusung der kristallinen Gesteine führte die tropische Verwitterung besonders bei den granitischen Gesteinen zur so genannten „Wollsackverwitterung“.

Mit der Heraushebung der Alpen und Karpaten aus dem Tethysmeer bildete sich ab dem Eozän ein Meeresbecken zwischen den Alpen und der Böhmisches Masse, das als Paratethys bezeichnet wird (RÖGL, 1998; RÖGL & STEININGER, 1983). In diese Alpin-Karpatische Vortiefe (Molassezone) gelangte vor allem der Abtragungsschutt von den Alpen im Süden aber auch von der nördlich und nordwestlich anschließenden Böhmisches Masse. Im Laufe des Oligozäns und vor allem des Miozäns war der südliche und östliche Rand der Böhmisches Masse von mehreren Meeresüberflutungen betroffen.

Auf dem Blatt 8 Geras blieben vor allem von einem Meeresvorstoß im unteren Untermiozän (Eggenburgium–Ottangium: ca. 21–17,2 Mill.J. vor heute) eine Reihe von z.T. fossilführenden Meeresablagerungen erhalten. Diese sind auf den benachbarten Kartenblättern im Süden, Südosten und Osten, im weiteren Raum von Horn, Eggenburg und Retz, in vielfältiger Ausbildung und mit reicher Fossilführung großflächig verbreitet.

Durch die Transgression des Meeres in eine Landschaft mit ausgeprägtem Relief, aufragenden Kristallinkuppen und dazwischen liegenden seichten Becken entstanden lokal sehr unterschiedliche und rasch wechselnde Ablagerungsbereiche. Es bildeten sich stille, geschützte Strände in kleinen Meeresbuchten, in den offenen Meeresbereichen gab es aber auch Küstenabschnitte mit starker Brandung. Gleichzeitig existierten in Landnähe Flussmündungen mit Braunkohlesümpfen und seichte, schlammige Meeresbereiche mit Süßwasserzufluss, in denen sich Austernbänke bildeten (ROETZEL et al., 1999b, STEININGER & ROETZEL, 1999).

Dieser Meeresvorstoß begann im unteren Eggenburgium im Südosten der Böhmisches Masse, wo im Raum Fels-Oberholz seichtmarine, fossilreiche Sande der Fels-Formation erhalten blieben. Danach drang das Meer langsame in das Horner Becken vor, wodurch der Mündungsbereich des Horner Flusses immer weiter nach Norden zurückgedrängt wurde. Dieser Fluss, der seit dem Oligozän von Südböhmen kommend das heutige Waldviertel durchquerte, hinterließ die groben Sande und Kiese der St.Marein-Freischling-Formation, die aus zahlreichen Erosionsresten aus dem Raum Gmünd, Kirchberg am Wald, Großglobnitz, Großpoppen, Neupölla und aus dem gesamten Horner Becken be-

kannt sind. Im südlichen Horner Becken bildeten sich in einer Trichteröffnung über diesen oligozänen, fluviatil-limnischen Ablagerungen zuerst brackische Tone und Silte (Mold-Formation) und darüber gut sortierte, vollmarine Sande des seichten Küstenbereiches mit typischen, großwüchsigen Muscheln und Schnecken (Loibersdorf-Formation).

Erst etwas später erreichte im oberen Eggenburgium der Meeresvorstoß den Ostrand der Böhmisches Masse im Gebiet von Eggenburg, Retz und Znojmo (Znaim). Ähnlich wie zuvor im Horner Becken begann in diesem Gebiet die Sedimentfolge mit schlecht sortierten, fossilreichen Silten, Tonen und Sanden (Kühnring-Subformation). Deren Fossilanteil lässt die Ablagerung in einem landnahen, sehr seichten, schlammreichen Bereich mit zeitweiligen Schwankungen des Salzgehaltes erkennen. Reste von Landwirbeltieren (z.B. *Brachyodus onoides*) und der Schädel eines Fisch fressenden Krokodils (*Gavialosuchus eggenburgensis*) zeugen ebenfalls von der Landnähe der Ablagerungen.

In den seichten, wellendominierten Küstenbereichen wurden, abhängig von der Entfernung zu aufragenden Kristallininseln, Sande mit unterschiedlichen Korngrößen- und Sortierungsmerkmalen abgelagert. Über der kristallinen Basis und in der Nähe von Kristallinaufragungen bildeten sich dagegen Fein- bis Grobkiese mit Granitgeröllen. Auch in diesen Ablagerungen der Burgschleinitz-Formation finden sich eine Vielzahl von Muscheln und Schnecken, die am Meeresboden oder im Sediment grabend lebten. In tieferen, geschützten und ruhigeren Bereichen der Eggenburger Bucht gelangten dagegen auf sandigen Schlammböden Feinsande und Silte (Gauderndorf-Formation) zur Ablagerung. In den schlammigen, nährstoffreichen Böden wühlten zahlreiche dünn-schalige Muscheln, deren doppelklappige Schalenreste massenhaft in diesen Feinsedimenten erhalten geblieben sind. Neben den Resten dieser wirbellosen Tiere finden sich in den Sanden der Burgschleinitz-Formation nicht selten Knochenreste oder Zähne von Meereswirbeltieren, z.B. von Fischen, Meeresschildkröten oder Meeressäugetieren (vgl. ROETZEL et al., 1999b).

Nach einem kurzzeitigen Rückzug des Meeres im oberen Eggenburgium begann der Meeresspiegel an der Wende von oberem Eggenburgium und Ottnangium wieder sehr rasch anzusteigen, wobei das Meer noch weiter gegen Nordwesten und Westen auf die Böhmisches Masse vordrang. In Südmähren, im Raum von Znojmo (Znaim) erreichte die Transgression wahrscheinlich erst zu dieser Zeit die Böhmisches Masse (ČTYROKÝ, 1993).

Bei diesem neuerlichen Meeresvorstoß entstanden im Raum von Eggenburg die fossilreichen Kalksandsteine und Kalksande der Zogelsdorf-Formation. Diese sind vor allem in der Eggenburger Bucht und gegen Westen bis ans Horner Becken verbreitet, wo in dem nach Osten durch zahlreiche Granitkuppen geschützten Bereich eher ruhige Ablagerungsbedingungen herrschten. In diesem Gebiet bedeckten feinkörnige Ablagerungen aus den zerkleinerten Resten der dort lebenden Organismen, wie einer Vielzahl verschiedener Muscheln und Schnecken, Seeigeln, Moostierchen und Kalkrotalgen den Meeresboden.

Nordöstlich von Pulkau werden die Kalksandsteine immer häufiger durch Sandzwischenlagen unterbrochen und gehen im Raum von Retz in die zeitgleichen Sande der Retz-Formation über. Diese glimmerreichen, z.T. siltigen Fein- bis Grobsande, in denen auch die berühmten Weinkeller der Stadt Retz angelegt sind, führen nur mehr untergeordnet Einschaltungen von fossilreichen Kalksandsteinen und selten tonige, tuffitische Lagen. Auch in diesen Sanden schalten sich in Kristallinnähe sandige Fein- bis Grobkiese mit Granitgeröllen ein.

Durch den weiteren Meeresspiegelanstieg im Laufe des Ottnangiums, 18–17,2 Mill.J. vor heute, drang das Meer so weit nach Westen vor, dass auch der östliche Rand der Böhmisches Masse von einem offenen Meer bedeckt war. Dadurch wurden über den küstennahen, sandreichen Ablagerungen, mit diesen aber auch seitlich verzahrend, die feinkörnigen, tonigen und kalkfreien Beckensedimente der Zellerndorf-Formation abgelagert.

Nach Westen wurden die vollmarinen Sedimente der Zellerndorf-Formation von einer marin-brackischen Fazies abgelöst. In isolierten Becken auf der Hochfläche, wie z.B. im Raum von Weitersfeld, liegen über den Sanden der Burgschleinitz-Formation, die dort wahrscheinlich erst am Beginn des Otnangiums abgelagert wurden, meist kalkfreie, smektitreiche, sehr feinkörnige Tone der Weitersfeld-Formation. Im basalen Teil treten häufig Silte bis siltige Feinsande, oft mit großen Mengen von Schwammnadeln auf. Einschaltungen von Diatomit mit brackischen Kieselalgen lassen bereits einen verminderten Salzgehalt des Wassers erkennen.

Noch weiter westlich, im Raum von Langau, aber auch nördlich, im Raum von Niederfladnitz und Znojmo (Znaim), wurden in seichten, isolierten Senken und in überfluteten Flusstälern die seichtmarinen bis brackischen, von Süßwasserzufluss beeinflussten Sedimente der Langau-Formation abgelagert. Nördlich von Langau bildeten sich beim Vordringen des Meeres in eine Trichterermündung eines kleinen Flusses in meeresnahen Senken Moore und Sumpfwälder, wo Braunkohle gebildet wurde. Horizonte aus smektitreichen Tonen belegen rhyolithisch-tuffitische Einschaltungen, die vermutlich mit der intensiven vulkanischen Tätigkeit in den Vulkangebieten in Nordungarn und der Westslowakei im Otnangium zusammenhängen.

Der Höchststand des Meeresspiegels wurde im Otnangium mit den Ablagerungen der Riegersburg-Formation erreicht. Die sehr hellglimmerreichen Feinsande bis Silte, die randlich in gut gerundete Kiese übergehen, wurden von den stark verwitterten Glimmerschiefern der benachbarten Hügel abgetragen. Sie liegen im Raum Langau-Riegersburg über der Langau-Formation und können als strandnahe Ablagerungen eines seichten, flachen Meeres interpretiert werden.

Im oberen Otnangium, rund 17,3 Mill.J. vor heute, begann sich das Meer wiederum von der östlichen Böhmisches Masse zurückzuziehen. Zeugen des marinen Hochstandes sind wahrscheinlich die schlecht sortierten, rotbraunen bis gelbbraunen, siltig-sandigen Quarzkiese, Sande und Silte der Theras-Formation im Gebiet von Niederfladnitz, Weitersfeld und Theras, die dort auf einer Erosionsfläche über den älteren Meeresablagerungen liegen (vgl. ROETZEL, 1993).

Auch im oberen Untermiozän (Karpatum) und im unteren Mittelmiozän (Badenium), vor ca. 17–15 Mill.J., überfluteten seichte Meere den Rand der Böhmisches Masse oder drangen zeitweise sogar weit nach Westen ins Landesinnere vor. Ablagerungen dieser Meeresüberflutungen, wie die der Laa-Formation aus dem Karpatum oder der Grund-Formation und Gaindorf-Formation aus dem unteren Badenium, blieben jedoch meist nur im Weinviertel vor der Abtragung verschont. Zeitlich nicht eindeutig einstuftbar ist die Bildung der Sande von Augustov im tschechischen Teil des Blattes 8 Geras, doch ist es aufgrund der Fossilführung am wahrscheinlichsten, dass diese von dem mittelmiozänen Meeresvorstoß im unteren Badenium stammen.

Nach dem Rückzug des Meeres gegen Osten entstanden im oberen Miozän, vor rund 11–5 Mill.J., am Rand der Böhmisches Masse Flusssysteme, die oft in weiten Mäandern auf den, im Laufe des Erdmittelalters und der Erdneuzeit geschaffenen Verebnungsflächen flossen. Vor allem im westlichen Teil des Blattes 8 Geras blieben reliktsch über dem Kristallin meist quarzreiche, grobe, vermutlich fluviatile Kiese erhalten, deren Alter nicht genau bestimmt werden kann. Wahrscheinlich handelt es sich um mittel- oder obermiozäne, möglicherweise auch pliozäne Restschotter.

Im Pliozän und zu Beginn des Pleistozäns, vor ca. 5–1,5 Mill.J., kam es durch Krustenbewegungen in Zusammenhang mit den weiterhin nordwärts vordringenden alpinen Einheiten zu einer bedeutenden Heraushebung von Teilen der Böhmisches Masse, bei gleichzeitiger Absenkung des Vorlandes. Unter Beibehaltung ihres Laufes schnitten sich die Flüsse am Rand der Böhmisches Masse tief

in die miozänen Ablagerungen und den kristallinen Untergrund, wodurch auch das eindrucksvolle, 120–230 m tiefe Tal der Thaya und ihrer Zuflüsse mit Talmäandern und Biegungen entstand. Entlang des Thayatales und der Nebenbäche blieben nur wenige Schotterreste in verschiedenen Höhen erhalten, die die langsame Eintiefung des Flusses im Laufe der Zeit bezeugen (vgl. ROETZEL et al., 2005).

Während des Pleistozäns, im Laufe der letzten 1,8 Millionen Jahre, wurden die Gesteine an den Flanken des Thayatales weiter erodiert und modelliert. Vor allem in den Kaltzeiten des Pleistozäns, den so genannten Eiszeiten, wirkte die physikalische Verwitterung durch Schnee, Regen, Frost und Wind zerstörend und formend. Weiters erfolgte durch die Tiefenerosion des Flusses die Entlastung der Gesteine und die weitere gravitative Zerlegung. So entstanden Felstürme, Blockfelder und Blockströme.

Besonders in den Kaltzeiten wurde vor allem auf den Hochflächen oberhalb des Thayatales, in geringem Ausmaß auch im Tal selbst, Löss angeweht. Dieser feine Staub wurde von den vorherrschenden West- und Nordwestwinden ausgeweht und anschließend vor allem im Windschatten der Hügel, und dort meist an den nach Osten und Südosten gerichteten Hängen, abgelagert. Die Lössen im Bereich des Blattes 8 Geras wurden meist aus den benachbarten miozänen Ablagerungen und den periglazialen Verwitterungsdecken der kristallinen Gesteine der Böhmisches Masse ausgeblasen. Heute bilden Lössen vielfach den Untergrund für die besten Böden für die Landwirtschaft und den Weinbau. Durch das feuchtere Klima im Bereich der Böhmisches Masse ist der Löss stellenweise lokal verlehmt, sodass dort meist entkalkte Lösslehme entstanden.

In den wärmeren und feuchteren Perioden des Pleistozäns konnten sich durch das gemäßigte Klima und die Vegetation Böden bilden, die heute in den Lössen als rotbraune, dunkelbraune bis schwarze Lagen zu erkennen sind.

Durch periodische Aufwehung von Löss auf Fließbetten entstanden im Pleistozän lokal deluvio-äolische Ablagerungen die als Wechsellagerungen von solifluidalen Silten und Tonen mit äolischen, siltigen bis siltig-sandigen Sedimenten erkennbar sind. Deluviale Ablagerungen entstanden im Pleistozän überwiegend durch Hangabwärtskriechen von aufgetauten, wasserübersättigten, tonig-siltig-sandig-steinigen Massen über Dauerfrostböden. Am weitesten verbreitet sind deluviale Ablagerungen in Mulden, flachen Dellen und in Hangfußlagen. Sie führen in Kristallinnähe oder in der Nähe von Kiesablagerungen vermehrt Kristallinbruchstücke oder Kiesanteile oder gehen in Kristallinnähe in Kristallinschutt über.

Mit dem Beginn des Holozäns vor ca. 11.700 Jahren begann es wieder deutlich wärmer und feuchter zu werden. Die Durchflussmenge der Thaya wurde größer und der Fluss konnte die vorher angehäuften Ablagerungen nun wieder abtragen. Diese Dynamik und die etappenweise Eintiefung des Flusses spiegeln mehrere Erosionsstufen in der Talau der Thaya und des Fugnitzbaches wider. Die rezenten, fluviatilen und deluvio-fluviatilen Ablagerungen bilden in nahezu allen Tälern, Gräben und Dellen unterschiedlich mächtige Akkumulationskörper, bestehen je nach Lage und Einzugsgebiet aus tonigen bis lehmigen Silten, Sanden oder Kiesen und führen z.T. Kristallinbruchstücke und -blöcke.

Das von der Hochfläche abgespülte und in den Seitenbächen und Gräben abgetragene Material wird an deren Mündungen bis heute oft in kleinen Schwemmfächern aufgeschüttet. Bedingt durch die weiträumige Drainagierung feuchter Wiesen in den letzten Jahrzehnten ist die Anzahl von Vernässungen und Anmooren drastisch reduziert worden. Die geologischen Veränderungen dauern bis in unsere Gegenwart an und in manchen Fällen, wie z.B. im Bereich des ehemaligen Braunkohlebergbaus Langau, beeinflusst auch hier der Mensch nachhaltig die Gestalt der Landschaft.

7. Geophysikalische Landesaufnahme

(A. AHL & P. SLAPANSKY)

7.1. Übersicht zu regionalen geophysikalischen Untersuchungen

Ergebnisse regional ausgerichteter geophysikalischer Untersuchungen, die den tieferen Untergrund des Blattes 8 Geras betreffen, sind bezüglich der Methoden der Seismik, Magnetotellurik und Audiomagnetotellurik, Gravimetrie und Magnetik bei ARIC et al. (1997) dargestellt.

Flächendeckende geophysikalische Untersuchungen am Blatt 8 Geras wurden für den österreichischen Anteil im Zuge der aeromagnetischen Vermessung Österreichs (AMVÖ; HEINZ et al., 1986), der hubschraubergeophysikalischen Messungen (Messgebiete Geras und Pulkau/Nord) (SEIBERL & ROETZEL, 1997, 1998), sowie gravimetrischer Untersuchungen (S47-GEO „Präalpidische Kruste in Österreich“, MEURERS, 1994; MEURERS & STEINHAUSER, 1990) durchgeführt.

7.2. Aerogeophysik

Aeromagnetik von Österreich (AMVÖ)

Die Aufnahmen zur AMVÖ wurden in den Jahren 1978 bis 1982 mittels eines Kernpräzessionsmagnetometers, das als Sonde unter einem Tragflächenflugzeug mitgeführt wurde, durchgeführt. Die Befliegung erfolgte im Gebiet des Blattes 8 Geras in konstanter Höhe von 800 m über Adria Null. Der Abstand zwischen einzelnen Ost-West verlaufenden Messprofilen betrug etwa 2 km, der zwischen den Nord-Süd verlaufenden Kontrollprofilen etwa 10 km. Angaben zur Mess- und Auswertemethodik finden sich bei HEINZ et al. (1986) und GUTDEUTSCH & SEIBERL (1987).

Die Ergebnisse wurden in Form einer Isanomalienkarte der magnetischen Totalintensität dargestellt (HEINZ et al., 1986; SEIBERL, 1991). In dieser sind die durch die magnetischen Eigenschaften der oberen bis obersten Erdkruste bedingten Abweichungen der Totalintensität des Erdmagnetfeldes (ΔT) vom globalen „International Geomagnetic Reference Field“ (IGRF) als Anomalien erkennbar.

Die Abb. 19 stellt die Ergebnisse für Blatt 8 Geras und die nähere Umgebung anhand neuer Berechnungen von Andreas AHL dar, die zum Pol reduziert durchgeführt wurden (die magnetische Inklination wird mit 90° angenommen, wodurch Anomalien stets senkrecht, direkt über Störkörper, dargestellt sind).

Hubschraubergeophysik Messgebiete „Geras“ und „Pulkau/Nord“

In den Jahren 1995, 1996 und 1997 wurden die hubschraubergeophysikalischen Messungen in den Messgebieten „Pulkau-Nord“ (SEIBERL & ROETZEL, 1997) und „Geras“ (SEIBERL & ROETZEL, 1998) durchgeführt.

Bei diesen Messungen sollte die Flughöhe möglichst 80 m über Grund und der Messprofilabstand 200 m betragen. Es wurden Messungen der magnetischen Totalintensität, elektromagnetische Messungen in zwei Frequenzen (7200 Hz und 900 Hz für unterschiedliche Eindringtiefen), sowie gammastrahlenspektrometrische Messungen durchgeführt. Die Messgeräte sind dabei z. T. in einer unter dem Hubschrauber hängenden Sonde, z.T. auch im Hubschrauber selbst eingebaut. Mess- und Auswertemethodik sind bei SEIBERL & ROETZEL (1997, 1998) im Detail beschrieben.

Magnetik

In der Südost-Ecke des Blattes 8 Geras ist eine äußerst markante Nordnordost-Südsüdwest streichende magnetische Struktur randlich angeschnitten, die

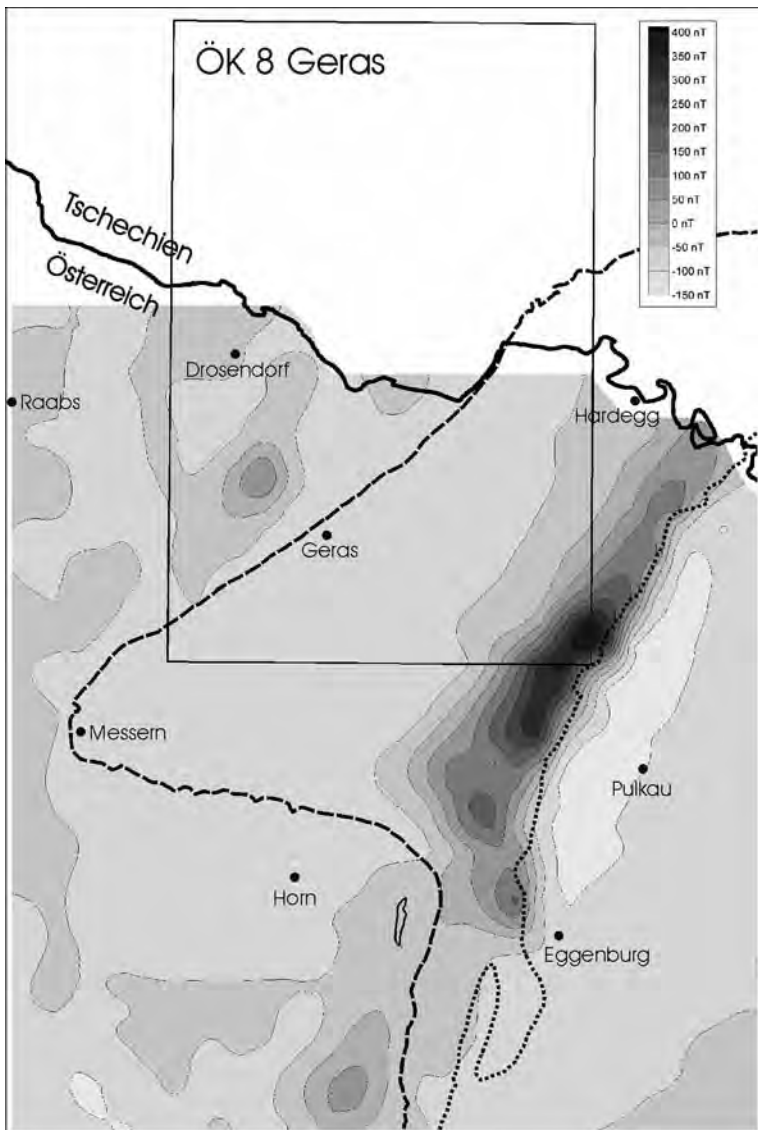


Abb. 19.
Karte der Anomalien der magnetischen Totalintensität ΔT auf Blatt 8 Geras und seiner Umgebung, basierend auf den Daten der Aeromagnetik von Österreich: Isanomalien der Totalintensität mit Isolinienabstand 50 nT, Messhorizont 800 m, neu ausgewertet und polreduziert dargestellt (Berechnung Andreas AHL). Strichlierte Linie: Moldanubische Überschiebung, gepunktete Linie: Begrenzung des Thaya-Batholiths.

über eine Strecke von etwa 30 km, von Merkersdorf bis Sigmundsherberg und Kühnring, verfolgbare (Anomalie von Theras). Sie zählt zu den stärksten geomagnetischen Anomalien Österreichs (SEIBERL, 1991) und ist an oft sehr magne-

titreiche Glimmerschiefer und verwandte Metasedimente der Therasburg-Gruppe gebunden. Die Magnetitanreicherungen in den Glimmerschiefern und Phylliten werden als klastische Einstreuungen von Schwermineralsanden (Seifenbildungen) aus einem ursprünglich basisch - magmatischem Liefergebiet gedeutet (LIBOWITZKY, 1989, 1990).

In der direkten Umgebung von Theras wurden die aerogeomagnetischen Messungen durch bodengeophysikalische Untersuchungen (Magnetik und Gravimetrie) weitgehend bestätigt (TAUBENSCHUSS, 1988). Es wurde dabei festgestellt, dass magnetische und gravimetrische Maxima weitgehend übereinstimmen. Der Tiefenverlauf der gesamten Anomalie konnte daher durch gravimetrische Modellrechnungen (Bestimmung der Trennfläche eines Zweischichtenmodells) ermittelt werden (TAUBENSCHUSS, 1988). Dies belegt, dass es sich bei den gravimetrischen und magnetischen Störkörpern um die selben Nordnordost-Südsüdwest streichenden Gesteinsserien handelt, die nahe der Oberfläche liegen und z. T. direkt anstehen.

Die in wesentlich geringerer Höhe gemachten Hubschraubermessungen der Magnetik besitzen entsprechend höhere Auflösung und zeigen, dass die Anomalie durch einen Wechsel von langgestreckten, schmalen, nahezu parallel verlaufenden, hoch magnetischen mit nicht magnetischen Zonen innerhalb der Therasburg-Gruppe aufgebaut ist (SEIBERL & ROETZEL, 1997).

Die höheren Einheiten des Moravikums (Pernegg-Gruppe, Bittesch-Einheit) sind durch geringe Magnetisierung charakterisiert. Lediglich gering mächtige Amphibolite der Bittesch-Einheit bewirken in den Hubschraubermessungen Zonen mit leicht erhöhten Werten der Totalintensität (SEIBERL & ROETZEL, 1998).

In der hangenden Drosendorfer und insbesondere der Gföhler Einheit treten wiederum höhere Magnetisierungen und lokal starke Anomalien auf. Der Gföhler Gneis weist zwar nur eine durchschnittliche Suszeptibilität von $0,16 \times 10^{-3}$ [SI] auf (JILG, 1992) und ist dem entsprechend in seinem gesamten Verlauf durch eine gegenüber der Umgebung geringere Magnetisierung charakterisiert, mit ihm vergesellschaftet sind aber z. T. mächtige basische bis ultrabasische Serien. (Amphibolite: Suszeptibilitäten im Durchschnitt $0,65$ bis $2,59 \times 10^{-3}$ [SI]), serpentinierte Ultrabasite: Suszeptibilität durchschnittlich $23,86 \times 10^{-3}$ [SI]).

Ein markantes Maximum im Südwesten des Kartenblattes ist durch Ultrabasite im Bereich Pingendorf bedingt, ein etwas kleineres Maximum durch Ultrabasite südöstlich Drosendorf (SEIBERL & ROETZEL, 1998).

Auch auf dem tschechischen Anteil des Blattes Geras liegt ein deutliches magnetisches Maximum im Bereich der Gföhler Einheit etwa zwischen Vysočany (Wisokein) und Velký Dešov (Großdeschau) (BLÍŽKOVSKÝ et al., 1988; KODYM, 1967).

Eine in der Hubschraubermessung sehr markante lokale Anomalie, die allerdings in der AMVÖ, wohl aufgrund des wesentlich höheren Messhorizonts, überhaupt nicht in Erscheinung tritt, liegt im Bereich der Magnetitlagerstätte des Arzberges bei Kottaun (SEIBERL & ROETZEL, 1998). Die Anomalie ist durch Magnetitvererzungen in Pyroxeniten der Gföhler Einheit bedingt (GÖTZINGER, 1978, 1981). Die Erze wurden im 19. Jh. abgebaut (vgl. Kapitel 8. Mineralische Rohstoffe). Diese Vererzungen werden als Skarne eingestuft, das Volumen des Erzkörpers wird mit $1,5$ bis 3 Mio. m^3 angenommen (GÖTZINGER et al., 1994).

Werte der magnetischen Suszeptibilität der auf Blatt 8 Geras anstehenden Gesteinsserien wurden von HÖSCH & STEINHAUSER (1985) und JILG (1992) publiziert. Einen Überblick gibt die Abb. 20.

Elektromagnetik

Die erste Auswertung erfolgte unter der Annahme eines homogenen Halbraums unter einer hochohmigen Deckschicht (SEIBERL & ROETZEL, 1997, 1998). Bei einer Interpretation der scheinbaren Tiefen muss beachtet werden, dass die Modellannahmen nur für den Fall einer Deckschicht mit sehr hohem Widerstand

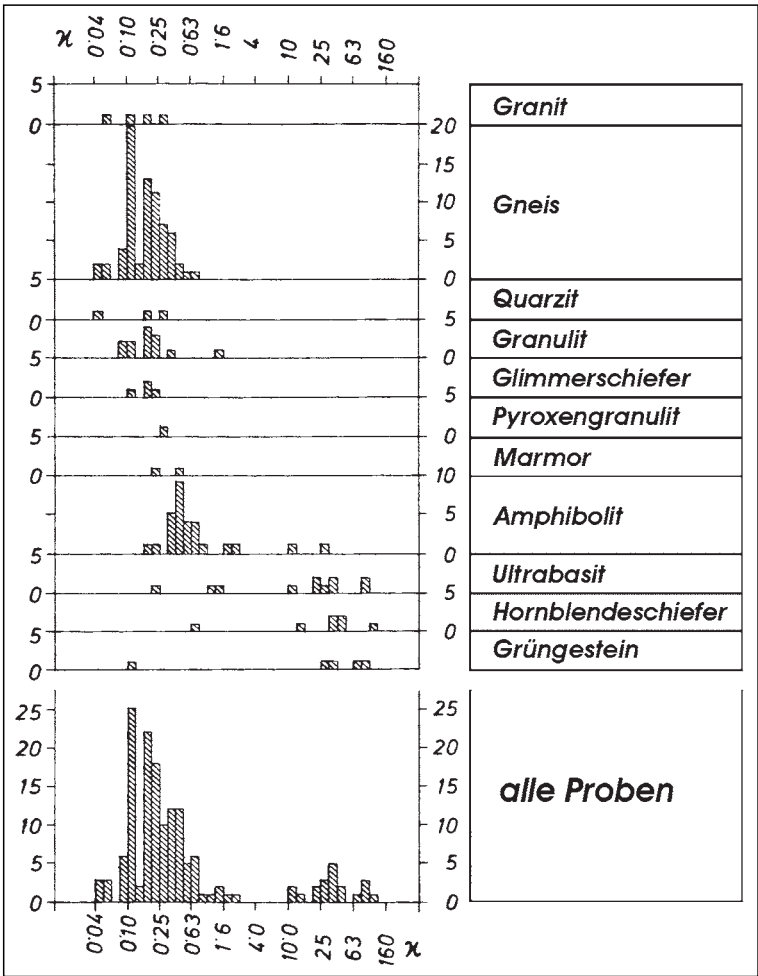


Abb. 20. Magnetische Suszeptibilitäten (κ) charakteristischer Gesteine der östlichen Böhmisches Masse (10^{-3} [SI-Einheiten]), nach HÖSCH & STEINHAUSER (1985), umgezeichnet und z.T. korrigiert.

gültig sind. Diese Voraussetzungen sind für lokale Interpretationen im Detail nachzuprüfen. Auf Blatt 8 Geras dürften sie wohl nur selten zutreffen, am ehesten im Becken von Weitersfeld, wobei sich eine maximale Mächtigkeit der Weitersfeld-Formation von bis zu 20 m ergeben würde. Diese Mächtigkeit ist durch eine Bohrung südlich von Weitersfeld (vgl. Bohrung 62) auch nachgewiesen.

Eine weitere Inversion der elektromagnetischen Daten wurde mit der Modellannahme eines horizontal geschichteten Halbraums unter Benutzung künstlicher neuraler Netze durchgeführt (AHL, 2000).

Die räumliche Verteilung des elektrischen Widerstands ermöglicht die Abgrenzung neogener und quartärer Sedimente, sowie von Zonen tiefgründiger Verwitterung.

terung im Kristallin. So sind niedrigohmige Strukturen im Bereich des Drosendorfer Fensters auf starke tonige Verwitterung, vor allem von Glimmerschiefern zurückzuführen (AHL, 2000). Der niedrigohmige Bereich südwestlich Drosendorf, zwischen Oberthumeritz und Unter-Pfaffendorf, ist hingegen auf Graphite und graphitreiche Gesteine der Drosendorfer Einheit zurückzuführen (SEIBERL & ROETZEL, 1998). In diesen findet sich auch eine Reihe von ehemaligen Graphitbergbauern, z. B. Ober- und Unterthürna, Autendorf, Wollmersdorf und Oberthumeritz (WEBER & GÖTZINGER, 1997). Die Widerstandswerte der übrigen kristallinen Gesteine liegen zumeist zwischen 100 und 500 Ohmm, lokal auch bis zu 6000 Ohmm. Eine Zone mit vermutlich tiefgreifender tonig-sandiger Verwitterung innerhalb des Kristallins südlich von Mallersbach ist durch niedrige Widerstandswerte gekennzeichnet (SEIBERL & ROETZEL, 1997).

Im Langauer Becken bestätigt das quasi 3D-Modell einen aus geologischen Gründen vermuteten Anstieg des Tongehalts innerhalb des Beckens gegen Nordosten (AHL, 2000).

Widerstandswerte bis 30 Ohmm entsprechen pelitreichen Ablagerungen, sandig-kiesige Sedimente haben oft Widerstandswerte bis 100 Ohmm. So unterscheiden sich z.B. im Langauer und Riegersburger Becken die Tone und Silte der Langau-Formation deutlich von den sandigen und kiesigen Sedimenten dieser Formation und jenen der Riegersburg-Formation. Auch die sedimentgefüllten Rinnen zwischen Geras und Oberhöflein und südwestlich Ludweishofen sind sehr gut zu erkennen, ebenso die Tone der Weitersfeld-Formation im Becken von Weitersfeld, etwas undeutlicher die diskordant darüber liegenden grobklastischen Sedimente der Theras-Formation.

Radiometrie

Aufgrund ihrer natürlichen Gammastrahlung können die Gehalte einzelner Elemente (Kalium, Uran, Thorium, Cäsium) an der Oberfläche ermittelt werden. Die Eindringtiefe bei dieser Messmethode beträgt maximal wenige Dezimeter, es wird somit nur das direkt an der Oberfläche anstehende Material erfasst.

Die Messergebnisse der Radiometrie sind in Form der Dosisleistung, weiters als in Äquivalente umgerechnete Werte für Kalium (in % K), Uran und Thorium (in ppm U und ppm Th), sowie als ternäre Verteilung dieser Elemente dargestellt. Weiters wurde die Konzentration von ^{137}Cs gemessen (SEIBERL & ROETZEL, 1997, 1998).

Kalium tritt in Gesteinen vor allem in Kalifeldspat, Glimmern und Tonmineralen auf, Uran und Thorium vor allem in den Akzessorien Zirkon, Monazit, Orthit, Xenotim und Apatit, die in manchen Magmatiten und in detritischen Schwermineralfraktionen von Sedimentgesteinen angereichert sein können.

Die für den Strahlenschutz relevanten Werte der Dosisleistung zeigen im gesamten Bereich von Blatt 8 Geras keine erhöhten Werte von >1 mSv/Jahr. Die Belastung mit ^{137}Cs ist zumeist deutlich geringer als 40 kBq/m².

Die Elementgehalte sind im gesamten Messbereich auf Blatt 8 Geras für K, U und Th in allen geologischen Einheiten relativ gering und die Verteilung ist recht monoton.

Die Kaliumgehalte betragen etwa 2–3 %, sie sind geringer in neogenen Sedimenten (<2 %) und relativ erhöht in der Löss-, Lösslehm- und Verwitterungslehmbedeckung. Die höchsten Werte treten mit 4 % K im Granulit nahe der Staatsgrenze nordwestlich von Langau auf. Die Urangelhalte liegen fast durchwegs bei etwa 3–4 ppm, selten lokal bis zu 5–7 ppm. Die Thoriumgehalte sind mit zumeist <10 ppm, im Weitersfelder Stengelgneis bis zu 13 ppm, ebenfalls relativ gering. Geringe Th-Gehalte finden sich in neogenen Sedimenten, relativ hohe jedoch in Lössarealen etc. (bis zu 20 ppm Th) und in deluvialen Schutttablagerungen.

Insgesamt kann festgestellt werden, dass vor allem die Lössbedeckung vergleichsweise höhere Thorium- und Uran-, aber auch Kaliumgehalte aufweist.

Im Kartenbild sehr auffällig und für die Interpretation der Gammastrahlenmessungen wesentlich ist, dass in Waldarealen die Werte für alle drei Elemente deutlich erniedrigt sind. Als Ursache für diesen Dämpfungseffekt der Radiometrie-werte in Waldbereichen gelten die Vegetation, sowie die Bodenbedeckung des Waldbodens (Streuschicht).

7.3. Gravimetrie

Der gesamte Bereich der Böhmisches Masse in Österreich wurde im Rahmen des Schwerpunktprojekts S47-GEO „Präalpidische Kruste in Österreich“ zwischen 1983 und 1991 mit einer mittleren Punktdichte von einer Station pro 4 km² gravimetrisch neu vermessen (MEURERS, 1993, 1994; MEURERS & STEINHAUSER, 1990). Zur Mess- und Auswertemethodik siehe MEURERS (1993), MEURERS & STEINHAUSER (1990) und ZYCH & MEURERS (2001).

Die Ergebnisse sind für Blatt 8 Geras und seine Umgebung in Abb. 21 dargestellt.

Das in Abb.21a dargestellte Schwerebild ergibt sich aus der Berechnung der Bougueranomalie, das nach Wellenlängenfilterung zur Trennung der Schwere-wirkung von Störkörpern unterschiedlicher Tiefenlage resultierende Trendfeld (Abb.21b) charakterisiert die regionalen Strukturen, das zugehörige Residualfeld (Abb.21c) bildet die Wirkung oberflächennaher Störmassen ab (MEURERS & STEINHAUSER, 1990).

Werte der Gesteinsdichten der an der Oberfläche anstehenden Einheiten, so-wie Karten der Dichteverteilung wurden von HÖSCH & STEINHAUSER (1985) und JILG (1992) publiziert. In der Tab. 1 sind Werte der Gesteinsdichte der wichtigsten Lithologien des Untersuchungsbereichs angegeben.

Das Gebiet ist charakterisiert durch lokale positive und negative Schwereanomalien mit Streichrichtung etwa Südwest-Nordost, die durch Zonen großer Horizontalgradienten getrennt sind und die teilweise sehr gut mit den Dichteverhältnissen an der Oberfläche korrelieren.

So bildet sich z. B. in dem Bouguerminimum westlich von Retz und Waitzen-dorf, östlich außerhalb von Blatt 8 Geras, der Thaya-Batholith ab (MEURERS, 1993, MEURERS & STEINHAUSER, 1990).

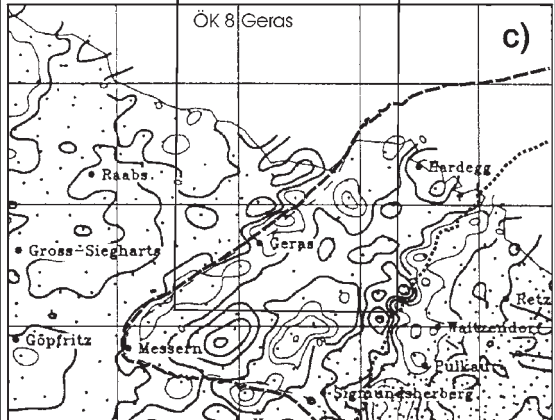
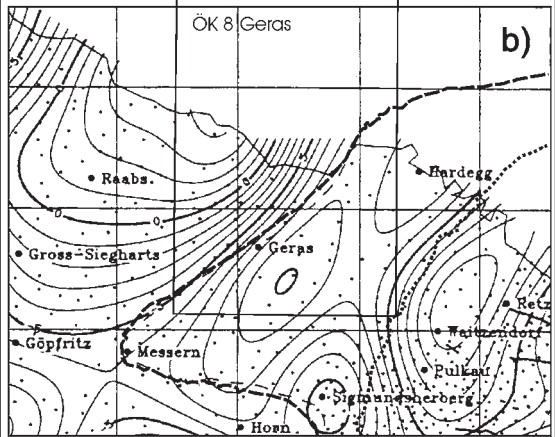
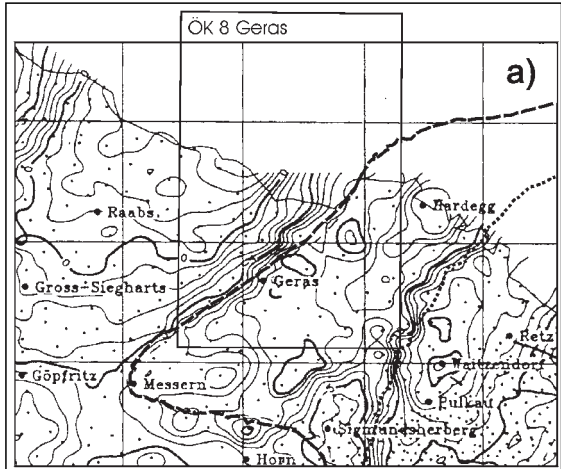
Tabelle 1.
Statistische Parameter zur Gesteinsdichte (nach JILG, 1992).
n = Anzahl der Proben, σ = Standardabweichung.

Gestein	n	Minimum	Maximum	Mittelwert	Median	σ
Moldanubikum						
Kalksilikatfels	32	2,51	2,80	2,69	2,72	0,08
Marmor	14	2,67	2,84	2,73	2,73	0,04
Amphibolit (Gföhler Einheit)	32	2,73	3,48	2,96	2,95	0,13
Amphibolit (Drosendorfer E.)	33	2,73	3,44	2,97	2,98	0,15
Granulit	28	2,54	2,84	2,66	2,67	0,06
Serpentinit	11	2,49	2,70	2,57	2,57	0,06
Paragneis (Drosendorfer E.)	78	2,41	2,78	2,64	2,64	0,07
Paragneis (Gföhler Einheit)	10	2,55	2,87	2,68	2,67	0,09
Gföhler Gneis	104	2,51	2,66	2,62	2,63	0,04
Moravikum						
Bittescher Gneis	27	2,46	2,64	2,59	2,59	0,04
Glimmerschiefer	4	2,57	2,84	2,76	2,82	0,13
Orthogneis	23	2,54	2,67	2,61	2,60	0,03
Paragneis	31	2,49	2,69	2,60	2,60	0,05
Quarzit	10	2,60	2,64	2,62	2,62	0,01
Thaya-Batholith	64	2,52	2,66	2,59	2,58	0,03

Abb. 21.
Schwerekarten des
Blattes 8 Geras (Rah-
men) und seiner Um-
gebung nach MEU-
RERS & STEINHAUSER
(1990).

- a) Bougueranomalie
Isolinienabstand 1
mGal.
- b) Regionalfeld
Isolinienabstand 1
mGal.
- c) Restfeld
Dicke Linien $\delta_g \geq 0$,
dünne Linien $\delta_g < 0$,
Isolinienabstand 1
mGal.

Strichlierte Linie: Mol-
danubische Über-
schiebung; gepunkte-
te Linie: Begrenzung
des Thaya-Batholiths.



Eine positive Schwereanomalie im Bereich Sigmundsherberg – Hardegg streicht als schmales Band Nord-Süd, weiter nördlich Südsüdwest-Nordnordost. Diese gravimetrische Anomalie korreliert weitgehend mit der magnetischen Anomalie von Theras (siehe oben) und ist somit wie diese an vielfach magnetitreiche Glimmerschiefer und verwandte Metasedimente der Therasburg-Gruppe gebunden.

Daran schließt gegen Westen ein negativer Schweretrog mit ähnlicher Streichrichtung an. Sehr deutlich ist hier die Korrelation in der Residualfeldverteilung, wo ein schmales Band negativer Restschwere exakt dem Bittescher Gneis folgt (MEURERS & STEINHAUSER, 1990).

Die westlich anschließende Drosendorfer und Gföhler Einheit liegen im Bereich eines starken gravimetrischen Gradienten, lokale Maxima der Residualschwere sind sehr wahrscheinlich durch die auch an der Oberfläche auftretenden Metabasite bedingt.

Im Raum um Raabs, zum Großteil bereits westlich außerhalb von Blatt 8 Geras, folgt eine breite Zone mit positiver Bourguerschwere und geringem Horizontalgradienten, welche mit den verbreitet auftretenden Amphibolitzügen in der Raabser Einheit in Verbindung gebracht werden kann (MEURERS & STEINHAUSER, 1990).

7.4. Montangeophysik

Geophysikalische Untersuchungsmethoden kamen im Zuge der Rohstoffprospektion auf Blatt 8 Geras vor allem zur Braunkohlenprospektion, sowie bei Untersuchungen der Magnetitlagerstätte Arzberg bei Kottaun zum Einsatz.

Zur Erfassung von oberflächlich oft nur schwer erkennbaren Neogenmulden, die potentiell braunkohlehöfzig sein könnten, wurden geoelektrische Widerstandskartierungen und Tiefensondierungen in den Messgebieten Langau, Geras und Goggitsch durchgeführt (WEBER, 1978). Dabei konnten Ausdehnung, Tiefe und Internbau der Neogenmulden ermittelt werden.

Im Bereich des ehemaligen Braunkohletagbaues Langau wurden refraktionsseismische, geoelektrische und magnetische Testmessungen durchgeführt (SCHMÖLLER & WEBER, 1982). Dabei erwies sich eine Kombination von geoelektrischer Widerstandskartierung und Tiefensondierung mit einigen refraktionsseismischen Profilen am erfolgversprechendsten für weitere Untersuchungen. Auch mittels induzierter Polarisation (IP-Messungen) konnten gute Prospektionsergebnisse erzielt werden (WEBER & NIESNER, 1986). Ebenso wurden refraktionsseismische Messungen bei der Kaolinprospektion angewandt (SCHMÖLLER, 1982).

Die Vererzungen am Arzberg konnten mittels bodenmagnetischer Messungen exakt abgegrenzt werden. 2D-Modellrechnungen zeigen, dass sie sich bis in eine Tiefe von etwa 100 m unter der Oberfläche verfolgen lassen (WEBER & SCHMÖLLER, 1981). Die Vererzungszonen tauchen gegen Westen in größere Tiefe ab. Diese Ergebnisse wurden durch Eigenpotentialmessungen (SP-Messungen) und Elektromagnetik bestätigt (WEBER & SCHMÖLLER, 1981).

8. Mineralische Rohstoffe

(R. ROETZEL)

8.1. Steine und Erden, Industrieminerale

8.1.1. Löss

Löss bzw. Lösslehm (11) wurde hauptsächlich für die Erzeugung von Ziegeln abgebaut. Nach PAPP (2000a,b) und PAPP et al. (2003) bestanden allein auf dem Blatt 8 Geras 26 Ziegelöfen, die vor allem im 19. Jh. und der ersten Hälfte des 20. Jh. in Betrieb waren (vgl. WALDMANN, 1931a: p.48). Von diesen ist heute keiner



Abb. 22.

Der Schlot des ehemaligen Ziegelofens in den Feldern bei der Eichmühle östlich von Pingendorf.

mehr erhalten und es finden sich nur mehr sehr wenige Spuren davon in der Landschaft.

Auf dem Blatt 8 Geras befanden sich in dem zum Bezirk Hollabrunn gehörenden Teil zwei Ziegelöfen in Felling und Mellersbach (PAPP et al., 2003). Im Bezirk Horn konnte PAPP (2000 a,b) 24 Ziegelöfen und Lehmgruben nachweisen. Die meisten davon gab es in der Gemeinde Drosendorf-Zissersdorf, und zwar in Auentdorf, Drosendorf, Elsern, Heinrichsreith, Oberthürnau, Pingendorf, Wollmersdorf, Zettlitz (2) und Zissersdorf (4). In der Gemeinde Geras bestanden Ziegelöfen in Dallein, Fugnitz, Geras und Pfaffenreith. Jeweils ein Ziegelofen lies sich in den Gemeinden Japons (Unterthumeritz), Langau (Langau), und Pernegg (Ludweishofen) nachweisen. Schließlich bestanden in der Gemeinde Weitersfeld in Oberhöflein, Rassingdorf und Weitersfeld (2) Ziegelöfen.

Viele der Standorte sind nur mehr anhand von Aufzeichnungen und Dokumenten nachweisbar. Manchmal weisen Böschungen und im Löss und Lösslehm eingetiefte, heute vollkommen verwachsene Gruben, wie z.B. in Heinrichsreith, Elsern, Hagen nördlich Zissersdorf, Geras, Pfaffenreith, Oberhöflein und Ludweishofen oder Ziegelschutt von den geschliffenen Ziegelöfen, wie z.B. in Rassingdorf und Prutzendorf, auf die ehemaligen Ziegeleistanorte hin. In Pingendorf blieb der Schlot des ehemaligen Ziegelofens als Monument mitten in den Feldern erhalten (Abb. 22).

In Tschechien sind noch südwestlich von Bližkovice (Lispitz), nördlich von Bítovej (Vöftau), nördlich von Uherčice (Ungarschitz), in Vranov nad Dyjí (Frain) und in Šafov (Schaffa) Abbaue im Löss und Lösslehm bzw. deluvialen Lehmen zu erkennen. In Vranov sind in den alten Ziegelgruben südlich der Staumauer und an der Straße zum Schloss (oberhalb der Tankstelle) in den Lössen auch fossile Bodenbildungen zu sehen (ROETZEL et al., 2005).

8.1.2. Sand, Kies

Vorkommen von Sanden und Kiesen wurden auf dem Blatt 8 Geras nur sehr wenig abgebaut und wirtschaftlich genutzt. Ein wichtiger Grund dafür ist, dass die

meisten der hier vorkommenden sandigen Sedimente sehr oft einen relativ hohen Feinanteil besitzen, der die Verwendbarkeit sehr stark einschränkt.

Die hochwertigsten, gut sortierten Sande und Kiese der Burgschleinitz-Formation (25) treten nur im Südosten des Kartenblattes in kleinen Arealen zu Tage. Heute aufgelassene und verfüllte Gruben in diesen befanden sich am nordöstlichen Ortsrand von Weitersfeld und südöstlich von Obermixnitz. In Weitersfeld wurden die Sande z.T. im Stollenbau gewonnen.

Die Sande und Kiese der Langau-Formation (20, 21) wurden bei Bedarf in kleinen Grube am Goggitschberg südlich von Geras und westlich von Kottaun abgebaut. Auch die sehr hellglimmerreichen Feinsande der Riegersburg-Formation (18, 19) wurden manchmal, wie z.B. südwestlich von Riegersburg, als Putzsand genutzt.

Schließlich wurden bis in die 80er Jahre des 20. Jh. im Föhregrund südöstlich von Starrein die Kiese und Sande der Theras-Formation (17) für den lokalen Gebrauch abgebaut (ROETZEL, 1983). Die Grube ist aber ebenfalls bereits verfüllt.

In Tschechien wurden vor allem die Sande nordöstlich des Gutshofes Augustov (dvůr Augustov) für Bauzwecke verwendet.

8.1.3. Ton

Bei den Tonrohstoffen sind vor allem die Tone der Weitersfeld-Formation (22) hervorzuheben, die im südöstlichen Teil des Blattes 8 Geras vorkommen. Sie haben eine äußerst homogene Korngrößenverteilung, sind karbonatfrei und besitzen mit 40 bis fast 70 Gew.-% einen sehr hohen Tonanteil (vgl. ROETZEL & ŘEHÁKOVÁ, 1991; WIMMER-FREY, 1999; WIMMER-FREY in PAPP et. al., 2003). Mit 40 % bis 85 % ist der Anteil von quellfähigen Tonmineralen der Smektitgruppe in der Tonfraktion jedoch fast immer sehr hoch während Zweischicht-Tonminerale (Kaolinit, Fireclay) und Illit meist untergeordnet vorkommen. Die Smekтите erhöhen zwar wesentlich die Binfefähigkeit des Tones und somit seine Plastizität, wirken sich jedoch in höheren Prozentsätzen, wie sie in den Tönen der Weitersfeld-Formation vorliegen, stark negativ auf die Trockenempfindlichkeit bzw. die Trockenbiegefestigkeit aus. Im Winkler-Diagramm konzentrieren sich die untersuchten Proben im Grenzbereich von Dachziegel und dünnwandigen Deckensteinen (WIMMER-FREY in PAPP et. al., 2003). Durch den hohen Tonanteil sind sie für die alleinige Verarbeitung zu „fett“ und müssten bei einer Verwendung in der Ziegelproduktion dementsprechend gemagert werden. Nach WIMMER-FREY (in PAPP et. al., 2003) sind diese Tone als Tonrohstoff für höherwertige grobkeramische Produkte mit erhöhter Trockenempfindlichkeit einzustufen.

Die Tone der Weitersfeld-Formation sind in einem stark verrutschten Aufschluss beim Lagerhaus von Weitersfeld aufgeschlossen, der beim Bau einer Lagerhalle entstand (ROETZEL, 1988, ROETZEL & ŘEHÁKOVÁ, 1991). Sie werden jedoch nicht genutzt und auf dem Blatt 8 Geras nicht abgebaut.

Bei STÜTZ (1807: p.306–307) werden von den Töpfern in der Gegend verwendete Tone von Zabernreith („Zabernreuth“: bereits auf Blatt 7 Groß-Siegharts) und Geras („aus einem unweit des Prämonstratenserstiftes gegen Hart zu gelegenen Hügel“) erwähnt. Ebenso wurde der Kaolin von Mallersbach bereits im 19. Jh. lokal für keramische Zwecke genutzt (WIEDEN, 1959). Im Naturpark Geras sind heute noch an der rechten Talflanke des Piegerbaches, an der Tannleiten (?Tonleiten), in einer in der Karte eingetragenen, völlig verwachsenen Grube in zahlreichen Pingentone aufgeschlossen, die vermutlich zur Langau-Formation (21) gehören. Es handelt sich um sehr reine, auffallend weißgraue bis hellgraue, fette, seifige Tone in Wechsellagerung mit sehr zähen, gelbbraunen bis ockerfarbigen, feinsandigen Silten und gelbbraunen, teilweise kiesigen, stark siltigen Grobsanden und Mittelsanden (ROETZEL, 1993). Es erscheint möglich, dass es sich dabei um das bei STÜTZ (1807) erwähnte Vorkommen handelt.

Vermiculit wird von GÖTZINGER (GÖTZINGER, 1979a,b; 1987a,b; GÖTZINGER et al., 1994) vom Serpentinittsteinbruch Pingendorf aus dem Kontaktbereich mit hellen, nahezu monomineralischen Ganggesteinen (Plagioklasite) beschrieben. Eine Beurteilung des Rohstoffpotentials der Vermiculitvorkommen der Böhmisches Masse findet sich bei POLEGG (1984).

Weiters beschreibt STÜTZ (1807: p.306) einen Alaunbergbau bei Niederthumbritz: (vermutlich Unterthumeritz), der dort Ende des 16. Jh. von Melchior Pauermann betrieben wurde.

8.1.4. Natursteine

In den kristallinen Gesteinen bestanden in der Vergangenheit eine Vielzahl von Steinbrüchen (vgl. WALDMANN, 1931a: p.47f.), die heute fast alle geschlossen sind. Der einzige heute in Betrieb stehende Steinbruch auf dem Blatt 8 Geras in Österreich ist der Steinbruch der Firma Hengl in Eibenstein, westlich von Unter-Pfaffendorf. Dieser Steinbruch, in dem Amphibolit, Marmor und Paragneis aufgeschlossen sind, ist seit 1963 in Betrieb und wird derzeit von der Bitustein Straßenbaustoffe Ges.m.b.H. der Firma Hengl als Amphibolitbergbau Eibenstein betrieben. In dem Steinbruch werden derzeit Materialien für den Straßenbau, Asphalt- und Betonzuschlag, Bruchsteine, Wurfsteine und Kredermaterial produziert.

In der Vergangenheit wurde vor allem der moravische Marmor (65) und der Marmor der Drosendorfer Einheit (53) in zahlreichen Steinbrüchen im Bereich von Unterthürnau und Heufurth, nordöstlich von Langau, nordwestlich von Zettlitz, südlich von Unterthumeritz, östlich von Raisdorf, nahe der Bahn nördlich von Geras, bei der Hartbrücke südwestlich von Fronsburg, in der Umgebung von Dallein (Abb. 7) und südöstlich von Trautmannsdorf abgebaut. Der Marmor wurde nicht nur als Unterbau und Schotterung von Wegen verwendet, sondern, wie man z.B. in Heufurth heute noch vielfach sehen kann, auch als Baugestein für die Gehöfte, Wirtschaftsgebäude und Kapellen, aber auch für Begrenzungsmauern, Zaunsteher, Tröge und vieles mehr.

In Unterthürnau, Langau, Heufurth, Trautmannsdorf und Unterthumeritz wurde der Marmor auch zur Herstellung von gebranntem Kalk abgebaut (THINSCHMIDT, 1998), wobei meist in der Nähe des Abbaus der Brennofen stand. Der Kalkbrennofen südlich von Unterthumeritz blieb bis heute fast vollständig erhalten.

Nach OTRUBA (1987) waren im Marmorsteinbruch der Steingewerkschaft Hötzelzdorf (Sommerer und Weniger) bei Unterthumeritz und Zettlitz vor dem 1. Weltkrieg 200 Arbeiter beschäftigt.

In Tschechien gibt es Marmorsteinbrüche nördlich von Zblovce (Zblowitz), bei Korolupy (Kurlupp), Uherčice (Ungarschitz) und Vranov nad Dyjí (Frain).

Der deutlich härtere Fugnitz Kalksilikatfels (66) wurde vor allem in Steinbrüchen zwischen Raisdorf (Abb. 6) und Harth, am Fugnitzberg nordöstlich von Goggitsch und südlich und südwestlich von Oberhöflein abgebaut.

Ebenso gab es im Bittescher Gneis (57) eine Vielzahl von Gewinnungsstätten. Aufgelassene Steinbrüche sind noch südwestlich von Vranov nad Dyjí (Frain), östlich von Felling, südlich und südöstlich von Riegersburg, südöstlich von Malersbach, südlich von Langau, im Kleinfeld und am Kreuzberg zwischen Oberhöflein und Hessendorf und nordöstlich von Oberhöflein, am Kirchberg, Kreuzberg und Goggitschberg östlich, südöstlich und südlich von Geras, südlich von Pfaffenreith, westlich von Fugnitz und nordöstlich von Raisdorf zu erkennen.

Der oft sehr sandig verwitternde und kleinstückig zerfallende Weitersfelder Stengelgneis (68) wurde am Prutzenberg nördlich von Prutzendorf, südlich von Starrein und in Weitersfeld unterhalb der Kirche (Abb. 5) sowie im südöstlichen Ortsgebiet abgebaut.

Im Gföhler Gneis (32) befand sich ein Steinbruch nördlich von Heinrichsreith und im Granulit (36) war ein Abbau nordwestlich von Langau angelegt. In Tsche-

chien befinden sich eine Vielzahl von Steinbrüchen in Amphiboliten, im Granulit und Gföhler Gneis im nordwestlichen und nordöstlichen Teil des Kartenblattes, aber auch in der Umgebung von Stálky (Stallek) und Šafov (Schaffa).

Im Serpentin-Steinbruch von Pingendorf (Abb.13) treten in der Kontaktzone zu nahezu monomineralischen Ganggesteinen (Abb.3) Vermiculit und Anthophyllit mit zahlreichen Mineralphasen auf (GÖTZINGER et al., 1994; siehe Abschnitt Ton in Kapitel 8. Mineralische Rohstoffe).

8.1.5. Kaolin

Der bereits im 19. Jh. lokal für keramische Zwecke genutzte Kaolin nördlich von Mallersbach (71) wurde nach dem 1. Weltkrieg als Rohkaolin für die Feuerfestindustrie im Tagbau, z.T. aber auch im Stollenbau kleinräumig abgebaut (WIEDEN, 1959). 1922 wurde die Lagerstätte Mallersbach erstmals näher untersucht (BECK, 1922; KÖLBL, 1927). Durch die Rohstoffknappheit nach dem 2. Weltkrieg wurde 1948 ein Tagbau eröffnet (vgl. z.B. HAMILTON, 1967; HÖNIG & HORTEL, 1982; SCHERMANN, 1968; WIEDEN, 1964, 1968, 1978), in dem in den ersten vier Jahren nur Rohkaolin produziert wurde. Erst ab 1951 konnte durch den Bau einer Trockenaufbereitung Feinkaolin hergestellt werden (WIEDEN, 1961, 1970). Der durch ein selektives Mahl- und Trennverfahren mit anschließender Wind-sichtung gewonnene Feinkaolin wurde hauptsächlich als Füllstoff in der Gummi- und Kabelindustrie, in der Feinkeramik, als Malerton und als Trägersubstanz in der chemischen Industrie verwendet. Im Jahr 1951 betrug die Jahresförderung 15.269t, im Jahr 1961 32.895t Rohkaolin (OTRUBA, 1987). Der Bergbau wurde ca. 1970 eingestellt. Trotz umfangreicher Prospektionsarbeiten zwischen 1978 und 1981 (AUSTROMINERAL, 1978, 1980, 1981) konnten für die Lagerstätte Mallersbach keine abbauwürdigen Kaolinvorräte mehr gefunden werden (HÖNIG & HORTEL, 1982).

Der Kaolin von Mallersbach ist ein primärer, autochthoner Kaolin (KÖLBL, 1927), der durch Verwitterung des stark bis extrem mylonitisch ausgebildeten Bittescher Gneises (SCHERMANN, 1968) an Ort und Stelle entstand und in Gegensatz zum Kaolin von Niederfladnitz (bereits auf Blatt 9 Retz liegend) nicht umgelagert wurde. Im Kaolin sind noch die typischen Strukturen des ursprünglichen Gesteins erkennbar (Abb.4), in dem die Feldspäte jedoch vollkommen kaolinitisiert sind.

Der Kaolin tritt in zwei schmalen, tektonisch begrenzten Kaolinlinsen auf, die durch grabenartige Absenkungen an Nordost-Südwest streichenden Störungen vor der späteren Abtragung geschützt wurden. SCHERMANN (1968) berichtet, dass auch die Nordbegrenzung der Lagerstätte, zumindest teilweise, durch ungefähr West-Ost streichende Störungen gebildet wird. Die durchschnittliche Mächtigkeit des bauwürdigen Kaolins betrug etwa 13 m, die des Abraums etwa 2,5 m (WIEDEN, 1964, 1978).

Der Rohkaolin enthält nach JIRÁNEK et al. (1990) und WIEDEN (1980) etwa 50 % gut geordneten Kaolinit (mit geringen Mengen von Halloysit) und 1–3 % Mixed-Layer (Illit-Montmorillonit), 42% Quarz und Relikte von Feldspat (vorwiegend Orthoklas) sowie hauptsächlich neu gebildeten Muskowit und Schwerminerale (Zirkon, Rutil, Epidot, Erz, Anatas). Selten ist Pyrit und sehr selten Kupferkies.

8.1.6. Graphit

Alle Graphitbergbaue des Blattes 8 Geras liegen in der Drosendorfer Einheit, jene westlich von Vranov nad Dyjí (Frain) nahe der Moravikum-Grenze. Es handelt sich meist um linsige Vorkommen. Durch die interne Verfaltung der Bunten Serie kam es zu lokalen Anschwellungen bzw. tektonischen Ausquetschungen des Graphits (55), die dadurch abbauwürdig waren.

Bereits 1607 erhielt der Prälät von Altenburg die Erlaubnis ein „Reisbley-Bergwerk“ (Graphitbergwerk) bei Primmersdorf zu eröffnen (OTRUBA, 1987). Auch STÜTZ (1807: p.296-298) erwähnt die Graphitvorkommen zwischen Eibenstein und Primmersdorf (bereits auf Blatt 7 Groß-Siegharts) und LEONHARD (1843) führt das Graphitvorkommen von Wollmersdorf („Wallmersdorf“) an. Ebenso berichtet ZEPHAROVICH (1859, p. 181) über Graphitbergbaue bei Geras. Ab der Mitte des 19. Jh. bestanden in der Umgebung von Wollmersdorf, Ober- und Unterthumeritz, Wappoltenreith, Trabenreith und Zettenreith Graphitbergbaue des Freiherrn von Kaiserstein, deren Besitzer später jedoch rasch wechselten (OTRUBA, 1987; SILBERHUBER, 1925; WEISS, 1987). LIPOLD (1852b) schreibt auch über einen Bergbau bei Fugnitz. Spuren eines Graphitbergbaus finden sich weiters an der Thaya, unmittelbar westlich von Drosendorf (HOLZER & ZIRKL, 1962).

Zu Beginn des 20. Jh., vor allem aber von 1927 bis 1939 wurde in den benachbarten Lagerstätten Wollmersdorf und Zettlitz durch die Schwarzenberg'schen Graphitwerke zu Schwarzbach in Böhmen Graphit abgebaut (WEISS, 1987), der z.T. für die Bleistiftfabrik Hardtmuth in Budweis den Rohstoff lieferte (OTRUBA, 1987; SILBERHUBER, 1925; SIGMUND, 1937; WALDMANN, 1931a).

Die größte wirtschaftliche Bedeutung hatte jedoch der Graphit des Waldviertels um die Mitte des 20. Jh. Die Graphite des Waldviertels wurden zu dieser Zeit vorwiegend als Hochofenzuschlagstoff bei der Verhüttung basischer Erze vom Steirischen Erzberg, aber auch als Sinterbandgraphit eingesetzt, wodurch ab dem Jahr 1964 Österreich für einige Jahre der zweitgrößte Graphitproduzent der Welt war (HOFBAUER, 1962, 1995; WEISS, 1987).

Vor allem von 1959 bis 1966 bestanden auf dem Blatt 8 Geras Graphitbergbaue der Firma Pryssok & Co.KG. südöstlich Autendorf (HOFBAUER, 1962, 1995; HOLZER, 1961), bei der Hofmühle an der Thaya südwestlich Drosendorf (HOFBAUER, 1962, 1995; HOLZER, 1961) und bei Unterthumeritz (HOFBAUER, 1995; HOLZER, 1966). Der Abbau bei Wollmersdorf erfolgte 1978 bis 1979 (HOFBAUER, 1995). Der wohl größte Graphitbergbau war hier jener ca. 2,5 km westlich von Zettlitz bei der Oberfinningsteigmühle (bereits auf Blatt 7 Groß-Siegharts) (HOFBAUER, 1962, 1995; HOLZER, 1961, 1964; GÖTZINGER et al., 1994). Nach HOLZER (1961) betrug dort ursprünglich die Gesamtmächtigkeit bauwürdigen Graphits 5 – 12 m. Nach HOFBAUER (1995) wurden in Zettlitz im Grubenfeld Luis & Franz von 1959 bis 1965 258.000 t Graphit gefördert, von der Feingraphithalde gewann man danach bis 1978 weitere 40.000 t.

In Tschechien wurde bei Lubnice (Hafnerluden) und westlich Vranov nad Dyjí (Frain) ebenfalls Graphit abgebaut.

Eine zusammenfassende Darstellungen der Graphitvorkommen Autendorf, Zettlitz, Wollmersdorf und Oberthumeritz findet sich auch in der Rohstoffpotentialstudie des nördlichen Waldviertels von AUSTROPLAN (1989) und POLEGEG et al. (1987).

8.2. Erze

8.2.1. Eisen (Magnetit)

In den Gemeinden Kottaun und Wolfsbach kommen im hellen, mit Paragneis durchsetzten Gföhler Gneis (32) schollige bis linsige Körper bis hundert Meter Durchmesser mit Anreicherung von Magneteisenerz vor (FUCHS & MATURA, 1976). Am Arzberg bei Kottaun tritt die Vererzung in Pyroxenfels (45) auf, der in Kontakt zu Granatfels und Silikatmarmor steht (GÖTZINGER, 1978, 1981). Der Eisengehalt der Gesteine beträgt nach verschiedenen Analysen (vgl. z.B. SILBERHUBER, 1925) zwischen 17 % und 37 %. HOLZER & NEUWIRTH (1962) geben einen Durchschnittswert von 23,3 % Eisen, 0,066 % Schwefel und 0,014 % Phosphor und kaum nachweisbare Spuren von Titan an.

Diese sogenannten Skarne wurden vor allem im 19. Jh. von Gewerken im südlichen Böhmen und Mähren abgebaut und dort in den Hochöfen verhüttet. 1816

erwarb das Eisenwerk Wölklingsthal ein Grubenmaß (45.116 m²) in Kottaun (OTRUBA, 1987). PARTSCH (1824, p.10) berichtet von einem offenen Bruch des Baron Hochberg in Kottaun. Die Franzensthaler Gewerkschaft baute etwa ab 1821 Magneteisenerz aus einer Grube in der Gemeinde Wolfsbach, wo 1824 ein 13 m tiefer Schacht und eine 19 m lange Strecke bestanden (PARTSCH, 1824: p.10; WALDMANN, 1952). Nachdem dieser Abbau um 1841 stillgelegt wurde, baute diese Eisengewerkschaft ab 1843 den Skarn von Kottaun am Lehenberg, Hühnerkoppel und Arzberg (3 Grubenmaße von 135.348 m²) ab. Wegen der schlechten wirtschaftlichen Lage der Eisenerzeugung in der zweiten Hälfte der Fünfzigerjahre des 19. Jh. musste Franzensthal diesen Bergbau aufgeben. Die Wölklingsthaler Eisenwerke förderten dagegen nach WALDMANN (1952) in Kottaun von 1856 bis 1858 rund 23.000 Zentner Erz. Nach OTRUBA (1987) betrug die Jahresförderung 1857 12.105 Zentner in Wert von 1210 Gulden und 1858 13.005 Zentner im Wert von 1300 Gulden. 1863 übernahmen die Eisenwerke Josefsthal die Schurfrechte in Kottaun und förderten dort das Erz bis zur Stilllegung des Hochofens im Jahre 1878. 1885 wurde der Kottauner Bergbau gelöscht (WALDMANN, 1952). Spätere Schurfversuche im Bereich der alten Grubenfelder führten zu keiner Wiederaufnahme des Bergbaues (HOLZER & NEUWIRTH, 1962). Die Gruben am Arzberg bei Kottaun sind heute noch sichtbar, vom Bergbau bei Wolfsbach sind aber keine Spuren mehr festzustellen.

8.2.2. Blei, Silber

Historische Abbaue auf Blei und Silber auf dem Blatt 8 Geras sind an Marmorzüge (53) der Drosendorfer Einheit gebunden.

Nach STÜTZ (1807: p.305–306) wurde 1592 einem gewissen David Winters, der das Vorkommen 1582 entdeckte (OTRUBA, 1987) vom Hof die Erlaubnis erteilt zwischen Primmersdorf und Drosendorf silberhaltigen Bleiglanz abzubauen. Das Blei enthielt nach STÜTZ (1807) ein Lot(h) Silber, das entspricht zu dieser Zeit ca. 15,6 g pro Zentner (56 kg), was umgerechnet etwa 280 ppm Silbergehalt im Galenit bedeutet (freundl. pers. Mitt. Andreas Thinschmidt). 1843 ist nach OTRUBA (1987) hier ein Silberabbau des Freiherrn von Kaiserstein belegt. Auch KIESSLING (1930, p.65) weist auf einen Stollen bei Primmersdorf hin, der mit einem Abbau auf Silber in Verbindung stehen soll. Unmittelbar um Primmersdorf sind noch Stollen am Ende des Schaflerbaches und des Kobergrabens, westlich bzw. nordnordwestlich von Primmersdorf (bereits auf Blatt 7 Groß-Siegharts) und am Ausgang eines Grabens ca. 600 m nordöstlich des Schlosses Primmersdorf (auf Blatt 8 Geras) erkennbar. Nach THIELE (1986) ist der Stollen im Kobergraben auf ca. 30 m Länge begehbar und folgt einer schwächtigen ac-Kluft im feinlagigen Schiefergneis. Außer Spuren von ?Hydrozinkit sind mit freiem Auge jedoch keine Erzreste sichtbar. Es ist anzunehmen, dass der Stollen am westlichen Rand von Blatt 8 Geras nordöstlich von Primmersdorf auch mit dem Bergbau auf silberhaltigen Bleiglanz in Verbindung steht.

Auch nordöstlich von Vranov nad Dyjí (Frain) wurde im Bereich eines Marmorzuges eine Bleivererzung in einem kleinen Bergbau beschürft.

8.3. Kohle

8.3.1. Braunkohle

Das Braunkohlevorkommen von Langau – Riegersburg (WEBER & WEISS, 1983, p. 232 ff.) innerhalb der Langau-Formation (21) wurde 1910 entdeckt. Aufgrund der enormen Wassermengen aus den Hangendschichten scheiterten jedoch danach mehrmals Versuche die Kohle abzubauen. Erst 1948 war es durch die Absenkung des Grundwasserspiegels mit Hilfe eines Kranzes von Entwässerungsschächten möglich einen Tagbau nördlich von Langau zu eröffnen, der bis 1963 bestand (Abb. 14, 17). Aus dem kleinen Tagbau südwestlich von Riegers-

burg wurde nur in der zweiten Jahreshälfte 1963 Kohle gefördert. Ausführliche Beschreibungen des ehemaligen Braunkohlebergbaus Langau - Riegersburg finden sich bei ROETZEL (1994b, 2004) und ZAPFE (1953). Insgesamt wurden in der Zeit von 1948 bis 1963 in den Tagbauen Langau und Riegersburg 2.627.816 t Braunkohle gewonnen (ROETZEL, 1994b, 2004).

Durch Prospektionsarbeiten in den Jahren 1981 und 1982 (BRIX, 1981; SOMMER et al., 1983) und vorangegangene geologische und geophysikalische Untersuchungen (NEBERT, 1978; SCHMÖLLER & WEBER, 1982; WEBER, 1978) konnten die Kenntnisse über die noch nicht abgebauten Vorkommen im „Weißen Sand“ südwestlich von Riegersburg und nördlich des ehemaligen Tagbaues Langau sowie über das bis zum nordöstlichen Ortsrand von Langau reichende Vorkommen südlich des ehemaligen Abbaues erweitert werden. Ebenso konnte die Fortsetzung des Braunkohlevorkommens nach Norden über die Staatsgrenze in den Raum von Šafov (Schaffa) bestätigt werden (vgl. auch ČECH, 1959; ČTYROKÝ, 1993). Nach SOMMER et al. (1983) betragen die noch vorhandene Vorräte für den österreichischen Anteil der Lagerstätten Langau und Riegersburg ca. 3,3 Mio. t Braunkohle.

In den noch unverritzten Bereichen ist das durchgehend entwickelte Hauptflöz im südlichen Langauer Becken mit 3–4,5 m am mächtigsten entwickelt, während im Becken südwestlich von Riegersburg und im nördlichen Langauer Becken, an der tschechischen Grenze, das Kohleflöz nur 2–2,5 m mächtig ist. Im letzten Bereich sind zusätzlich über dem Hauptflöz generell ein ca. 1 m mächtiges Oberflöz und dazwischen teilweise noch ein geringmächtigeres Mittelflöz vorhanden. Auch in dem bereits abgebauten, zentralen Teil des Langauer Beckens war über dem 0,5–4 m mächtigen Hauptflöz im nördlichen Teil noch ein 0,2–1,5 m mächtiges Oberflöz entwickelt und westlich der Straße nach Šafov (Schaffa) schaltete sich dazwischen noch ein dünnes Mittelflöz ein (ROETZEL, 1994b, 2004; ZAPFE, 1953; WEBER & WEISS, 1983).

Die Deckschichten der Braunkohle bilden die glimmerreichen Feinsanden der Riegersburg-Formation (Abb. 17), wobei die Überlagerungsmächtigkeit sowohl im Langauer Becken als auch im Becken südwestlich Riegersburger von Norden nach Süden generell zunimmt. Die größte Mächtigkeit erreichen die Glimmersande mit 13–19,5 m im südlichen Langauer Becken, während sie im Becken südwestlich von Riegersburg und im nördlichen Langauer Becken, ähnlich wie im ehemaligen Tagbau Langau, maximal 5–8 m mächtig sind.

Die Kohle von Langau ist eine blättrige Weichbraunkohle von stückiger bis erdiger Struktur, in der der aus fossilen Holzarten entstandene Xylit (Lignit) überwiegt (PETRASCHECK, 1926). In SOMMER et al. (1983) wird die durchschnittliche Kohlequalität mit 9000 kJ/kg (2150 kcal) bei einem Wassergehalt von 40 % in der Rohkohle, einem Aschegehalt von 20 % und einem verbrennbaren Schwefel von 2,7 % angegeben. KOLCON & SACHSENHOFER (1997) führen den hohen Schwefel- und Aschegehalt der Kohle auf ihre Entstehung in einem Niedermoor unter marinen Einfluss zurück.

Der Großteil des Tagbaues wurde während des Abbaus mit dem Abraum wieder verfüllt, ein kleiner Teil füllte sich nach dem Ende des Kohlenbergbaues mit Grundwasser und wird heute als Badesee genutzt. Im nordöstlichen Teil, etwas abseits, hinter alten Bergwerkshalden, wurde an einem kleineren Bergwerkssee ein Schießplatz errichtet.

9. Hydrogeologie

(G. SCHUBERT)

Die hydrogeologischen Verhältnisse im österreichischen Anteil des Blattes 8 Geras sind für die Wasserversorgung relativ ungünstig. Der Großteil des Gebietes wird aus kristallinen Gesteinen aufgebaut, die in vielen Fällen tiefgründig und tonig verwittert sind. Das im Verbreitungsgebiet dieser Gesteine vorkommende

Grundwasser ist an die Auflockerungszone und offene Klüfte gebunden und in der Regel gering ergebig. Neogene Lockersedimente finden sich nur lokal in einigen Senken, die aber sehr oft geringmächtig und zudem feinklastisch ausgebildet sind. Weiters ist die Jahresniederschlagshöhe oft sehr gering; so beträgt beispielsweise die Normalzahl für die Messstation Weitersfeld (418 m ü. A.) 498 mm (HYDROGRAPHISCHES ZENTRALBÜRO, 2007). Aus diesen Gründen sind die meisten Grundwasservorkommen auf dem Blatt 8 Geras nur lokal und gering ergebig.

Senken mit neogener Sedimentfüllung sind die durch die Kohleprospektion und Wassererschließungen gut bekannten Becken von Langau, Kottaun und Riegersburg sowie die schmale und lang gestreckte Rinne im Bereich Geras – Goggitsch – Hötzelsdorf. Darin finden sich die aus diversen Sanden, Tonen und Kohle aufgebaute Langau-Formation und im Bereich Langau – Riegersburg die überwiegend Feinsand und Silt enthaltende Riegersburg-Formation. Die Gesamtmächtigkeit dieser neogenen Sedimente überschreitet nur im Bereich Goggitsch 40 m (vgl. Bohrung 55), ansonsten liegt sie deutlich darunter. Im Weitersfelder Becken folgen über geringmächtigen Sedimenten der Burgschleinitz-Formation (zumeist Mittel- bis Grobsande) Feinsande und Tone der Weitersfeld-Formation und Sedimente der Theras-Formation (Grob- bis Feinkiese und Grobsande in siltig-sandiger Matrix). Hier sind Gesamtmächtigkeiten von zumindest 16 m bekannt (vgl. Bohrung 62).

Die günstigsten Verhältnisse für eine Grundwassererschließung sind in den Sanden und Kiesen der neogenen Sedimente, nämlich in den gröber klastischen Anteilen der Langau- und Riegersburg-Formation sowie in den quartären Sedimenten entlang der Thaya gegeben. Im Verbreitungsgebiet dieser Sedimente liegen die Wasserspender der größten Wasserversorgungsanlagen (WVA) der gegenständlichen Region, nämlich der WVA Langau, Geras und Drosendorf-Zissersdorf. Deren Ergiebigkeit erreicht wenige l/s. Im Folgenden werden deren Wasserspender und ihr im Wasserbuch dokumentierter Werdegang kurz umrissen, um die auf Blatt 8 Geras für eine Trinkwassererschließung bescheidenen Voraussetzungen zu unterstreichen.

Die Geschichte der WVA Langau (Postzahl HO-928) ist eng mit dem ehemaligen Langauer Braunkohlebergbau verbunden. In den 50er Jahren des 20. Jh. fielen infolge der Wasserhaltung des Braunkohlebergwerkes Langau zahlreiche Hausbrunnen trocken und vor allem im östlichen Ortsteil entstand ein akuter Wassermangel. Die Marktgemeinde Langau errichtete daraufhin eine zentrale Wasserversorgung, die anfänglich von drei Brunnen gespeist wurde: dem 17,6 m tiefen Brunnen I (ehemaliger Bergwerksbrunnen beim Nordheim) mit einer Ergiebigkeit von etwa 3 l/s, dem 7,5 m tiefen Brunnen II mit 1 l/s und dem 6,0 m tiefen Brunnen III mit 0,5 l/s. Das Wasser des Brunnens I, dessen Wasser aus einem 2,2 m mächtigen Kohleflöz bezogen wurde, enthielt hohe Gehalte an Eisen und Mangan sowie an aggressiver Kohlensäure. Da jedoch die Brunnen II und III für die Gesamtversorgung zu gering ergebig waren und in der näheren Umgebung von Langau kein ausreichendes, einwandfreies Wasservorkommen erschlossen werden konnte, wurde auf Brunnen I anfangs nicht verzichtet. In der Folge wurde, um zeitweise auftretenden Wassermangel zu verhindern, in den 70er Jahren des 20. Jh. der 16,6 m tiefe Brunnen IV errichtet, der eine Ergiebigkeit von etwa 3 l/s aufwies. Dessen Filterstrecke befindet sich ebenfalls innerhalb eines 4,1 m mächtigen Kohleflözes und auch die Wasserqualität entspricht jener des Brunnens I. Der Brunnen IV ist bis heute in Verwendung.

Die WVA Geras (Postzahl HO-611 und HO-1464) besitzt vier Wasserspender, nämlich die in der Katastralgemeinde Geras situierten Brunnen I und II (diese sind jeweils 9 m tief und besitzen eine Ergiebigkeit von etwa 3 l/s), den Brunnen III in der Katastralgemeinde Dallein (15 m tief, 5 l/s) und den Brunnen IV in der Katastralgemeinde Fugnitz (14 m tief, 2 l/s). Der südlich des Dalleinfeldes gelegene Brunnen III liegt im Bereich einer schmalen, lang gestreckten und mit mehr als 40 m mächtigen neogenen Sedimenten gefüllten Rinne, die als eine Fortset-

zung des Langauer Beckens zu interpretieren ist. Nach WESTERLUND (1995) erschloss eine vor der Errichtung des Brunnens III abgeteufte Versuchsbohrung (vgl. Bohrung 55) zwei gespannte Grundwasserhorizonte, von denen nur der obere für eine Nutzung in Frage kam, da der untere weitgehend fossiles Grundwasser führte. Nachstehend sind auszugsweise Analysen zu zwei Wasserspendern der WVA Geras angeführt.

Ausgewählte Parameter zum Brunnen III in Dallein nach dem im Wasserbuch enthaltenen Gutachten von Hydro Ingenieure aus dem Jahr 1997:

Gesamthärte (°dH)	13,7
Karbonathärte (°dH)	10,1
NO ₃ (mg/l)	15,0

Ausgewählte Parameter zum Brunnen IV in Fugnitz nach dem im Wasserbuch enthaltenen Gutachten von Spindelberger aus dem Jahr 1995:

pH	7,8
Gesamthärte (°dH)	18,2
Karbonathärte (°dH)	11,8
NO ₃ (mg/l)	14,0

Die WVA Drosendorf-Zissersdorf (Postzahl HO-295) erschließt ihr Wasser in der Katastralgemeinde Elsern im Bereich der quartären Talfüllung nahe der Thaya. Ursprünglich wurde das Wasser in einem 9,5 m tiefen Schachtbrunnen, dessen unterer Teil in den Felsen gesprengt und an dessen Sohle zwei seitliche Stollen vorgetrieben waren, gefasst. In den 30er Jahren des 20. Jh. besaß dieser Brunnen eine Ergiebigkeit von 1,3 l/s. In den 60er Jahren wurde die Ergiebigkeit durch die Errichtung von Schlitzfassungen auf 3,8 l/s gesteigert. Anfang der 80er Jahre wurde die Wassergewinnungsanlage um einen 53 m langen Schlitz erweitert, der die Gesamtentnahmemenge auf etwa 8 l/s erhöhte. Da der Zulauf in der Folge zurückging, wurde Ende der 80er Jahre ein weiterer, 60,5 m langer Schlitz errichtet. Unten stehend ist eine Auswahl der im Rohwasser untersuchten Parameter wiedergegeben.

Ausgewählte Parameter des Rohwassers aus dem 60,5 m langen Schlitz in Elsern nach dem im Wasserbuch enthaltenen Gutachten von Peschl aus dem Jahr 1989:

pH	17,3
Gesamthärte (°dH)	9,5
Karbonathärte (°dH)	7,2
NO ₃ (mg/l)	7,4

Wie wenig ergiebig das Kluftwasser im kristallinen Untergrund sein kann, veranschaulichen die Daten des 60 m tiefen Brunnens der Trinkwasserversorgung von Raisdorf (Postzahl HO-1460). Im Rahmen eines Pumpversuches stellte sich erst bei einer Entnahme von 0,4 l/s ein Beharrungszustand ein. Dieser war mit einer Absenkung von 25 m verbunden. Nachstehend sind ausgewählte Parameter einer hydrochemischen Analyse wiedergegeben.

Ausgewählte Parameter des Brunnens Raisdorf nach der im Wasserbuch enthaltenen Analyse der WSB Labor-GmbH:

pH	7,5
Gesamthärte (°dH)	10,1
Karbonathärte (°dH)	9,4
NO ₃ (mg/l)	5,2

10. Museen, Lehrpfade und Exkursionspunkte

(R. ROETZEL)

10.1. Museen und Lehrpfade

Auf dem Blatt 8 Geras selbst befinden sich keine Museen oder Lehrpfade, die sich unmittelbar mit geologischen Themen auseinandersetzen. Es soll aber auf die in der Nähe befindlichen Museen mit geologischen Themenschwerpunkten hingewiesen werden.

10.1.1. Nationalpark Thayatal – Podyjí

Der Nationalpark Thayatal – Podyjí liegt östlich von Vranov nad Dyjí (Frain) und ein kleiner Teil des Blattes 8 Geras befindet sich auch noch in seinem Bereich. In diesem grenzüberschreitenden Inter-Nationalpark bildet die tief in die kristallinen Gesteine der Böhmisches Masse eingeschnittene Thaya auf einer Länge von ca. 25 km die Staatsgrenze zwischen Österreich und Tschechien. Der österreichische Nationalpark Thayatal wurde im Jahr 2000 geschaffen und ist mit einer Größe von 1330 ha der kleinste seiner Art in Österreich. In Tschechien, auf der linken Seite des Flusses, besteht seit 1991 der Národní park Podyjí mit dem Nationalparkzentrum in Čížov. Dieser umfasst eine Fläche von 6300 ha. Das tief eingeschnittene Thayatal zeigt in einmaliger Weise einen Querschnitt durch die moravischen Gesteine. Eine geologische Karte und der dazu gehörende Führer „Geologie im Fluss“ erläutern detailliert die Geologie in diesem Gebiet (ROETZEL et al., 2004, 2005; HOFMANN, 2007). Außerdem erfährt der Besucher in der Ausstellung „NaturGeschichten – ThayaTales“ im Nationalparkhaus in Hardegg viele Details zur Geologie und Entstehung des Tales. Informationen dazu unter www.np-thayatal.at.

10.1.2. Krahuletzmuseum

Im Krahuletzmuseum in Eggenburg, ca. 27 km südöstlich von Geras, wird die Erdgeschichte des Ostrandes der Böhmisches Masse umfassend dargestellt und in einer modernen, neu gestalteten Ausstellung mit einmaligen Objekten zeitgemäß präsentiert (vgl. HOFMANN, 2007).

Informationen dazu findet man unter www.krahuletzmuseum.at.

10.2. Exkursionspunkte

10.2.1. Weitersfeld – Kirchenbruch

Der kleine, aufgelassene Steinbruch im Ortsbereich von Weitersfeld, unterhalb (westlich) der Kirche von Weitersfeld ist die Typlokalität des Weitersfelder Stengelgneises (68), eines kräftig deformierten Augengneises granitischer Zusammensetzung (Abb. 5). Er ist auf den Nordteil der Moravischen Zone beschränkt und muss aufgrund petrographischer Befunde vom Therasburger Gneis mit granodioritischer bis tonalitischer Zusammensetzung unterschieden werden. Die Kalifeldspatauge des Gesteins sind das charakteristische Merkmal; sie sind öfters idiomorph, verzwilligt und enthalten orientierte Einschlüsse von Plagioklas. Die Kalifeldspäte liegen in einer Matrix von Biotit, Muskowit, Plagioklas, Kalifeldspat und Quarz. Klinozoisit und Amphibol fehlen. Geochemisch sind die Gneise relativ reich an SiO_2 , K_2O , Rb mit relativ geringen Gehalten an CaO und MgO. Sie zeigen aufgrund ihrer geochemischen Zusammensetzung I-Typ Charakteristik. Aufgrund ihrer Spurenelementverteilung werden sie von BERNROIDER (1989) als Inselbogengranite interpretiert. Die Foliation im Steinbruch ist beinahe horizontal, die Lineationen folgen dem allgemeinen Trend und fallen mit einem geringen Winkel nach Nordosten ein (HÖCK, 1991a, HÖCK & LEICHMANN, 1994).

Ganz generell gesprochen ähnelt der Weitersfelder Stengelgneis in seiner Textur und Struktur mineralogisch und geochemisch dem Bittescher Gneis. Jedenfalls weist er mit diesem wesentlich mehr Ähnlichkeiten auf als mit den Granodioriten und Tonalitgneisen des Thaya-Batholith bzw. der Therasburger Gneise. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Alter an Muskowiten ergaben variszische Abkühlalter von $328,3 \pm 0,6$ Mill.J. (DALLMEYER et al., 1992).

10.2.2. Langau – ehemaliger Braunkohlebergbau

Die ehemals im Braunkohletagbau nördlich von Langau (Abb.14) großflächig aufgeschlossenen, hangenden Teile der Langau-Formation (21) mit den Braun-

kohleflözen sind heute an der Oberfläche nicht mehr einsehbar. Gute Aufschlüsse findet man hier hingegen in den Deckschichten der Braunkohle, den sehr hellglimmerreichen, siltigen Feinsanden bis feinsandigen Silten der Riegersburg-Formation (19; Abb. 17). Die mächtigsten und besten Profile, die auch als Typusprofile für die Riegersburg-Formation gelten, befinden sich am nordöstlichen Ende des ehemaligen Tagbaues Langau, an der Böschung oberhalb des kleinen Bergwerksees westlich der Schießstätte und an einer Böschung am südlichen Ende des ehemaligen Tagbaues, ca. 230 m nördlich des Bildstockes an der Straße Langau – Riegersburg. Im Profil westlich der Schießstätte sind die Glimmersande sehr siltreich und zeigen dünne, ebenflächige Schichtung.

Der mit Grundwasser gefüllte Tagbau wird heute von der Gemeinde Langau als Badesee und das Areal als Freizeitanlage genutzt. Vom Bergbau selbst sind nur mehr Halden östlich und nordöstlich dieses Sees zu sehen und an der Straße nach Šafov (Schaffa) sind in Baracken auf dem ehemaligen Werksgelände heute Firmen ansässig (zum Bergbau vgl. Kapitel 8.3.1. Braunkohle und ROETZEL (1994b, 2004)).

10.2.3. Drosendorf – Straßenprofil

Die Straßenaufschlüsse entlang der Straße von Drosendorf nach Autendorf bis zur Thayabrücke vermitteln ein Bild von der Gesteinsvielfalt und dem raschen Wechsel in der Bunten Serie der Drosendorfer Einheit (vgl. FUCHS, 1976, 1991b; Abb. 12). Diese ist nach Westsüdwest streichenden Achsen steil verfaltet, taucht aber regional gegen Nordwesten ab.

Von Drosendorf kommend sind zunächst Paragneise mit Lagen von Marmor und Amphibolit zu beobachten. Es folgt eine Zone reich an weiß, grau, bräunlich, violett gebändertem Quarzit. In ihr treten Sillimanitschiefergneise und Amphibolit in dünnen Lagen auf. Nach einer Sedimentgneis-reichen Zone folgt ein ca. 6 m mächtiger Marmor mit einigen dünnen Amphibolitlagen. In den folgenden Schiefergneisen sind einige Bänke von grau-weiß gebändertem, grobkristallinem Marmor sowie feinkörnige Amphibolite (mit Granat) eingeschaltet. Bis zur Brücke begegnet man Schiefergneisen mit Lagen von Kalksilikatfels, Kalksilikatmarmor und Amphibolit. Bei der Brücke steht harter, grün-grau gebänderter Kalksilikatfels an, der sich bei der Kartierung als Zug auch im Gelände weiter verfolgen ließ. Auch eine geringmächtige Linse von Turmalin und Muskowit führendem Pegmatit ist zu beobachten.

Nordwestlich des Profils kann man in den Felsabstürzen des Drosendorfer Umlaufberges einige Zehnermeter mächtige Züge von Marmor und Quarzit erkennen.

Aus den Quarziten dieses Straßenprofils wurden von F. FINGER Zirkone separiert, die mit 3,4 Milliarden Jahren das bisher höchste Zirkonalter in Gesteinen der Böhmisches Masse in Österreich ergaben (GERDES & FINGER, 2005).

Der Charakter der Bunten Serie verrät als Ausgangsserie eine Wechselfolge von tonigen, sandigen, karbonatischen und organogenen (Graphitschiefer) Ablagerungen verbunden mit basischem Vulkanismus. Als Ablagerungsraum ist wohl ein Schelf anzunehmen, ein passiver Kontinentalrand, möglicherweise mit Rifting.

Die stark verfalteten Gesteine sind Teil des östlichen, überkippten Flügels des Drosendorfer Fensters. Sie überlagern die östlich angrenzenden Serien der Gföhler Einheit, die den Rahmen des Fensters bilden. Der bereits existente Deckenbau des Moldanubikums wurde auch hier ostvergent verfaltet.

10.2.4. Gaberkirche

Am westlichen Rand von Blatt 8 Geras, nördlich der Gaberkirche, ist im Gabergraben Granodioritgneis vom Typ Spitzer Gneis (56) im Kern des Drosendorfer Fensters aufgeschlossen (vgl. FUCHS, 1975).

Entlang des Weges von der Gaberkirche (Ruine) hinunter in den Gabergraben sieht man zuerst Aufschlüsse in den Schiefergneisen der Bunten Serie. Im Graben unten sind dann mittelsteil bis sanft gegen Westen einfallende Bänke von mittelkörnigem, grauem Gneis anstehend. Es ist ein etwas Hornblende führender Granodioritgneis. U.d.M. wurden folgende Gemengteile festgestellt: Oligoklas (25 % An), Quarz, Alkalifeldspat, grüne bis blaugüne Hornblende, brauner Biotit, Titanit und Apatit.

Nach den Erfahrungen der Kartierung auf anderen Kartenblättern des Waldviertels bildet der Spitzer Granodioritgneis, so wie der Dobra-Gneis, die basalen Teile der Bunten Serie. Über den genannten Orthogneisen enthalten die Paragneise häufig Einschaltungen von Kalksilikatfels und erst darüber folgt der Marmor-reiche Teil der Bunten Serie. Diese Abfolge wird als stratigraphisch betrachtet und das Vorkommen im Gabergraben bezeichnet demnach den Kern des Drosendorfer Fensters.

10.2.5. Vranov nad Dyjí (Frain) – Staumauer

Das Profil an der Thaya unterhalb der Staumauer von Vranov nad Dyjí (Frain) gibt Einblick in die Gesteine der Drosendorfer Einheit.

Auf einer Länge von mehr als 250 m kann der Wechsel von Biotitparagneis mit Granatglimmerschiefer, Amphibolit und Marmor studiert werden. Der nördliche Teil des Profils wird von mächtigem Granatamphibolit gebildet (BATÍK, 1992). Im Bereich eines Marmorzuges wurde eine Bleivererzung in einem kleinen Bergbau beschürft (vgl. Kapitel 8.2.2).

Das auf einem 76 m hohen Felsen aus Bittescher Gneis oberhalb von Vranov nad Dyjí (Frain) thronende Schloss (Abb. 23) wurde nach einem Brand von J.B. FISCHER VON ERLACH 1688–1695 zu einem monumentalen barocken Herrensitz umgebaut. Die architektonischen Schwerpunkte dieses herrlichen Schlosses sind der Ahnensaal mit einem wertvollen Fresko von J.M. ROTTMAYR und die aus dem 17. Jh. stammende Schlosskapelle.

10.2.6. Hamry (Hammer)

In dieser Felswand am linken Ufer der Thaya, an der Straße von Vranov nad Dyjí (Frain) zu den Häusern von Hamry (Hammer), ist der hangendste Teil des Bittescher Gneises (57) aufgeschlossen. Dieser oberste Abschnitt des Bittescher Gneises ist in vielen Bereichen immer wieder durch Einschaltungen von Amphibolit (59) und Paragneis (62) gekennzeichnet. Dieser Aufschluss zeigt einen intensiven Wechsel des Bittescher Orthogneises mit Lagen von Biotitamphibolit und vereinzelt auch Biotit- oder Muskowit-Biotit-Paragneis. Die Gesteinsfolge ist in diesem Aufschluss besonders intensiv gefaltet (Abb. 8). Die Falten haben Größen zwischen mehreren Zentimetern und 20–30 m und belegen deutliche eine Bewegung gegen Nordwest (BATÍK, 1992).

10.2.7. Mallersbach – ehemaliger Kaolinbergbau

Der seit ca. 1970 eingestellte Kaolinbergbau unmittelbar nördlich von Mallersbach ist heute fast vollständig verwachsen. Im westlichen Teil der Grube ist jedoch der in situ kaolinisierte Bittescher Gneis in einem Restpfeiler noch relativ gut aufgeschlossen. Im primären, autochthonen Kaolin sind noch die typischen Strukturen des ursprünglichen Gesteins erkennbar (Abb. 4), die Feldspäte sind jedoch vollkommen kaolinisiert.

In Mallersbach ist das Kaolinvorkommen an zwei schmale, tektonisch begrenzte Kaolinlinsen gebunden, die durch grabenartige Absenkungen an Nordost-Südwest streichenden Störungen vor der späteren Abtragung geschützt wurden (vgl. auch Kapitel 8. Mineralische Rohstoffe).



Abb. 23.
Das von J.B. FISCHER VON ERLACH 1688–1695 erbaute barocke Schloss von Vranov nad Dyjí (Frain) erhebt sich über der Thaya auf einem 76 m hohen Felsen aus Bittescher Gneis.

11. Bohrungen

(R. ROETZEL)

Die in der Karte dargestellten Bohrungen sind eine Auswahl, deren Schichtfolge für das Verständnis des geologischen Aufbaues dieses Gebietes von Bedeutung ist. Die in der Karte neben der durchgehenden Nummerierung in Klammer gesetzte Zahl drückt die Gesamtmächtigkeit der Sedimentbedeckung über den kristallinen Gesteinen in Metern aus.

Die Koordinaten der Bohrungen aus BRIX (1981) und AUSTROMINERAL (1981) wurden geodätisch vermessen und in BMN-Koordinaten umgerechnet, die Positionen aller anderen Bohrungen wurden aus der Karte abgegriffen.

Bohrung 1

Bohrung Mešovice (Archiv Česká geologická služba)
BMN-Koordinaten M34: Rechts 695677, Hoch 421387
Lage ca. 0,5 km nordwestlich Mešovice (Nespitz)

Pleistozän

–0,3 m deluviale Ablagerung (Lehm, graubraun, schwach humos, Kristallinkomponenten (Quarz, Gneis) 3–10 mm)

–1,6 m Feinsand, schwach lehmig, glimmerig, braun (Eluvium? Deluvium?)

–1,9 m Feinsand, schwach lehmig, glimmerig, braun, mit Quarz und verwittertem Feldspat (kaolinitisiert) bis 3 mm (Gneis-Eluvium)

Drosendorfer Einheit

–4,0 m Gneis, glimmerig, tonig-sandig verwittert, grau (Eluvium)

Bohrung 2

Bohrung Š-14 Nový Petřín (Archiv Česká geologická služba)
BMN-Koordinaten M34: Rechts 708590, Hoch 416178
Lage ca. 0,7 km ost-südöstlich Nový Petřín (Neupetrein)

Pleistozän

– 2,0 m deluviale Ablagerung (Lehm, sandig, glimmerig, Quarz- und Kristallingerölle)

Riegersburg-Formation

– 7,4 m Feinsand, glimmerig, gelbbraun, rotbraun-hellgrün fleckig, limonitische Konkretionen

–11,0 m Sand – Sandstein, siltig, gelb-braungelb, rot fleckig

Langau-Formation

–15,0 m Ton, stark sandig, braungelb-grüngelb, rotbraun fleckig

–16,0 m Ton, glimmerig, braunrot, Pelitklasten

–16,4 m Silt – Ton, glimmerig, graublau-grün, rotbraun fleckig

Drosendorfer Einheit

–20,2 m Biotitparagneis, feinkörnig, im Hangenden stark verwittert

Bohrung 3

Bohrung Š-10 Šafov (Archiv Česká geologická služba)
BMN-Koordinaten M34: Rechts 706080, Hoch 415540
Lage ca. 1 km nördlich Šafov (Schaffa)

Pleistozän

– 1,00 m deluviale Ablagerung (Lehm, sandig-tonig, dunkelbraun, humos)

– 3,20 m Löss, gelbbraun, Ca-Konkretionen

Langau-Formation

– 4,10 m Ton, feinsandig, graugrün

– 6,30 m Feinsand, glimmerig, graugelb

– 6,80 m Ton, feinsandig, graugrün, liegend schwarzgrau

– 7,05 m Ton, sandig, schwarzgrau-grau, Kohleschmitzen

– 7,55 m Kohle, tonig, schwarzbraun

– 9,00 m Ton, graugrün-dunkelgrau

–13,50 m Ton, sandig, grüngrau, kalkig

–18,10 m Sand – Sandstein, tonig, graugrün, z.T. Lagen mit Ton und Feinkies

–20,60 m Mittelsand – Feinsand, schwach tonig, graugrün, mit Quarzschutt

Gföhler Einheit
–26,00 m Paragneis, Biotit führend

Bohrung 4

Bohrung Š-9 Šafov (Archiv Česká geologická služba)
BMN-Koordinaten M34: Rechts 707530, Hoch 415157
Lage ca. 1,5 km nordöstlich Šafov (Schaffa)

Pleistozän

– 3,1 m deluviale Ablagerung (Lehm, tonig-sandig, braungrün)

Drosendorfer Einheit:

–40,0 m Paragneis, Biotit führend, bis 8,0 m stark verwittert, darunter kompakter

Bohrung 5

Bohrung Š-11 Šafov (Archiv Česká geologická služba)
BMN-Koordinaten M34: Rechts 705888, Hoch 415120
Lage ca. 0,6 km nordnordwestlich Šafov (Schaffa)

Holozän–Pleistozän

– 0,5 m Lehm, stark sandig, braungrau, humos

– 1,1 m Ton, sandig, schwarzgrau, humos

– 2,9 m deluviale Ablagerung (Lehm, tonig-sandig, braun, Quarz- und Kristallinschutt bis 7 cm)

Langau-Formation

– 8,3 m Ton, sandig, graugrün-braungrau

–13,0 m Mittelsand - Feinsand, tonig, grünlich-blaugrau

–15,5 m Ton, sandig, blaugrau-graugrün

–16,6 m Feinsand, tonig, grünlichgrau, schwach gerundete Quarzgerölle bis 1 cm

–17,2 m Grobsand, schwach tonig, grünlichgrau

Gföhler Einheit

–19,0 m Gneis, Muskowit-Biotit führend

Bohrung 6

Bohrung U-14 Šafov (Archiv Česká geologická služba)
BMN-Koordinaten M34: Rechts 706992, Hoch 414691
Lage ca. 0,9 km ostnordöstlich Šafov (Schaffa)

Pleistozän

– 2,0 m deluviale Ablagerung (Lehm, sandig, graubraun, Quarzgerölle bis 2 cm)

Riegersburg-Formation

– 7,3 m Sand, siltig und Ton, sandig in Wechsellagerung, grau-gelbgrau, im Liegenden kiesig

Gföhler Einheit

–16,8 m Glimmerschiefer, tonig verwittert, rotbraun

Bohrung 7

Bohrung Š-3 Šafov (Archiv Česká geologická služba)
BMN-Koordinaten M34: Rechts 707380, Hoch 414527
Lage ca. 1,3 km östlich Šafov (Schaffa)

Pleistozän

– 0,4 m deluviale Ablagerung (Lehm, sandig)

Riegersburg-Formation

–13,9 m Feinsand – Mittelsand, hellglimmerreich, braungelb-gelbgrau-graugrün

Langau-Formation

–18,2 m Ton, sandig, grüngrau-graugrün, inkohlte Pflanzenreste

–20,0 m Sandstein, tonig, hellgrau

Bohrung 8

Bohrung Š-5 Šafov (Archiv Česká geologická služba)
BMN-Koordinaten M34: Rechts 705030, Hoch 414487
Lage ca. 1,1 km westlich Šafov (Schaffa)

Pleistozän

– 0,8 m deluviale Ablagerung (Lehm)

Riegersburg-Formation

– 8,9 m Sand, hellglimmerreich, braungelb-graugelb

Langau-Formation

– 9,0 m Ton, sandig, mit Kohle, schwarzgrau

–21,7 m Ton, z.T. sandig, grüngrau-dunkelgrau

–24,0 m Sandstein, mittelkörnig, graugrün

Bohrung 9

Bohrung Š-13 Šafov (Archiv Česká geologická služba)
BMN-Koordinaten M34: Rechts 705681, Hoch 414337
Lage ca. 0,5 km südwestlich Šafov (Schaffa)

Pleistozän

– 0,7 m deluviale Ablagerung (Lehm, sandig)

Langau-Formation

– 4,4 m Silt, feinsandig, stark glimmerig, grünlichgrau

– 5,9 m Ton, feinsandig, glimmerig, graubraun-schwarz

– 8,9 m Kohleton, dunkelbraun-schwarz, inkohlte Pflanzenreste

–10,1 m Ton, blaugrün

–10,2 m Kohle

–10,4 m Ton, blaugrün

–10,8 m Kohle

–13,8 m Ton, feinsandig, blaugrün

20,0 m Ton – Silt, feinsandig bis Silt – Feinsand, tonig, grünlichblau-grün

Bohrung 10

Bohrung Š-4 Šafov (Archiv Česká geologická služba)
BMN-Koordinaten M34: Rechts 706491, Hoch 414241
Lage ca. 0,5 km südöstlich Šafov (Schaffa)

Pleistozän

–0,8 m deluviale Ablagerung (Lehm, braungrau)

–3,9 m Löss, Ca-Konkretionen, im Liegenden sandig

Langau-Formation

–4,5 m Feinsand – Mittelsand, stark tonig, ziegelrot-braungelb fleckig, im Liegenden Quarzgerölle bis 15 cm

–6,0 m Sand, schwach tonig, glimmerig, hellgraugelb-ziegelrot

–7,1 m Sand, tonig, hellgrau-rötlich-ocker fleckig, im Liegenden Quarzgerölle bis 3 cm

–7,5 m Ton, feinsandig, hellgrau-rotbraun fleckig, im Liegenden Quarzgerölle bis 3 cm

Gföhler Einheit:

–13,1 m Glimmerschiefer, Boitit führend, graugrün

Bohrung 11

Bohrung Š-6 Šafov (Archiv Česká geologická služba)
BMN-Koordinaten M34: Rechts 708338, Hoch 414139
Lage ca. 2,2 km ostsüdöstlich Šafov (Schaffa)

Eluvium der Riegersburg-Formation

–1,0 m Lehm, sandig

Drosendorfer Einheit
darunter Biotitparagneis, feinkörnig

Bohrung 12

Bohrung Š-12 Šafov (Archiv Česká geologická služba)

BMN-Koordinaten M34: Rechts 707374, Hoch 413731

Lage ca. 1,5 km südöstlich Šafov (Schaffa)

Pleistozän

– 0,4 m deluviale Ablagerung (Lehm)

Riegersburg-Formation

– 4,4 m Feinsand, siltig, braungelb-gelbbraun

– 8,3 m Silt, feinsandig, hellglimmerreich, grau

–10,8 m Feinsand, siltig, hellglimmerreich, grau

Langau-Formation

–16,7 m Silt, feinsandig, hellglimmerreich, geschichtet, grau, im Liegenden Molluskensplitter

–18,2 m Kohle, schwarz

–21,0 m Ton, feinsandig, dunkelbraun-schwarz, dünne Kohleschmitzen

–22,0 m Ton, feinsandig, grau-braungrau

–26,0 m Ton, siltig-sandig, braungrau

Bohrung 13

Bohrung Š-7 Šafov (Archiv Česká geologická služba)

BMN-Koordinaten M34: Rechts 706460, Hoch 413510

Lage ca. 1 km südsüdöstlich Šafov (Schaffa)

Pleistozän

– 0,60 m deluviale Ablagerung (Lehm, graubraun)

Riegersburg-Formation

– 6,20 m Feinsand, z.T. siltig, hellglimmerreich, graugrün

Langau-Formation

– 7,00 m Ton, feinsandig, stark glimmerig, graugrün-rostbraun-dunkelgrau

– 7,25 m Kohleton, schwarz

– 7,85 m Ton, z.T. lignitisch, schwarz

– 8,50 m Ton, sandig, dunkelgrau, Feinsandlagen, hellglimmerreich

– 9,40 m Sand, tonig, grau-rostbraun, an der Basis Quarzgerölle bis 2 cm

Gföhler Einheit

–27,00 m Granatglimmerschiefer

Bohrung 14

Bohrung LF-23 (BRIX, 1981)

BMN-Koordinaten M34: Rechts 705551,25, Hoch 413123,83

Lage ca. 2,7 km nordnordöstlich Langau

Pleistozän

–3,0 m deluviale Ablagerung (Lehm, sandig, graubraun, Kristallinkomponenten)

Langau-Formation

– 4,0 m Ton, sandig, grau

–12,0 m Ton, sandig, graubraun-gelbbraun, Kristallinkomponenten

–22,0 m Ton, sandig, graubraun, zwischen 18 – 19 m Kristallinkomponenten

–23,0 m Ton, glimmerreich, grau

Gföhler Einheit

–31,5 m Granatglimmerschiefer, im oberen Teil verwittert

Bohrung 15

Bohrung LF-22 (BRIX, 1981)

BMN-Koordinaten M34: Rechts 705950,54, Hoch 412653,25

Lage ca. 2,4 km nordnordöstlich Langau

Pleistozän

- 2,0 m deluviale Ablagerung (Lehm, sandig, glimmerreich)

Langau-Formation

- 3,5 m Ton, grau, Kohleschmitzen
- 4,0 m Kohle
- 4,5 m Kohleton
- 4,9 m Kohle
- 5,7 m Mittelsand, braun
- 8,0 m Kohleton mit dünnen Kohlelagen
- 10,5 m Ton, sandig, glimmerreich, grau
- 16,0 m Ton, graugrün, Kristallinschutt (Glimmerschiefer)

Gföhler Einheit

- 31,5 m Biotit-Granatglimmerschiefer, bis 27,5 m stark verwittert

Bohrung 16

Bohrung LC-3 (BRIX, 1981; ROETZEL et al., 1994; MELLER Samenreste unpubl.)

BMN-Koordinaten M34: Rechts 706418,84, Hoch 412552,27

Lage ca. 2,6 km nordöstlich Langau

Pleistozän

- 3,0 m deluviale Ablagerung (Lehm, sandig, humos, schwarzbraun-dunkelbraun, an der Basis Quarzgerölle bis 10 cm)

Riegersburg-Formation

- 4,0 m Grobsand – Feinkies, quarzreich, eckig
- 4,5 m Kernverlust
- 7,0 m Mittel- bis Grobsand, hellglimmerreich, braun-schwarzbraun, an der Basis kiesig

Langau-Formation

- 8,0 m Kohle, blättrig, z.T. tonig
- 9,6 m Ton, sandig, blättrig, grau, Samenreste: Hydrochariteceen-Fragment
- 9,7 m Bentonit
- 12,0 m Kohle, blättrig, z.T. tonig
- 12,5 m Kohleton
- 18,5 m Feinsand, tonig, grau-hellgrau, im Hangenden Wurzelboden und Kristallinkomponenten
- 19,5 m Sand, graugrün, Kristallinkomponenten
- 21,5 m Ton, Tonstein, z.T. sandig, dunkelgrün

Gföhler Einheit

- 34,5 m Granatglimmerschiefer, Paragneis, bis 29,5 m sehr stark verwittert

Bohrung 17

Bohrung LF-36 (BRIX, 1981)

BMN-Koordinaten M34: Rechts 708111,71, Hoch 412275,02

Lage ca. 1,1 km südwestlich Riegersburg

Pleistozän

- 1,0 m deluviale Ablagerung (Lehm, sandig, Kristallinkomponenten)

Langau-Formation

- 2,8 m Ton, sandig, grau, kiesig
- 4,2 m Ton, grau, Kohleschmitzen
- 4,6 m Kohleton
- 5,0 m Kohle, braun-schwarz
- 6,3 m Kohleton und Kohleschmitzen

- 9,5 m Grob- bis Mittelsand, grau
- 10,5 m Grobsand – Feinkies
- Bittesch-Einheit
- 12,0 m Chorit-Serizitgneis, im Hangenden verwittert

Bohrung 18

Bohrung LF-34 (BRIX, 1981)

BMN-Koordinaten M34: Rechts 706861,80, Hoch 411943,46

Lage ca. 2,3 km südwestlich Riegersburg

Riegersburg-Formation

- 1,5 m Sand, lehmig, hellglimmerreich, gelbbraun
- 3,0 m Feinsand, siltig, hellglimmerreich, gelbbraun

Langau-Formation

- 6,0 m Ton, sandig, Glimmer führend, grau, limonitisch gefleckt
 - 6,2 m Kohleton
 - 6,6 m Kohle
 - 7,0 m Kohleton
 - 7,6 m Ton, sandig, graugrün, Pflanzenreste, Quarzgerölle bis 1 cm
 - 9,8 m Ton, glimmerreich, grün
 - 12,0 m Ton, sandig, glimmerreich, grün
 - 14,0 m Feinsand, tonig, wenig Feinkieskomponenten
 - 15,5 m Ton, sandig, olivgrün-blaugrün, Kristallinkomponenten
- Drosendorfer Einheit
- 16,0 m Chloritglimmerschiefer, Paragneis, verwittert

Bohrung 19

Bohrung LF-33 (BRIX, 1981)

BMN-Koordinaten M34: Rechts 707054,39, Hoch 411889,41

Lage ca. 2,2 km südwestlich Riegersburg

Riegersburg-Formation

- 1,0 m Feinsand, lehmig, hellglimmerreich, gelbbraun
- 6,0 m Fein- bis Mittelsand, hellglimmerreich, hellgrau
- 7,0 m Feinsand, gelbbraun, limonitisch

Langau-Formation

- 8,0 m Ton, sandig, Glimmer führend, grau
 - 8,5 m Kohle, Lignit, braun
 - 9,0 m Kohleton mit Kohleschmitzen
 - 9,2 m Ton, sandig
 - 10,0 m Kernverlust
 - 11,0 m Grobsand mit Fein- bis Mittelkies, graugrün, Pflanzenreste, Wurzelboden
 - 12,5 m Ton, sandig, Glimmer führend, graugrün
- Drosendorfer Einheit
- 13,0 m Chloritglimmerschiefer, Paragneis, verwittert

Bohrung 20

Bohrung LC-2 (BRIX, 1981)

BMN-Koordinaten M34: Rechts 707354,39, Hoch 411421,15

Lage ca. 2,3 km südwestlich Riegersburg

Pleistozän

- 2,0 m deluviale Ablagerung (Lehm, sandig, braun, limonitisch, Kristallinkomponenten bis 3 cm)

Riegersburg-Formation

- 2,5 m Feinsand, hellglimmerreich, hellgrau-hellbraun

Langau-Formation

- 3,0 m Silt, sandig, graugrün, Wurzelboden
- 4,2 m Ton, sandig, graugrün-braun, limonitisch fleckig
- 4,5 m Fein- bis Mittelsand, Glimmer führend, grau, Glimmerschieferkomponenten
- 4,7 m Kohleton und Sand mit Kohleschmitzen
- 5,5 m Kohle, Lignit, lagig-blättrig, braun-schwarz
- 6,0 m Ton, sandig-siltig, in Lagen glimmerreich, dunkelgrau-braun

Bittesch-Einheit

- 13,0 m Bittescher Gneis, im Hangenden stark verwittert

Bohrung 21

Bohrung LF-32 (BRIX, 1981)

BMN-Koordinaten M34: Rechts 706738,24, Hoch 411058,46

Lage ca. 3,0 km südwestlich Riegersburg

Pleistozän

- 2,0 m deluviale Ablagerung (Lehm, sandig, graubraun, Kristallinkomponenten)

Langau-Formation

- 3,0 m Ton, sandig, grau
- 4,0 m Mittel- bis Feinsand, schwach tonig, graubraun
- 7,0 m Ton, sandig, grau
- 8,0 m Feinsand, schwach tonig, grau
- 13,0 m Ton, Glimmer führend, grau
- 15,0 m Ton, sandig, graubraun
- 16,0 m Ton, grau
- 19,0 m Ton, sandig, grau
- 20,3 m Ton, feinblättrig, Glimmer führend, dunkelgraubraun, Pflanzenhäcksel
- 20,5 m Kohleton
- 21,5 m Kohle, Lignit, etwas tonig, blättrig
- 22,2 m Kohle, unrein und Kohleton, blättrig, Glimmerbeläge auf Schichtflächen
- 25,5 m Grobsand, schwach tonig, graugrün, Feinkieskomponenten
- 26,5 m Ton, sandig, grün
- 28,5 m Mittelsand, tonig, graugrün, Kristallinkomponenten

Bittesch-Einheit

- 30,0 m Gneis, chloritreich

Bohrung 22

Bohrung LC-6 (BRIX, 1981)

BMN-Koordinaten M34: Rechts 706980,81, Hoch 411008,57

Lage ca. 2,8 km südwestlich Riegersburg

Pleistozän

- 3,0 m deluviale Ablagerung (Lehm, sandig, braun)

Langau-Formation

- 10,9 m Ton, sandig, teilweise Glimmer führend, grau-rotbraun
- 11,0 m Sand, tonig, grau, Kohleschmitzen, Feinkieskomponenten
- 13,0 m Kohle, Lignit, stärker tonig, teilweise blättrig, schwarz-braun
- 13,6 m Kohleton, Kohle in Lagen
- 13,8 m Grobsand, Feinkies

Bittesch-Einheit

- 18,0 m Bittescher Gneis, deutlich geschiefert und zerschert

Bohrung 23

Bohrung LF-30 (BRIX, 1981; STEININGER, 1982)

BMN-Koordinaten M34: Rechts 706751,14, Hoch 410585,89

Lage ca. 3,3 km südwestlich Riegersburg

Pleistozän

– 2,00 m deluviale Ablagerung (Lehm, sandig, braun, Kristallinkomponenten)

Langau-Formation

–13,00 m Ton, sandig, teilweise Glimmer führend, grau

–16,00 m Ton, blättrig, Glimmer führend, grau

–17,00 m Ton, sandig, grau

–19,50 m Ton, grau

–21,00 m Ton, sandig, grau, Feinkieskomponenten

–22,30 m Kohle, Lignit, teilweise etwas tonig, blättrig, schwarz

–22,60 m Kohleton

–23,15 m Kohle, etwas tonig, blättrig

–23,50 m Kohleton

–23,80 m Ton mit Kohleschmitzen

–24,90 m Sand, tonig, graugrün

–26,20 m Ton, sandig, graugrün, ca. 50 cm mächtige Lumachelle mit *Granulolabium plicatum moravicum* (HÖRNES 1856)

–30,00 m Ton, sandig, graugrün

BITTESCH-EINHEIT

–31,00 m Gneis, chloritreich

Bohrung 24

Bohrung LF-39 (BRIX, 1981)

BMN-Koordinaten M34: Rechts 706694,88, Hoch 410138,83

Lage ca. 2,0 km ost-südöstlich Langau

Pleistozän

– 2,50 m deluviale Ablagerung (Lehm, sandig, Kristallinkomponenten)

Langau-Formation

– 5,50 m Ton, sandig, glimmerreich, gelbbraun-grau

–12,50 m Ton, glimmerreich, grau, zwischen 7,0 und 8,0 m Kristallinkomponenten

–16,00 m Ton, sandig, Glimmer führend, dunkelgrau-schwarz

–16,50 m Kohleton, sandig

–16,75 m Kohle

–17,00 m Quarzgerölle bis 10 cm in tonig-sandiger Matrix

–19,40 m Sand, tonig, graugrün

–19,90 m Ton, sandig, grün, Kristallinkomponenten

BITTESCH-EINHEIT

–21,00 m Gneis, chloritreich

Bohrung 25

Bohrung LF-4 (BRIX, 1981)

BMN-Koordinaten M34: Rechts 706914,33, Hoch 409982,42

Lage ca. 2,3 km ost-südöstlich Langau

Pleistozän

– 3,0 m deluviale Ablagerung (Lehm, sandig, graubraun, Kristallinkomponenten)

Langau-Formation

– 4,0 m Feinsand, tonig, hellgrau

–10,0 m Ton, sandig, Glimmer führend, graubraun

- 11,0 m Ton, blättrig, grau
- 13,0 m Ton, sandig, grau-graubraun
- 18,0 m Ton, blättrig, grau, im Liegenden Kohleflitter
- 24,0 m Ton, sandig, graugrün, im oberen Teil wenige Molluskenreste
- 25,0 m Mittelsand, tonig, graugrün
- 28,0 m Feinsand, tonig, graugrün
- Bittesch-Einheit
- 30,0 m Kristallin, verwittert

Bohrung 26

Bohrung H-1 (Lagerstättenarchiv Geol. Bundesanst., L-1595/2B)

BMN-Koordinaten M34: Rechts 706439, Hoch 409442

Lage ca. 50 m westlich der Kapelle von Hessendorf (Parz. Nr. 693)

Holozän–Pleistozän

- 0,5 m Boden
- 2,8 m deluviale Ablagerung (Lehm, sandig, mit Schotter)

Langau-Formation

- 4,0 m Ton, lehmig, Schotterlagen
- 10,2 m Ton, grau, vereinzelt Schotterlagen
- 10,6 m Kohleton, schwarz
- 15,6 m Ton, sandig, graugrün

Bittesch-Einheit

darunter Gneis

Bohrung 27

Bohrung H-2 (Lagerstättenarchiv Geol. Bundesanst., L-1595/2B)

BMN-Koordinaten M34: Rechts 706283, Hoch 409621

Lage ca. 250 m nordwestlich der Kapelle von Hessendorf (Parz. Nr. 599/1)

Pleistozän

- 3,0 m deluviale Ablagerung (Lehm, sandig)

Langau-Formation

- 5,8 m Ton, sandig, Kohleschmitzen
- 11,6 m Ton, grau
- 13,2 m Ton, dunkelgrau
- 13,5 m Kohleton mit Kohleschmitzen
- 16,5 m Ton, sandig, grün

Bittesch-Einheit

darunter Gneis

Bohrung 28

Bohrung LF-3 (BRIX, 1981)

BMN-Koordinaten M34: Rechts 706064,38, Hoch 409750,93

Lage ca. 1,6 km südöstlich Langau

Pleistozän

- 3,0 m deluviale Ablagerung (Lehm, sandig, häufig Quarzkomponenten bis 0,5 cm)

Langau-Formation

- 4,0 m Mittelsand, tonig, braun, wenige Quarzkomponenten
- 10,0 m Ton, sandig, grau, z.T. limonitisch gefleckt
- 12,0 m Ton, blättrig, dunkelgrau-braun
- 13,0 m Feinsand, tonig, grüngrau
- 14,5 m Ton, sandig, Molluskenreste

Bittesch-Einheit

-16,6 m Chorit-Serizitgneis

Bohrung 29

Kartierungsbohrung 8-40-91 (ROETZEL, 21. 03. 1991 [vgl. Abb. 15]; Archiv Geol. Bundesanst.; MELLER Samenreste unpubl.)

BMN-Koordinaten M34: Rechts 705761, Hoch 409865, KG Langau, Parzelle 2076

Lage ca. 1,3 km südöstlich Langau

Holozän

-0,6 m Ton, plastisch, schwarzbraun, einzelne Quarze bis 2 cm

Langau-Formation

-3,7 m Ton, plastisch-zäh, hellgrau-gelbgrau, gegen Liegend zunehmend siltig, grüngrau-blaugrau

-4,0 m Feinsand, stark Glimmer führend, hellgrau

-5,7 m Silt, tonig, etwas feinsandig, braungrau-mittelbraun

-6,0 m Kohleton

-7,4 m Ton, dunkelgrau, Samenreste: *Ceratostratiotes sinjanus*, *Stratiotes kaltennordheimensis*, *Saururus bilobatus*, *Typha* sp.

-7,6 m Kohle, Lignit, Samenreste: *Ceratostratiotes sinjanus*, *Salvinia* sp., *Azolla* sp., *Cladium* sp., Cyperaceae, *Decodon* sp., *Nymphaea* sp., *Potamogeton dubnanensis*, *Rubus* sp., *Sambucus* sp., *Saururus bilobatus*, *Typha* sp.

-8,0 m Kohleton, Samenreste: *Stratiotes kaltennordheimensis*, *Salvinia* sp., *Azolla* sp., *Nymphaea* sp., *Typha* sp.

-8,9 m Silt, tonig-sandig, grüngrau, inkohlte Holzreste, Samenreste: *Ceratostratiotes sinjanus*, *Decodon* sp., *Typha* sp.

-9,3 m Silt, tonig, stark sandig, grüngrau, viele Molluskenreste, Samenreste: *Ceratostratiotes sinjanus*, *Stratiotes kaltennordheimensis*, *Decodon* sp., *Potamogeton dubnanensis*

Bohrung 30

Bohrung LF-2 (BRIX, 1981)

BMN-Koordinaten M34: Rechts 705304,63, Hoch 410265,43

Lage ca. 0,7 km südöstlich Langau

Pleistozän

- 3,0 m deluviale Ablagerung (Lehm, Ton, Kristallinkomponenten)

Langau-Formation

- 6,6 m Ton, feinsandig-siltig, glimmerreich, grau-graubraun

- 7,1 m Ton, blättrig, Feinsand auf Schichtflächen, dunkelgrau-schwarz, inkohlte Pflanzenhäcksel

-10,1 m Ton, feinsandig-siltig, hellgrau-graubraun, wenig inkohlte Pflanzenhäcksel

-12,1 m Ton, dunkelgrau-graubraun, Limonitkonkretionen, gelbbraun-rostbraun

-14,2 m Ton, feinsandig, teilweise feinkiesig (Quarz), grün-graugrün

-14,7 m Ton, sandig, mittelsandig-feinkiesig, graugrün

-16,2 m Mittelsand – Feinkies, Kristallinkomponenten bis 1 cm

-17,3 m Ton, feinsandig, Glimmer führend, blaugrün-grün

Drosendorfer Einheit

-24,5 m Glimmerschiefer, bis 22,3 m extrem verwittert

Bohrung 31

Bohrung LC-8 (BRIX, 1981; STEININGER, 1982; MELLER Samenreste unpubl.)

BMN-Koordinaten M34: Rechts 705117,55, Hoch 410538,00

Lage ca. 430 m östlich der Kirche von Langau

Pleistozän

- 3,0 m deluviale Ablagerung (Lehm, sandig, Glimmer führend, braun-grau, limonitisch, Kristallinkomponenten bis 5 cm)

Langau-Formation

- 3,5 m Kernverlust
- 4,5 m Ton, teilweise sandig, Glimmer führend, grau-braun, inkohlte Pflanzenhäcksel
- 5,2 m Ton, sandig, blättrig, dunkelgrau, Kohleschmitzen
- 5,6 m Kohleton
- 6,0 m Kohle, tonig, blättrig, schwarz
- 6,3 m Kohleton
- 7,1 m Ton, teilweise sandig, schwarzgrau-graugrün
- 7,5 m Feinsand, siltig, Lumachelle mit *Granulolabium plicatum moravicum* (HÖRNES 1856)
- 9,4 m Ton, teilweise stark sandig, schwarz-grün, Kohleschmitzen, viele Molluskenreste:
 - 7,5–8,5 m: Sande mit häufig *Granulolabium plicatum moravicum* (HÖRNES 1856) und *Crassostrea gryphoides* (SCHLOTHEIM 1813), selten *Polymesoda langauensis* HÖLZL 1957
 - 8,6–8,7 m: in hellgrauen, sandigen Peliten Lage mit *Polymesoda langauensis* HÖLZL 1957, selten *Granulolabium* sp. und *Cardiidae*
 - 8,7–8,8 m: dunkle Pelite mit *Granulolabium* sp., *Mytilopsis* sp., *Crassostrea gryphoides* (SCHLOTHEIM 1813) und *Cardium* sp.
 - 8,8–9,4 m: dunkle, sandige Pelite mit häufig *Granulolabium plicatum moravicum* (HÖRNES 1856) und *Ostrea* sp.; im Bereich 9,1–9,3 m *Melanopsis impressa* KRAUS 1852, *Mytilopsis* cf. *basteroti* (DESHAYES 1836), *Polymesoda langauensis* HÖLZL 1957
- 9,8 m Ton, kohlig, blättrig, teilweise sandig
 - 9,5–9,6 m: dunkle, kohlige Sande mit häufig *Hydrobia* sp., *Valvata* sp., *Mytilopsis* sp., Splitter von dünnchaligen Bivalven, Samenreste: Cyperaceae, *Azolla* sp.
- 10,5 m Ton, teilweise sandig, graugrün, Molluskensplitter
- 11,0 m Ton, sandig bis Sand, tonig, graugrün, an Basis Fein- bis Mittelkies (Kristallinkomponenten)
- 12,4 m Mittelsand, Glimmer führend, graugrün, Kristallinkomponenten bis 1,5 cm Drosendorfer Einheit
- 15,5 m Paragneis, chloritreich, Glimmerschiefer, im Hangenden stark verwittert

Bohrung 32

Bohrung LF-20 (BRIX, 1981)

BMN-Koordinaten M34: Rechts 704967,34, Hoch 410945,43

Lage ca. 300 m östlich des Zollhauses von Langau

Pleistozän

–1,5 m deluviale Ablagerung (Lehm, sandig, Kristallinkomponenten)

Riegersburg-Formation

- 3,0 m Mittelsand – Feinsand, braun
- 3,7 m Grobsand – Feinkies
- 6,0 m Mittelsand – Grobsand, braun
- 14,5 m Feinsand – Mittelsand, hellglimmerreich, graubraun
- 15,5 m Silt, feinsandig, hellglimmerreich, grau
- 16,8 m Feinsand, hellglimmerreich, grau
- 18,8 m Grobsand, grau

Langau-Formation

- 22,5 m Ton, sehr glimmerreich, grau, Glimmerschiefer- und Quarzkomponenten bis 1 cm
- 24,0 m Ton, glimmerreich, grau, Kohleschmitzen
- 24,2 m Kies, Quarzgerölle bis 4 cm
- 26,0 m Kohle, Lignit, blättrig, braunschwarz

- 26,5 m Kohleton, grau-schwarz
- 27,0 m Ton, graugrün
- 29,0 m Ton, sandig, graugrün, Molluskenreste
- 31,5 m Sand, tonig, grün-graugrün
- Gföhler Einheit
- 38,0 m Paragneis, chloritreich, im Hangenden stark verwittert

Bohrung 33

Bohrung LC-1 (BRIX, 1981; STEININGER, 1982)

BMN-Koordinaten M34: Rechts 704768,52, Hoch 410965,29

Lage ca. 100 m östlich des Zollhauses von Langau

Pleistozän

- 2,80 m deluviale Ablagerung (Lehm, sandig, glimmerreich, rotbraun, ab 1,0 m Quarzgerölle bis 1,5 cm)
- 3,00 m Feinkies (Quarz), sandige Matrix, rotbraun

Riegersburg-Formation

- 6,00 m Feinsand – Grobsand (quarzreich), hellbraun-graugelb
- 7,00 m Feinsand, gelbbraun-braungelb, dünn geschichtet
- 7,20 m Fein- bis Grobkies (Quarz, 0,5 – 3 cm), mäßig bis gut gerundet, sandige Matrix
- 10,60 m Feinsand – Mittelsand, hellglimmerreich, mittelbraun-graubraun, selten feinkiesig (gut gerundet)
- 10,80 m Feinsand – Grobsand, Kies
- 16,00 m Feinsand – Silt, hellglimmerreich, graubraun-gelbbraun, limonitisch
- 21,00 m Feinsand, hellglimmerreich, grau
- 21,50 m Feinsand, hellglimmerreich, grau, Kohleschmitzen

Langau-Formation

- 26,00 m Kohle, Lignit, blättrig, dunkelbraun-schwarz
- 26,50 m Kohleton, dunkelgrau, Pyritkonkretionen
- 27,00 m Ton, teilweise sandig, grau, Pyritkonkretionen
- 29,55 m Ton, sandig, grün, zahlreiche Molluskenreste:
 - 27,0–27,3 m: grau-grünliche, tonige Sande mit massenhaft *Granulolabium plicatum moravicum* (HÖRNES 1856)
 - 27,5–27,8 m: grau-grünliche, tonige Sande mit *Polymesoda langauensis* HÖLZL 1957, häufig auch *Granulolabium plicatum moravicum* (HÖRNES 1856) und *Crassostrea gryphoides* (SCHLOTHEIM 1813)
 - 28,3–28,6 m: Bank mit *Ostrea* sp.
 - 28,7–28,9 m: dunkle, tonige Silte mit massenhaft *Hydrobia* div. sp., selten *Agapilia picta* ssp., *Granulolabium plicatum moravicum* (HÖRNES 1856), *Mytilopsis* sp. (kleine Form), div. Embryonale von Gastropoda, Splitter von *Crassostrea gryphoides* (SCHLOTHEIM 1813) und *Cardium* sp., Knochenfragmente, Fischwirbel
 - 29,0–29,1 m: dunkle, graue Silte mit kohligen Resten und *Hydrobia* div. sp., *Agapilia picta* ssp., Embryonale von Gastropoda, *Crassostrea gryphoides* (SCHLOTHEIM 1813) (z.T. bankförmig), div. Bivalvensplitter, Otolithen, Fischwirbel
 - 29,2–29,5 m: dunkle, tonige Sande mit *Polymesoda langauensis* HÖLZL 1957 und div. Molluskensplitter
- 31,40 m Mittelsand, schwarzgrün-graugrün, Tonschlieren, Feinkieskomponenten, Pflanzenhäcksel, Molluskenreste bei 30,5 m
- 31,60 m Sand, graugrün, Quarz- und Glimmerschieferkomponenten bis 5 cm
- 36,30 m Mittelsand – Grobsand, graugrün, Kristallinkomponenten bis 3 cm

- 37,0 m Feinsand, grün-graugrün, Tonschlieren, Kristallinkomponenten bis 3 cm
- 37,8 m Mittelsand, graugrün-gelbgrün, Pflanzenhäcksel, Kristallinkomponenten
- 38,0 m Grob- bis Feinkies, schlecht gerundet, sandige Matrix, graugrün
Gföhler Einheit
- 40,5 m Serizit-Chlorit-Granatglimmerschiefer, verwittert

Bohrung 34

Bohrung LC-5 (BRIX, 1981; MELLER Samenreste unpubl.)

BMN-Koordinaten M34: Rechts 705154,81, Hoch 411126,33

Lage ca. 530 m nordöstlich des Zollhauses von Langau

Pleistozän

- 3,0 m deluviale Ablagerung (Lehm, sandig, Glimmer führend, braun, Kristallinkomponenten)
- 5,0 m Ton, sandig, Glimmer führend, graubraun-grauschwarz, Wurzelboden, wenige Quarzgerölle
- 5,4 m Mittelsand, tonig, Glimmer führend, gelbbraun-graubraun, Quarzkomponenten bis 3,5 cm

Langau-Formation ?

- 9,0 m Ton – Silt, sandig, hellbraun-gelbbraun, weiß gefleckt
- 10,0 m Mittelsand, braun, Toneinschaltungen, Kristallinkomponenten bis 5 cm, Samenreste im Bereich 9,7–9,8 m
- 10,6 m Ton – Silt, schwach sandig, hellgrau-hellbraun
- 13,0 m Ton – Silt, sandig, hellgrau-hellgraugrün, limonitisch fleckig
- 17,0 m Silt, feinsandig-tonig, rötlich-ocker-gelb fleckig, stark Wasser führend
- 27,0 m Ton, hellgrau-graugrün-weiß, kaolinitisch (Kaolinit umgelagert?)
- 31,0 m Ton, hellgrau-graugrün-weiß, kaolinitisch, (Kaolinit umgelagert oder primärer Kaolinit?) im Bereich 27,0–28,0 m Kristallinkomponenten bis 1 cm
- 33,1 m Ton, sandig, grau-graugrün, limonitisch, Glimmerschieferkomponenten, stark verwittert
- 34,0 m Kaolinit ?, hellgrau-weiß
Im Bereich 17,0–34,0 m ist es unklar, ob es sich um primär kaolinitisch verwittertes Kristallin oder um umgelagerten Kaolinit handelt.

Gföhler Einheit – Drosendorfer Einheit (Überschiebungszone)

- 39,6 m Kristallin, sehr stark bis stark verwittert, tonig
- 43,5 m Kristallin (Glimmerschiefer, Serpentin?), stark verwittert

Bohrung 35

Bohrung LC-4 (BRIX, 1981; STEININGER, 1982; MELLER Samenreste unpubl.)

BMN-Koordinaten M34: Rechts 704914,73, Hoch 411253,85

Lage ca. 380 m nordnordöstlich des Zollhauses von Langau

Pleistozän

- 3,6 m deluviale Ablagerung (Lehm, sandig, Glimmer führend, braun, Kristallinkomponenten bis 1 cm)

Riegersburg-Formation

- 4,2 m Mittelsand – Grobsand, etwas tonig, hellglimmerreich, braun
- 10,5 m Feinsand, hellglimmerreich, hellgrau-gelbgrau, selten kiesig
- 11,0 m Feinsand – Mittelsand, hellglimmerreich, graubraun, Quarzkomponenten bis 1,5 cm
- 11,7 m Feinkies bis Grobkies, schlecht bis mäßig gerundet, sandige Matrix, braun, Feinsandzwischenlage
- 16,6 m Feinsand, siltig, hellglimmerreich, grau, ab 14,0 m Kohleschmitzen

Langau-Formation

- 20,3 m Kohle, Lignit, kompakt bis blättrig, braun-schwarz
- 20,6 m Kohleton, dunkelgrau
- 21,3 m Mittelsand – Grobsand, tonig, Glimmer führend, grau-graugrün, Wurzelboden (Samenreste: *Stratiotes* sp.)
- 21,6 m Mittelsand, stark tonig, graugrün, Lumachelle mit *Granulolabium plicatum moravicum* (HÖRNES 1856)
- 26,0 m Grobsand – Mittelsand, oben mit tonigen Lagen, graugrün, feinkiesig, im unteren Teil mit Mittel- und Grobkies
- 29,8 m Mittelsand, graugrün
- 30,0 m Feinkies – Grobkies, Sand, glimmerreich, graugrün
- 31,0 m Grobsand, glimmerreich, Kieslagen (Komponenten bis 3 cm)
- 33,0 m Fein- bis Grobkies und aufgearbeitetes Kristallin, grobsandige Matrix, graugrün

Gföhler Einheit

- 38,0 m Granatglimmerschiefer, Biotit führend, im Hangenden stark verwittert und ?zerschert

Bohrung 36

Bohrung LF-1 (BRIX, 1981)

BMN-Koordinaten M34: Rechts 704677,64, Hoch 411260,54

Lage ca. 270 m nördlich des Zollhauses von Langau

Pleistozän

- 2,0 m deluviale Ablagerung (Lehm, Sand, Kristallinkomponenten)

Riegersburg-Formation

- 4,0 m Feinsand, etwas tonig, hellglimmerreich, gelbbraun-graubraun, Limonitkrusten, bis 1 cm dick, rostbraun
- 9,9 m Feinsand – Mittelsand, hellglimmerreich, gelbbraun-graubraun
- 10,5 m Mittelsand – Grobsand, graubraun, Kristallinkomponenten bis 1 cm
- 17,7 m Feinsand – Mittelsand, sehr hellglimmerreich, grau, Kohleschmitzen im Bereich 10,5–15,0 m

Langau-Formation

- 21,7 m Kohle, lagenweise tonig, blättrig, schwarz
- 22,2 m Kohleton, blättrig, dunkelgrau-schwarz
- 28,0 m Ton, teilweise sandig, Kohleflitter, grau-grauschwarz
- 29,0 m Ton, grün
- 30,0 m Grobsand, tonig, graugrün
- 34,5 m Ton, sandig, Glimmer führend, graugrün
- 37,6 m Ton, sandig, Glimmer führend, graugrün, Kristallinkomponenten bis 3 cm

Gföhler Einheit

- 40,0 m Biotit-Chloritglimmerschiefer, im Hangenden verwittert

Bohrung 37

Bohrung LF-21 (BRIX, 1981)

BMN-Koordinaten M34: Rechts 704576,12, Hoch 411419,27

Lage ca. 460 m nordnordwestlich des Zollhauses von Langau

Pleistozän

- 2,5 m deluviale Ablagerung (Lehm, sandig, gelbbraun)

Langau-Formation

- 3,5 m Kohleton
- 4,2 m Kohle
- 4,5 m Kohleton
- 5,0 m Sand, tonig, Quarzgerölle bis 3 cm

- 6,0 m Mittelsand, Glimmer führend
 - 6,5 m Kohle
 - 8,0 m Feinsand – Mittelsand, glimmerreich, grau
 - 8,5 m Grobsand – Feinkies, Glimmerschieferkomponenten
 - 12,0 m Kristallinschutt (Glimmerschiefer) in toniger Matrix
 - 13,0 m Ton, grau, Kristallinkomponenten
 - 15,5 m Ton, glimmerreich, grau
 - 19,0 m Kristallinschutt (Glimmerschiefer) in toniger Matrix
 - 20,0 m Ton, glimmerreich, grau
- Gföhler Einheit
- 31,0 m Granatglimmerschiefer, bis 25,0 m sehr stark verwittert

Bohrung 38

Bohrung LF-5 (BRIX, 1981)

BMN-Koordinaten M34: Rechts 703087,14, Hoch 411877,94

Lage ca. 2,1 km nordwestlich von Langau, an der Straße nach Wolfsbach

Pleistozän

- 5,0 m deluviale Ablagerung (Lehm, siltig, Kristallinkomponenten, Pflanzenreste)

Langau-Formation

- 7,0 m Ton, feinsandig – siltig, gelbbraun-ocker, wenige Kristallinkomponenten
- 9,0 m Feinsand – Mittelsand, stark tonig, ocker, Kristallinkomponenten verwittert
- 11,0 m Grobsand – Mittelsand, teilweise stark tonig, gelbbraun-braun, Kristallinkomponenten verwittert
- 12,0 m Mittelsand – Feinsand, tonig, mittelbraun
- 15,0 m Grobsand – Mittelsand, teilweise feinsandig – tonig, blaugrün-blaugrau, Kristallinkomponenten verwittert
- 16,0 m Grobsand – Mittelsand, blaugrau, viele Kristallinkomponenten

Gföhler Einheit

- 20,0 m Glimmerschiefer, bis 19,0 m sehr stark verwittert

Bohrung 39

Bohrung LF-27 (BRIX, 1981)

BMN-Koordinaten M34: Rechts 702240,44, Hoch 411385,47

Lage ca. 1,7 km nordnordöstlich von Kottaun

Pleistozän

- 2,5 m deluviale Ablagerung (Lehm, sandig, braun)

Langau-Formation

- 5,0 m Ton, sandig, braun, Kristallinkomponenten

Gföhler Einheit

- 8,0 m Glimmerschiefer, bis 7,5 m verwittert

Bohrung 40

Bohrung LF-8 (BRIX, 1981)

BMN-Koordinaten M34: Rechts 702805,39, Hoch 411220,69

Lage ca. 1,8 km nordöstlich von Kottaun

Pleistozän

- 2,0 m deluviale Ablagerung (Lehm, sandig, Kristallinkomponenten)

Langau-Formation

- 8,0 m Ton, sandig, graubraun
- 10,0 m Ton, sandig, grün
- 11,5 m Sand, tonig, teilweise mit Kristallinkomponenten

Gföhler Einheit

–12,0 m chloritreicher Glimmerschiefer bis Gneis

Bohrung 41

Bohrung LF-29 (BRIX, 1981)

BMN-Koordinaten M34: Rechts 702192,41, Hoch 410983,16

Lage ca. 1,4 km nordnordöstlich von Kottaun

Pleistozän

– 3,0 m deluviale Ablagerung (Lehm, sandig, braun, Kristallinkomponenten)

Gföhler Einheit

–10,0 m Glimmerschiefer, verwittert

–11,0 m Granatglimmerschiefer

Bohrung 42

Bohrung LF-6 (BRIX, 1981)

BMN-Koordinaten M34: Rechts 702396,82, Hoch 410917,28

Lage ca. 1,4 km nordnordöstlich von Kottaun

Pleistozän

– 2,0 m deluviale Ablagerung (Lehm, sandig, braun)

Langau-Formation

– 4,5 m Ton, glimmerreich, hellgrau-braun

– 7,1 m Ton, sandig, gelbbraun-graubraun

– 7,5 m Kohleton

– 8,8 m Kohle, tonig

– 9,5 m Kohleton

–10,5 m Sand, tonig, graugrün, Wurzelboden, Kristallinkomponenten

–14,7 m Mittelsand – Grobsand, tonig, graugrün, ab 13,7 m mit Kristallinkomponenten

Gföhler Einheit

–15,0 m Chlorit-Paragneis

Bohrung 43

Bohrung LF-25 (BRIX, 1981)

BMN-Koordinaten M34: Rechts 701976,53, Hoch 410661,64

Lage ca. 1,0 km nordnordöstlich von Kottaun

Pleistozän

– 3,5 m deluviale Ablagerung (Lehm, sandig, braun, Kristallinkomponenten)

Gföhler Einheit

– 4,8 m Kristallin, verwittert

– 6,0 m Glimmerschiefer

Bohrung 44

Bohrung LC-7 (BRIX, 1981)

BMN-Koordinaten M34: Rechts 702353,24, Hoch 410495,54

Lage ca. 1,0 km nordöstlich von Kottaun

Pleistozän

– 2,0 m deluviale Ablagerung (Lehm, sandig, graubraun-rotbraun, Kristallinkomponenten)

Riegersburg-Formation

– 3,0 m Kernverlust

– 4,5 m Feinsand, sehr hellglimmerreich, hellgrau-hellbraun

– 5,0 m Kernverlust

– 6,8 m Mittelsand – Grobsand, z.T. Feinsand, hellglimmerreich, braun-hellgraubraun

- 9,2 m Mittelsand – Grobsand, sehr hellglimmerreich, mittelbraun-rotbraun
- 9,9 m Grobsand, hellglimmerreich, braun

Langau-Formation

- 10,1 m Kohleton und Kohleschmitzen, limonitisch
- 13,0 m Sand, tonig bis Ton, sandig, hellgrau-braun-gelbbraun, teilweise limonitisch, Kieskomponenten bis 5 cm
- 15,0 m Ton, sandig, gelbbraun, hellgrau-hellgraugrün, Kieskomponenten (Quarz) bis 2 cm, mäßig bis gut gerundet, im unteren Teil in Lagen

Gföhler Einheit

- 16,0 m Kristallin (Amphibolit, Gneis?), sehr stark verwittert
- 20,5 m Chloritgneis, stark verwittert

Bohrung 45

Bohrung K-4 (Lagerstättenarchiv Geol. Bundesanst., L-1595/6B)

BMN-Koordinaten M34: Rechts 704520, Hoch 410254

Lage ca. 400 m südsüdwestlich der Kirche von Langau

Holozän

- 0,4 m Humus

Riegersburg-Formation

- 3,5 m Sand

Langau-Formation

- 4,0 m Ton, grün
- 8,1 m Ton, kaolinitisch
- 9,0 m Sand
- 11,3 m Ton, kaolinitisch, blau
- 14,3 m Sand
- 16,4 m Ton, kaolinitisch, blau
- 21,0 m Ton, kaolinitisch, blau, Limoniteinlagen

Drosendorfer Einheit

- 21,3 m Serizitquarzit

Bohrung 46

Kartierungsbohrung 8-41-91 (ROETZEL, 20. 03. 1991; Archiv Geol. Bundesanst.; MELLER Samenreste unpubl.)

BMN-Koordinaten M34: Rechts 704400, Hoch 410000, KG Langau, Parzelle 626

Lage ca. 600 m südsüdwestlich der Kirche von Langau

Holozän – Pleistozän

- 0,8 m Humus, lehmig, schwarzbraun
- 3,2 m Silt, stark sandig, tonig, glimmerig, hellgrau-gelbbraun gefleckt, ab 2,0 m stärker tonig, blaugrau, durchwurzelt

Langau-Formation

- 4,7 m Silt, tonig-feinsandig, stark glimmerig, hellgrau-gelbbraun gefleckt
- 6,0 m Silt, tonig, sehr glimmerreich, mittelgrau-dunkelgrau, geschichtet, im liegenden Teil toniger und Samenreste (*Ceratostratiotes sinjanus*)
- 6,4 m Kohleton, dunkelgrau-schwarzgrau
- 6,6 m Kohle, tonig, Pflanzenreste, Samenreste: *Ceratostratiotes sinjanus*, *Salvinia* sp., *Azolla* sp., *Eurya stigmosa*, *Nymphaea* sp., *Stratiotes kaltennordheimensis*, *Typha* sp., Cyperaceae
- 7,3 m Kohleton, schwarzgrau, Samenreste: *Ceratostratiotes sinjanus*, *Salvinia* sp., *Azolla* sp., *Decodon gibbosus*, *Cladium* sp., *Stratiotes kaltennordheimensis*
- 8,2 m Silt, sandig, grüngrau, Samenreste: *Salvinia* sp., *Decodon gibbosus*, *Stratiotes kaltennordheimensis*

- 8,8 m Ton, siltig, grüngrau, Molluskenreste: *Perna haidingeri* (HÖRNES 1867), *Crassostrea gryphoides* (SCHLOTHEIM 1813), Cardiidae, *Granulolabium* sp.; Samenreste: *Ceratostratiotes sinjanus*, *Decodon* sp., *Toddalia latisiliquata* vel *naviculaeformis*, Vitaceae, Cyperaceae, *Stratiotes kaltennordheimensis*; Fischreste
- 10,0 m Ton, siltig, dunkelgrau, Molluskenreste, Samenreste: *Stratiotes kaltennordheimensis*, *Cladium* sp., *Ceratostratiotes sinjanus*
- 11,0 m Ton, siltig-sandig, dunkelgrau, Quarzkiese, Molluskensplitter
- 11,4 m Sand, tonig-kiesig, blaugrau, Quarzkiese, Kohlestücke, Molluskensplitter, Samenreste: *Ceratostratiotes sinjanus*, *Salvinia* sp., *Azolla* sp., *Decodon* sp., *Spondiaecarpum mettenii*, *Umbelliferopsis* sp., *Cladium* sp.

Bohrung 47

Kartierungsbohrung 8-35-91 (ROETZEL, 20. 03. 1991; Archiv Geol. Bundesanst.)
 BMN-Koordinaten M34: Rechts 704965, Hoch 408425, KG Oberhöflein, Parzelle 729

Lage ca. 2,0 km nordwestlich von Oberhöflein

Holozän

- 2,6 m Ton, schwarzgrau-schwarz, plastisch, weich (Humusmudde)
- 3,0 m Silt, feinsandig-tonig, braun-schwarzbraun, viele Pflanzenreste, Pollen (*Pinus*, *Betula*, Cyperaceae, Poaceae)

Bittesch-Einheit

- 4,8 m Bittescher Gneis, im Hangenden stark sandig verwittert

Bohrung 48

Bohrung K 10 (Lagerstättenarchiv Geol. Bundesanst., L-1595/8B)

BMN-Koordinaten M34: Rechts 703453, Hoch 408830

Lage ca. 2,1 km südwestlich von Langau (KG Langau, Parzelle 494)

Holozän – Pleistozän

- 0,4 m Humus
- 1,8 m Lehm, sandig

Langau-Formation

- 4,6 m Silt, sandig-lehmig, gelbbraun
- 9,6 m Ton, graugrün, kiesige Lagen

Drosendorfer Einheit

- 13,5 m Glimmerschiefer, verwittert
- 13,7 m Glimmerschiefer

Bohrung 49

Kartierungsbohrung 8-31-91 (ROETZEL, 18. 03. 1991; Archiv Geol. Bundesanst.; MELLER Samenreste unpubl.)

BMN-Koordinaten M34: Rechts 702835, Hoch 407380, KG Geras, Parzelle 955

Lage ca. 1,3 km nordöstlich von Geras

Holozän

- 0,4 m Lehm, tonig, gelbbraun-mittelbraun
- 0,8 m Ton, lehmig, anmoorig, schwarzbraun

Langau-Formation

- 5,6 m Silt, tonig, gelbbraun-gelborange-gelbgrau fleckig, vereinzelt eckige Quarz bis 3 mm, gegen Liegend deutliche Zunahme des Kies- und Sandanteiles, inkohlte Pflanzenreste
- 8,0 m Ton, siltig-sandig, gelbbraun-graublau fleckig, einzelne eckige Quarze bis 3 mm, inkohlte Pflanzenreste
- 8,8 m Ton, siltig-feinsandig, blaugrau, gelbbraun fleckig
- 8,9 m Mittelsand, tonig-siltig, blaugrau, gelbbraun fleckig, Molluskensplitter
- 9,3 m Ton, siltig-feinsandig, blaugrau, gelbbraun fleckig

- 9,8 m Ton, blaugrau-gelbbraun, graublau fleckig, Bruchstücke von *Perna haidingeri* (HÖRNES 1867)
- 10,2 m Kohleton, etwas sandig, glimmerig, graublau-blaugrau, Samenreste: *Ranunculus* cf.
- 10,4 m Mittelsand, tonig, blaugrau, Molluskensplitter, Samenreste: *Cladium* sp.

Bohrung 50

Kartierungsbohrung 8-20-90 (ROETZEL, 04. 09. 1990; Archiv Geol. Bundesanst.; MELLER Samenreste unpubl.)

BMN-Koordinaten M34: Rechts 702540, Hoch 404415, KG Goggitsch, Parzelle 651/3

Lage ca. 700 m östlich von Goggitsch

Holozän

- 0,8 m Humus, siltig-sandig, lehmig, gelbbraun
- 1,5 m Silt, tonig-feinsandig, glimmerig, anmoorig, braungrau-graubraun, schwarzbraun fleckig
- 2,8 m Ton, siltig, blaugrau
- 3,9 m Ton, anmoorig (Torf), vereinzelt Quarze, schwarzbraun-schwarz

Langau-Formation

- 5,1 m Silt, tonig-feinsandig, grüngrau-olivgrün
- 7,5 m Silt, tonig-feinsandig, grüngrau-olivgrün, gegen Liegend Ton, schwarzbraun-grüngrau, inkohlte Pflanzenreste, Samenreste: *Stratiotes kaltenordheimensis*, *Salvinia* sp., *Azolla* sp., *Cladium* sp., *Potamogeton* sp., *Carpolithus* cf. *rosenkjaeri*, *Umbelliferopsis* sp.
- 9,5 m Silt, tonig-feinsandig, glimmerig, blaugrau, Samenreste: *Stratiotes kaltenordheimensis*, *Salvinia* sp., *Azolla* sp., *Cladium* sp., *Nymphaea* sp., *Typha* sp., *Potamogeton* sp., *Umbelliferopsis* sp.; bei ca. 8,6 m Gastropoden
- 10,3 m Feinsand, siltig-tonig, blaugrau-graublau, Molluskensplitter (*Granulolabium* sp.)

Bohrung 51

Bohrung LF-12 (BRIX, 1981)

BMN-Koordinaten M34: Rechts 701649,96, Hoch 404365,75

Lage ca. 200 m westlich von Goggitsch

Pleistozän

- 2,0 m deluviale Ablagerung (Lehm, dunkelbraun)

Langau-Formation

- 3,0 m Ton, sandig, grau
- 4,0 m Feinsand, grau
- 5,0 m Ton, graubraun, limonitisch gefleckt
- 8,0 m Feinsand, grau-graubraun
- 11,0 m Mittelsand – Grobsand, feinkiesig, braun
- 13,0 m Mittelsand, wenige Kristallinkomponenten, grau-braun
- 14,0 m Kies, Quarz- und Kristallinkomponenten
- 16,0 m Mittelsand, braun
- 19,0 m Mittelsand – Grobsand, graubraun
- 25,0 m Mittelsand, graubraun
- 29,0 m Mittelsand – Grobsand, graubraun, Quarzkomponenten bis 0,5 cm
- 31,0 m Mittelsand, tonig, graugrün
- 34,0 m Ton, sandig, graugrün
- 35,0 m Ton, sandig, graugrün, Quarzkomponenten bis 1 cm

Bittesch-Einheit

- 37,0 m Kristallin, verwittert (? Gneis)

Bohrung 52

Bohrung LF-38 (BRIX, 1981)

BMN-Koordinaten M34: Rechts 701817,61, Hoch 403821,39

Lage ca. 550 m südlich von Goggitsch

Pleistozän

– 1,5 m deluviale Ablagerung (Lehm, grau-gelbbraun)

Langau-Formation

– 4,0 m Ton, Glimmer führend, grau-gelbbraun

– 6,0 m Mittelsand – Grobsand, Glimmer führend, graubraun

– 8,0 m Grobsand, tonig, graubraun

– 9,0 m Ton, gelbbraun-graubraun

–12,0 m Ton, sandig, gelbbraun-graubraun, Kieslage bei ca. 11,2 m (Komponenten bis 3 cm)

–13,0 m Mittelsand – Grobsand, tonig, graubraun

–15,0 m Feinsand – Mittelsand, gelbbraun-graubraun

–17,0 m Mittelsand – Grobsand, etwas tonig

–18,0 m Feinsand – Mittelsand, graubraun

–21,0 m Mittelsand – Grobsand, feinkiesig, graubraun

–22,0 m Feinkies – Grobkies, etwas tonig, Komponenten hauptsächlich Quarz, wenig Kristallin

–24,0 m Feinsand – Mittelsand, graubraun

–26,0 m Mittelsand – Grobsand, graubraun

–32,0 m Grobsand, von 31,0– 32,0 m feinkiesig

–33,0 m Mittelsand – Grobsand, sehr tonig, wenig feinkiesig, graubraun

–36,0 m Grobsand – Feinkies, tonig, graubraun

–38,0 m Feinkies – Grobkies, sandig-tonige Matrix

–39,0 m Ton, grüngrau, Quarz- und Kristallinkomponenten

–41,0 m Grobkies, sandige Matrix, grau-grün

–44,0 m Ton, sandig, grau-grün, Quarz- und Kristallinkomponenten bis 2 cm

Pernegg-Gruppe

–47,5 m Kristallin, stark verwittert

–49,0 m Paragneis, Chlorit führend

Bohrung 53

Bohrung LF-37 (BRIX, 1981)

BMN-Koordinaten M34: Rechts 701563,14, Hoch 402862,78

Lage ca. 1,5 km südsüdwestlich von Goggitsch

Pleistozän

– 2,5 m deluviale Ablagerung (Lehm, sandig, gelbbraun-grau)

Langau-Formation

– 6,0 m Ton, sandig, grau, von 3,0 – 4,0 m Lagen mit Quarzgeröllen bis 5 cm

– 8,0 m Mittelsand – Grobsand, tonig, wenig feinkiesig, gelbbraun

– 9,0 m Ton, grau

–12,0 m Mittelsand – Grobsand, etwas tonig, wenig feinkiesig, grau-braun

–19,2 m Grobsand – Feinkies, schwach tonig, gelbbraun-grau, in Lagen Mittelsand – Grobkieskomponenten, mäßig bis gut gerundet, meist Quarz

–20,2 m Ton, sandig, grüngrau-grau

–21,1 m Ton, grau

–22,0 m Ton, sandig, grau, Kristallinkomponenten bis 1,5 cm

Pernegg-Gruppe

–23,0 m Biotit-Glimmerschiefer

Bohrung 54

Bohrung LF-13 (BRIX, 1981)

BMN-Koordinaten M34: Rechts 701844,48, Hoch 402778,33

Lage ca. 1,6 km südlich von Goggitsch

Pleistozän

- 3,0 m deluviale Ablagerung (Lehm, sandig, graubraun)

Langau-Formation

- 5,0 m Kies, braun (Quarzgerölle bis 2 cm), tonige Matrix, hellgrau
- 8,0 m Ton, sandig, grau-graubraun
- 9,0 m Mittelsand, braun
- 10,0 m Ton, sandig, dunkelgrau
- 12,0 m Mittelsand, braun
- 17,0 m Ton, sandig, graugrün, von 14,0 bis 16,0 m mit Quarzkomponenten bis 5 cm
- 19,0 m Ton, dunkelgrau
- 20,0 m Ton, sandig, graugrün, Kristallinkomponenten
- 21,0 m Ton, graugrün
- 22,0 m Ton, sandig, graugrün, Kristallinkomponenten
- 27,0 m Ton, graugrün, von 26,0 bis 27,0 m mit Quarzkomponenten bis 0,5 cm
- 28,0 m Ton, sandig, graugrün
- 35,0 m Feinsand, tonig, graugrün

Pernegg-Gruppe

- 36,3 m Kristallin, verwittert
- 37,0 m Glimmerschiefer, Gneis?

Bohrung 55

Bohrung LF-40 (BRIX, 1981)

BMN-Koordinaten M34: Rechts 702349,53, Hoch 402603,52

Lage ca. 1,8 km südsüdöstlich von Goggitsch

Pleistozän

- 2,0 m deluviale Ablagerung (Lehm, hellbraun)

Langau-Formation

- 5,0 m Ton, hellgrau-hellbraun, wenige Millimeter große Quarze
- 8,0 m Ton, siltig-feinsandig, grau
- 9,0 m Mittelsand – Feinsand, stark tonig, ocker-orangebraun
- 15,5 m Grobsand, mittelsandig, feinkiesig, orangebraun, wenige Kristallinkomponenten bis 2 cm
- 26,5 m Ton, glimmerig, dunkelgrau, in Lagen feinsandig, Pflanzenhäcksel
- 27,5 m Grobsand – Mittelsand, einzelne Zentimeter große Gneiskomponenten
- 28,5 m Ton, sandig, dunkelgrau
- 32,5 m Grobsand – Feinkies, grau, Mittelkieskomponenten
- 35,0 m Grobsand – Mittelsand, tonig, grau, Feinkieskomponenten
- 43,0 m Grobsand – Feinkies, tonig, grau, untergeordnet Mittelsand und Mittelkies

Pernegg-Gruppe

- 50,0 m Kristallin, stark verwittert
- 53,0 m Glimmerschiefer mit Quarzgängen

Bohrung 56

Kartierungsbohrung 8-15-90 (ROETZEL, 20. 03. 1990; Archiv Geol. Bundesanst.)

BMN-Koordinaten M34: Rechts 709393, Hoch 402101, KG Starrein, Parzelle 144

Lage ca. 1,5 km südöstlich Starrein

Holozän

- 0,3 m Boden (Silt, tonig, gelbbraun)

Theras-Formation

- 1,8 m Ton, siltig, kiesig, ziegelrot
- 2,8 m Grobsand, stark siltig-tonig, kiesig, gelbbraun-rotbraun
- 7,0 m Mittelsand, feinsandig-siltig, rotbraun-gelbbraun, Siltlagen und -linsen
- 12,8 m Grobsand, stark siltig, gelbbraun, Siltlagen und -linsen

Bohrung 57

Kartierungsbohrung 8-13-90 (ROETZEL, 20. 03. 1990; Archiv Geol. Bundesanst.)
BMN-Koordinaten M34: Rechts 709568, Hoch 402741, KG Starrein, Parzelle 166
Lage ca. 1,5 km östlich Starrein

Theras-Formation

- 2,2 m Kies, sandig, gelbbraun, Tongerölle

Weitersfeld-Formation

- 4,4 m Ton, siltig, blaugrau-gelbbraun fleckig

Bohrung 58

Kartierungsbohrung 8-14-89 (ROETZEL, 22. 11. 1989; Archiv Geol. Bundesanst.)
BMN-Koordinaten M34: Rechts 710308, Hoch 402286, KG Prutzendorf, Parzelle 196

Lage ca. 2,3 km ost-südöstlich Starrein, an der Straße nach Obermixnitz

Theras-Formation

- 1,8 m Silt, mittelsandig-feinsandig, tonig, stark kiesig, rotbraun-ziegelrot
- 2,3 m Mittelsand, grobsandig-feinsandig, stark siltig-tonig, rotbraun-ziegelrot
- 2,4 m Mittelkies – Grobkies, sandig, gelbbraun
- 3,5 m Mittelsand – Grobsand, feinsandig, gelbbraun-rötlichbraun
- 4,0 m Mittelsand – Grobsand, siltig-tonig, ziegelrot-rotbraun
- 4,6 m Mittelkies – Grobkies, siltig, ziegelrot
- 4,8 m Silt – Feinsand, mittelsandig, rotbraun-gelbbraun
- 5,2 m Mittelkies – Grobkies, siltig-tonig, ziegelrot
- 5,5 m Silt – Mittelsand – Grobsand – Feinkies, gelbbraun-rotbraun

Weitersfeld-Formation

- 7,4 m Silt – Ton, grüngrau-blaugrau

Bohrung 59

Kartierungsbohrung 8-11-89 (ROETZEL, 22. 11. 1989; Archiv Geol. Bundesanst.)
BMN-Koordinaten M34: Rechts 711353, Hoch 403036, KG Prutzendorf, Parzelle 150

Lage ca. 0,9 km südöstlich Prutzendorf

Holozän

- 1,0 m Boden (Silt, lehmig-tonig, schwarzbraun)

Weitersfeld-Formation

- 1,5 m Ton, siltig, grüngrau-gelbbraun fleckig
- 6,2 m Ton, grüngrau, Ca-Konkretionen (weiße Schlieren)
- 9,6 m Silt, tonig-feinsandig, gelbgrau-braungrau

Bohrung 60

Kartierungsbohrung 8-7-89 (ROETZEL, 22. 11. 1989; Archiv Geol. Bundesanst.)
BMN-Koordinaten M34: Rechts 712053, Hoch 402416, KG Obermixnitz, Parzelle 188

Lage ca. 0,7 km nördlich Obermixnitz

Pleistozän

- 3,2 m Löss (Silt, mittelbraun), Ca-Konkretionen, Basis kiesig-grobsandig
- 4,0 m Lehm (Silt, tonig), kiesig, mittelbraun-rötlichbraun

Theras-Formation

–4,2 m Grobsand, stark siltig-tonig, rotbraun-gelborange

Bohrung 61

Kartierungsbohrung 8-6-89 (ROETZEL, 21. 11. 1989; Archiv Geol. Bundesanst.)
BMN-Koordinaten M34: Rechts 712388, Hoch 403196, KG Weitersfeld, Parzelle 1259

Lage ca. 1,8 km ost-südöstlich Prutzendorf

Holozän

–0,6 m Boden (Silt, tonig, kiesig, gelbbraun-mittelbraun)

Theras-Formation

–1,2 m Grobsand, siltig-tonig, braungelb-ocker

–1,4 m Feinkies – Grobsand, mittelkiesig, gelbbraun-rotbraun

–2,4 m Grobsand, siltig-tonig, braungelb-ocker, Feinkieslagen

–2,6 m Ton, grobsandig-siltig, mittelgrau

–3,2 m Grobsand, siltig-tonig, kiesig, rotbraun-ocker-braungelb

–4,0 m Grobsand, siltig, gelbgrau

Weitersfeld-Formation

6,2 m Ton, olivgrün-grüngrau fleckig

Bohrung 62

Kartierungsbohrung 8-4-90 (ROETZEL, 21. 03. 1990; Archiv Geol. Bundesanst.; vgl. ROETZEL, 1991a)

BMN-Koordinaten M34: Rechts 711533, Hoch 403751, KG Weitersfeld, Parzelle 1297

Lage ca. 0,9 km ostnordöstlich Prutzendorf

Holozän – Pleistozän

– 0,5 m Boden (Silt, tonig, schwarzbraun)

– 2,0 m Silt, tonig, kiesig, glimmerig, grüngrau-gelbbraun fleckig

Weitersfeld-Formation

– 3,0 m Ton, siltig, grüngrau-gelbbraun, Ca-Konkretionen (weiße Schlieren)

– 6,2 m Ton, grüngrau, Ca-Konkretionen (weiße Schlieren)

–10,0 m Ton, siltig, grüngrau-blaugrau

–16,4 m Ton, stärker siltig, feinsandig, graublau

Bohrung 63

Bohrung Mallersbach 9/80 (AUSTROMINERAL, 1981)

BMN-Koordinaten M34: Rechts 710444,63, Hoch 412890,25

Lage ca. 1,4 km nordwestlich Mallersbach

Holozän – Pleistozän

– 0,4 m Boden

– 1,2 m Ton, siltig-sandig, braun

– 2,8 m Sand, kiesig, glimmerig, braun

Bittesch-Einheit

–15,0 m Bittescher Gneis, verwittert, gegen Liegend zunehmend weniger verwittert

Bohrung 64

Bohrung Mallersbach 10/80 (AUSTROMINERAL, 1981)

BMN-Koordinaten M34: Rechts 711507,22, Hoch 411956,19

Lage ca. 0,6 km nordöstlich Mallersbach

Holozän

– 0,7 m Boden

Bittesch-Einheit

– 5,3 m Ton, siltig-sandig, kaolinitisch, grau (Kristallin, kaolinitisiert)

–17,0 m Bittescher Gneis, verwittert, gegen Liegend zunehmend weniger verwittert

Bohrung 65

Bohrung Mallersbach 11/80 (AUSTROMINERAL, 1981)

BMN-Koordinaten M34: Rechts 711781,02, Hoch 411714,53

Lage ca. 0,8 km ostnordöstlich Mallersbach.

Holozän

– 0,5 m Boden

Bittesch-Einheit

– 8,9 m Ton, siltig-sandig, kaolinitisch, braun-ocker, Basis stark sandig, gelbgrau (Kristallin, kaolinitisiert)

–17,0 m Bittescher Gneis, verwittert, gegen Liegend zunehmend weniger verwittert

Literatur

AHL, A. (2000): Klassifikation aeroelektromagnetischer Messdaten unter Verwendung von künstlichen neuronalen Netzen. – Diss. formal- u. naturwiss. Fak. Univ. Wien, 106 S., graph. Darst., Kt., Wien.

ALBER, J., HEINZ, H., KLEIN, P., SCHERMANN, O. & SEIBERL, W. (1987): Rohstoffpotential Südliches Waldviertel - Dunkelsteinerwald: Projektendbericht NC 9a,b/1982, – Ber. Geol. B.-A., 3, 186 S., 41 Abb., 2 Tab., 30 Beil. (23 Kt.), Wien.

ARIC, K., GUTDEUTSCH, R., HEINZ, H., MEURERS, B., SEIBERL, W., ÁDÁM, A. & SMYTHE, D. (1997): Geophysical Investigations in the Southern Bohemian Massif. – Jb. Geol. B.-A., 140/1, 9–28, 17 figs., 4 tabs., 2 plts., Wien.

ARNOLD, A. & SCHARBERT, H.G. (1973): Rb–Sr Altersbestimmungen an Granuliten der südlichen Böhmisches Masse in Österreich. – Schweiz. Min. Pet. Mitt., 53, 61–78, Zürich.

ASBÖCK, B. (1993): Bericht 1992 über geologische Aufnahmen im Moravikum auf Blatt 8 Geras. – Jb. Geol. B.-A., 136/3, 539, Wien.

ASSAREH, A.-R. (1969): Beitrag zur Geochemie der Tongesteine. – Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 160 S., 57 Abb., 16 Tab., 1 geol.Kt., Wien.

AUSTROMINERAL (1978): Untersuchungsarbeiten auf Kaolin im Großraum Retz (Niederfladnitz-Pleißing-Merkersdorf, Mallersbach) – Phase I – Detailerkundung. – Unveröff. Bericht, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt N-A-002/78, Bibl. d. Geol. B.-A./Wiss. Archiv Nr. A 05028-R, 40 S., 14 Abb., 7 Beil., Wien.

AUSTROMINERAL (1980): Kaolinprospektion im Raum Retz, N.Ö. Endbericht 1979 über Durchführung geophysikalischer Arbeiten (Projekt Zahl: NA 2 F). – Unveröff. Bericht, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt N-A-002/79, Bibl. d. Geol. B.-A./Wiss. Archiv Nr. A 05122-R, 73 S., 7 Abb., 6 Tab., 9 Anl., Wien.

AUSTROMINERAL (1981): Kaolinprospektion im Raum Retz, N.Ö. Enbericht 1981 über Durchführung von Kernbohrungen und abschließende Projektbeurteilung (Projektzahl NA 2F/80). – Unveröff. Bericht, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt N-A-002/80, Bibl. d. Geol. B.-A./Wiss. Archiv Nr. A 05382-R, 108 S., 19 Abb., 23 Tab., 8 Beil., Wien.

AUSTROPLAN (1989): Rohstoffpotential Waldviertel-Nord: Erfassung und Beurteilung des Rohstoffpotentials im nördlichen Waldviertel, N.Ö.: Endbericht. – Unveröff. Bericht, Rohstoffprojekt N-C-009c/83F, Bibl. d. Geol. B.-A./Wiss. Archiv Nr. A 07569-R, 207 S., 9 Abb., 20 Tab., 1 Beilagenband, Wien.

BATÍK, P. (1992): Geologická Mapa Národního Parku Podyjí (Geologische Karte des Nationalparks Thayatal) 1 :25 000. – Praha (ČGÚ).

BATÍK, P. (1995): Bericht 1994 über geologische Aufnahmen im Moravikum auf Blatt 8 Geras. – Jb. Geol. B.-A., 138/3, 474–475, Wien.

BECK, H. (1922): Bericht Bergrat Dr.Beck über das Kaolinlager von Mallersbach. – Unveröff. Bericht Archiv Geol. B.-A., 18 S., Wien.

BECKE, F. (1882): Die Gneissformation des niederösterreichischen Waldviertels. – Min. petrogr. Mitt., 4/3, 189–264, 2 Abb., 4/4–5, 285–408, 6 Abb., 2 Taf. (Taf.II-III), Wien.

- BECKE, F. (1883): Eruptivgesteine aus der Gneissformation des niederösterreichischen Waldviertels. – Min. petrogr. Mitt., **5/2**, 147–173, 1 Taf. (Taf.I), Wien.
- BECKE, F., HIMMELBAUER, A., REINHOLD, F. & GÖRGEY, R. (1914): Das niederösterreichische Waldviertel. – Tschermaks Min. Petr. Mitt., **32/3**, 185–246, 6 Abb., Wien.
- BERAN, A., FISHER, R. & PICHLOHÖFER, R. (1985): Zur Mineralogie der Graphitlagerstätten des Moldanubikums in Österreich. – Fortschr. Mineral., Beih. 1, **63**, 21, Stuttgart.
- BERGER, W. (1957): Eine neue fossile Wassernuß aus den untermiozänen Braunkohlenablagerungen von Langau bei Geras in Niederösterreich. – Phytion, **7/1-3**, 152–158, 2 Abb., Horn.
- BERNROIDER, M. (1983): Bericht 1982 über geologische Aufnahmen auf Blatt 8 Geras. – Jb. Geol. B.-A., **126/2**, 297, Wien.
- BERNROIDER, M. (1984a): Bericht 1981 über geologische Aufnahmen auf Blatt 8 Geras. – Verh. Geol. B.-A., **1982/1**, A28–A29, Wien.
- BERNROIDER, M. (1984b): Bericht 1983 über geologische Aufnahmen auf Blatt 8 Geras. – Jb. Geol. B.-A., **127/2**, 207–208, Wien.
- BERNROIDER, M. (1985): Bericht 1984 über geologische Aufnahmen auf Blatt 8 Geras. – Jb. Geol. B.-A., **128/2**, 247, Wien.
- BERNROIDER, M. (1986a): Bericht 1985 über geologische Aufnahmen auf Blatt 8 Geras. – Jb. Geol. B.-A., **129/2**, 391–392, Wien.
- BERNROIDER, M. (1986b): Zur Geologie und Petrographie moravischer Gesteine im Gebiet NW Weitersfeld, Niederösterreich. – Diss. Univ. Salzburg., 7 + 241 S., 39 Abb., 45 Tab., 2 Beil., Salzburg.
- BERNROIDER, M. (1988): Bericht 1987 über geologische Aufnahmen im Moravikum auf Blatt 8 Geras. – Jb. Geol. B.-A., **131/3**, 401, Wien.
- BERNROIDER, M. (1989): Zur Petrogenese präkambrischer Metasedimente und cadomischer Magmatite im Moravikum. – Jb. Geol. B.-A., **132/2**, 349–373, 12 Abb., 10 Tab., Wien.
- BLÍŽKOVSKÝ, M., BUCHA, V., IBRMAJER, J. & SUK, M. (1988): Geophysical Pattern of the Bohemian Massif. – Proceedings of the 1st International Conference on the Bohemian Massif, 21–28, Praha.
- BRIX, F. (1981): Bericht über die Kohlenexploration im Gebiet Langau-Riegersburg-Geras (niederösterreichisches Waldviertel). – Unveröff. Bericht, ÖMV-AG, TDG-ESB-Geologie, 17 S., 11 Tab., 3 Beil., Profile LC1–LC8, LF1–LF41, Schnitt 1–9, Wien.
- ČECH, V. (1959): Lignit na československo – rakouské hranici. – Geol. Průzkum, **1959/7**, 211–212, 1 Abb., Praha.
- ČTYROKÝ, P. (1982): Das Unter miozän (Eggenburg-Ottomány) im SW-Teil der Karpatischen Vortiefe in Mähren. – Zemny plyn a nafta, **27**, 379–394, Hodonín.
- ČTYROKÝ, P. (1991): *Pirenella moravica* (M. HOERNES) (Mollusca, Gastropoda) in the Eggenburgian in South Moravia and Lower Austria. – 61. Jahrestagung Paläont. Ges., Eggenburg, 26.–29. Sept. 1991: Zusammenfassungen der Vorträge und Poster, 13, Eggenburg.
- ČTYROKÝ, P. (1993): Das Tertiär der Böhmisches Masse in Südmähren. – Jb. Geol. B.-A., **136/4**, 707–713, Wien.
- DALLMEYER, R.D., FRITZ, H., NEUBAUER, F. & URBAN, M. (1994): Tectonic evolution of the southeastern Bohemian Massif: Evidence from new ⁴⁰Ar/³⁹Ar mineral ages. – Mitt. Österr. Min. Ges., **139**, S47–GEO – Pre-Alpine crust in Austria: Final conference abstracts (Pref.: V. HÖCK), 35–37, 1 Abb., Wien.
- DALLMEYER, R.D., NEUBAUER, F. & HÖCK, V. (1992): Chronology of late Paleozoic tectothermal activity in the southeastern Bohemian Massif, Austria (Moldanubian and Moravo-Silesian zones): ⁴⁰Ar/³⁹Ar mineral age controls. – Tectonophysics, **210**, 135–153, 8 Abb., 4 Tab., Amsterdam.
- DRAXLER, I. (1991): Die unter miozäne Mikroflora aus dem Raum Eggenburg - Horn - Geras. – In: ROETZEL, R. (Hrsg.): Geologie am Ostrand der Böhmisches Masse in Niederösterreich. Schwerpunkt Blatt 21 Horn, Arbeitstagung Geol. B.-A. 1991, Eggenburg, 16.–20. 9. 1991, 109–113, Wien.
- DORNSIEPEN, U.F. (1979): Rb/Sr whole rock ages within the European Hercynian. A review. – Krystalinikum, **14**, 33–49, Praha.
- DUDEK, A. (1962): Zum Problem der moldanubischen Überschiebung im Nordteil der Thaya-kuppel. – Geologie, **11**, 757–791, Berlin.
- DVOŘÁK, J. (1973): Synsedimentary tectonics of the Palaeozoic of the Drahany Uplands (Sudeticum, Moravia, Czechoslovakia). – Tectonophysics, **17/4**, 359–391, Amsterdam.
- DVOŘÁK, J. (1989): Beziehungen zwischen Tektonik und Paläogeographie im mährischen Karbon. – Geol. Jb. Hessen, **117**, 37–51, Wiesbaden.

- DVOŘÁK, J. (1990): Geology of Palaeozoic sediments of the deep borehole Jablunka 1 (Beskydy Mts., NE Moravia) – comparison with the deep borehole Münsterland 1, – Sbor. geol. věd., *Geologie*, **45**, 65–90, Praha.
- FINGER, F. (1985): Bericht 1984 über geologische Aufnahmen auf Blatt 8 Geras. – Jb. Geol. B.-A., **128/2**, 248, Wien.
- FINGER, F., FRASL, G., HÖCK, V. & STEYRER, H.P. (1989): The granitoids of the Moravian Zone of north-east Austria - Products of a Cadomian active continental margin? – *Pre-camb. Research*, **45**, 235–245, Amsterdam (Elsevier).
- FINGER, F. & RIEGLER, G. (1999): Der Thayabatholith und der kristalline Untergrund des Weinviertels. – In: ROETZEL, R. (Hrsg.): Arbeitstagung Geol. B.-A. 1999, Retz-Hollabrunn, 3.–7. Mai 1999, 23–31, 3 Abb., Wien.
- FINGER, F. & STEYRER, H.P. (1995): A tectonic model for the eastern Variscides: indications from a chemical study of amphibolites in the south-eastern Bohemian Massif. – *Geologica Carpathica*, **46/3**, 137–150, Bratislava.
- FINGER, F. & STURM, R. (1994): Bericht 1993 über petrographische Untersuchungen am grobkörnigen Gneis von Mallersbach auf Blatt 8 Geras. – Jb. Geol. B.-A., **137/3**, 539–541, 1 Tab., Wien.
- FOETTERLE, F. (1854): Geologische Aufnahme im südwestlichen Mähren im Jahre 1853. – Jb. Geol. R.-A., **5/4**, 883–884, Wien.
- FRANK, W. (1994): Geochronology and evolution of the South Bohemian Massif: A review. – *Mitt. Österr. Min. Ges.*, **139**, S47–GEO - Pre-Alpine crust in Austria: Final conference abstracts (Pref.: V. Höck), 41–43, Wien.
- FRANK, W., HAMMER, St., POPP, F., SCHARBERT, S. & THÖNI, M. (1990): Isotopengeologische Neuergebnisse zur Entwicklungsgeschichte der Böhmisches Masse. Proterozoische Gesteinsserien und Variszische Hauptrogenese. – In: HÖCK, V. & STEINHAUSER, P. (Hrsg.): Schwerpunktprojekt S47–GEO: Präalpidische Kruste in Österreich, Erster Bericht, Österr. Beiträge Meteor. Geophys., **3**, 185–228, 17 Abb., 2 Tab., Wien.
- FRASL, G. (1954): Anzeichen schmelzflüssigen und hochtemperierten Wachstums an den großen Kalifeldspäten einiger Porphygranite, Porphygranitgneise und Augengneise Österreichs. – Jb. Geol. B.-A., **97**, 71–131, 3 Abb., 3 Taf., Wien.
- FRASL, G. (1970): Zur Metamorphose und Abgrenzung der Moravischen Zone im niederösterreichischen Waldviertel. – *Nachr. Deutsch. Geol. Ges.*, **2**, 55–60, 1 Abb., Tübingen.
- FRASL, G. (1977): Haltepunkt 11: Raisdorf. – In: Arbeitstagung Geol. B.-A. 1977, Waldviertel, 50–53, 1 Tab., Wien.
- FRASL, G. (1983): Einführung in die Geologie der Moravischen Zone. – In: HÖCK, V., FRASL, G., STEININGER, F. & VETTERS, W.: Zur Geologie des Kristallins und Tertiärs der weiteren Umgebung von Eggenburg, Exkursionsführer Österr. Geol. Ges., **1**, 4–18, 2 Abb., Wien.
- FRASL, G. (1991): Das Moravikum der Thaya-Kuppel als Teil der variszisch deformierten Randzone des Bruno-Vistulikum – eine Einführung. – In: ROETZEL, R. (Hrsg.): Geologie am Ostrand der Böhmisches Masse in Niederösterreich. Schwerpunkt Blatt 21 Horn, Arbeitstagung Geol. B.-A. 1991, Eggenburg, 16.–20. 9. 1991, 49–62, 4 Abb., Wien.
- FRIEDL, G. (1997): U/Pb-Datierungen an Zirkonen und Monaziten aus Gesteinen vom österreichischen Anteil der Böhmisches Masse. – *Diss. Univ. Salzburg*, 242 S., Salzburg.
- FRIEDL, G., MCNAUGHTON, N., FLETCHER, I.R. & FINGER, F. (1998): New SHRIMP-zircon ages for orthogneisses from the south-eastern part of the Bohemian Massif (Lower Austria). – *Acta Universitatis Carolinae: Geologica*, **42**, 251–252, Praha.
- FRITZ, H. (1990): Structures and kinematics along the Moravian – Moldanubian boundary - preliminary results. – In: HÖCK, V. & STEINHAUSER, P. (Hrsg.): Schwerpunktprojekt S47–GEO: Präalpidische Kruste in Österreich, Erster Bericht, Österr. Beiträge Meteor. Geophys., **3**, 77–96, 16 figs., Wien.
- FRITZ, H. (1991): Strukturelle Entwicklung am Südostrand der Böhmisches Masse. – In: ROETZEL, R. (Hrsg.): Geologie am Ostrand der Böhmisches Masse in Niederösterreich. Schwerpunkt Blatt 21 Horn, Arbeitstagung Geol. B.-A. 1991, Eggenburg, 16.–20. 9. 1991, 89–97, 2 Abb., Wien.
- FRITZ, H. (1995): The Raabs Series: A Probable Variscan Suture in the SE Bohemian Massif. – Jb. Geol. B.-A., **138/4**, 639–653, 10 Abb., 1 Tab., Wien.
- FRITZ, H. (1996): Geodynamic and tectonic evolution of the southeastern Bohemian Massif: the Thaya section (Austria). – In: HÖCK, V. & STUMPFL, E.F. (ed.): Austria Science Fund Project S47: Pre-Alpine Crust in Austria, Mineralogy and Petrology, **58**, 253–278, 10 Abb., 1 Tab., Wien.
- FRITZ, H., DALLMEYER, R.D. & NEUBAUER, F. (1996): Thick-skinned versus thin-skinned thrusting: Rheology controlled thrust propagation in the Variscan collisional belt (the southeast-

- tern Bohemian Massif, Czech Republic – Austria). – *Tectonics*, **15**, 1389–1413, Washington.
- FRITZ, H. & NEUBAUER, F. (1993): Kinematics of crustal stacking and dispersion in the south-eastern Bohemian Massif. – *Geol. Rundschau*, **82/3**, 556–565, 7 Abb. Stuttgart.
- FUCHS, G. (1971a): Zur Tektonik des östlichen Waldviertels (N.Ö.). – *Verh. Geol. B.-A.*, **1971/3**, 424–440, Wien.
- FUCHS, G. (1971b): Bericht 1970 über geologische Aufnahmen auf den Blättern Gföhl (20) und Horn (21) sowie eine Vergleichsexkursion entlang der Thaya. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1971/4**, A32–A34, Wien.
- FUCHS, G. (1972): Bericht 1971 über geologische Aufnahmen auf Blatt Geras (8). – *Verh. Geol. B.-A.*, **1972/3**, A33–A34, Wien.
- FUCHS, G. (1974): Bericht 1973 über geologische Aufnahmen auf Blatt Geras (8) sowie über eine Vergleichsexkursion in die CSSR. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1974/4**, A44–A45, Wien.
- FUCHS, G. (1975): Blatt Geras (8). – *Verh. Geol. B.-A.*, **1975/1**, A17–A18, Wien.
- FUCHS, G. (1976): Zur Entwicklung der Böhmisches Masse. – *Jb. Geol. B.-A.*, **119/1**, 45–61, 2 Abb., 3 Taf., Wien.
- FUCHS, G. (1986): Zur Diskussion um den Deckenbau der Böhmisches Masse. – *Jb. Geol. B.-A.*, **129/1**, 41–49, Wien.
- FUCHS, G. (1991a): Das Bild der Böhmisches Masse im Umbruch. – *Jb. Geol. B.-A.*, **134/4**, 701–710, 6 Abb., Wien.
- FUCHS, G. (1991b): Haltepunkt 21 Drosendorf. – In: ROETZEL, R. (Hrsg.): *Geologie am Ostrand der Böhmisches Masse in Niederösterreich. Schwerpunkt Blatt 21 Horn, Arbeitstagung Geol. B.-A. 1991*, Eggenburg, 16.–20. 9. 1991, 207, Wien.
- FUCHS, G. (1993): Bericht 1992 über geologische Aufnahmen im Moravikum auf Blatt 9 Retz. – *Jb. Geol. B.-A.*, **136/3**, 549, Wien.
- FUCHS, G. (1994): Bericht 1993 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 8 Geras. – *Jb. Geol. B.-A.*, **137/3**, 423, Wien.
- FUCHS, G. (1995): Bericht 1994 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 8 Geras. – *Jb. Geol. B.-A.*, **138/3**, 475, Wien.
- FUCHS, G. (1997): Bericht 1996 über geologische Aufnahmen im Moldanubikum und Moravikum auf Blatt 8 Geras. – *Jb. Geol. B.-A.*, **140/3**, 281, Wien.
- FUCHS, G. (1998): Kritische Gedanken zur neueren geodynamischen Forschung in der östlichen Böhmisches Masse. – *Jb. Geol. B.-A.*, **141/1**, 39–43, Wien.
- FUCHS, G. (1999): Geologie des Moravikum im Thayatal zwischen Hardegg und Kaja. – In: ROETZEL, R. (Hrsg.): *Arbeitstagung Geol. B.-A. 1999, Retz-Hollabrunn, 3.–7. Mai 1999*, 354–356, Wien.
- FUCHS, G. (2000): Bericht 1998 über geologische Aufnahmen im Moravikum auf den Blättern 8 Geras und 9 Retz. – *Jb. Geol. B.-A.*, **142/3**, 267, Wien.
- FUCHS, G. (2005): Der geologische Bau der Böhmisches Masse im Bereich des Strudengaus (Niederösterreich). – *Jb. Geol. B.-A.*, **145/3+4**, 283–291, 1 Kt., Wien.
- FUCHS, G. & MATURA, A. (1976): Zur Geologie des Kristallins der südlichen Böhmisches Masse. – *Jb. Geol. B.-A.*, **119/1**, 1–43, 1 geol.Kt., Wien.
- FUCHS, G. & ROETZEL, R., mit einem Beitrag von HEINZ, H. (1990): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Erläuterungen zu Blatt 36 Ottenschlag. – 64 S., 4 Abb., 2 Tab., 2 Taf., Wien (Geol. B.-A.).
- FUCHS, G. & SCHARBERT, H.G. (1979): Kleinere Granulitvorkommen im niederösterreichischen Moldanubikum und ihre Bedeutung für die Granulitgenese. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1979/2**, 29–49, 1 Abb., 4 Tab., Wien.
- FÜCHTBAUER, H. (1959): Zur Nomenklatur der Sedimentgesteine. – *Erdöl und Kohle*, **12**, 605–613, Hamburg.
- GABRIELOVÁ, N. (1973): Die mikropaläobotanische Erkundung des Untermiozäns in der Umgebung von Šafov bei Vranov nad Dyjí. – *Věst. Ústř. úst. geol.*, **48/1**, 11–16, 1 Abb., 2 Taf., Praha.
- GERDES, A. & FINGER, F. (2005): Über die ältesten Zirkone Österreichs und neue Möglichkeiten in der Grundgebirgsforschung durch Einsatz moderner Laser-ICP-MS Zirkonanalytik. – *Mitt. Österr. Min. Ges.*, **151** (2005), 44, Wien.
- GERHART, H. (1911): Vorläufige Mitteilung über die Aufnahme des Kartenblattes Drosendorf (Westhälfte). – *Verh. Geol. R.-A.*, **1911/5**, 109–111, Wien.
- GERHART, H. (1913): Vorläufige Mitteilung über die Aufnahme des Kartenblattes Drosendorf (Westhälfte). – *Verh. Geol. R.-A.*, **1913/2**, 53, Wien.

- GÖSCHKE, M. & WINKLER, E. (1978): Praktikumsbericht über die Untersuchung des Magnetit-erkörpers im Arzberg bei Kottau. – Unveröff. Bericht, Inst. f. Meteor. u. Geophys., Univ. Wien, 3 S., 5 Beil., Wien.
- GÖTZINGER, M.A. (1978): Vorläufige Mitteilung über die Hauptminerale der Eisenlagerstätte Kottau-Arzberg nördlich Geras, NÖ. – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., **115/1**, 22–26, Wien.
- GÖTZINGER, M.A. (1979a): Vermiculitvorkommen unterschiedlicher Entstehung im niederösterreichischen Anteil der Böhmisches Masse. – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., **116**, 107–110, Wien.
- GÖTZINGER, M.A. (1979b): Vorläufige Mitteilungen über ein Vermiculitvorkommen südlich Drosendorf, Niederösterreich. – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., **116**, 86–88, 1 Abb., 1 Tab., Wien.
- GÖTZINGER, M.A. (1981): Mineralogische Untersuchungen des Magnetitvorkommens Kottau bei Geras, niederösterreichisches Moldanubikum. Ein Beitrag zur Genese von Skarnen. – Sitz.ber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., Abt. 1, **190/4**, 45–78, 4 Abb., 7 Tab., Wien.
- GÖTZINGER, M.A. (1987a): Vermiculitvorkommen der Böhmisches Masse in Österreich und ihre Entstehung. – Mitt. Österr. Min. Ges., **132**, 135–156, 7 Abb., 4 Tab., Wien.
- GÖTZINGER, M.A. (1987b): Mineralogy and Genesis of Vermiculite in Serpentinities of the Bohemian Massif in Austria. – Mineral. Petrol., **36**, 93–110, 8 fig., Wien - New York (Springer).
- GÖTZINGER, M.A., BERAN, A. & LIBOWITZKY, E. (1994): Exkursion A: Mineralvorkommen und Lagerstätten im östlichen Waldviertel. – Mitt. Österr. Mineral. Ges., **139**, 389–405, 2 Abb., Wien.
- GREGOR, H.J. (1980): *Trapa zapfei* BERGER aus dem Untermiozän von Langau bei Geras (NÖ.) – eine Hydrocharitacee. – Ann. Naturhist. Mus. Wien, **83**, 105–118, 5 Abb., 2 Taf., Wien.
- GSTÖTTNER, M. (1999): „G' selcht's zu Mittag u. ein Heurige!“ Aus den Feldtagebüchern von M.V. Lipold, Reisen im Jahre 1851, – In: ROETZEL, R. (Hrsg.): Arbeitstagung Geol. B.-A. 1999, Retz-Hollabrunn, 3.–7. Mai 1999, 11–16, 1 Abb., Wien.
- GUTDEUTSCH, R. & SEIBERL, W. (1987): Die aeromagnetische Vermessung Österreichs (Endbericht). – 32 S., Ber. Inst. f. Meteor. u. Geophys., Univ. Wien, Wien.
- HACKL, O. & WALDMANN, L. (1931): Studien im Raume des Kartenblattes Drosendorf II. Der Gabbro von Nonndorf und Kurlupp. – Verh. Geol. B.-A., **1931/7**, 160–165, Wien.
- HÁJEK, T. (1992): Bericht 1991 über geologische Aufnahmen auf Blatt 8 Geras. – Jb. Geol. B.-A., **135/3**, 671–672, Wien.
- HÁJEK, T. (1993): Bericht 1992 über geologische Aufnahmen im Kristallin und Quartär auf Blatt 8 Geras. – Jb. Geol. B.-A., **136/3**, 539–540, Wien.
- HÁJEK, T. (1994): Bericht 1993 über geologische Aufnahmen im Kristallin und Quartär auf Blatt 8 Geras. – Jb. Geol. B.-A., **137/3**, 423–424, Wien.
- HAMILTON, G. (1967): Kaolin in Österreich. – Montan-Rdsch., **15**, Sonderheft Steine und Erden, 51–54, 1 Abb., Wien.
- HASENBERGER, K. (1993): Bericht 1992 über geologische Aufnahmen im Moravikum auf Blatt 8 Geras. – Jb. Geol. B.-A., **136/3**, 540–541, Wien.
- HAVLÍČEK, P. & SMOLÍKOVÁ, L. (2003): NP Podyjí: Kvartérní sedimenty ve Vranově nad Dyjí (Nationalpark Podyjí: Quartäre Sedimente in Vranov nad Dyjí). – Zpr. o. geol. výzk. v. roce 2002, 74–75, Praha.
- HEINRICH, M., (Projekt.); WIMMER, G., PAPP, H., SUPPER, R., MAYER-BOJANA, B. & SCHATTAUER, I. (1995): Ergänzende Erhebung und zusammenfassende Darstellung des geogenen Naturraumpotentials im Raum Geras – Retz – Horn – Hollabrunn (Bezirke Horn und Hollabrunn): Geogenes Naturraumpotential Horn – Hollabrunn. – Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt N-C-036/94, Bibl. Geol. B.-A./Wiss. Archiv Nr. A 10519–R, 2 S., 3 Beil., Wien.
- HEINRICH, M., (Projekt.); HOFMANN, Th., LIPIARSKI, P., MOSHAMMER, B., ROETZEL, R., PAPP, H., SUPPER, R., THINSCHMIDT, A. & WIMMER, G. (1996): Ergänzende Erhebung und zusammenfassende Darstellung des geogenen Naturraumpotentials im Raum Geras – Retz – Horn – Hollabrunn (Bezirke Horn und Hollabrunn): Geogenes Naturraumpotential Horn – Hollabrunn. Bericht über die Arbeiten im 2. Projektjahr (März 1995–Februar 1996). – Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt N-C-036/94–97, Bibl. Geol. B.-A./Wiss. Archiv Nr. A 11008-R, 23 S., 2 Abb., 2 Tab., 3 Beil., Wien.
- HEINRICH, M. (Projekt.); HAVLÍČEK, P., HELLERSCHMIDT-ALBER, J., HOFMANN, Th., HOLÁSEK, O., KOLCON, I., LIPIARSKI, P., PIRKL, H., RIEGER, W., ROETZEL, R., SACHSENHOFER, R.F., SMOLÍKOVÁ, L., SUPPER, R., THINSCHMIDT, A. & ZORN, I. (1997): Ergänzende Erhebung und

- zusammenfassende Darstellung des geogenen Naturraumpotentials im Raum Geras – Retz – Horn – Hollabrunn (Bezirke Horn und Hollabrunn): Geogenes Naturraumpotential Horn – Hollabrunn. Bericht über die Arbeiten im 3. Projektjahr (März 1996–Februar 1997). – Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt N-C-036/94–97, Bibl. Geol. B.-A./Wiss. Archiv Nr. A 11117–R, 16 S., 2 Abb., 4 Tab., 3 Beil., 9 Anh., Wien.
- HEINRICH, M. (Projektl.); ATZENHOFER, B., HELLERSCHMIDT-ALBER, J., KLEIN, P., LIPIARSKI, P., PERVESLER, P., PIRKL, H., ROETZEL, R., SCHUBERT, G., SHADLAU, S., SMOLÍKOVÁ, L., SUPPER, R., THINSCHMIDT, A., TRÄXLER, B., WIMMER-FREY, I. & WIMMER, G. (1998): Ergänzende Erhebung und zusammenfassende Darstellung des geogenen Naturraumpotentials im Raum Geras – Retz – Horn – Hollabrunn (Bezirke Horn und Hollabrunn): Geogenes Naturraumpotential Horn – Hollabrunn. Bericht über die Arbeiten im 4. Projektjahr (März 1997–April 1998). – Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt N-C-036/94–97, Bibl. Geol. B.-A./Wiss. Archiv Nr. A 11277–R, 62 S., 5 Abb., 6 Tab., 15 Anh., 14 Beil., Wien.
- HEINRICH, M. (Projektl.); AUGUSTIN-GYURITS, K., ATZENHOFER, B., BRÜGGEMANN, H., DECKER, K., HEINRICH, M., HELLERSCHMIDT-ALBER, J., HOBIGER, G., HOFMANN, Th., HÜBL, G., KLEIN, P., LIPIARSKI, P., MOSHAMMER, B., PAPP, H., PERESSON-HOMAYOUN, M., PIRKL, H., ROETZEL, R., RÖMER, A. & ARNDT, R., SCHEDL, A. & SCHNABEL, W. (2000): Ergänzende Erhebung und zusammenfassende Darstellung des geogenen Naturraumpotentials im Raum Geras – Retz – Horn – Hollabrunn (Bezirke Horn und Hollabrunn): Geogenes Naturraumpotential Horn – Hollabrunn. Bericht über die Arbeiten im 5. Projektjahr (April 1998–Oktober 1999). – Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt N-C-036/F/1998-99, Bibl. Geol. B.-A./Wiss. Archiv Nr. A 11522–R, 86 S., Ill., 10 Anh., Wien.
- HEINZ, H., BIEDERMANN, A. & KÖHAZY, R. (1986): Aeromagnetische Vermessung des Bundeslandes Niederösterreich. Auswertung aeromagnetischer Daten im Bundesland Niederösterreich: Projekt NC-6p (Vollzug des Lagerstättengesetzes). – Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt N-C-006p, Bibl. Geol. B.-A./Wiss. Archiv Nr. A 09660–R, 33 S., 12 Abb., 6 Beil., Wien.
- HELLERSCHMIDT-ALBER, J. (1998): Bericht über Geotechnische Kartierungen in den Bezirken Horn und Hollabrunn. – In: HEINRICH et al.: Ergänzende Erhebung und zusammenfassende Darstellung des geogenen Naturraumpotentials im Raum Geras – Retz – Horn – Hollabrunn (Bezirke Horn und Hollabrunn): Geogenes Naturraumpotential Horn – Hollabrunn. Bericht über die Arbeiten im 4. Projektjahr (März 1997–April 1998). – Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt N-C-036/94–97, Bibl. Geol. B.-A./Wiss. Archiv Nr. A 11277–R, Anh.9, 9 S., 1 Beil., 6 Kt., Wien.
- HLADÍKOVÁ, J., HLADILOVÁ, Š. & NEHYBA, S. (1992): Preliminary results of new investigations of Miocene sediments at Hostim (SW Moravia). – *Knihovnická ZPN*, **15**, 165–175, Hodonín.
- HLADILOVÁ, Š. & NEHYBA, S. (1992): Sedimentological and paleontological study of tertiary sediments from Nové Syrovice (SW Moravia, Czechoslovakia). – *Scripta Geology*, **22** (1992), 69–76, Brno.
- HLADILOVÁ, Š., NEHYBA, S., DOLÁKOVÁ, N. & HLADÍKOVÁ, J. (1999): Comparison of some relics of Miocene sediments on the eastern margin of the Bohemian Massif. – *Geol. Carpathica*, **50** (Spec. Issue), 31–33, Bratislava.
- HOCHULI, P. (1978): Palynologische Untersuchungen im Oligozän und Untermiozän der Zentralen und Westlichen Paratethys. – *Beitr. Paläont. Österr.*, **4**, 1–132, 3 Tab., 14 Taf., Wien.
- HÖCK, V. (1969): Bericht 1968 über geologische Aufnahmen auf den Blättern Geras (8) und Retz (9). – *Verh. Geol. B.-A.*, **1969/3**, A32–A33, Wien.
- HÖCK, V. (1970): Bericht 1969 über geologische Aufnahmen auf den Blättern Geras (8), Retz (9) und Horn (21). – *Verh. Geol. B.-A.*, **1970/5**, A32–A33, Wien.
- HÖCK, V. (1974): Mineralzonen in Metapeliten und Metapsammiten der Moravischen Zone in Niederösterreich. – *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **66/67**, 49–60, 5 Abb., Wien.
- HÖCK, V. (1983): Haltepunkt 7: Therasburg. – In: HÖCK, V., FRASL, G., STEININGER, F. & VETTERS, W.: *Zur Geologie des Kristallins und Tertiärs der weiteren Umgebung von Eggenburg, Exkursionsführer Österr. Geol. Ges.*, **1**, 44–45, Wien.
- HÖCK, V. (1991a): Das Moravikum der Thaya-Kuppel in Österreich – Lithologie und Metamorphose. – In: ROETZEL, R. (Hrsg.): *Geologie am Ostrand der Böhmisches Masse in Niederösterreich. Schwerpunkt Blatt 21 Horn, Arbeitstagung Geol. B.-A. 1991, Eggenburg*, 16.–20. 9. 1991, 63–74, 5 Abb., Wien.
- HÖCK, V. (1991b): 4.5. Haltepunkt 27 Ralsdorf. – In: ROETZEL, R. (Hrsg.): *Geologie am Ostrand der Böhmisches Masse in Niederösterreich. Schwerpunkt Blatt 21 Horn, Arbeitstagung Geol. B.-A. 1991, Eggenburg*, 16.–20. 9. 1991, 213, Wien.

- HÖCK, V. (1991c): 3.5. Haltepunkt 19 Weitersfeld - Kirchenbruch. – In: ROETZEL, R. (Hrsg.): Geologie am Ostrand der Böhmisches Masse in Niederösterreich. Schwerpunkt Blatt 21 Horn, Arbeitstagung Geol. B.-A. 1991, Eggenburg, 16.–20. 9. 1991, 204, Wien.
- HÖCK, V. & FINGER, F. (1986): Bericht 1985 über geologische Aufnahmen auf Blatt 8 Geras. – Jb. Geol. B.-A., **129/2**, 392, Wien.
- HÖCK, V. & LEICHMANN, J. (1994): Exkursion C: Das Moravikum der Thayakuppel. – Mitt. Österr. Min. Ges., **139**, 407–427, 5 Abb., Wien.
- HÖCK, V., MARSCHALLINGER, R. & TOPA, D. (1991): Granat-Biotit-Geothermometrie in Metapeliten der Moravischen Zone in Österreich. – In: HÖCK, V. & STEINHAUSER, P. (Hrsg.): Schwerpunktprojekt S47–GEO: Präalpidische Kruste in Österreich, Erster Bericht, Österr. Beiträge Meteor. Geophys., **3**, 149–167, 5 Abb., 5 Tab., Wien.
- HÖCK, V., MONTAG, O. & LEICHMANN, J. (1997) : Ophiolite remnants at the eastern margin of the Bohemian Massif and their bearing on the tectonic evolution. – Mineral. Petrol., **60**, 267–287, 7 Abb., Wien - New York (Springer).
- HÖCK, V. & VETTERS, W. (1975): Blatt 21, Horn. – Verh. Geol. B.-A., **1975/1**, A22–A25, Wien.
- HÖDL, M. (1985): Petrologie und Geochemie des Rehberger Amphibolites im niederösterreichischen Moldanubikum. – Diss. formal- u. naturwiss. Fak. Univ. Wien, 144 S., 40 Abb., 53 Tab., Wien.
- HOFBAUER, R. (1962): Neue Graphitbergbaue im niederösterreichischen Waldviertel. – Montan-Rdsch., **10/4**, 82–84, Wien.
- HOFBAUER, R. (1995): 36 Jahre Grafitabbau der Firma Industrie & Bergbaugesellschaft Prysok & Co.K.G. im niederösterreichischen Waldviertel. – Res montanarum, **11**, 28–31, 6 Abb., 1 Tab., Leoben.
- HOFMANN, Th. (Hrsg.) (2007): Wien – Niederösterreich – Burgenland. – Wanderungen in die Erdgeschichte, **22**, 208 S., 284 Abb., München (Friedrich Pfeil).
- HÖGELSBERGER, H. (1987): Petrologie der Marmore und Kalksilikatgesteine der Bunten Serie (Niederösterreichisches Moldanubikum). – Diss. formal- u. naturwiss. Fak. Univ. Wien, 143 S., 82 Abb., 8 Tab., Wien.
- HÖGELSBERGER, H. (1989): Die Marmore und Kalksilikatgesteine der Bunten Serie – Petrologische Untersuchungen und geologische Konsequenzen. – Jb. Geol. B.-A., **132/1**, 213–230, 11 Abb., 7 Tab., Wien.
- HOLGER, Ph. A. Ritter. v. (1842): Geognostische Karte des Kreises ob dem Manhartsberge in Oesterreich unter der Ens, nebst einer kurzen Beschreibung der daselbst vorkommenden Felsarten. – 44 S., 1 Kt. mit 4 Fig.(dat.1841), Wien.
- HOLZER, H. (1961): Geologische Beobachtungen an niederösterreichischen Graphitlagerstätten. – Verh. Geol. B.-A., **1961/1**, 90–98, 2 Abb., Wien.
- HOLZER, H., mit einem Beitrag von ZIRKL, E.J. (1963): Über einige weitere niederösterreichische Graphitlagerstätten. – Verh. Geol. B.-A., **1963/1–2**, 79–91, 2 Abb., Wien.
- HOLZER, H. (1964): Die Flinzgraphitvorkommen im außeralpinen Grundgebirge Ober- und Niederösterreichs. – Verh. Geol. B.-A., **1964/2**, 360–371, 1 Abb., Wien.
- HOLZER, H. (1966): Bericht 1965 über lagerstättenkundliche Arbeiten. – Verh. Geol. B.-A., **1966/3**, A62–A63, Wien.
- HOLZER, H. & NEUWIRTH, K. (1962): Über den ehemaligen Eisensteinbergbau Kottaun bei Geras (Niederösterreich). – Montan-Rdsch., **10/9**, 191–193, 1 Abb., Wien.
- HOLZER, H. & ZIRKL, E.J. (1962): Weitere Mitteilungen über niederösterreichische Graphitlagerstätten. – Verh. Geol. B.-A., **1962/2**, 316–330, Wien.
- HÖNIG, J. & HORTEL, A. (1982): Kaolinprospektion im Raum Retz. – Archiv f. Lagerstättenforschung Geol. B.-A., **2**, 109–115, 5 Abb., 2 Tab., Wien.
- HÖSCH, K. & STEINHAUSER, P. (1985): Gesteinsphysikalische Untersuchungen in der östlichen Böhmisches Masse Niederösterreichs. – Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt N-C-006b/81, Bibl. Geol. B.-A./Wiss. Archiv Nr. A 06299–R, 28 S., 7 Abb., 1 Anh., Wien.
- HUBER, S. & HUBER, P. (1977): Mineralfundstellen Oberösterreich, Niederösterreich und Burgenland. – Bd. **8**, 270 S., München – Innsbruck (Chr. Weise, Pinguin Verl.).
- HYDROGRAPHISCHES ZENTRALBÜRO (2007): Hydrographisches Jahrbuch von Österreich 2004. – **112**, Bundesministerium für Land und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft, Wien.
- JENČEK, V. (1987): Geologická mapa ČSR 1:50 000 33–21 Slavonice. – Praha (Ústř. úst. geol.).
- JENČEK, V., DORNIČ, J., DUDEK, A., HAVLÍČEK, P., HAZDROVÁ, M., LÍBALOVÁ, J., STŘÍDA, M. & ŠALANSKÝ, K. (1984): Vysvětlivky k základní geologické mapě ČSSR 1:25 000 33–223

- Vranov (Erläuterungen zur geologischen Karte der ČSSR 1:25,000 33–223 Vranov), Praha (Ústř. úst. geol.).
- JENČEK, V., DORNIČ, J., DUDEK, A., HAVLÍČEK, P. & MATĚJOVSKÁ, O. (1983a): Základní geologická mapa ČSSR 1:25 000, List 33–223 Vranov. – Praha (Ústřední ústav geologický).
- JENČEK, V., DORNIČ, J. & HAVLÍČEK, P. (1987): Základní geologická mapa ČSSR 1:25000, List 33–212 Jemnice. – Praha (Ústřední ústav geologický).
- JENČEK, V., DORNIČ, J., HAVLÍČEK, P., HAZDROVÁ, M., HOLÁSEK, O., KLEČAK, J., LÍBALOVÁ, J., ODEHNAHL, L., STŘÍDA, M. & ŠALANSKÝ, K. (1983c): Vysvětlivky k základní geologické mapě ČSSR 1:25000, 33–214 Uherčice (Erläuterungen zur geologischen Karte der ČSSR 1:25000, 33–214 Uherčice), Praha (Ústř. úst. geol.).
- JENČEK, V., DORNIČ, J., HAVLÍČEK, P., HAZDROVÁ, M., LÍBALOVÁ, J., ODEHNAHL, L., STŘÍDA, M. & ŠALANSKÝ, K. (1986): Vysvětlivky k základní geologické mapě ČSSR 1:25000 33–212 Jemnice (Erläuterungen zur geologischen Karte der ČSSR 1:25000 33–212 Jemnice), Praha (Ústř. úst. geol.).
- JENČEK, V. & DUDEK, A. (1971): Beziehungen zwischen dem Moravikum und Moldanubikum am Westrand der Thaya-Kuppel. – Věst. Ústř. úst. geol., **46**, 331–338, Praha.
- JENČEK, V., HAVLÍČEK, P. & ZIMA, J. (1983b): Základní geologická mapa ČSSR 1:25 000, List 33–214 Uherčice. – Praha (Ústřední ústav geologický).
- JENČEK, V. & MATĚJOVSKÁ, O. (1986): Erläuterungen zur geologischen Karte im Maßstab 1:50000, Blatt 8 Geras. – Unveröff. Bericht an Geol. B.-A., Bibl. der Geol. B.-A./Wiss. Archiv Nr. A 06166–RA, 68 S., 1 Abb., 7 Tab., Praha.
- JILG, W. (1992): Regionale Verteilung von Gesteinsdichten und magnetischen Suszeptibilitäten in der Böhmischem Masse Österreichs. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **38**, 57–72, 7 Abb., 5 Tab., Wien.
- JIRÁNEK, J., MÜLLER, H.W. & SCHWAIGHOFER, B. (1990): Genetic Types of the Kaolin Deposits in the Bohemian Massif. – In: MINAŘIKOVÁ, D. & LOBITZER, H. (eds.): Thirty Years of Geological Cooperation between Austria and Czechoslovakia, 212–225, 26 figs., Praha.
- KIESEWETTER, L. (2002): Andradit von Kottaun bei Geras, NÖ. – MEFOS, **13/24**, 19–20, Wien.
- KIESSLING, F. (1928): Das Aurignacien im Plateaulehme. – 108 S., 4 Taf., Wien (Roland).
- KIESSLING, F. (1930): Das Steinreich des niederösterreichischen Waldviertels. –186 S., Wien (Roland).
- KIESSLING, F. & OBERMAIER, H. (1911): Das Plateaulehm-Paläolithikum des nordöstlichen Waldviertels von Niederösterreich. – Mitt. Anthropolog. Ges. Wien., **XLI**, 1911, 1–32, Taf. I – VII, Wien.
- KLAUS, W. (1952): Bemerkungen zur Palynologie der Hausruck-Kohlen (Vorläufige Mitteilung). – Anz. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., **89/9**, 69–77, 1 Tab., Wien.
- KLAUS, W. (1980): Über eine bemerkenswerter fossile *Pinus*-Art aus dem Unter-Miozän von Niederösterreich. – Ann. Naturhist. Mus. Wien, **83**, 169–180, 1 Abb., 2 Taf., Wien.
- KLÖTZLI, U. & PARRISH, R.R. (1996): Zirkon U/Pb and Pb/Pb geochronology of the Rastenberg granodiorite, South Bohemian Massif, Austria. – Min. Petr., **58**, 197–214, Wien – New York.
- KNOBLOCH, E. (1978): Die untermiozäne Flora von Šafov in Südmähren. – Věst. Ústř. úst. geol., **53/3**, 153–162, 1 Abb., 2 Taf., Praha.
- KNOBLOCH, E. (1981): Megasporen, Samen und Früchte aus dem österreichischen Tertiär. – Věst. Ústř. úst. geol., **56/2**, 87–97, 1 Abb., 4 Taf., Praha.
- KODYM, O. (1967): Aeromagnetic Map of Czechoslovakia. – In: Regional Geology of Czechoslovakia, Geological Atlas 1:1 000 000, Praha (Geol. Survey of Czechoslovakia).
- KÖHLER, A. (1941): Die moldanubischen Gesteine des Waldviertels (Niederdonau) und seiner Randgebiete. I Teil: Die petrographischen Verhältnisse. – Fortschr. Min., Krist. Petr., **25**, 253–316, Berlin.
- KÖBL, L. (1922): Zur Deutung der moldanubischen Gimmerschieferzone im niederösterreichischen Waldviertel. – Jb. Geol. B.-A., **72/1–2**, 81–104, 6 Abb., Wien.
- KÖBL, L. (1927): Vorkommen und Entstehung des Kaolins im niederösterreichischen Waldviertel. – Tschermaks Min. Petr. Mitt., **37/3–6**, 173–200, 5 Abb., 2 Tab., Wien.
- KOLCON, I. & SACHSENHOFER, R.F. (1997): Kohlenpetrographische Bearbeitung von Kohlenproben der Bohrungen LC3 und LC4 aus dem Langauer Kohlebecken (Niederösterreich). – In: HEINRICH, M. et al.: Ergänzende Erhebung und zusammenfassende Darstellung des geogenen Naturraumpotentials im Raum Geras – Retz – Horn – Hollabrunn (Bezirke Horn und Hollabrunn): Geogenes Naturraumpotential Horn – Hollabrunn. Bericht über die Arbeiten im 3. Projektjahr (März 1996–Februar 1997), Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt N-C-036/94–97, Anh. 3, 12 S., 3 Abb., 2 Tab., Wien.

- KREJČÍ, O. (1992): Bericht 1991 über geologische Aufnahmen auf Blatt 8 Geras. – Jb. Geol. B.-A., **135/3**, 672–673, Wien.
- KREJČÍ, O. (1993): Bericht 1992 über geologische Aufnahmen im Kristallin und Quartär auf Blatt 8 Geras. – Jb. Geol. B.-A., **136/3**, 541–542, Wien.
- KREJČÍ, O. (1994): Bericht 1993 über geologische Aufnahmen auf Blatt 8 Geras. – Jb. Geol. B.-A., **137/3**, 424, Wien.
- KREJČÍ, O. (1995): Bericht 1994 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 8 Geras. – Jb. Geol. B.-A., **138/3**, 475–476, Wien.
- KREJČÍ, O. (1996): Bericht 1995 über geologische Aufnahmen im Kristallin und Tertiär auf Blatt 8 Geras. – Jb. Geol. B.-A., **139/3**, 283, Wien.
- KRÖNER, A., WENDT, J.I., LIEW, T.C., COMPSTON, W., TODT, W., FIALA, J., VANKOVA, V. & VANEK, J. (1988): U/Pb zircon and Sm/Nd model ages of high-grade Moldanubian metasediments, Bohemian Massif, Czechoslovakia. – *Contrib. Mineral. Petrol.* **99**, 257–266, Berlin etc. (Springer).
- KUGLER, A. (1997): Waldviertel-aktuell: Wolfsbach. – *MEFOS*, **8/15**, 4, 1 Abb., Wien.
- KUSCHNIG, G. (1986): Geochemie und Petrologie der Amphibolite der Bunten Serie. – Diss. formal- u. naturwiss. Fak. Univ. Wien, 97 S., Abb., Tab., Anh., Wien.
- LEONHARD, G. (1843): Handwörterbuch der topographischen Mineralogie. – XII+593+2 S., Heidelberg (Akademische Verlags-Handlung von J.C.B. Mohr).
- LIBOWITZKY, E. (1989): Mineralogische Untersuchung einer magnetischen Anomalie im Moravikum der Böhmischen Masse in Österreich. – Diss. formal- u. naturwiss. Fak. Univ. Wien, 126 S., Wien.
- LIBOWITZKY, E. (1990): Precambrian black sands as precursors of magnetite and Ilmenite bearing chlorite-micaschists, Bohemian Massif, Austria. – *Mineral. Petrol.*, **43/2**, 147–160, 5 figs., Wien - New York (Springer).
- LIPOLD, M.V. (1851a): Umgebung von Drosendorf. – handkolorierte Karte 1:28800, Bibl. Geol. B.-A./Wiss. Archiv Nr. A-00932–m28–15–38/XVIII-1 / 1851, Wien.
- LIPOLD, M.V. (1851b): Umgebung von Pernegg. – handkolorierte Karte 1:28800, Bibl. Geol. B.-A./Wiss. Archiv Nr. A-00933–m28–15–39/XVIII-1 / 1851, Wien.
- LIPOLD, M.V. (1851c): Umgebung von Hardegg. – handkolorierte Karte 1:28800, Bibl. Geol. B.-A./Wiss. Archiv Nr. A-00903–m28–15–38/XIX-1 / 1851, Wien.
- LIPOLD, M.V. (1851d): Umgebung von Retz. – handkolorierte Karte 1:28800, Bibl. Geol. B.-A./Wiss. Archiv Nr. A-00904–m28–15–39/XIX-1 / 1851, Wien.
- LIPOLD, M.V. (1851e): Umgebungen von Göfritz. – handkolorierte Karte 1:144000, Bibl. Geol. B.-A./Wiss. Archiv Nr. A-01151–m144–1/4–1 / 1851, Wien.
- LIPOLD, M.V. (1851f): Feldtagebuch 1851/II. – 102 S., Bibl. Geol. B.-A./Wiss. Archiv Nr. A 00055–TB.6, o.O.
- LIPOLD, M.V. (1852a): Bericht über die Arbeiten der Section III. – Jb. Geol. R.-A., **3/1**, 101–104, Wien.
- LIPOLD, M.V. (1852b): Die krystallinischen Schiefer- und Massengesteine in Nieder- und Oberösterreich, nördlich der Donau. – Jb. Geol. R.-A., **3/3**, 35–54, 17 Fig., Wien.
- MATĚJOVSKÁ, O., DORNIČ, J., DUDEK, A., HAVLÍČEK, P. & JENČEK, V. (1985a): Základní geologická mapa ČSSR 1:25000, List 33–221 Nové Syrovice. – Praha (Ústř. úst. geol.).
- MATĚJOVSKÁ, O., DORNIČ, J., HAVLÍČEK, P., HAZDROVÁ, M., LIBALOVÁ, J., STRÍDA, M. & ŠALANSKÝ, K. (1985b): Vysvětlivky k základní geologické mapě ČSSR 1:25000 33–221 Nové Syrovice (Erläuterungen zur geologischen Karte der ČSSR 1:25000 33–221 Nové Syrovice), Praha (Ústř. úst. geol.).
- MATĚJOVSKÁ, O., DORNIČOVA, J., HAVLÍČEK, P. & DORNIČ, J. (1992): Geologická mapa ČR 1:50000 33–22 Vranov nad Dyjí. – Praha (Český geol. úst.).
- MATTE, Ph., MALUSKI, H., RAJLICH, P. & FRANKE, W. (1990): Terrane boundaries in the Bohemian Massif: Result of large-scale Variscan shearing. – *Tectonophysics*, **177**, 151–170, 5 Abb., Amsterdam (Elsevier).
- MATURA, A. (1976): Hypothesen zum Bau und zur geologischen Geschichte des kristallinen Grundgebirges von Südwestmähren und dem niederösterreichischen Waldviertel. – Jb. Geol. B.-A., **119/1**, 63–74, 1 Beilage, Wien.
- MATURA, A. (2003): Zur tektonischen Gliederung der variszischen Metamorphite im Waldviertel Niederösterreichs. – Jb. Geol. B.-A., **143/2**, 221–225, 3 Abb., Wien.
- MATURA, A. (2006): Böhmisches Massiv. – In: WESSELY, G.: *Niederösterreich – Geologie der österreichischen Bundesländer*, 25–39, Abb.31–50, Wien.
- MAURER, H. & STUMMER, A. (2000): Neue Beiträge zum „Plateaulehmpaläolithikum“ des Waldviertels. – *Unsere Heimat*, **71/2**, 127–136, Wien.

- MAYRHOFER, R.J. (1954): Mineralogische Beobachtungen zum „Plateauhmpaläolithikum“ auf den Hochflächen beiderseits der oberen Taiffa (westl. Horn, NÖ). – *Archaeologia Austriaca*, **14**, 1954, 1–10, 3 Abb., Wien.
- MELLER, B. & VAN BERGEN, P.F. (2003): The problematic systematic position of *Ceratostratiotes* GREGOR (Hydrocharitaceae ?) – morphological, anatomical and biochemical comparison with *Stratiotes* L. – *Plant Systematics and Evolution*, **236**, 125–150, 76 figs., Wien – New York (Springer).
- MEURERS, B. (1993): Die Böhmsche Masse Österreichs im Schwerebild. – Publ. Zentralanst. Meteor. Geodyn., **356** (Österr. Beitr. Meteor. Geophys., **9**), 69–81, Wien.
- MEURERS, B. (1994): Two dimensional interpretation of the gravity field of the southern Bohemian Massif. – *Mitt. Österr. Min. Ges.*, **139**, S47–GEO: Pre-Alpine crust in Austria: Final conference abstracts (Pref.: V. HÖCK), 88–89, Wien.
- MEURERS, B. & STEINHAUSER, P. (1990): Die Bouguer-Anomalie am Ostrand der Böhmschen Masse. – In: HÖCK, V. & STEINHAUSER, P. (Hrsg.): Schwerpunktprojekt S47–GEO: Präalpidische Kruste in Österreich, Erster Bericht, Österr. Beiträge Meteor. Geophys., **3**, 13–23, 6 Abb., Wien.
- MINAŘIKOVÁ, D. (1993): Analyses of heavy minerals from bore holes in area of Langau. – Unveröff. Bericht, *Bibl. Geol. B.-A./Wiss. Archiv* Nr. A 09999–RA/8/1992, 8 S., 3 Tab., Wien.
- MORAU, W. & JÄGER, E. (1982): Rb-Sr whole rock ages for the Bites-gneiss, Moravicum, Austria. – *Schweiz. Mineral. Petrograph. Mitt.*, **62**, 327–334, 3 Tab., 3 Fig., Zürich.
- MÜLLER, G. (1961): Das Sand-Silt-Ton-Verhältnis in rezenten marinen Sedimenten. – *Neues Jahrbuch Mineralogie, Monatshefte*, **1961**, 148–163, Stuttgart.
- NEBERT, K. (1978): Die Ergebnisse der geologischen Kartierungsarbeiten im Raume Geras (Niederösterreich). – Unveröff. Bericht, FFWF-Projekt 2975, *Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv* Nr. A 05030–R, 75 S., 38 Abb., 1 geol.Kt., Graz.
- NEHYBA, S. (1991): Fluvial tertiary sediments in the vicinity of Chvalatice (SW Moravia). – *Scripta Geology*, **21** (1991), 19–35, Brno.
- NEHYBA, S. & HLADILOVÁ, Š. (2004): Relics of the most distal part of the Neogene foreland basin in SW Moravia. – *Bull. Geosciences*, **79/2**, 113–120, Praha.
- NEHYBA, S. & ROETZEL, R. (1999): Lower Miocene Volcaniclastics in South Moravia and Lower Austria. – *Jb. Geol. B.-A.*, **141/4**, 473–490, 16 figs., 3 tabs., Wien.
- NĚMEC, D. (1962): Das Vorkommen von Wismutglanz im Skarn bei Kottaun (niederösterreichisches Waldviertel). – *Anz. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl.*, **99/8**, 129–134, Wien.
- NEUBAUER, F. (1990): Kinematics of Variscan deformation in the Moldanubian zone, southern Bohemian Massif: preliminary results from the Danube section. – *Österr. Beitr. Met. Geoph.*, **3**, 57–76, 14 figs., Wien.
- NEUBAUER, F. (1991): Zur Kinematik des intramoldanubischen Deckenbaues und der Platznahme des Südböhmischen Batholiths. – In: ROETZEL, R. (Hrsg.): *Geologie am Ostrand der Böhmschen Masse in Niederösterreich*. Schwerpunkt Blatt 21 Horn, Arbeitstagung Geol. B.-A. 1991, Eggenburg, 16.–20. 9. 1991, 25–34, 3 Abb., Wien.
- NIEDERMAYR, G., BRANDSTÄTTER, F., KIRCHNER, E., MOSER, B. & POSTL, W. (1989): Neue Mineralfunde aus Österreich XXXVIII. – *Carinthia II*, **179**(99), 231–268, Klagenfurt.
- NIEDERMAYR, G., BRANDSTÄTTER, F., MOSER, B. & POSTL, W. (1988): Neue Mineralfunde aus Österreich XXXVII. – *Carinthia II*, **178**(98), 181–214, Klagenfurt.
- NIEDERMAYR, G., MOSER, B., POSTL, W. & WALTER, F. (1986): Neue Mineralfunde aus Österreich XXXV. – *Carinthia II*, **176**(96), 521–547, Klagenfurt.
- OBRITZHAUSER-TOIFL, H. (1954): Pollenanalytische (palynologische) Untersuchungen an der untermiozänen Braunkohle von Langau bei Geras, N.-Ö. – *Sitzber. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., Abt.I*, **163**, 325–374, 33 Abb., 1 Taf., Wien.
- OTRUBA, G. (1987): Überblick der Entwicklung des Niederösterreichischen Bergbaus von seinen Anfängen bis zur Gegenwart. – In: KUSTERNIG, A. (Hrsg.): *Bergbau in Niederösterreich*, Studien und Forschungen Niederösterreich. Inst. f. Landeskunde, **10**, 61–308, 21 Abb., 9 Tab., Wien.
- PAPP, H. (2000a): Die Ziegelöfen des Bezirkes Horn. 1. Teil. – *Das Waldviertel*, **49/3**, 247–271, 20 Abb., Horn.
- PAPP, H. (2000b): Die Ziegelöfen des Bezirkes Horn. 2. Teil. – *Das Waldviertel*, **49/4**, 359–381, 10 Abb., Horn.
- PAPP, H., ROETZEL, R. & WIMMER-FREY, I. (2003): Die Ziegelöfen des Bezirkes Hollabrunn: Geschichte und Geologie. – *Archiv Lagerstättenforschung Geol. B.-A.*, **24**, 117–191, 14 Abb., 183 Ziegelfotos, 3 Tab., 1 Beil., Wien.
- PARTSCH, P.M. (1824): Geognostische Reise-Relationen des Herrn Partsch: Bericht über die im Auftrag der löblichen n.ö. Herren Stände im Jahre 1824 unternommenen geognostischen

- schen Reisen. – Maschinschriftl. übertragen von Leo WALDMANN, Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv Nr. A 10054–R.2, 50 S., Wien.
- PARTSCH, P. (1843): Geognostische Karte des Beckens von Wien und der Gebirge, die dasselbe umgeben. Erster Entwurf einer geognostischen Karte von Österreich unter der Enns mit Theilen von Steiermark, Ungern, Mähren, Böhmen und Österreich ob der Enns. – Wien.
- PARTSCH, P. (1844): Erläuternde Bemerkungen zur geognostischen Karte des Beckens von Wien und der Gebirge, die dasselbe umgeben. – 24 S., Wien.
- PAUL, C.M. (1898a): Geologische Spezialkarte der im Reichsrathe vertretenen Königreiche und Länder der Österreichisch-Ungarischen Monarchie 1:75000 Znaim. – Wien (Geol. R.-A.).
- PAUL, C.M. (1898b): Erläuterungen zur Geologischen Karte der im Reichsrathe vertretenen Königreiche und Länder der Oesterr.-ungar. Monarchie. NW-Gruppe Nr.84 Znaim. – 31 S., Wien (Geol. R.A.).
- PETRAKAKIS, K. (1986): Metamorphoseentwicklung in der südlichen Bunten Serie am Beispiel einiger Gneise, Moldanubikum, Niederösterreich. – *Tschermaks mineral. petrograph. Mitt.*, **35**, 243–259, 4 Abb., 2 Taf., Wien.
- PETRAKAKIS, K. (1997): Evolution of Moldanubian rocks in Austria: review and synthesis. – *Journal of Metamorphic Geology*, **15**, 203–222, Oxford.
- PETRASCHECK, W. (1926): VII/3 Die Kohlenlager des außeralpinen Wiener Beckens. – In: PETRASCHECK, W.: Kohlengeologie der österreichischen Teilstaaten, II. Tl., 273–298, Abb.159–176, Katowice.
- POLEGEG, S. (1984): Vermiculitvorkommen in Niederösterreich. – *Archiv Lagerstättenforschung Geol. B.-A.*, **5**, 125–129, 4 Abb., 6 Tab., Wien.
- POLEGEG, S., HÜBEL, G. & JAHN, E. (1987): Beurteilung von Graphitvorkommen im Waldviertel: Endbericht. – Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt N-A-029/87, Bibl. Geol. B.-A./Wiss. Archiv Nr. A 06622–R, 24 S., 6 Abb., 1 Beil.Bd., Leoben.
- PONGRÁČZ, L. (1975): Zur Geologie der Umgebung von Drosendorf (Moldanubikum, N.-Ö.). – *Diss. Phil. Fak. Univ. Wien*, 4+174 S., 61 Abb., 2 Taf., 8 Beil., Wien.
- PRECLIK, K. (1925): Zur Analyse des Moravischen Faltenwurfes im Thayatale. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1924/10–11**, 180–192, 1 geol. Kartenskizze, Wien.
- PRECLIK, K. (1926): Die Moravische Phyllitzone im Thayatale. – *Sborník státn. geol. ústavu českoslov. republ.*, **6/1926**, 221–280, 5 Abb., 1 Kartenbeilage, Praha.
- PRECLIK, K. (1927): Zur Tektonik und Metamorphose der moravischen Aufwölbungen am Ostrande der Böhmisches Masse. – *Geol. Rundschau*, **18/2**, 81–103, 2 Abb., Berlin.
- PRECLIK, K. (1930): Zur Genesis einiger moldanubischer Gesteinstypen I. – *Centralblatt Min., Geol., Paläont., Abt. A*, **1930/2**, 61–78, Stuttgart.
- PRESSEL, Ch. (1993): Petrologische Untersuchungen im Bereich des Drosendorfer Fensters. Projekt S4709. – *Mitt. Österr. Min. Ges.*, **138**, 215–221, 2 Abb., 1 Tab., Wien.
- PRESSEL, Ch. (1994a): Die Metamorphose und Entwicklungsgeschichte der lithotektonischen Einheiten des Moldanubikums im nördlichen Niederösterreich. – *Diss. Univ. Wien*, 126 + 80 S. Ill., graph.Darst., Kt., Wien.
- PRESSEL, Ch. (1994b): A comparison among the metamorphism of the various lithotectonic units in the area of the Drosendorf Window, E Moldanubicum. – *Mitt. Österr. Min. Ges.*, **139**, S47–GEO: Pre-Alpine crust in Austria: Final conference abstracts (Pref.: V. Höck), 104–105, Wien.
- ŘEHÁKOVÁ, Z. (1992): Bericht 1991 über die Bearbeitung der Diatomeenfloren der Miozän-sedimente auf den Blättern 8 Geras, 9 Retz und 22 Hollabrunn. – *Jb. Geol. B.-A.*, **135/3**, 775, Wien.
- ROETZEL, R. (1983): Bericht 1982 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 8 Geras. – *Jb. Geol. B.-A.*, **126/2**, 297–298, Wien.
- ROETZEL, R. (1984): Bericht 1981 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 7 Groß-Siegharts. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1982/1**, A27–A28, Wien.
- ROETZEL, R. (1988): Bericht 1987 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 8 Geras. – *Jb. Geol. B.-A.*, **131/3**, 401–402, Wien.
- ROETZEL, R. (1989): Bericht 1988 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 8 Geras. – *Jb. Geol. B.-A.*, **132/3**, 537–538, Wien.
- ROETZEL, R. (1990): Bericht 1989 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 8 Geras. – *Jb. Geol. B.-A.*, **133/3**, 417–418, Wien.
- ROETZEL, R. (1991a): Bericht 1990 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 8 Geras. – *Jb. Geol. B.-A.*, **134/3**, 453–454, Wien.
- ROETZEL, R. (1991b): Die Entwicklung der Geologischen Landesaufnahme am Ostrand der Böhmisches Masse in Niederösterreich. – In: ROETZEL, R. (Hrsg.): *Geologie am Ostrand*

- der Böhmischen Masse in Niederösterreich. Schwerpunkt Blatt 21 Horn, Arbeitstagung Geol. B.-A. 1991, Eggenburg, 16.–20. 9. 1991, 7–10, Wien.
- ROETZEL, R. (1992): Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 8 Geras. – Jb. Geol. B.-A., **135/3**, 673–674, Wien.
- ROETZEL, R. (1993): Bericht 1992 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 8 Geras und Bemerkungen zur Lithostratigraphie des Tertiärs in diesem Raum. – Jb. Geol. B.-A., **136/3**, 542–546, Wien.
- ROETZEL, R. (1994a): Bericht 1993 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 8 Geras. – Jb. Geol. B.-A., **137/3**, 425–426, Wien.
- ROETZEL, R. (1994b): Der Braunkohlenbergbau von Langau. – In: BRANDTNER, A.J. (Hrsg.): Langau im Waldviertel, Heimatbuch der Gemeinde Langau, 299–319, 26 Abb., 2 Tab., Langau.
- ROETZEL, R. (2004): Vom Kohlesumpf zum Freizeitparadies - Die Geschichte des Braunkohlenbergbaues Langau – Riegersburg. – Das Waldviertel, **53/4**, 341–362, 14 Abb., Horn.
- ROETZEL, R., mit Beiträgen von FUCHS, G., HAVLÍČEK, P., ŮBL, Ch. & WRBKA, Th. (2005): Geologie im Fluss. Erläuterungen zur Geologischen Karte der Nationalparks Thayatal und Podyjí. – 92 S., 101+1 Abb., Wien (Geol. B.-A.).
- ROETZEL, R. & FUCHS, G. (1994): Der geologische Aufbau der Landschaft um Langau. – In: BRANDTNER, A.J. (Hrsg.): Langau im Waldviertel, Heimatbuch der Gemeinde Langau, 284–298, 4 Abb. (1 geol.Kt.), Langau.
- ROETZEL, R. & FUCHS, G. [Bearbeitung], BATÍK, P., BERNROIDER, M., DUDEK, A., FINGER, F., FUCHS, G., HAJEK, T., JENCEK, V., KREJCI, O., MATEJOVSKA, O., NEHYBA, S. & ROETZEL, R. [geol. Aufnahme] (2001): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50 000 8 Geras. – Wien (Geol. B.-A.).
- ROETZEL, R., FUCHS, G. (österreichischer Anteil), BATÍK, P., CTYROKÝ, P. (tschechischer Anteil) [Bearbeitung], BATÍK, P., CTYROKA, J., CTYROKY, P., DUDEK, A., FUCHS, G., HAVLICEK, P., MATEJOVSKA, O. & ROETZEL, R. [geol. Aufnahme], HOFMANN, Th. [Naturschutzbuch] (1999a): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50 000 9 Retz. – Wien (Geol. B.-A.).
- ROETZEL, R., FUCHS, G., BATÍK, P., ČTYROKÝ, P. & HAVLÍČEK, P. (2004): Geologische Karte der Nationalparks Thayatal und Podyjí. – Geologická mapa Národních parků Thayatal a Podyjí, 1 : 25 000, Wien (Geol. B.-A.).
- ROETZEL, R., MANDIC, O. & STEININGER, F.F. (1999b): Lithostratigraphie und Chronostratigraphie der tertiären Sedimente im westlichen Weinviertel und angrenzenden Waldviertel. – In: ROETZEL, R. (Hrsg.): Arbeitstagung Geol. B.-A. 1999, Retz – Hollabrunn, 3.–7. Mai 1999, 38–54, 3 Abb., 1 Beil. (geol. Kt.), Wien.
- ROETZEL, R., OTTNER, F., SCHWAIGHOFER, B. & MÜLLER, H.W. (1994): Tertiäre Tone am Ostrand der Böhmischen Masse. – In: KOHLER, E.E. (Hrsg.): Berichte dt. Ton- u. Tonmineralgruppe e.V., Beitr. Jahrestagung Regensburg, 13.–14. Okt. 1994, 111–122, 7 Abb., 2 Tab., Regensburg.
- ROETZEL, R. & ŘEHÁKOVÁ, Z. (1991): Haltepunkt 20: Weitersfeld – Lagerhaus. – In: ROETZEL, R. (Hrsg.): Geologie am Ostrand der Böhmischen Masse in Niederösterreich. Schwerpunkt Blatt 21 Horn, Arbeitstagung Geol. B.-A. 1991, Eggenburg, 16.–20. 9. 1991, 204–206, 1 Abb.(Abb.13), Wien.
- RÖGL, F. (1982): Langau – Mikropaläontologische Bearbeitung von Bohrproben der Bohrungen LC-1, LC-4, LC-5, LC-6, LC-8. – Unveröff. Bericht, 4 S., Wien.
- RÖGL, F. (1996): Migration pathways between Africa and Eurasia - Oligocene-Miocene Palaeogeography. – *Europal*, **10**, 23–26, Strasbourg.
- RÖGL, F. (1998): Palaeogeographic Considerations for Mediterranean and Paratethys Seaways (Oligocene to Miocene). – *Ann. Naturhist. Mus. Wien*, **99/A**, 279–310, 1 tab., 10 plts., Wien.
- RÖGL, F. & STEININGER, F.F. (1983): Vom Zerfall der Tethys zu Mediterran und Paratethys. – *Ann. Naturhist. Mus. Wien*, **85/A**, 135–163, 2 Abb., 14 Taf., Wien.
- SÄGMÜLLER, J.J. (1984): Bericht 1981 über geologische Aufnahmen auf Blatt 8 Geras. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1982/1**, A29–A30, Wien.
- SCHARBERT, S. (1977): Neue Ergebnisse radiometrischer Altersbestimmungen an Gesteinen des Waldviertels. – In: Arbeitstagung Geol. B.-A. 1977, Waldviertel, 11–15, 2 Abb., 1 Tab., Wien.
- SCHARBERT, S. & BATÍK, P. (1980): The Age of the Thaya (Dyje) Pluton. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1980/3**, 325–331, Wien.
- SCHERMANN, O. (1968): Geologische Beobachtungen im Kaolinbergbau Mallersbach (N.-Ö.). – *Verh. Geol. B.-A.*, **1968/3**, A76, Wien.

- SCHMÖLLER, R. (1982): Refraktionsseismische Erfahrungen bei der Kaolinprospektion. – Freiburger Forschungshefte, C, **368**, 131–148, 7 Abb., Freiberg.
- SCHMÖLLER, R. & WEBER, F. (1982): Geophysikalische Versuchsmessungen zur Braunkohlensuche am Nordostrand des Moldanubikums. – Archiv Lagerstättenforschung Geol. B.-A., **1**, 91–96, 3 Abb., Wien.
- SCHNABEL, W. (Koord.); Regionale Bearbeiter: FUCHS, G., MATURA, A., ROETZEL, R., SCHARBERT, S. (Böhmische Masse); KRENMAYR, H.G., ROETZEL, R. (Molassezone und Inneralpine Becken); EGGER, H., SCHNABEL, W. (Flyschzone und Klippenzonen); BRYDA, G., MANDL, G.W. (Kalkalpen); NOWOTNY, A. (Grauwackenzone und Zentralalpen); WESSELY, G. (Brüche im Wiener Becken) (2002): Geologische Karte von Niederösterreich 1:200 000. – Wien (Geol. B.-A.).
- SCHRAUDER, M. (1991): Petrologie und Geochemie der graphitführenden Gesteine der südlichen Böhmischen Masse (Bunte Serie, Niederösterreich). – Diplomarb. Univ. Wien, 181 S., 39 Abb., 16 Tab., Anhang, Wien.
- SCHRAUDER, M., BERAN, A., HOERNES, S. & RICHTER, W. (1993): Constraints on the Origin and the Genesis of Graphite-Bearing Rocks from the Variegated Sequence of the Bohemian Massif (Austria). – Mineral. Petrol., **49**, 175–188, 6 Abb., 2 Tab., Wien - New York (Springer).
- SCHULMANN, K., LEDRU, P., AUTRAN, A., MELKA, R., LARDEAUX, J.M., URBAN, M. & LOBKOWICZ, M. (1991): Evolution of nappes in the eastern margin of the Bohemian Massif: a kinematic interpretation. – Geol. Rundschau, **80/1**, 73–92, Stuttgart.
- SCHWINGENSCHLÖGL, R. (1990): Felsgleitung in metamorphen Gesteinen des Thayatales. – Felsbau, **8/2**, 61–67, 8 Abb., 1 Tab., Essen.
- SEIBERL, W. (1991): Aeromagnetische Karte der Republik Österreich 1:1 000 000 (Isanomen der Totalintensität). – Wien (Geol. B.-A.).
- SEIBERL, W. & ROETZEL, R. (1997): Aerogeophysikalische Vermessung im Bereich von Pulkau-Nord/NÖ. – Bericht Projekt ÜLG-20/95–1, 54 S., Wien.
- SEIBERL, W. & ROETZEL, R. (1998): Aerogeophysikalische Vermessung im Bereich Geras/NÖ. – Bericht Projekt ÜLG-20/96–97, 48 S., Wien.
- SIGMUND, A. (1937): Die Minerale Niederösterreichs. – 2. Aufl., XII+247 S., 11 Abb., Wien - Leipzig (Franz Deuticke).
- SILBERHUBER, F. (1925): Von den steinernen Schätzen des Waldviertels. – In: STEPAN, E.: Das Waldviertel, Bd. 1 (Naturwissenschaftliches), 123–170, Abb.54–59, Wien.
- SMUK, A. (1973): Zur Geologie des Thayatales zwischen Kollmitzgraben und Eibenstein (Moldanubikum, N.Ö. Waldviertel). – Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 162 S., 55 Abb., 8 Taf., 2 Diagr., 7 Beil., Wien.
- SOMMER, D., DAUNER, G. & BRIX, F. (1983): Kohlenprospektion im Raum Niederösterreich. – Berg-Hüttenmänn. Mh., **128/4**, 115–118, 3 Abb., Wien.
- STEININGER, F. (1982): Kohlebohrungen Langau. Bearbeitung der aus den Bohrproben stammenden Molluskenfaunen. – Unveröff. Bericht, 4 S., Wien.
- STEININGER, F.F. & ROETZEL, R. (1994): Beiträge zu einer präquartären Landschaftsgeschichte des östlichen Waldviertels und des Kamptales. – In: DICK, G. (Hrsg.): Das Waldviertel als Natur- und Kulturraum, Festschrift aus Anlaß des 10-jährigen Bestandsjubiläums des Instituts für angewandte Öko-Ethologie in Rosenberg, Beiträge zur Waldviertel-Forschung, **1994**, 111–118, Rosenberg.
- STEININGER, F.F. & ROETZEL, R. (1999): Jüngerer Tertiär. – In: STEININGER, F.F. (Hrsg.): Erdgeschichte des Waldviertels, 2. Aufl., Schriftenreihe Waldv. Heimatbund, **38**, 79–88, Horn – Waidhofen/Thaya.
- STEININGER, F.F., RÖGL, F., HOCHULI, P. & MÜLLER, C. (1989): Lignite deposition and marine cycles. The Austrian Tertiary lignite deposits – A case history. – Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., Abt. I, **197/5–10**, 309–332, Wien.
- STÜTZ, A. (1807): Mineralogisches Taschenbuch enthaltend eine Oryctographie von Unterösterreich zum Gebrauche reisender Mineralogen, hrsg. von J.G. MEGERLE v. MÜHLFELD. – 394 S., Wien – Triest (Geistinger's Buchhandlung).
- SUCESS, F.E. (1898): Der Bau des Gneissgebietes von Gross-Bittesch und Namiet in Mähren. – Jb. Geol. R.A., **47(1897)/3–4**, 505–532, 1 Taf. (Taf.XV), Wien.
- SUCESS, F.E. (1903): Bau und Bild der böhmischen Masse. – In: DIENER, C., HOERNES, R., SUCESS, F.E. & UHLIG, V.: Bau und Bild Österreichs, 1–322, 1+56 Abb., 1 Kt., Wien (Verlag Tempsky-Freytag).
- SUCESS, F.E. (1906): Geologische Aufnahmen auf dem Kartenblatt Drosendorf (Zone 10, Kol.XIII). – In: TIETZE, E.: Jahresbericht für 1905, Verh. Geol. R.A., **1906/1**, 8–10, Wien.
- SUCESS, F.E. (1907): Geologische Aufnahmen auf dem Kartenblatt Drosendorf (Zone 10, Kol.XIII). – In: TIETZE, E.: Jahresbericht für 1906, Verh. Geol. R.-A., **1907/1**, 7–8, Wien.

- SUCESS, F.E. (1908): Die Beziehungen zwischen dem moldanubischen und dem moravischen Grundgebirge in dem Gebiete von Frain und Geras. (Vorläufiger Bericht über die geologische Aufnahme der Osthälfte des Kartenblattes Drosendorf, Zone 10, Kol. XIII). – Verh. Geol. R.-A., **1908/17–18**, 395–412, 1 Abb., Wien.
- SUCESS, F.E. (1912): Die moravischen Fenster und ihre Beziehung zum Grundgebirge des Hohen Gesenke. – Denkschr. k.k. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Cl., **88**, 541–631, 3 Fig., 3 Taf., Wien.
- SUCESS, F.E. & GERHART, H. (1925): Geologische Spezialkarte der Republik Österreich 1:75 000, Blatt Drosendorf. – Wien (Geol. B.-A.).
- TAUBENSCHUSS, G. (1988): Magnetische und gravimetrische Untersuchungen im Zentrum einer aeromagnetischen Anomalie. – Diplomarbeit Techn. Univ. Wien, 120 S., Wien.
- TAUCHER, J. (1993): Halotrichit, Aluminocopiapit, Magnesiocopiapit, Szomolnokit, Alunogen, Gips und Calcit aus dem aufgelassenen Graphitbergbau bei Zettlitz, nahe Wollmersdorf bei Eibenstein, Niederösterreich, Österreich. – Matrix, **2**, 47–51, 5 Abb., Graz.
- TAUCHER, J. & NIEDERMAYER, G. (1993): Natrolith, Albit, Dolomit und Achat aus dem Serpentin-Steinbruch bei Pingendorf, Niederösterreich, Österreich. – Matrix, **2**, 42–46, 7 Abb., Graz.
- TEJKAL, J. & LAŠTOVIČKA, Z. (1970): Nález miocénní fauny u Nových Syrovic na Moravskobudějovicku. – Vlastivěd. Sbor. Vysočiny, Odd. Věd přír., **4**, 49–56, Jihlava.
- THENIUS, E. (1974): Niederösterreich - Geologie der österreichischen Bundesländer in kurzgefaßten Einzeldarstellungen. – 2, Aufl., 280 S., Wien (Geol. B.-A.).
- THIELE, O. (1976): Ein westvergenter kaledonischer Deckenbau im niederösterreichischen Waldviertel? – Jb. Geol. B.-A., **119/1**, 75–81, 2 Abb., Wien.
- THIELE, O. (1977): Studien an Akzessorien und Zirkontrachten von Gföhlergneis und ähnlichen Gesteinen und ihr Bezug auf die Tektonik des Drosendorfer Fensters (Waldviertel, Niederösterreich). – Verh. Geol. B.-A., **1977/2**, 53–67, 5 Abb., 1 Tab., Wien.
- THIELE, O. (1984): Zum Deckenbau und Achsenplan des Moldanubikums der Südlischen Böhmischen Masse (Österreich). – Jb. Geol. B.-A., **126/4**, 513–523, 2 Abb., 1 Tab., Wien.
- THIELE, O. (1986): Bericht 1985 über geologische Aufnahmen auf Blatt 7 Großsiegharts. – Jb. Geol. B.-A., **129/2**, 391, Wien.
- THINSCHMIDT, A. (1998): Kalkbrennerei im Waldviertel und im Dunkelsteiner Wald - Rekonstruktion eines Gewerbes. – Diplomarbeit geisteswiss. Fak. Univ. Wien, 195 S., 55 Abb., Wien.
- TOLLMANN, A. (1982): Großräumiger variszischer Deckenbau im Moldanubikum und neue Gedanken zum Variszkum Europas. – Geotektonische Forschungen, **64/I-II**, 1–91, 24 Abb., 2 Tab., 2 Taf., Stuttgart (Schweizerbart).
- TOLLMANN, A. (1985): Das Ausmaß des variszischen Deckenbaues im Moldanubikum. – Krystalinikum, **18**, 117–132, 2 Abb., 4 Fotos, Praha.
- VAN BREEMEN, O., AFTALION, M., BOWES, D.R., DUDEK, A., MÍŠAR, Z., POVONDRA, P. & VRANA, S. (1982): Geochronological studies of the Bohemian Massif, Czechoslovakia and their significance in the evolution of Central Europe. – Trans. Roy. Soc. Edinb., Earth Sci., **75**, 89–108, Edinburgh.
- VASICEK, W. (1991): Das Jungpaläozoikum von Zöbing. – In: ROETZEL, R. (Hrsg.): Geologie am Ostrand der Böhmischen Masse in Niederösterreich. Schwerpunkt Blatt 21 Horn, Arbeitstagung Geol. B.-A. 1991, Eggenburg, 16.–20. 9. 1991, 98–101, Wien.
- VASICEK, W. & STEININGER, F.F. (1999): Jungpaläozoikum von Zöbing. – In: STEININGER, F.F. (Hrsg.): Erdgeschichte des Waldviertels, 2, Aufl., Schriftenreihe Waldv. Heimatbund, **38**, 63–72, Horn - Waidhofen/Thaya.
- WACHTEL, G. (1975): Zur Geologie des Pulkautales und seiner Umgebung (Moravikum, NÖ.). – Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 4+218 S., 50 Abb., 12+1 Fig., 7 Beil., Wien.
- WALDMANN, L. (1926): Bericht über die geologische Aufnahme des moravischen Grundgebirges nördlich von Sigmundsherberg. – Anz. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., **62**(1925)/27, 246–247, Wien.
- WALDMANN, L. (1927): Bericht über die geologische Aufnahme des moravischen Grundgebirges in Niederösterreich, V.Teil. – Anz. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., **64**(1927)/22, 155–157, Wien.
- WALDMANN, L. (1928): Zum geologischen Bau der Thayakuppel und ihrer Metamorphose. – Mitt. Geol. Ges., **21**, 133–152, Wien.
- WALDMANN, L. (1931a): Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich. Blatt Drosendorf (Z.10, Kol.XIII, Nr.4455). – 64 S., 1 Taf., Wien (Geol. B.-A.).

- WALDMANN, L. (1931b): Bericht des Privatdozenten Dr. L. WALDMANN über die Aufnahmen des Blattes Gmünd-Litschau (4454) und Bereisung des Blattes Drosendorf (4445) [sic 4455]. – Verh. Geol. B.-A., **1931/1**, 31–34, Wien.
- WALDMANN, L. (1931c): Studien im Raume des Kartenblattes Drosendorf I. Der saphirinführende Gabbro von Stalke. – Verh. Geol. B.-A., **1931/2**, 79–84, Wien.
- WALDMANN, L. (1947): Bericht (1946) von Professor Dr. Leo WALDMANN über die geologischen Begehungen auf Blatt Drosendorf (4455), Westhälfte. – Verh. Geol. B.-A., **1947/1–3**, 54–56, Wien.
- WALDMANN, L. (1948): Bericht (1947) von Professor Dr. Leo WALDMANN über die geologische Aufnahme des Kartenblattes Horn (4555) und über Bereisungen des Südwestteiles des Blattes Drosendorf (4455). – Verh. Geol. B.-A., **1948/1–3**, 77–79, Wien.
- WALDMANN, L. (1951a): Das außeralpine Grundgebirge Österreichs. – In: SCHAFFER, F.X. (Hrsg.): Geologie von Österreich, 2. Aufl., 10–104, 1 Karte, Wien (Deuticke).
- WALDMANN, L. (1951b): Bericht (1948) von Professor Dr. Leo WALDMANN über die geologischen Aufnahmen im Kartenblatte Horn (4555) und über Bereisungen des Südteiles des Kartenblattes Drosendorf (4455). – Verh. Geol. B.-A., **1949/1–3**, 96–98, Wien.
- WALDMANN, L. (1952): Studien über ältere Eisensteinbaue im nördlichen Waldviertel. – Verh. Geol. B.-A., Sonderh. C, 49–55, Wien.
- WALDMANN, L., GRILL, R. & WEINHANDL, R. (1958): Führer zu geologischen Exkursionen im Waldviertel. – Verh. Geol. B.-A., Sonderheft E, 26 S., 1 Kt., Wien.
- WEBER, F. (1978): Bericht über die zur Braunkohlenprospektion im Bereich Langau/N.Ö. ausgeführten geoelektrischen Messungen. – Unveröff. Bericht, 14 S., Leoben.
- WEBER, F. & NIESNER, E. (1986): Anwendung der Induzierten Polarisation auf nichtmetallische Materialien. – Geophysik der Erdkruste, Projekt STA 60/85, Endbericht, 61 S., Leoben.
- WEBER, F. & SCHMÖLLER, R. (1981): Montangeophysikalische Untersuchungen geochemischer Anomalien im Waldviertel. – Auftragsforschung Projekt NA 17, Abschlußbericht, 8 S., Leoben.
- WEBER, L. & GÖTZINGER, M. A. (1997): Graphitbezirk Bunte Serie. – In: WEBER, L. (Hrsg.): Handbuch der Lagerstätten der Erze, Industriemineralien und Energierohstoffe Österreichs, Archiv Lagerstättenforschung Geol. B.-A., **19**, 231, Wien.
- WEBER, L. & WEISS, A. (1983): Bergbaugeschichte und Geologie der österreichischen Braunkohlenvorkommen. – Archiv Lagerstättenforschung Geol. B.-A., **4**, 1–317, 110 Abb., 174 Tab., Wien.
- WEISS, A. (1987): Zur Geschichte der niederösterreichischen Grafitbergbaue. – In: KUSTERING, A. (Hrsg.): Bergbau in Niederösterreich. – Studien und Forschungen Niederösterr. Inst. f. Landeskunde, **10**, 389–407, 7 Abb., 2 Beil., Wien.
- WENDT, J.I., KRÖNER, A., FIALA, J. & TODT, W. (1994): U-Pb zircon and Sm-Nd dating of Moldanubian HP-HT granulites from South Bohemia, Czech Republic. – J. Geol. Soc. London, **151**, 83–90, London.
- WESTERLUND, E. (1995): Großgemeinde Geras. Überarbeitung und Neuordnung des Konzeptes der zentralen Wasserversorgung der Großgemeinde Geras. – Unveröffentl. Bericht, 10 S., 6 Beil., Kreutthal.
- WIEDEN, P. (1959): Der Kaolin von Mallersbach (Niederösterreich). – Ber. Dt. Keram. Ges., **36/10**, 463–466, 5 Abb., 1 Tab., Bad Honnef.
- WIEDEN, P. (1961): Die Kaolinaufbereitung in Mallersbach (N.-Ö.). – Montan-Rdsch., **9**, Sonderheft Steine und Erden, 170–173, 5 Abb., 2 Tab., Wien.
- WIEDEN, P. (1964): Exkursion II/4: Kaolinlagerstätte Mallersbach. Die Kaolinlagerstätten im Raum Mallersbach (N.-Ö.) – Znam (CSSR). – Mitt. Geol. Ges. Wien, **57(1964)/1**, 169–179, 3 Abb., Wien.
- WIEDEN, P. (1968): Der Kaolin von Mallersbach. – Österr. Keramische Rundschau, **11/12** (1968), 4 S., 6 Abb., Wien.
- WIEDEN, P. (1970): Neue Wege der Trockenaufbereitung von Kaolin der Lagerstätten Mallersbach und Nieder-Fladnitz (NÖ.). – Montan-Rdsch., **18/5**, 121–126, 3 Abb., 1 Tab., Wien.
- WIEDEN, P. (1976): Interessanter Tonmineralfund in der Kaolinlagerstätte Mallersbach, N.Ö. – Mitt. Österr. Min. Ges., **125**, 11–12, Wien.
- WIEDEN, P. (1978): Genese und Alter der österreichischen Kaolinlagerstätten. – Schriftenreihe geol. Wiss., **11(1978)**, 335–342, 1 Abb., Berlin.
- WIEDEN, P. (1980): Genese und Alter der österreichischen Kaolinlagerstätten. – Mitt. Österr. Min. Ges., **127** (1979/1980), 16–19, Wien.

- WIMMER-FREY, I. (1999): Mineralogische und granulometrische Untersuchungen an tertiären Sedimenten in den Bezirken Horn und Hollabrunn. – In: ROETZEL, R. (Hrsg.): Arbeitstagung Geol. B.-A. 1999, Retz-Hollabrunn, 3.–7. Mai 1999, 60–70, 2 Abb., Wien.
- ZAPFE, H. (1953): Zur Altersfrage der Braunkohle von Langau bei Geras in Niederösterreich. – Berg. hüttenmänn. Mh., **98**/1, 12–16, 2 Abb., Wien.
- ZARRABI, A. (1972): Zur Geologie der Moravischen Zone im Thayatal zwischen Schloss Karlslust und Hardegg (Niederösterreich). – Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 168 S., 48 Abb., 14 Fig., 8 Beil., Wien.
- ZIRKL, E.J. (1961): Vorläufiger Bericht über die mineralogischen Untersuchungen einiger Graphitvorkommen aus dem niederösterreichischen Waldviertel. – Verh. Geol. B.-A., **1961**/1, 99–101, Wien.
- ZEPHAROVICH, V. Ritter v. (1859): Mineralogisches Lexicon für das Kaiserthum Österreich. – 1, Bd. XXX + 627 S., Wien (Braumüller).
- ZYCH, D. & MEURERS, B. (2001): Das Schwerefeld der niederösterreichischen Molasse. – In: KRÖLL, A., MEURERS, B., OBERLERCHER, G., SEIBERL, W., SLAPANSKY, P., WESSELY, G. & ZYCH, D.: Erläuterungen zu den Karten über die Molassebasis Niederösterreichs und der angrenzenden Gebiete, 11–17, Wien (Geol. B.-A.).