

GEOLOGIE IM FLUSS

Erläuterungen
zur Geologischen Karte
der Nationalparks Thayatal und Podyjí

Reinhard ROETZEL

Mit Beiträgen von
Gerhard FUCHS, Pavel HAVLÍČEK, Christian ÜBL & Thomas WRBKA



Wien 2005

Geologische Zeittafel
mit wichtigen geologischen Ereignissen
in der Umgebung der Nationalparks Thayatal und Podyji

Millionen Jahre	Geologische Zeiteinheiten				Geologische Ereignisse in der Umgebung der Nationalparks Thayatal und Podyji	
	Ära	Periode	Epoche	Stufe		
1,81	KÄNOZOIKUM ERDNEUZEIT	NEOGEN	HOLOZÄN	PANNONIUM SARMATIUM BADENIUM KARPATIUM OTTNANGIUM EGGENBURGIUM	Wechsel von Kalt- und Warmzeiten Ablagerung von Löss und Paläobodenbildung	Eintiefung der Thaya
			PLIOZÄN			
23			PALÄOGEN		MIOZÄN	tropisches Klima, Granitverwitterung (Wollsackbildung)
					OLIGOZÄN	
	EOZÄN					
65	MESOZOIKUM ERDMITTELALTER	KREIDE	PALEOZÄN	Variszische Gebirgsbildung	Abtragung des variszischen Gebirges	
142						JURA
206						TRIAS
248						PERM
290	PALÄOZOIKUM ERDALTERUM	KARBON	KAMBRIUM	Thaya-Granit (550 - 600 Mill. Jahre) Cadomische Gebirgsbildung Ablagerung vorcadomischer Sedimente Älteste Zirkone (2,5 Milliarden Jahre)		
354		DEVON				
417		SILUR				
443		ORDOVIZIUM				
495		KAMBRIUM				
545	ARCHAIKUM PROTEROZOIKUM					
4.600						

ISBN 3-85316-25-5

Alle Rechte für In- und Ausland vorbehalten.
Medieninhaber und Verleger: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, A 1030 Wien.
www.geologie.ac.at
Für die Redaktion verantwortlich: Dr. Reinhard Roetzel, Dr. Albert Daurer.
Verlagsort: Wien.
Herstellungsort: Horn.
Satz, Gestaltung und Druckvorbereitung: Geologische Bundesanstalt.
Druck: Ferdinand Berger & Söhne.

Inhalt

Zusammenfassung	4
Abstrakt	8
Summary	11
Der Weg durch das Tal – Eine Einleitung	16
Eine Karte entsteht	16
Die Böhmisches Masse – Österreichs ältestes Gebirge	17
Unvorstellbare Zeiträume	18
Der lange Weg – Vom Südpol zum Äquator	18
Das Gebirge am Äquator	18
Moravikum und Moldanubikum – Zwei tektonische Großeinheiten	20
Eine komplexe Geschichte	20
Hohe Drücke und Temperaturen	20
Ein bunter Wechsel von Gesteinen	20
Alte Zeugen	21
Die Abtragung beginnt	22
Zwischen Nordsee und Tethys	22
Tropisches Klima und Verwitterung	23
Die Paratethys – Ein neues Meer am Rand der Böhmisches Masse	24
Eggenburg – und Hardegg – am Meer	25
Ein Stein prägt die Landschaft	27
Das tiefe Meer im Osten	28
Flussmündung und Braunkohlewald	28
Vulkanischer Aschenregen	29
Das Kommen und Gehen der Meere	30
Eine Flusslandschaft entsteht	31
Die Geburt der Thaya	32
Vollkommene Mäander	33
Blockfelder, Felstürme und Eishöhlen	34
Eisige Staubstürme über der Tundra	35
Eine neue Warmzeit	36
Gesteinsbeschreibung	38
Kristalline Gesteine	38
Moravikum	38
Thaya-Batholith	38
Therasburg-Gruppe (Lukov-Gruppe – unterer Teil)	39
Weitersfelder Stängelgneis	41
Pernegg-Gruppe (Lukov-Gruppe – oberer Teil)	42
Bittesch-Einheit	45
Moldanubikum	48
Drosendorf-Einheit (Vranov-Gruppe)	49
Gföhl-Einheit (Šafov-Gruppe)	49
Ganggesteine	50
Paläozoische Ablagerungen	51
Neogene Ablagerungen	51
Burgschleinitz-Formation	51
Retz-Formation	53
Zellerndorf-Formation	54
Weitersfeld-Formation	56
Langau-Formation	56
Riegersburg-Formation	59
Theras-Formation	59
Brennholz-Formation	60
Laa-Formation	60
Grund-Formation	60
Pliozäne, fluviatile Kiese	61
Pleistozäne und holozäne Ablagerungen	61
Eine reiche Pflanzenwelt – Abbild der Geologie	69
Exkursionspunkte	71
Exkursionspunkt 1 – Vranov nad Dyjí (Frain) – Staumauer	71
Exkursionspunkt 2 – Hamry (Hammer)	71
Exkursionspunkt 3 – Ledové sluje (Eisleiten)	71
Exkursionspunkt 4 – Čížov	73
Exkursionspunkt 5 – Nový Hrádek (Neuhäusl)	73
Exkursionspunkt 6 – Devět mlýnů (Neun Mühlen)	74
Exkursionspunkt 7 – Mašovice (Großmaispitz)	74
Exkursionspunkt 8 – Sealsfieldův kámen (Sealsfieldstein)	74
Exkursionspunkt 9 – Reginafelsen und Maxplateau	74
Exkursionspunkt 10 – Hardegg – Johannesfelsen	75
Exkursionspunkt 11 – Einsiedlerfelsen	76
Exkursionspunkt 12 – Schwarzwald und Umlaufberg	77
Geologische Naturdenkmale	78
Naturdenkmal 1: Heiliger Stein – Mitterretzbach	79
Naturdenkmal 2: Heidenstein – Hofern (Hardegger Berg)	79
Naturdenkmal 3: Eierstein – Retz (Parapluieberg)	80
Naturdenkmal 4: Hangenstein – Oberhalb	80
Bohrungen	80
Literatur	86
Weiterführende Literatur und Karten	90
Adressen und Links	91
Bildnachweis	92
Adressen der Autoren	92

Zusammenfassung

Die Nationalparks Thayatal und Podyjí liegen im Bereich des Südostrandes der Böhmisches Masse. Die südöstliche Böhmisches Masse wird in zwei tektonische Großeinheiten, das östliche, strukturell tiefer gelegene Moravikum und das westliche, tektonisch höhere Moldanubikum, gegliedert. Diese beiden tektonischen Einheiten haben eine lange und komplexe geologische Entwicklungsgeschichte, die anfänglich wahrscheinlich unabhängig und in großer Entfernung voneinander verlief. Im Moravikum, in dem auch die Nationalparks Thayatal und Podyjí liegen, finden sich unter anderem Gesteine, die ihren Ursprung in der Erdfrühzeit (Proterozoikum), also vor mehr als 600 Millionen Jahren vor heute haben.

Am Ende der Erdfrühzeit (oberes Proterozoikum), rund 600 Millionen Jahre vor heute, wurden diese ältesten, vorwiegend als Ablagerungsgesteine (Sedimente) in Ozeanen gebildeten Gesteinsserien in die cadomische Gebirgsbildung einbezogen und dabei zum Teil zu Umwandlungsgesteinen (Metamorphite) umgeformt. Dies geschah am Nordrand des ehemaligen Großkontinents Gondwana, im Bereich des Südpols, wo zu dieser Zeit ein lang gestrecktes Küstengebirge entstand. Während dieser cadomischen Gebirgsbildungsphase drangen aus der Tiefe große Mengen silikatischer Gesteinsschmelzen in die Erdkruste, die in vielen Kilometern Tiefe zu granitoiden Gesteinen (Tiefengesteine: Plutonite) erstarrten und heute u.a. in Form des Thaya-Batholiths erhalten sind.

Im Laufe des unteren Erdaltertums (Altpaläozoikum: Ordovizium-Silur), rund 495–417 Millionen Jahre vor heute, zerfiel das cadomische Gebirge in Kontinentalfragmente, welche sich von Gondwana ablösten und als Mikroplatten (Inselketten) über den Rheischen Ozean nach Norden drifteten. Moldanubikum und Moravikum waren dabei Teile verschiedener, ursprünglich weit voneinander entfernter Mikroplatten. Im mittleren und oberen Erdaltertum (Devon-unteres Karbon), rund 417–310 Millionen Jahre vor heute, führte die Kollision dieser Mikroplatten und von Gondwana mit dem nördlichen Kontinent Laurussia (Baltika und Laurentia) zur Bildung des variszischen Gebirges und zur Entstehung der Böhmisches Masse. Durch Subduktion und Deckentektonik wurden damals viele Gesteine einer Regionalmetamorphose (Umkristallisation unter hohen Drücken und Temperaturen) unterworfen. In einer Spätphase der variszischen Gebirgsbildung wurde die moldanubische Einheit auf flachen Bewegungsbahnen auf das Moravikum aufgeschoben. Weiters drangen aus der Tiefe neue Magmen in das Gebirge ein, wie z.B. die variszischen Granite des Mühl- und Waldviertels sowie Ganggesteine.

Während die Gesteine des Moldanubikums einen durchgehend hohen variszischen Metamorphosegrad zeigen (hohe Drücke und Temperaturen i.a. $> 700\text{ °C}$), lassen die Mineralzusammensetzungen der Gesteine des Moravikums deutlich niedrigere Metamorphosebedingungen erkennen ($< 600\text{ °C}$; oft $< 500\text{ °C}$, vor allem gegen Osten). Dies lässt vermuten, dass die Gesteine des Moldanubikums zunächst in weit tieferen Stockwerken der Erdkruste versenkt waren und dort aufgeheizt wurden, bevor sie als heißes Deckenpaket auf das Moravikum geschoben wurden und dort eine Metamorphose induzierten.

Von den meisten österreichischen Geologen wird die Westgrenze des Moravikums mit der Obergrenze des Bittescher Gneises gleichgesetzt und als Moldanubische Überschiebungsfäche betrachtet. Tschechische Geologen zählen dagegen die im Hangenden des Bittescher Gneises folgende Vranov-Šafov-Einheit auch zum Moravikum und interpretieren diese als „Altes Dach“, in das die granitischen

Gesteine des Bittescher Gneises eindringen. Sie unterscheiden dabei die unmittelbar über dem Bittescher Gneis folgende Paragneis-reiche Vranov-Gruppe von der westlich bzw. nördlich anschließenden Šafov-Gruppe, überwiegend mit Zweiglimmerschiefer. In dieser Karte werden die über dem Bittescher Gneis liegenden Einheiten dem Moldanubikum zugerechnet, wobei die Vranov-Gruppe der Drosendorf-Einheit entspricht und die Šafov-Gruppe Teil der Gföhl-Einheit ist.

Das tief eingeschnittene Thayatal zeigt in einmaliger Weise einen Querschnitt durch die moravischen Gesteine. Sie fallen in diesem Bereich generell gegen Westen bis Nordwesten ein, sodass die Gesteine im Osten als strukturell tiefste Einheiten gegen Westen von strukturell höheren Einheiten überlagert werden.

Die tiefste strukturelle Einheit des Moravikums ist der überwiegend aus granitischen Gesteinen aufgebaute plutonische Komplex (Tiefengesteine) des Thaya-Batholiths (Thaya-Pluton). Im Bereich der Nationalparks besteht dieser Komplex aus Biotit- bis Zweiglimmergraniten (73), deren Schieferung gegen Westen zunimmt und die schließlich in blastomylonitische Zweiglimmergranite (74) übergehen, sowie aus Graniten bis Granodioriten (75) südlich von Znojmo. Eine Kataklysezone (77) in den Granodioriten mit stark zerriebenen und zerbrochenen Gesteinspartien ist an die Waitzendorfer Störungzone gebunden.

Über dem Thaya-Batholith folgen im Westen jene Gesteine, die bereits vor dem Eindringen der Gesteinsschmelzen des Thaya-Batholiths als Tone, Sande, tonig-sandige Kalke und Kalke existierten (proterozoische, ozeanische Ablagerungsgesteine). Während der cadomischen Gebirgsbildung vor rund 600 Millionen Jahren erfolgte vermutlich bereits eine erste Metamorphose dieses Materials. Erst in der Spätphase der cadomischen Gebirgsbildung, vor rund 600–550 Millionen Jahren, drangen aus der Tiefe die silikatischen Gesteinsschmelzen des Thaya-Batholiths in diese metamorphen Ablagerungsgesteine ein. Diese werden in Österreich in die direkt über dem Thaya-Batholith liegende Therasburg-Gruppe und die darüber folgende Pernegg-Gruppe unterteilt. In Tschechien werden diese beiden Einheiten zur Lukov-Gruppe (unterer und oberer Teil) zusammengefasst. Im zentralen Teil des Moravikums liegt zwischen Therasburg-Gruppe und Pernegg-Gruppe, bzw. innerhalb der Lukov-Gruppe der Weitersfelder Stängelgneis, ein Granitgneis im Verband mit metamorphen Ablagerungsgesteinen.

Die Therasburg-Gruppe (unterer Teil der Lukov-Gruppe) besteht überwiegend aus Zweiglimmerschiefer (68) (ehemalige tonreiche Gesteine), in die Zehner- bis hundert Meter mächtige Züge von Quarzit (69) (ehemalige sandreiche Gesteine) und selten dünne Horizonte von Amphibolit (70) eingeschaltet sind. Im hangendsten Bereich wechseln hier Glimmerschiefer mit Zügen von intermediären Orthogneisen (67) (Biotit- und Biotit-Hornblendegneise), die als Abkömmlinge von granodioritischen bis dioritischen Gesteinen angesehen werden können. Manchmal gehen diese in Züge von Metagabbro-Metadiorit (72) über. Am Kontakt zum Thaya-Granit durchschwärmen Gänge von Granit und Aplit (71) die Glimmerschiefer, wodurch das Eindringen der Granit-schmelze in die Sedimenthülle verdeutlicht wird.

Der im zentralen Teil des Moravikums über der Therasburg-Gruppe folgende Weitersfelder Stängelgneis (66) ist ein Granitgneis (Orthogneis), in dessen Verband auch Paragneise (metamorphe Ablagerungsgesteine), wie augige Gneise (Arkosegneise), Quarzite und Glimmerschiefer vorkommen.

Darüber schließt im Westen die Pernegg-Gruppe (oberer Teil der Lukov-Gruppe) an, die sich von der tiefer liegenden Therasburg-Gruppe durch das weitgehende Fehlen von Quarziten und das gehäufte Auftreten von Marmoren (ehemalige Kalke) und Kalksilikatgneisen (ehemalige ton- und sandreiche Kalke) unterscheidet. In dieser Gruppe überwiegen z.T. Granat führende Zweiglimmerschiefer (61), in denen selten Graphitschiefer (65) und pegmatitische Gneise (64) eingeschaltet sind. Mächtige Züge von Marmoren (62) und Kalksilikatgneisen (63) sind besonders im hangenden Bereich der Pernegg-Gruppe konzentriert, treten aber auch manchmal nahe der Liegendengrenze auf. Ein sehr konstant durchstreichendes Band von Kalksilikatgesteinen ist der Fugnitzer Kalksilikatschiefer (63), der meist die hangende Lage der Pernegg-Gruppe bildet.

Als höchste strukturelle Einheit folgt über der Pernegg-Gruppe die Bittesch-Einheit mit dem Bittescher Gneis als Leitgestein. Dieser bei der variszischen Gebirgsbildung extrem deformierte Granitgneis mit typischer Augenstruktur ist ein heller Zweiglimmerorthogneis (55). Neben diesem Normaltypus treten im zentralen Teil des Bittescher Gneises schwach geschieferte Biotitorthogneise (56) auf. Besonders in den Hangendpartien des Bittescher Gneises sind Wechsellagerungen mit dünnem Amphibolit (57) und feinkörnigem Biotitparagneis (60) verbreitet. In den liegenden Abschnitten des Bittescher Gneises sind Züge von Kalksilikatgneisen (58) und Marmoren (59), aber auch Glimmerschiefer, Aplite und Pegmatite eingeschaltet. Aus dieser innigen Wechselfolge des Granitgneises mit den Paragesteinen im Grenzbe- reich von Pernegg-Gruppe und Bittesch-Einheit kann auf einen primären Intrusionskontakt zwischen den beiden Einheiten geschlossen werden.

In der moldanubischen Drosendorf-Einheit (in Tschechien: Vranov-Gruppe des Moravikums) überwiegen feinkörnige, geschieferte bis massige Biotit-Paragneise (48), die in enger Verbindung mit Zweiglimmerschiefer (49) stehen. In diese eingeschaltet findet man Quarzite, Gneisquarzite und Graphitquarzite (50), Amphibolite (51), Marmore (52), Kalksilikatgneise (53), Graphitschiefer und Graphitgneise (54).

Die über der Drosendorf-Einheit folgende moldanubische Gföhl-Einheit (in Tschechien: Šafov-Gruppe des Moravikums) besteht im Kartenbereich hauptsächlich aus eher gleichförmigen, z.T. Granat führenden Zweiglimmerschiefern (42) und feinkörnigen Biotit- bis Muskovit-Biotit-Paragneisen (41). Darin finden sich geringmächtige Einschaltungen von graphitischen Quarziten und Graphitquarziten (43), Ultramafiten (meist Serpentinite) (46) und Marmoren (47). Ein heller, Granat führender Muskovit-Biotitorthogneis (39) bei der Staumauer von Vranov nad Dyjí wird mit dem Gföhler Gneis gleichgesetzt. Ebenfalls am Kontakt zwischen Drosendorf- und Gföhl-Einheit treten bei Lančov helle Biotitorthogneise (40) auf. Im Gegensatz zu den Amphiboliten der Drosendorf-Einheit sind die Amphibolite (44) der Gföhl-Einheit meist granatfrei. Nordöstlich von Vranov nad Dyjí treten in Verbindung mit Gföhler Gneis und Ultramafiten hell-dunkel gebänderte Rehberger Amphibolite (45) auf.

Innerhalb vieler Gesteinseinheiten treten oft quer zum regionalen Streichen später eingedrungene Ganggesteine, wie z.B. Gangquarze (78), Aplite (79), Pegmatite (80) und Lamprophyre (81) auf.

Kristalline Gesteine, die durch die Verwitterung undifferenzierbar wurden und daher nicht eindeutig einer lithologischen Einheit zugeordnet werden konnten, wurden ebenso wie der Kaolin von Mallersbach als stark verwittertes und vergrustes, z.T. kaolinitisiertes Kristallin (76) ausgeschieden.

Noch vor der variszischen Gebirgsbildung wurde die Böhmi- sche Masse im mittleren Erdaltertum (Devon), ca. 417–354 Millionen Jahre vor heute, von Norden her von einem

seichten Meer überflutet. Davon zeugen im Mährischen Karst, am Rand des Brünner Batholiths, kontinentale, wahr- scheinlich fluviatile Konglomerate und Sandsteine als Ab- tragungsprodukte der angrenzenden Granitoide, die von mächtigen, seichtmarinen Kalken überlagert werden. Ein kleines Vorkommen eines devonischen Konglomerates (38) findet sich auf der geologischen Karte nordöstlich Únanov, nördlich von Znojmo. Die darüber folgenden Schiefer, Grauwacken und Konglomerate aus dem oberen Erdalter- tum (unteres Karbon: Kulm; ca. 350–330 Millionen Jahre vor heute) weisen mit ihrem flyschartigen Charakter bereits auf die im Hinterland stattfindende variszische Gebirgsbildung hin.

Als Folge der variszischen Gebirgsbildung wurden weite Teile des späteren Europas zu Festland. Mit dem Ausklin- gen der Gebirgsbildung vor ca. 330 Millionen Jahren zog sich das Meer auch von der Böhmisches Masse zurück. Gleichzeitig damit begann die Abtragung des Gebirges. Überwiegend terrestrische und limnische Reste dieser ers- ten Abtragsphase im oberen Erdaltertum, aus dem obern Karbon und Perm, rund 330–248 Millionen Jahre vor heute, blieben in tektonischen Grabenstrukturen, wie z.B. in der Furche von Boskovice oder im Bereich von Zöbing er- halten. Im Bereich des Thayatales treten diese Gesteine nicht auf.

Während des gesamten Erdmittelalters (Mesozoikum: 248– 65 Millionen Jahre vor heute) setzte sich die langsame He- bung der Böhmisches Masse fort; gleichzeitig ging die Ab- tragung weiter. Mit Ausnahme von kurzzeitiger Süßwasser- sedimentation in der unteren Trias und der unteren Ober- kreide und relativ kurzen, marinen Überflutungen im Jura und der mittleren Oberkreide war die Böhmisches Masse jedoch während des Großteils des Erdmittelalters und auch im älteren Abschnitt der Erdneuzeit (Känozoikum: Paläo- gen), also durch rund 225 Millionen Jahre, Festland. Es ist anzunehmen, dass bis zur Oberkreide das ehemalige varis- zische Gebirge weitgehend zu einer flachwelligen Hügel- landschaft eingeebnet und bis zu seinem innersten kristalli- nen Kern abgetragen war. Diese Einebnung setzte sich im Paläogen weiter fort.

Für die Bildung der heute noch sichtbaren Oberflächenfor- men der Böhmisches Masse war die Klimaentwicklung im mittleren Paläogen (Eozän; ca. 56–34 Millionen Jahre vor heute) von großer Bedeutung. In dieser Zeit herrschten in diesem Raum tropische Klimabedingungen, sodass die Böhmisches Masse einer tief greifenden, tropischen Verwitte- rung ausgesetzt war. Während dieser tropischen Klima- phase wurden mächtige Verwitterungsdecken gebildet, wobei Roterde (Laterit) und Porzellanerde (Kaolin) entstan- den. Als Erosionsreste dieser Verwitterungsdecke blieben Kaolinite im Raum von Mallersbach und bei Únanov nördlich von Znojmo erhalten, die an Ort und Stelle durch Verwitte- rung des Bittescher Gneises, bzw. des Thaya-Granites entstanden. Die Kaolinsande von Niederfladnitz, die zur Langau-Formation gerechnet werden, wurden dagegen wahrscheinlich erst im Untermiozän (Ottungium) durch Abtragung und Umlagerung der paläogenen, kaolinitischen Verwitterungsdecke gebildet.

Neben der intensiven flächigen Vergrusung der kristallinen Gesteine führte die tropische Verwitterung besonders bei den granitischen Gesteinen zur so genannten "Wollsack- verwitterung". Dabei wurde der Kornverband in den Gestei- nen unter der Bodenoberfläche durch eindringendes Boden- und Grundwasser zuerst entlang von Klüften und Rissen aufgelöst, sodass nur noch ein kugelförmiger oder ellipsoida- ler, fester Granitkern mitten im Grus zurückblieb. Durch die spätere Ausräumung der gelockerten Gesteinsbereiche im Laufe der Erdneuzeit wurden die gerundeten Blöcke, die so genannten Wollsäcke, freigelegt. Dadurch entstanden die oft

sagenumwobenen Granitblöcke, Blockgruppen, Felsburgen oder Wackelsteine in den Granitgebieten des Wald- und Mühlviertels und Südböhmens, aber auch in der Umgebung des Thayatales.

Mit der Heraushebung der Alpen aus dem Tethysmeer bildete sich ab dem mittleren Paläogen (Eozän) ein Meeresbecken zwischen den Alpen und der Böhmisches Masse, das als Paratethys bezeichnet wird. In diese Alpin-Karpatische Vortiefe (Molassezone) gelangte vor allem der Abtragungsschutt von den Alpen im Süden aber auch von der nördlich anschließenden Böhmisches Masse. Im Laufe des oberen Paläogens (Oligozän; ca. 34–23 Millionen Jahre vor heute) und vor allem des jüngeren Abschnittes der Erdneuzeit (Neogen) war der südliche und östliche Rand der Böhmisches Masse von mehreren Meeresüberflutungen betroffen.

In der Nähe der Nationalparks Thayatal und Podyji blieben vor allem aus dem unteren Untermiozän (Eggenburgium-Ottnangium), ca. 21–17,2 Millionen Jahre vor heute, fossilreiche Meeresablagerungen erhalten. Diese sind heute in vielfältiger Ausbildung und mit reicher Fossilführung besonders im weiteren Raum von Horn, Eggenburg und Retz aufgeschlossen. Durch das Vordringen des Meeres (Transgression) in eine Landschaft mit ausgeprägtem Relief entstanden lokal sehr unterschiedliche und rasch wechselnde Ablagerungsbereiche. So gab es gleichzeitig eng nebeneinander Flussmündungen mit Braunkohlesümpfen und seichte, schlammige Meeresbereiche mit Süßwasserzufluss, in denen Austernbänke wuchsen. Es bildeten sich aber auch stille, geschützte Strände, kleine Meeresbuchten und Küstenabschnitte mit tosender Brandung.

In diesen seichtmarinen, küstennahen Bereichen erfolgte die Ablagerung der z.T. geröllführenden und fossilführenden Fein-, Mittel- und Grobsande (37) der Burgschleinitz-Formation. Diese gehen an der Basis und in der Nähe von Kristallinauftragungen in gut gerundete, sandige Fein- bis Grobkiese (36) mit Granitgeröllen über. Die vor allem im Raum von Eggenburg und Pulkau verbreiteten Kalksandsteine der Zogelsdorf-Formation werden nordöstlich von Pulkau 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 (35). Auch in diesen Sanden schalten sich in Kristallinnähe sandige Fein- bis Grobkiese mit Granitgeröllen (34) ein.

18–17,2 Millionen Jahre vor heute war der Meeresspiegel so weit angestiegen und das Meer so weit nach Westen vorgezogen, 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 verzahnend, die feinkörnigen, tonigen Beckensedimente der Zellerndorf-Formation abgelagert. Es sind dies meist kalkfreie Tone und Silte, manchmal mit dünnen Feinsandlagen, Pflanzenhäcksel und Fischschuppen (31). In manchen Bereichen, wie z.B. nordöstlich von Retz, ist aus der Retz-Formation ein sehr sandreicher Übergang in die Pelite der Zellerndorf-Formation mit z.T. kalkigen Silten bis Feinsanden (32) zu erkennen. Lokal kann eine sehr dünne, wahrscheinlich pleistozäne bis holozäne Streu aus Kristallinschutt und einzelnen Kristallinbruchstücken (33) auf den miozänen Tönen auftreten.

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 meist kalkfreie, smektitreiche, sehr feinkörnige Tone der Weitersfeld-Formation (28).

Im basalen Teil treten häufig Silte bis siltige Feinsande (30), oft mit großen Mengen von Schwammnadeln auf. Einschaltungen von Diatomit (29) 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, 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 Trichtermündung eines kleinen Flusses in meeresnahen Senken Moore und Sumpfwälder, wo Braunkohle gebildet wurde. Auf der Hochfläche beiderseits des Thayatales findet man an der Oberfläche hauptsächlich sandige bis kiesige und kaolinreiche Silte bis Tone (27), untergeordnet treten aber auch Kiese und stark siltig-tonige Fein- bis Grobsande (26) auf. Kohle, wie in den Becken von Langau und Riegersburg kommt hier nicht vor. Horizonte aus smektitreichen Tönen belegen rhyolith-tuffitische Einschaltungen, die vermutlich mit der intensiven vulkanischen Tätigkeit in den Vulkangebieten in Nordungarn und der Westslowakei im Ottnangium zusammenhängen.

Der Höchststand des Meeresvorstoßes wurde im Ottnangium mit den Ablagerungen der Riegersburg-Formation erreicht. Die sehr hellglimmerreichen Feinsande bis Silte (25), 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 Ottnangium, vor rund 17,3 Millionen Jahren vor heute, begann sich das Meer wiederum von der östlichen Böhmisches Masse zurückzuziehen. Zeugen des marinen Hochstandes und der anschließenden Rückzugsphase (Regression) sind wahrscheinlich die schlecht sortierten, rotbraunen bis gelbbraunen, siltig-sandigen Quarzkiese, Sande und Silte der Theras-Formation (24) im Gebiet von Niederfladnitz, Weitersfeld und Theras, die dort auf einer Erosionsfläche über den älteren Meeresablagerungen liegen. Da in diesen Sedimenten bisher keine Fossilreste gefunden werden konnten, ist die Alterseinstufung jedoch nicht genau belegbar. Es besteht auch die Möglichkeit, dass diese Grobsedimente jünger sind und aus der Zeitstufe des Karpatiums oder sogar des unteren Badeniums stammen.

Ebenso zeitlich nicht eindeutig einstuftbar ist die Bildung der Brennholz-Formation, eines grobklastischen Quarz- und Quarzitschuttes in rotbrauner, siltig-sandiger Matrix (23) im Raum von Pleißing. Darin sind bereits wieder Komponenten der Theras-Formation aufgearbeitet und resedimentiert. Sie stehen daher entweder mit dem marinen Hochstand und der darauf folgenden Rückzugsphase im oberen Ottnangium in Zusammenhang oder sind noch jünger.

Auch im oberen Untermiozän (Karpatium) und im unteren Mittelmiozän (Badenium), vor ca. 17–15 Millionen Jahren, überfluteten seichte Meere den Rand der Böhmisches Masse oder drangen zeitweise sogar weit nach Westen ins Landesinnere vor. Ablagerungen dieser Meeresüberflutungen blieben in der Nähe der Nationalparks jedoch nur in geringem Umfang vor der Abtragung verschont.

Ablagerungen der Laa-Formation (Karpatium) sind meist kalkige Tone bis Silte und glimmerreiche Feinsande (22), die oft mit quarzreichen sandigen Kiesen (21) wechsellagern.

Die sehr ähnlichen, über der Laa-Formation folgenden Sedimente der Grund-Formation (unteres Badenium) bestehen überwiegend aus kalkigen, z.T. feinsandigen Silten und Tönen mit glimmerreichen Fein- bis Mittelsandlagen (20).

Untergeordnet treten geringmächtige Einschaltungen von polymikten, fossilführenden, quarzreichen Kiesen (19) auf. Nach dem Rückzug des Meeres gegen Osten entstanden im oberen Miozän, vor rund 11–5 Millionen Jahren, am Rand der Böhmisches Masse Flussssysteme, die oft in weiten Mäandern auf den, im Laufe des Erdmittelalters und der Erdneuzeit geschaffenen Verebnungsflächen flossen. Im Pliozän und zu Beginn des Pleistozäns, vor ca. 5–1,5 Millionen Jahren, 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 des Flusslaufes schnitten sich die Täler am Rand der Böhmisches Masse tief in die miozänen Ablagerungen und den kristallinen Untergrund, wodurch auch die eindrucksvollen, 120–230 m tiefen Talmäander und Biegungen der Thaya entstanden. Der Verlauf des Flusses blieb so weitgehend seit dem oberen Miozän erhalten und nur wenige abgeschnittene Mäander lassen geringfügige Richtungsänderungen seit dieser Zeit erkennen. Entlang des Thaya Tales blieben nur wenige Schotterreste in verschiedenen Höhen erhalten, die die langsame Eintiefung des Flusses im Laufe der Zeit bezeugen.

Die ältesten und höchsten sandigen Kiese liegen rund 110–135 m über der heutigen Thaya (18) in ungefähr 360–400 m Seehöhe. Die Kiese belegen einen alten Flusslauf auf der Hochfläche, im Nahbereich des heutigen Thaya Tales, in der Anfangsphase der Eintiefung des Flusses. Sie sind aufgrund der Höhe sicher ins Pliozän zu stellen.

Sandige, z.T. lehmige, fluviatile Kiese aus dem Unterpleistozän mit der Basis 75–90 m über dem Flussniveau (17) blieben im Thaya Tal nur am Šobes erhalten, sind aber westlich, südlich und östlich von Znojmo großflächig verbreitet.

Die meisten Reste fluviatiler Terrassenschotter liegen in den Nationalparks Thaya Tal und Podyjí mit der Basis zwischen 12 und 50 m über dem Flussniveau (16). Diese mittelpleistozänen Terrassenschotter treten auch in der unmittelbaren Umgebung von Znojmo auf.

Oberpleistozäne Terrassenschotter mit der Basis 8–10 m über dem Flussniveau (15) findet man nur im Fugnitztal, in der Flur „See“. Vereinzelt liegen an den Nebenbächen der Thaya sandige Kiese, die nicht einem bestimmten Niveau zugeordnet werden können und als Terrassenschotter i.A. (14) ins Pleistozän gestellt werden.

Während des Pleistozäns, im Laufe der letzten 1,8 Millionen Jahre, wurden die Gesteine an den Flanken des Thaya Tales 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 Thaya Tales, in geringem Ausmaß auch im Tal selbst, Löss (13) 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 Löss im Bereich der Nationalparks Thaya Tal und Podyjí wurden meist aus den benachbarten miozänen Ablagerungen und den periglazialen Verwitterungsdecken der kristallinen Gesteine der Böhmisches Masse ausgeblasen. Heute bilden Löss vielfach den Untergrund für hervorragende 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. Sie sind ebenso wie die Staublehne, die vermutlich durch Auswehung aus oberflächlich schon entkalktem Löss entstanden, gemeinsam mit dem Löss auf der Karte ausgeschieden.

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. Diese Paläoböden, die in den Nationalparks und deren näherer Umgebung innerhalb der Löss jedoch nur an wenigen Stellen erhalten blieben, haben große Bedeutung für die zeitliche Rekonstruktion der Talentwicklung.

Durch periodische Aufwehung von Löss auf Fließerdern entstanden im Pleistozän lokal deluvio-äolische Ablagerungen (12). Es sind dies Wechsellagerungen von solifluidalen Silten und Tonen mit äolischen, siltigen bis siltig-sandigen Sedimenten.

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 (10). Deluviale Ablagerungen in Kristallinnähe oder in der Nähe von Kiesablagerungen (11) führen vermehrt Kristallinbruchstücke oder Kiesanteile und gehen in Kristallinnähe in Kristallinschutt über.

Schutt (Kristallinschutt, Blockschutt) (9) tritt vor allem im Thaya Tal in Schutt- und Blockfeldern sowie Blockströmen unterhalb von steilen Felswänden und Felstürmen auf. Diese bildeten sich vor allem im Pleistozän durch Felsentlastung und Frostsprengung und wurden im Holozän weiter durch gravitative Prozesse gestaltet.

Mit dem Beginn des Holozäns vor ca. 10.000 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 in den Nationalparks mehrere Erosionsstufen in der Talau der Thaya und des Fugnitzbaches wider. Nur selten blieb die höchste Stufe dieser höheren Fluren der fluviatilen Ablagerungen mit der Oberkante 5–7 m über dem Flussniveau (5) erhalten. Sehr häufig ist dagegen eine Flur mit der Oberkante 3–4 m über dem Flussniveau (4) auf den z.T. noch heute genutzten Wiesen ausgebildet. Die Flur mit der Oberkante 2–3 m über dem Flussniveau (3) ist oft an den Gleithängen der Mäander entwickelt, bildet aber manchmal nur einen schmalen Saum entlang der Thaya. Die tiefste, rezente Stufe liegt nur ca. 0,5–1 m über dem Niveau des heutigen Normalwasserspiegels und wurde auf der Karte den rezenten, fluviatilen und deluvio-fluviatilen Ablagerungen (2) hinzugefügt. Letztere 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 abgospülte und in den Seitenbächen und Gräben abgetragene Material wird an deren Mündungen bis heute oft in kleinen Schwemmfächern (8) aufgeschüttet. Rutschmassen und Rutschungen (7) sind im Bereich des Thaya Tales und dessen Umgebung dagegen äußerst selten. Besonders zu erwähnen sind jedoch die durch Felsentlastung aber auch Blockgleitungen und andere Massenbewegungen gebildeten, außergewöhnlichen Klufthöhlen im Bereich von Ledové sluje (Eisleiten).

Bedingt durch die weiträumige Drainagierung feuchter Wiesen in den letzten Jahrzehnten ist die Anzahl von Vernässungen und Anmooren (6) drastisch reduziert worden.

Großflächig ausgebildete Vernässungen sind daher fast nur mehr auf der Hochfläche in Waldgebieten des Thaya-Granites und des Bittescher Gneises zu finden.

Die geologischen Veränderungen dauern bis in unsere Gegenwart an und in manchen Fällen beeinflusst auch hier der Mensch die geologischen Prozesse. Anthropogene Ablagerungen (1) als Anschüttungen, Halden, Dämme und

Deponien treten meist nur kleinräumig außerhalb der Nationalparks auf. In den Nationalparks hat dagegen die vom Kraftwerk oberhalb Vranov nad Dyjí zweimal täglich ausgehende Flutwelle nicht nur enorme Auswirkungen auf die Fischfauna, sondern reduziert auch die Wassertemperatur und erhöht deutlich die Sohlerosion.

Abstrakt

Národní parky Thayatal a Podyjí se nacházejí na jihovýchodním okraji Českého masivu. Jihovýchodní část Českého masivu se rozděluje na dvě velké tektonické jednotky, na východní, strukturně hlouběji položenou jednotku moravikum a na západní, tektonicky vyšší moldanubikum. Obě tyto tektonické jednotky mají dlouhou, složitou a zpočátku asi regionálně vzájemně vzdálenou nezávislou geologickou historii. V moraviku, kde se nacházejí též Národní parky Thayatal a Podyjí, je možno nalézt horniny, jejichž původ spadá až do archaika a proterozoika a jsou tedy více než 600 milionů let staré. V moldanubiku se tak staré horniny nezachovaly.

Na konci proterozoika, přibližně před 600 miliony lety, byly původně tyto nejstarší, převážně sedimentární horniny vzniklé v oceánu, zasaženy kadomskými horotvornými pochody. Tyto sedimenty vznikly snad na severním okraji prostaré pevniny zvané Gondwana blízko jižního pólu a byly součástí pobřežního pásemného pohoří. Byly postiženy vysokým tlakem a teplotou a staly se z nich přeměněné horniny (metamorphy). Během kadomské horotvorné fáze pronikly do zemské kůry horninové taveniny bohaté křemičitany, které utuhly v hloubkách čítajících mnoho kilometrů na granitové horniny (hlubinné horniny: plutonity). Dnes jsou zčásti zachovány například v dyjském masivu.

Během starších prvohor (spodní paleozoikum: ordovik-silur), zhruba před 495–417 miliony lety, se rozpadlo toto kadomské pohoří v úlomky kontinentů. Ty jako mikrodeseky (řetězce pohoří) putovaly přes Rheischský oceán k severu. Moldanubikum a moravikum byly pravděpodobně součástí na sobě nezávislých a od sebe vzdálených mikrodesek. Ve středních a svrchních prvohorách (devon-spodní karbon), přibližně před 417–310 miliony lety, zapříčinila srážka těchto mikrodesek a Gondwany se severní pevninou zvanou Laurussia (Baltika a Laurentia) vznik variského pohoří a vzniku Českého masivu. Při subdukcii a deskové tektonice podlehly hlubinné horniny regionální metamorfoze (rekristalizace proběhla při velkých tlacích a teplotách) a byly pozměněny. V pozdní fázi variského horotvorného pochodu bylo moldanubikum nasunuto na moravikum a to pod plochými násunovými plochami. Závěrem proniklo z hloubky do jeho hornin nové magma, které např. tvoří variské granity v oblasti Mühlviertelu a Waldviertelu zčásti jako žilné horniny. Zatímco horniny moldanubika vykazují vysoký stupeň variské metamorfozy (vysoké tlaky a teploty > 700°C), vykazují minerální složení hornin moravika zřetelně nižší stupeň metamorfozy (< 600°C, často < 500°C převážně na východě). Z toho lze usoudit, že horniny moldanubika nejdříve byly pokleslé do hlubšího zemského patra, zde se silně zahřály a jako horká horninová deska se nasunuly na moravikum; při tom došlo k další metamorfoze.

Většina rakouských geologů klade hranici moravika na svrchní hranici bitešské ruly a považuje tuto hranici též za násunovou plochu moldanubika. Čeští geologové naproti tomu považují vranovsko-šafovskou jednotku, která leží v nadloží bitešské ruly ještě za moravikum a interpretují tuto

jednotku jako „starý plášť“, do kterého intrudovaly granitické horniny bitešské ruly. Odlišují přitom vranovskou skupinu bohatou rulami a ležící bezprostředně na bitešské ruly od šafovské skupiny, kde převažují dvojslídne břidlice (svory). V naší mapě se klade nadloží bitešské ruly do moldanubika, přičemž vranovská skupina odpovídá drosendorfské jednotce a šafovská skupina gřolské jednotce.

V hluboce zaříznutém údolí Dyje se vyskytuje jedinečný profil horninami moravika. Jejich úklon je v této oblasti obvykle k západu až severozápadu, takže horniny na východě patří k nejhlubším jednotkám a jsou směrem k západu překrývány strukturně vyššími patry.

Nejhlubší strukturní jednotkou moravika je komplex plutonitů z granitických hornin (hlubinné horniny) dyjského batolitu (dyjský pluton). V oblasti národního parku sestává tento komplex z biotického až dvojslídneho granitu (73), jehož stupeň zbrídlíčnatění směrem k západu narůstá, takže tato hornina nakonec přechází do blastomylonitického dvojslídneho granitu (74). Na jih od Znojma se vyskytují granity až granodiority (75). Kataklastická zóna (77) v granodioritech se silně mylonitizovanými a rozlámanými horninovými partiemi je spjata s waitzendorfskou poruchovou zónou.

Nad dyjským batolitem následují na západě horniny, které se usadily již před intruzí horninových tavenin dyjského batolitu v oceánu v podobě jílu, písků, písčitých vápenců a vápenců. Později, pravděpodobně během kadomských horotvorných pochodů před asi 600 miliony lety, byly za vysokého tlaku a teploty (metamorfoza) přeměněny na pararuly, svory, kvarcit, erlan a krystalický vápenec. V pozdější fázi horotvorných kadomských pochodů (orogeneze), asi před 600–550 miliony lety, pronikly z hlubin země horninové taveniny dyjského plutonu bohaté silikáty do těchto metamorfovaných usazených hornin. Tyto metamorfované horniny se dělí v Rakousku na therasburgskou skupinu, která leží bezprostředně na dyjském plutonu a na perneggskou skupinu, která leží na therasburgské. V České republice se kladou obě tyto jednotky do lukovské skupiny (spodní a svrchní oddíl). Ve střední části moravika leží mezi therasburgskou a perneggskou skupinou, popř. uvnitř lukovské skupiny žulorulové těleso, weitersfeldská stébelnatá rula.

Therasburgská skupina (spodní oddíl lukovské skupiny) se skládá převážně z dvojslídneho svoru (68), který obsahuje deseti- až stometrové polohy kvarcitu (69) a zřídka i tenké polohy amfibolitu (70). V nejsvrchnějších polohách se střídá svor s polohami intermediárních ortorul (67) (biotické a biotit-amfibolické ruly), které je možno považovat za metamorfované granodioritové a dioritové horniny. Mnohde přecházejí tyto horniny do metagabrových a dioritových horizontů (72). Na kontaktu s dyjským granitem postupují svor žily granitu a aplitu (71), což zřetelně ukazuje na intruzi granitových tavenin do sedimentárního pláště.

Weitersfeldská stébelnatá ortorula (66), která leží nad therasburgskou skupinou je žulorula, se kterou jsou

sduženy i metamorfované sedimenty, jako např. okaté ruly (arkozové ruly), kvarcitu a svory.

Na západě směrem vzhůru následuje perneggská skupina (svrchní oddíl lukovské skupiny), která se odlišuje od podložní therasburgské skupiny nepřítomností kvarcitů a hromadným výskytem krystalických vápenců a erlanů (původně jílovité a písčité vápence). V této skupině převažuje dvojslídny svor s granátem (61), ve kterém jsou nehojné vložky grafitických břidlic (65) a pegmatitické ruly (64). Mocné polohy krystalických vápenců (62) a erlanů (63) jsou soustředěny obzvláště v nadloží perneggské skupiny, vystupují ale i v blízkosti hranice s nadložím. Výrazně souvislý erlanový horizont je fugnitzský erlan (63), který obvykle tvoří svrchní polohu v perneggské skupině.

Jako nejvyšší strukturní jednotka následuje nad perneggskou skupinou bítešská skupina s bítešskou rulou jako vůdčí horninou. Tato extrémně při variském vrásnění deformovaná žulorula s typickou okatou texturou je světlou dvojslídnu ortorulu (55). Vedle tohoto běžného typu se nacházejí ve střední části bítešské ruly slabě zbrídlíčnatělé biotitické ortoruly (56). Obzvláště ve svrchních partiích bítešské ruly se vyskytují též střídání tenkých vrstev amfibolitu (57) a jemnozrné biotitické pararuly (60). V nižších polohách bítešské ruly se nacházejí vložky erlanů (58) a krystalických vápenců (59), ale i svorů, aplitů a pegmatitů. Na základě tohoto střídání žuloruly s metamorfovanými sedimenty na rozhraní perneggské skupiny a bítešské jednotky lze usuzovat na primární intruzivní kontakt mezi oběma jednotkami.

V moldanubické drosendorfské jednotce (v Česku: vranovská skupina moravika) převažují jemnozrné, zbrídlíčnatělé až masivní biotitické pararuly (48), které jsou těsně svázané s dvojslídny svory (49). V těchto horninách jsou vložky kvarcitů, kvarcických rul a grafitických kvarcitů (50), amfibolitů (51), krystalických vápenců (52), erlanů (53) a grafitických pararul (54).

Moldanubická gfölská jednotka (v Česku šafovská skupina moravika) se na území listu skládá převážně ze stejnozrných dvojslídnych břidlic místy s granátem (42) a z jemně zrnitých biotitických až muskovit-biotitických pararul (41). V nich se nacházejí tenké vložky grafitických kvarcitů a grafitkvarcitů (43), ultramafitů (většinou serpentinitů) (46) a krystalických vápenců (47). Světlá muskovit-biotitická ortorula (39) u přehradní nádrže ve Vranově nad Dyjí je pokládána za gfölskou rulu. Též na kontaktu mezi drosendorfskou a gfölskou jednotkou se vyskytují u Lančova světlé biotitické ortoruly (40). Na rozdíl od amfibolitů drosendorfské jednotky nemají většinou amfibolity (44) gfölské jednotky žádný granát. Severovýchodně od Vranova nad Dyjí se vyskytují ve spojení s gfölskou rulou a ultramafity světle a tmavě páskované rehbergské amfibolity (45).

V mnoha horninových jednotkách vystupují napříč strukturními směry žilné horniny, které do těchto jednotek intrudovaly později, jako např. křemenné žíly (78), aplity (79), pegmatity (80) a lamprofyry (81).

Krystalické horniny, které se vlivem pokročilého stupně zvětrávání nedaly rozlišit, byly označeny, zrovna tak jako kaolin u Mallersbachu, jako silně zvětralé a rozpadlé, zčásti kaolinizované krystalinikum (76).

Ještě před variskými horotvornými pochody byl Český masiv v devonu, zhruba před 417–354 miliony lety, od severu zaplaven mělkým mořem. O tom podávají svědectví v Moravském krasu, na okraji brněnského masivu, slepence a pískovce vzniklé pravděpodobně v pevninském říčním prostředí jako produkty zvětrávání granitoidů, které vycházejí na povrch v přilehlé oblasti. Na těchto slepencích a pískovcích leží mocné vrstvy mělkovodních mořských vápenců. Malý výskyt devonského slepence (38) se

vyskytuje na území geologické mapy severovýchodně od Únanova, na sever od Znojma. Nadložní břidlice, droby a slepence svrchního paleozoika (spodní karbon: kulm, stáří zhruba 350–330 milion let) ukazují svým charakterem na flišovou sedimentaci v týlové oblasti aktivního variského orogénu.

Působením variských horotvorných pochodů se staly rozsáhlé části Evropy pevninou. Po doznění horotvorných pochodů před asi 330 miliony lety došlo v Českém masivu k ústupu moře (regresi) a k erozi vzniklých pohoří. Při této první erozní fázi, která proběhla ve svrchním karbonu a permu (před 330–248 miliony lety), zůstaly zachovány převážně terestrické a jezerní usazeniny v příkopových strukturách, např. v boskovické brázdě a v orlické pánvi nebo v okolí Zöbingu. V Podyjí se tyto usazeniny nevyskytují.

Během celých druhohor (mezozoikum: před 248–65 miliony lety) probíhal pomalý výzdvih celého Českého masivu a jeho eroze. Český masiv byl v druhohorách a ve spodní části třetihor (kenozoikum: paleogén), tedy po dobu zhruba 225 milionů let, pevninou. Pouze ve spodním triasu a ve spodní části svrchní křídly docházelo ke krátkodobé sladkovodní sedimentaci a v juře a ve střední části svrchní křídly k mořským záplavám. Dá se předpokládat, že již na počátku paleogénu bylo kdysi velmi vysoké variské pohoří značně denudováno na mírně zvlněnou vrchovinu a erodováno do hloubky několika tisíců metrů až na své spodní krystalické jádro.

Na tvorbu povrchových útvarů Českého masivu měl velký vliv vývoj podnebí ve středním paleogénu (eocén; před asi 56–34 miliony lety). V této době převládalo v tomto prostoru naposled tropické klima a Český masiv byl tak vystaven podmínkám tropického zvětrávání. Během této tropické podnební fáze se vytvořil mohutný zvětralinový plášť a vznikly lateritické a kaolinové horizonty. Erozní zbytky tohoto zvětralinového pláště jsou kaolinity u Mallersbachu a u Únanova severně od Znojma, které vznikly zvětráním bítešské ruly a dyjského granitu, respektive. Kaolinové písky u Niederfladnitz, řazené do langauské formace, vznikly pravděpodobně až ve spodním miocénu (ottngang) následkem eroze a resedimentace paleogenního kaolinitického zvětralinového pláště.

Vedle intenzivního plošného rozpadu hornin krystalinika vedlo tropické zvětrávání zvláště u granitických hornin k tak zvanému „polštářovitému zvětrávání“. Pojivo zrn v horninách pod povrchem bylo totiž podél puklin a trhlin pronikající vodou rozpuštěno a tak vzniklo pevné kulovité nebo elipsoidní jádro z granitu uprostřed granitového eluvia. Následnou erozí takto rozpadlých partií hornin v kenozoiku byly zaoblené balvany, tak zvané polštáře, uvolněny. Tak vznikly často pověstmi opředené granitové balvany, balvanotoky, skalní města nebo viklany v granitových oblastech ve Waldviertelu, Mühlviertelu, v jižních Čechách, ale též v Podyjí.

Při výzdvihu Alp z tetydního moře se vytvořila ve středním paleogénu (eocén) mezi Alpami a Českým masivem mořská pánev, které se říká Paratetys. Do této alpsko-karpatské předhlubně (molasové pásmo) se dostával sedimentační materiál z Alp na jihu, ale též z přilehlých částí Českého masivu, které ležely na severu. Během svrchního paleogénu (oligocén; před asi 34–23 miliony lety) a hlavně v mladším období kenozoika (neogén) byl jižní a východní okraj Českého masivu několikrát zaplaven mořem.

V okolí národních parků Thayatal a Podyjí se zachovaly především ze spodní části spodního miocénu (eggenburg-ottngang, před 21–17,2 miliony lety) mořské sedimenty s hojnými zkamenělinami. Ty vycházejí na povrch ve velmi pestrém vývoji a s množstvím zkamenělin v širším okolí obcí Horn, Eggenburg a Retz. Postup moře (transgrese) do

krajiny s výrazným reliéfem vytvořil velmi různorodá a rychle se měnící sedimentační prostředí. Tak zde mohla existovat vedle sebe ústí řek s hnědouhelnými močály a mělké, bahnitě mořské pánvičky s přísunem sladké vody, ve kterých se dařilo ústřicovým lavicím. Vytvářely se ale též klidné chráněné pláže, malé mořské zátoky a pobřeží se silným příbojem.

V těchto mělkovodních přibřežních oblastech docházelo k usazování štěrkových a jemně, středně a hrubě zrnitých písků s faunou (37) burgschleinitzské formace. Ty přecházejí na bázi a v blízkosti ostrůvků krystalinika do dobře zaoblených, písčitých drobně až hrubě zrnitých petromiktních štěrků (36) s granitovými valouny. Vápnité písky zogelsdorfské formace, které jsou rozšířeny hlavně v okolí Eggenburgu a Pulkau a které jsou severovýchodně od Pulkau přerušovány stále častěji vložkami nevápnitých písků, přecházejí v okolí Retzu do písků retzské formace stejného stáří. Tyto slídnaté, zčásti prachovité, jemně až hrubě zrnité písky, ve kterých byly založeny pověsné vinné sklepy města Retz, mají ojedinělé vložky vápnitých pískovců s faunou a vložky jílu a tufitů (35). I v těchto písčitých sedimentech se vyskytují v blízkosti výchozů krystalinika drobně až hrubě zrnité písčité petromiktní štěrky s valouny granitu (34).

Před 18 až 17,2 miliony lety stoupla mořská hladina tak silně a moře proniklo tak daleko na západ, že byl zaplaven otevřeným mořem i východní okraj Českého masivu. Tak se vytvořily v přibřežních oblastech písčité sedimenty zellerndorfské formace, do kterých laterálně přecházejí pánevní jílovité usazeniny těžé formace. Jsou to většinou nevápnité jíly a prachy s početnými tenkými polohami jemně zrnitého písku, rostlinné drti a rybími šupinami (31). Na mnoha místech, např. na severovýchod od Retzu je možno sledovat písčité přechod z retzské formace do pelitů zellerndorfské formace s ojedinělými vápnitými silty až jemně zrnitými písky (32). Lokálně se na povrchu těchto sedimentů vyskytuje velmi tenký, pravděpodobně pleistocenní až holocenní horizont s drobnými úlomky krystalických hornin (33).

Směrem k západu byly mořské sedimenty zellerndorfské formace vystřídány mořsko-brakickou facií. V izolovaných pánvích na vyvýšeninách, jako např. v okolí Weitersfeldu, jsou uloženy většinou nevápnité, velmi jemnozrné jíly s příměsí smektitu, patřící do weitersfeldské formace (28). Silty až jemně zrnité písky (30) na bázi, které obsahují hojně jehlicke hub, vložky diatomitu (29) a brakické křemité řasy ukazují již na snížený obsah soli (salinitu) vodního prostředí. Dále na západ, v okolí Langau, ale i směrem k severu v okolí Niederfladnitz a Znojma se usadily v mělkých, izolovaných pánvičkách a zaplavených říčních údolích mořské až brakické sedimenty ovlivněné přínosem sladké vody, které patří do langauské formace. Severně od Langau se vytvořily při mořské transgresi do trychtýřovitého říčního ústí v přibřežních pánvičkách močály a bahnitě lesy, které daly vznik hnědému uhlí. Na planinách na obou stranách údolí Dyje vycházejí na povrch většinou jíly a silty s kaolinem, místy písčité a štěrkovité (27), podřadně se vyskytují ale i štěrky a silně prachovitějilovité písky (26). Na rozdíl od pánví u Langau a Riegersburgu se zde uhlí nevyskytuje. Horizonty jílu s příměsí smektitu vázané na vložky ryolitových tufů souvisí pravděpodobně s intenzivní vulkanickou činností ve vulkanických oblastech severního Maďarska a západního Slovenska v ottnangu.

Maximální mořská transgrese je v ottnangu spojena se sedimenty riegersburgské formace. Jemně zrnité až prachovité písky (25) se silnou příměsí muskovitu, které okrajově přecházejí do štěrků, pocházejí ze silně zvětralých svorů, které vycházejí na povrch na okolních elevacích. V oblasti Langau-Riegersburgu leží na langauské formaci a

je možno je interpretovat jako přibřežní sedimenty mělkého moře.

Ve svrchním ottnangu, před asi 17,3 miliony lety začala moře opět z východní části Českého masivu ustupovat. Nedokonale vytríděné, červenohnědé až žlutohnědé, křemenné štěrky a písky s prachovitopísčitou kaolinickou základní hmotou náležející therasské formaci (24), která vychází na povrch u Niederfladnitz, Weitersfeldu a Therasu, jsou svědky maximální mořské transgrese a následujícího ústupu moře (regrese). Tyto sedimenty leží na erozní ploše nad staršími mořskými usazeninami. Jelikož však dosud nebyly v těchto sedimentech nalezeny žádné zkameněliny, je jejich stratigrafické zařazení velmi nepřesné. Je též možné, že tyto hrubozrné uloženiny pocházejí z karpát nebo dokonce spodního badenu.

Zrovna tak se nedá jednoznačně určit stáří brennholzské formace, která se vyskytuje v okolí Pleissingu a je tvořena sutěmi s bloky křemene a kvarcitu v červenohnědé prachovitopísčité základní hmotě (23). V této formaci jsou přepracované a resedimentované úlomky therasské formace. Jsou proto buď spjaté s maximální mořskou transgresí nebo s bezprostředně následující regresní fází ve svrchním ottnangu anebo jsou ještě mladší.

Také ve svrchní části spodního miocénu (karpát) a ve spodní části středního miocénu (baden) před přibližně 17–15 miliony lety, zaplavila mělká moře okraj Českého masivu nebo dokonce načas pronikla dále na západ do jeho vnitrozemí. Uloženiny těchto mořských transgresí zůstaly v okolí obou národních parků však jen v malé míře uchráněny před erozí.

Sedimenty laaské formace (karpát) sestávají z jílu a siltů, které mají místy vložky vápnitého písku s přísadou slídy (22) a které se střídají s písčitymi křemennými štěrky (21). Jím podobné nadložní sedimenty grundské formace (spodní baden) se skládají hlavně z vápnitých, místy jemně písčitých siltů a jílu a vápnitých písků (20). Podřadně se zde vyskytují tenké vložky polymiktních, převážně však křemenných štěrků s mořskou faunou (19).

Po ústupu moře směrem na východ vznikly ve svrchním neogénu, před asi 11–5 miliony lety na okraji Českého masivu říční systémy, které tekly často v širokých meandrech na parovinách vytvořených již během mezozoika nebo kenozoika. Koncem neogénu (pliocén) a počátkem pleistocénu, zhruba před 5–1,5 miliony lety, došlo k pohybům kůry vyvolaným pronikáním alpských jednotek dále k severu a v souvislosti s tím i k vyzdvížení částí Českého masivu a k poklesu alpského předpolí. Říční toky zůstaly zachovány a jejich údolí na okraji Českého masivu se zařezávala hluboko do miocenních sedimentů a krystalického podloží, přičemž vznikly impozantní 120–230 m hluboké údolní meandry a ohyby Dyje. Průběh údolí Dyje se zachoval stejný od svrchního miocénu do dnešní doby a pouze několik odříznutých meandrů vykazuje změny ve směru. Podél údolí Dyje se uchovalo jen malé množství zbytků štěrků v různých úrovních, které dokládají pomalé prohlubování koryta řeky.

Nejstarší a nejvyšší písčité štěrky leží přibližně 110–135 m nad dnešní Dyjí (18), v nadmořské výšce okolo 360–400 m. Štěrky vyznačují starý říční tok na náhorní plošině, v blízkosti nynějšího údolí Dyje, který zde tekl v počáteční fázi zahlubování řeky. Jejich stáří je na základě nadmořské výšky pliocenní (neogén). Fluviální písčité, místy zahlíněné štěrky ze spodního pleistocénu s bázi 75–90 m nad úrovní řeky (17) se zachovaly v údolí Dyje jen u Šobesu, jsou ale velkoplošně rozšířeny západně, jižně a východně od Znojma.

Většina reliktů fluviálních terasových štěrků má v národních parcích Thayatal a Podyjí svoji bázi mezi 12 a 50 m nad

úrovni řeky (16). Tyto středněpleistocenní štěrky se vyskytují v blízkém okolí Znojma.

Svrchnopleistocenní terasové štěrky sází 8–10 m nad úrovní řeky (15) se nacházejí jen v údolí Fugnitz, v údolní nivě zvané „Jezero“. Ojedinele se vyskytují u přítoků Dyje písčité štěrky, které se sotva dají přiřadit k některé úrovni a jsou tudíž označeny jako nerozlišené (14) a řadí se do pleistocénu.

Během pleistocénu, v průběhu posledních 1,8 milionů let, byly horniny na úbočích údolí Dyje dále erodovány a modelovány působením zvětrávání. Především v chladných údobích, v tak zvaných ledových dobách, ovlivňovalo hlavně fyzické zvětrávání prostřednictvím sněhu, deště, mrazu a větru rozklad a tvarování hornin. Díky hloubkové erozi řeky vznikly i narušené horniny ovlivněné gravitačními pohyby. Tak vznikly skalní věže, kamenná moře a balvanotoky.

Obzvláště v chladných údobích vznikly na náhorních plošinách nad údolím Dyje, ale v menší míře i v údolí samém, návěje spraše (13). Tento jemný prach byl přinášěn převládajícími západními a severozápadními větry a ukládal se především na svazích obrácených k východu a jihovýchodu. Tam dodnes tvoří vynikající půdy vhodné pro zemědělství a vinařství. Spraše v oblasti Národních parků Thayatal a Podyjí byly většinou vyváté z okolních neogenních sedimentů a z periglaciálně zvětralých krystalických hornin Českého masivu. Vlhčí podnebí a vyšší nadmořské výšky Českého masivu nad 300–400 m.n.m byly příčinou jejich lokálního zahlinění včetně sekundárního odvápnění a vznikly tak prakticky nevápnité sprašové hlíny. Jsou na mapě společně vyznačeny s prachovými hlínami (vznikly transportem částic z odvápněných povrchových horizontů spraší) a sprašemi.

V teplejších a vlhčích obdobích pleistocénu se působením mírnějšího podnebí a vegetace vytvořily půdy, které se dají rozpoznat ve spraších jako červenohnědé, tmavohnědé až černé horizonty. Tyto fosilní půdy, které se však uchovaly v národních parcích a přilehlém okolí uvnitř spraší jen na několika málo místech, mají velký význam pro časovou rekonstrukci vývoje údolí.

Periodickým navátím spraší na deluviální sedimenty vznikaly v pleistocénu místy deluvioeolické sedimenty (12). Střídají se zde polohy soliflukčních siltů a jílu s eolickými, prachovými až prachovitopísčitymi uloženinami.

Deluviální sedimenty vznikly v pleistocénu převážně plastickým tečením roztátých a vodou přesycených jílovitých, prachovitých, písčitých a kamenitých materiálů po svahu, přes trvale zmrzlé půdy. Nejrozšířenější jsou deluviální sedimenty v kotlinách, plochých dolinách a na úpatích svahů (10). Deluviální sedimenty v blízkosti výchozů krystalických hornin a štěrkových akumulací (11) obsahují

hojné úlomky krystalinika a směrem k jeho výchozům přecházejí do sutí z krystalických hornin.

Suť z hornin krystalinika, nad Dyjí i bloková suť z hornin krystalinika (9) se nachází v údolí Dyje v suťových a balvanitých akumulacích a v balvanotocích pod strmými stěnami a skalními věžemi. Ty se vytvořily hlavně v pleistocénu mrazovou destrukcí a byly rovněž i v holocénu dotvářeny gravitačními pohyby.

Počátkem holocénu před přibližně 10 000 lety se podnebí opět značně oteplilo a stalo se vlhčím. Průtočné množství vody v Dyji vzrostlo a tak mohla řeka nahromaděné sedimenty opět erodovat. Tato dynamika a etapovitě prohlubování řeky se v národních parcích odráží ve vývoji několika erozních stupňů v údolní nivě Dyje a potoka Fugnitz. Jen zřídka se zachoval nejvyšší stupeň těchto vyšších úrovní říčních sedimentů s povrchem 5–7 m nad nynější úrovní řeky (5). Velmi hojná je naopak úroveň s povrchem 3–4 m nad nynější úrovní řeky (4) na loukách, které se zčásti dodnes zemědělsky využívají. Úroveň s povrchem 2–3 m nad nynější úrovní řeky (3) je vyvinuta často na skluzových svazích meandrů, tvoří ale mnohdy jen úzký lem podél Dyje. Nejhlubší, recentní stupeň leží pouze asi 0,5–1 m nad úrovní dnešní, normální vodní hladiny a byl přiřazen na mapě k recentním, fluvialním a deluviofluvialním usazeninám (2). Tyto uloženiny vytvářejí téměř ve všech údolích, korytech a depresích různé mocná akumulací tělesa a sestávají podle své polohy a zdrojové oblasti z jílu, písku, zahliněných štěrků a obsahují úlomky a bloky krystalických hornin.

Materiál spláchnutý z vyšších úrovní a transportovaný do postranních potoků a depresí bývá nahromaděn v jejich ústích v podobě malých výplavových kuželů (8). Sesuvy (7) jsou v oblasti údolí Dyje a v okolí naproti tomu velmi vzácné. Je nutno se zmínit o zvláštních malých jeskyních vzniklých na trhlinách působením skluzů balvanů a jiných masových pohybů materiálu-Ledové sluje (Eisleiten).

Vlivem rozsáhlých meliorací vlhkých luk v posledních desetiletích poklesl drasticky počet organických sedimentů: náslati (6). Mokřiny vyvinuté na velkých plochách je tudíž možno nalézt jen na vyvýšeném terénu v lesnatých oblastech na dyjském granitu a bitešské ruce.

Geologické změny trvají až do přítomnosti a v mnoha případech zde ovlivňuje člověk geologické procesy. Antropogenní uloženiny (1) jako např. navážky, haldy, hráze a komunální odpad se vyskytují jen na malých plochách, mimo území národních parků Thayatal a Podyjí.

V těchto parcích má přivalová vlna, která vzniká dvakrát denně při řízeném vypouštění přehradní nádrže Vranov nad Dyjí nejen značný vliv na rybí faunu, ale snižuje také teplotu vody a zvyšuje půdní erozi.

Summary

The National Parks Thayatal and Podyjí are situated in the south-eastern part of the Bohemian Massif. The south-eastern Bohemian Massif consists of two main tectonic units, the structurally lower Moravian unit to the East and the tectonically higher Moldanubian unit to the West. Both these tectonic units have undergone a long and geologically complex history with the two areas evolving at first independently and far apart from each other. In the National Parks of Thayatal and Podyjí, both situated within the Moravian unit, one can find rocks which were formed during the early times of Earth's history (Proterozoic), more than 600 million years ago.

At the end of the Proterozoic, around 600 million years before present, the oldest rocks (mostly sedimentary rocks deposited in oceans) were incorporated in the cadomic phase of mountain formation and partly transformed into metamorphic rocks. This happened at the northern edge of Gondwana, a large, ancient continent situated at the South Pole, where a long mountain chain was formed at that time. During this cadomic phase of mountain formation, large amounts of silicate rock melts intruded into the Earth's crust from below and solidified at depths of several kilometres to form granitic rocks (deep-seated rocks or plutonites). They

still exist today for example in the form of the Thaya batholith.

During the Lower Paleozoic (Ordovician–Silurian), around 495–417 million years ago, the cadomic mountain chain broke up into continental fragments which separated from Gondwana and drifted as micro-plates (island chains) across the Rheic Ocean towards the North. The Moldanubian unit and the Moravian unit formed parts of two of these micro-plates, originally spaced far apart. During the Middle and Upper Paleozoic (Devonian, Lower Carboniferous), around 417–310 million years ago, the collision of these micro-plates, and of Gondwana, with the northern continent Laurussia (Laurentia and the Baltic shield) resulted in the formation of the Variscan mountain chain including the Bohemian Massif. Through subduction and thrust tectonics, many of the rocks underwent regional metamorphism (recrystallisation under high pressure and temperature) at this time. During the late phase of the Variscan mountain formation, the Moldanubian unit was thrust on top of the Moravian unit along flat thrust planes. In addition, new magma intruded into the mountains from below, forming for example the Variscan granites of the Mühlviertel and Waldviertel, or dike-rocks.

While rocks of the Moldanubian unit reveal a consistently high degree of metamorphism (temperatures generally > 700°C and high pressure), the mineral composition of rocks of the Moravian unit is typical for lower metamorphic conditions (temperatures < 600°C, even < 500°C toward the East). This suggests that the rocks of the Moldanubian unit had plunged to greater depths within the Earth's crust and were heated up before being thrust on top of the Moravian unit as a hot series of rock units, inducing metamorphism of the underlying rocks along the way.

Most Austrian geologists draw the western border of the Moravian unit along the upper limit of the Bittesch gneiss which they consider as the thrust plane of the Moldanubian unit. Czech geologists however describe the Vranov-Šafov unit overlying the Bittesch gneiss as part of the Moravian unit and interpret the unit as an Old Roof, into which the granitic rocks of the Bittesch gneiss penetrated. They distinguish between the Vranov group which is rich in paragneiss and directly overlies the Bittesch gneiss, and the Šafov group which is mainly composed of two-mica schists and lies to the North and West. In the present map, the units overlying the Bittesch gneiss are considered as being part of the Moldanubian unit, the Vranov group being an equivalent of the Drosendorf unit and the Šafov group being part of the Gföhl unit.

The deeply incised valley of the Thaya River reveals a unique cross section of the Moravian rocks. Due to the general dip towards the West or Northwest, the rocks in the East represent the structurally lowest units, overlain by structurally higher units towards the West.

The lowest structural unit within the Moravian unit represents the Thaya batholith (Thaya pluton), a plutonic complex mainly composed of granitic rocks. In the area of the National Parks this complex consists of biotite- and muscovite-biotite-granites (73), which towards the West show increasing schistosity and gradually turn into blastomylonitic two-mica granites (74), as well as granites and granodiorites (75) south of Znojmo. A cataclastic zone (77) within the granodiorites shows strongly fractured and ground up rocks in connection with the Waitzendorf fault zone.

The rocks above the Thaya batholith to the West existed as clay, sand, clayey-sandy limestone and pure limestone (Proterozoic, oceanic sediments) before the intrusion of the Thaya batholith. During the cadomic mountain formation approximately 600 million years ago, the sediments probably underwent their first metamorphism. Only in the late

phase of the cadomic mountain formation, 600–550 million years ago, the silicate rock melt of the Thaya batholith intruded from below into the metamorphosed sediments. In Austria, they are divided into the Therasburg group directly on top of the Thaya batholith and the overlying Pernegg group. In the Czech Republic, the two units are described as the lower and upper parts of the Lukov group. In the central part of the Moravian unit, the "Weitersfelder Stängelgneiss", a granitic gneiss associated with metamorphosed sediments, lies between the Therasburg and the Pernegg groups, or, according to Czech nomenclature, within the Lukov group. The Therasburg group (lower part of the Lukov group) mainly consists of biotite-muscovite-schists (68) (formerly clay-rich sediments), interrupted by 10–100 m thick layers of quartzite (69) (formerly sand-rich sediments) and, less often, thin intercalations of amphibolite (70). In the top part of the group, mica-schists alternate with intermediate orthogneiss (67) (biotite-gneiss and biotite-hornblende-gneiss) which can be regarded as derivations of granodioritic and dioritic rocks. Occasionally, there is a transition from orthogneiss to metagabbro and metadiorite (72). Close to the Thaya granite, mica-schists are penetrated by sheets of granite and aplite (71) which reflect the intrusion of granitic melts into the sediment cover.

In the central part of the Moravian unit, above the Therasburg group, the "Weitersfelder Stängelgneiss" (66) constitutes a granitic gneiss (orthogneiss) associated with meta-sediments, like arkose-gneiss, quartzite and mica-schist.

Above these rocks to the West, the Pernegg group (upper part of the Lukov group) is distinguished from the lower Therasburg group by a general lack of quartzite and the abundant occurrence of marble (former limestone) and of calc-silicate-gneiss (former limestones rich in clay and sand). Within the Pernegg group, biotite-muscovite-schists (61), which partly bear garnets, form the majority of rocks, rarely including graphitic schists (65) and pegmatitic gneiss (64). Thick layers of marble (62) and calc-silicate-gneiss (63) are concentrated in the upper part of the Pernegg group, but occasionally also occur in the lower part. A very consistent band of calc-silicate-gneiss represents the Fugnitz calc-silicate-schist (63), which mostly forms the uppermost unit of the Pernegg group.

The structurally highest unit above the Pernegg group is the Bittesch unit with the Bittesch gneiss as the most typical rock type. This granitic gneiss was extremely deformed during the Variscan phase of mountain formation, typically displays augen structures and constitutes a bright orthogneiss containing biotite and muscovite (55). Beside this typical variety, weakly schistose biotite-orthogneiss (56) occurs in the central part. Especially the upper part of the Bittesch gneiss commonly includes intercalations of thin amphibolites (57) and fine-grained biotite-paragneiss (60). The lower part contains layers of calc-silicate-gneiss (58), marble (59), and also mica-schists, aplites and pegmatites. With this close alternation of granitic gneiss and metasediments at the transition between Pernegg group and Bittesch unit one can assume a primarily intrusive type of contact between the two units.

The Moldanubian Drosendorf unit (equivalent to the Vranov group of the Moravian unit in the Czech Republic) mainly comprises fine-grained, schistose to massive biotite-paragneiss (48) closely associated with biotite-muscovite-schists (49). Quartzite, gneissic quartzite and graphitic quartzite (50), amphibolite (51), marble (52), calc-silicate-gneiss (53) as well as graphitic schists and graphitic gneiss (54) exist as intercalations.

The Moldanubian Gföhl unit (equivalent to the Šafov group of the Moravian unit in the Czech Republic) overlies the Drosendorf unit and consists mostly of rather uniform, partly

garnet-bearing biotite-muscovite-schists (42) and fine-grained biotite- or biotite-muscovite-paragneiss (41). These include thin intercalations of graphitic quartzite (43), ultramafites (mostly serpentinites) (46) and marble (47). The bright, garnet-bearing muscovite-biotite-orthogneiss (39) occurring at the dam of Vranov nad Dyjí is regarded to be equivalent to the Gföhl gneiss. Equally at the contact between the Drosendorf and Gföhl units, a bright biotite-orthogneiss (40) occurs at Lančov. In contrast to the Drosendorf unit, the amphibolites (44) of the Gföhl unit are mostly free of garnet. Northeast of Vranov nad Dyjí, the bright- and dark-banded Rehberg amphibolites (45) are connected with Gföhl gneiss and ultramafites. Younger dikes of quartz (78), aplite (79), pegmatite (80) and lamprophyre (81) cut across many of the rock units perpendicular to the general direction of strike.

The kaolin of Mellersbach as well as crystalline rocks which are strongly weathered and therefore unidentifiable, are allocated to the group of strongly weathered, fragmented, partly kaolinised crystalline rocks (76).

Before the Variscan mountain formation, during the Middle Paleozoic (Devonian: 417–354 million years ago), the Bohemian Massif was inundated from the North by a shallow sea. Thick beds of shallow-marine limestone in the karst area of Moravia bear witness of this inundation. At the base probably continental, fluvial conglomerates and sandstones represent the products of erosion of neighbouring granitoids at the edge of the Brünn batholith. In the map a small outcrop of these Devonian conglomerates (38) exists northeast of Únanov, north of Znojmo. The overlying schists, graywackes and conglomerates of the Upper Paleozoic (Lower Carboniferous: 350–330 million years ago) resemble flysch deposits and already hint at the formation of the Variscan mountains in the hinterland.

As a consequence of this mountain building, large parts of later Europe became land. Towards the end of mountain formation, about 330 million years ago, the sea retreated from the Bohemian Massif. Simultaneously, erosion of the mountains began. Mostly terrestrial and limnic remains of this first erosional phase during the Upper Paleozoic (Upper Carboniferous and Permian: about 330–248 million years ago) are conserved in tectonic graben structures as for examples the trench of Boskovice or at Zöbing. In the area of the Thaya valley those rocks are absent.

During the whole of the Earth's middle age (Mesozoic: 248–65 million years before present) the slow rise of the Bohemian Massif and its denudation continued. Except for short periods of sedimentation in fresh water environment during the Triassic and the lower part of the Upper Cretaceous, as well as short marine inundations during the Jurassic and the middle part of the Upper Cretaceous, the Bohemian Massif remained a continent for 225 million years up until the beginning of Earth's modern times (Cenozoic: Paleogene). It can be assumed that the Variscan mountains were levelled by the time of the Upper Cretaceous to form rolling hills and to reveal their innermost crystalline core. Yet, the levelling continued during the Paleogene.

For the formation of the landscape of the Bohemian Massif as seen today the climatic conditions during the Middle Paleogene (Eocene: 56–34 million years ago) were very important. At this time, a tropical climate caused deep, tropical weathering of the Bohemian Massif. Thick weathering crusts of red soil (laterite) and china clay (kaolin) formed during this time. Erosional remnants of these weathering surfaces are conserved as kaolinite in the area of Mellersbach and of Únanov north of Znojmo, formed by in-situ weathering of the Bittesch gneiss and respectively the Thaya granite. However, the kaolinic sands of Niederfladnitz within the Langau Formation were probably formed

during the Lower Miocene (Ottangian) by denudation and redeposition of Paleogene, kaolinic weathering products. Beside the intensive, overall fragmentation and decomposition of crystalline rocks, tropical weathering resulted, especially for granitic rocks, in core-stone weathering. During this process water penetrated the rocks through cracks and fissures, the mineral grains became separated and spherical or ellipsoidal, hard granite cores remained within the fragmented rock material. Subsequent denudation of the area let these cores stand out as tors, or rounded blocks (core-stones). Today, they occur as often legendary boulders, groups of blocks, rock castles or rocking (i.e. seemingly unstable) stones in the areas of the Waldviertel, Mühlviertel, southern Bohemia and in the surroundings of the Thaya valley.

In the Middle Paleogene (Eocene), the rise of the Alps created a marine basin between the Alps and the Bohemian Massif, called Paratethys. Eroded material from the Alps in the South as well as from the Bohemian Massif in the North was deposited in this Alpine-Carpathian foredeep (molasse zone). In the course of the Upper Paleogene (Oligocene: 34–23 million years ago) and especially during the Miocene, the southern and eastern margins of the Bohemian Massif were frequently inundated by the sea.

Near the National Parks of Thayatal and Podyjí, fossil-rich marine sediments of the Lower Miocene (Eggenburgian–Ottangian: 21–17.2 million years before present) were conserved. Today, they occur as diverse formations which are rich in fossils especially in the areas of Horn, Eggenburg and Retz. The advancement of the sea (transgression) into a landscape of pronounced relief resulted in locally diverse and fast changing areas of deposition. Estuary brown coal swamps existed simultaneously next to shallow, muddy marine areas with fresh water influence and oyster banks. Calm and protected beaches and small bays were formed as well as coasts with thundering waves.

Fine to coarse sands (37) of the Burgschleinitz Formation were deposited within these shallow marine areas, close to the former coastline. They contain fossil remains and rock debris. At their base and in the vicinity of crystalline ridges, there is a transition to well rounded, sandy, fine to coarse gravel (36) with granitic boulders. Calcareous sandstones of the Zogelsdorf Formation are widespread in the area of Eggenburg and Pulkau. North of Pulkau, they contain more and more sand beds and close to Retz their temporal equivalent is represented by the sands of the Retz Formation. These mica-rich, fine to coarse sands include only occasional intercalations of fossil-rich calcareous sandstone and rare clayey, tuffaceous layers (35). The famous underground wine cellars of the city of Retz are situated in these sands. Again, fine to coarse, sandy gravels (34) with granitic boulders occur in the vicinity of crystalline rocks.

18–17.2 million years ago, the sea level had risen so high, and the sea had advanced to the West so far, that even the Eastern edge of the Bohemian Massif was inundated by the open sea. As a consequence, fine-grained, clayey basin sediments of the Zellerndorf Formation covered the sandy deposits, and also interfingered with them. The clays and silts are free of carbonate, contain thin layers of fine sand, plant fragments and fish scales (31). In some areas, as for example northeast of Retz, there is a transition from the sandy Retz Formation to carbonaceous silts and fine sands of the Zellerndorf Formation (32). Locally, a very thin Pleistocene to Holocene cover of crystalline debris and single crystalline rock fragments (33) overlies the Miocene clay.

Towards the West, brackish-marine deposits of the Weitersfeld Formation represent the equivalent to the marine sediments of the Zellerndorf Formation. They accumulated

in isolated basins on the high plain of the Bohemian Massif, e.g. around the town of Weitersfeld, and consist of very finely grained, carbonate-free clays which are rich in smectite (28). Silts and silty, fine-grained sands (30) often containing abundant sponge needles, occur at the base. Intercalations of diatomite (29) with brackish, siliceous algae indicate the lowered salt content in the sea water.

Still further to the West, in the area of Langau, but also to the North around Niederfladnitz and Znojmo, the shallow marine to brackish sediments of the Langau Formation were deposited in shallow, isolated depressions and flooded valleys and show the influence of fresh water. North of Langau, the advance of the sea into a funnel-shaped river mouth created conditions for half-bogs and swamps where plant-debris for the formation of brown coal could accumulate. On top of the high plains at either side of the Thaya valley, sandy to gravelly, kaolin-rich silts and clays (27) can be found most commonly, whereas gravel and silty-clayey sands (26) are less frequent. In contrast to the basins of Langau and Riegersburg, coal does not occur in this area. Horizons of smectite-rich clay appear as rhyolitic-tuffaceous intercalations which are probably connected to intensive volcanic activity in Northern Hungary and Western Slovakia during the Ottnangian.

The highest sea level was reached during the Ottnangian when the Riegersburg Formation was deposited. Fine sands and silts with high contents of muscovite (25) and transitions to well rounded gravel constitute the erosion product of strongly weathered mica-schists of the neighbouring hills. In the area of Langau and Riegersburg, they overlie the Langau Formation and are interpreted as deposits of a flat, shallow sea, close to the beach.

During the Upper Ottnangian, around 17.3 million years ago, the sea began to retreat from the Eastern Bohemian Massif. The weakly sorted, reddish brown to yellow brown, silty-sandy quartz-gravels, the sands and the silts of the Theras Formation (24) bear witness of the highstand of the sea and subsequent retreat (regression). In the area of Niederfladnitz, Weitersfeld and Theras, they overlie the older, marine sediments above an erosional contact plane. Since no fossils have been found in these coarse sediments so far, their age cannot be determined for certain. It is possible that they are younger, dating back to the Karpatian or even the Lower Badenian.

The age of the Brenholz Formation is equally difficult to determine. The formation consists of coarse, clastic quartz and quartzite-debris within a reddish brown, silty-sandy matrix (23) and occurs in the area of Pleiřing. Components of the Theras Formation have been reworked and redeposited in these sediments. Therefore, they are either connected to the sea level highstand or subsequent regression during the Upper Ottnangian, or might yet be even younger. During the upper part of the Lower Miocene (Karpatian) and the lower part of the Middle Miocene (Badenian), approximately 17–15 million years ago, shallow seas covered the edge of the Bohemian Massif and even intruded far inland towards the West. In the vicinity of the National Parks however, sediments of these inundations rarely survived subsequent erosion.

Deposits of the Laa Formation (Karpatian) constitute mostly carbonaceous clays, silts and mica-rich fine sands (22), often alternating with quartz-rich, sandy gravel (21).

Overlying the Laa Formation, sediments of the Grund Formation (Lower Badenian) similarly consist of carbonaceous, partly sandy silts and clay with mica-rich layers of fine- and medium-grained sand (20). Thin intercalations of polymict, fossil-bearing, quartz-rich gravel (19) occur to a lesser extent.

After the retreat of the sea towards the East, river systems formed at the margins of the Bohemian Massif during the upper Miocene, around 11–5 million years ago. Building wide meanders, they drained the plains which were levelled in the course of the Mesozoic, Paleogene and Miocene. At the Pliocene and at the beginning of the Pleistocene, 5–1.5 million years ago, crustal movements connected to the continuing movement of Alpine units towards the North caused a significant rise of parts of the Bohemian Massif and a simultaneous lowering of the foreland. Keeping their original course, the river valleys cut deeply into Miocene sediments and crystalline bedrock at the margins of the Bohemian Massif. The impressive, 120–230 m deep, meandering river valley of the Thaya River was formed this way. The course of the river remained unchanged since the Upper Miocene and only few abandoned meanders indicate changes of flow directions. Along the Thaya valley, only rare gravel deposits are conserved at various levels of altitude demonstrating the slow incision of the river in the course of time.

The oldest, and highest, sandy gravels (18) are located 110–135 m above the present water level of the Thaya River, around 360–400 m above sea level. The gravels prove the former course of the river on top of the high plain, close to today's Thaya valley, at the onset of valley erosion. Due to their altitude they are certainly of Pliocene age.

Sandy, partly loamy, fluvial gravel of Lower Pleistocene age (17) with their base at 75–90 m above the present water level are conserved in the Thaya valley only at řobes; however, they cover wide areas to the West, South and East of Znojmo.

Most remains of fluvial terrace gravels in the area of the National Parks Thayatal and Podyjí are situated between 12 and 50 m above the present water level (16). These gravels are of Middle Pleistocene age and equally occur in the direct vicinity of Znojmo.

Upper Pleistocene terrace gravel with their base at 8–10 m above the present water level (15) occur only in the Fugnitz valley, in the location "See". Occasionally, sandy gravels occur in the tributary river valleys to the Thaya. However, they cannot be assigned to any definite level of altitude and thus are classified as Pleistocene terrace gravel in general (14).

During the Pleistocene, or during the last 1.8 million years, the rocks along the flanks of the Thaya valley continued to be eroded and moulded. Especially during the cold periods of the Pleistocene, the so-called ice ages, physical weathering by snow, rain, frost and wind had its destructive and shaping effect. Through continued incision of the river, rocks became unloaded and gravitationally disaggregated. Thus, tors block fields and block flows were formed.

Particularly during cold periods, loess (13) was transported by wind and accumulated on top of the high plains above the Thaya valley, and to a lesser extent, in the valley itself. This fine dust was transported by prevailing winds from the West and Northwest and deposited mostly in the lee of hills, especially on the eastward and south-eastward slopes. The loess in the National Parks of Thayatal and Podyjí was mostly blown out from neighbouring Miocene sediments and from the periglacial weathering surfaces of crystalline rocks of the Bohemian Massif. Today, loess often provides the basis for excellent soils for agriculture and viticulture. Due to the humid climate in the Bohemian Mountains, the loess is locally loamy building carbonate-free loess loam. The map summarily outlines the occurrences of loess, loess loam and dusty loam, the latter probably representing superficially decalcified loess re-transported by wind and re-deposited.

During warmer and more humid periods of the Pleistocene, moderate climate conditions and vegetation cover led to the formation of soils which can be found today as reddish

brown, dark brown to black layers in the loess. These paleosols are rarely conserved in the National Parks and their surrounding areas, yet they bear great significance to the reconstruction of landscape evolution.

Periodic accumulation of loess on top of flow earth resulted in local deluvial-eolian deposits (12) during the Pleistocene. These deposits comprise solifluidal silts and clay alternating with eolian, silty to sandy sediments.

Deluvial deposits formed during the Pleistocene mainly by down-slope creeping of thawed, water-saturated, clayey-silty-sandy-stony masses on top of permafrost soils. They occur most commonly in morphological depressions and at the foot of hills (10). Deluvial deposits close to crystalline rocks or in the vicinity of gravel deposits (11) contain increased amounts of crystalline rock fragments or gravel, sometimes changing to crystalline rock debris.

Debris (crystalline debris, block debris) (9) occurs mainly in the Thaya valley on debris fields or block fields or as block flows underneath steep cliffs and tors. It was formed mostly during the Pleistocene by unloading of rocks and frost bursting, accentuated during the Holocene by gravitational processes.

At the beginning of the Holocene, around 10,000 years ago, the climate started to turn warmer and more humid. The discharge of the Thaya River increased and previously accumulated sediments could again be removed. These dynamics and the stepwise incision of the river are reflected by several erosion levels in the valley floors of the Thaya and Fugnitz Rivers in the National Parks. The highest level of Holocene fluvial deposits with an upper level of 5–7 m above the river (5) is rarely conserved. The level at 3–4 m above the river (4) is more common and partly used today

as grass land. The level at 2–3 m above the river (3) often developed on the point bars of meanders, however only builds a narrow seam along the Thaya River. The lowest, most recent level lies only 0.5–1 m above the river and on the map is grouped together with recent, fluvial and deluvial-fluvial deposits (2). These represent accumulations of varying thickness and occur in nearly all valleys and trenches. They consist of clayey or loamy silts, sands and gravels depending on their area of origin and sometimes contain crystalline rock fragments and blocks.

The material which is currently eroded on the high plains and in valleys accumulates at river mouths forming little alluvial fans (8). Land slides and slope failures (7) are mostly absent in the Thaya valley and its surroundings. However, remarkable caves exist in the area of Ledové sluje (Eisleiten) which resulted from unloading, block slides or other mass movements.

Due to extensive drainage of swampy meadows during the last decades, the number of swamps, and half-bogs (6) was drastically reduced. Large water loggings can only be found on the high plains in forests overlying Thaya granites or Bittesch gneiss.

Geological change continues even today and sometimes mankind interferes with geological processes. Anthropogenic deposits (1) in the form of heaps, piles, dams and dumps occur locally outside the National Parks. Within the Parks, the power station above Vranov nad Dyjí sends a flood wave downstream twice each day which not only has enormous effect on the fish population but also reduces the water temperature and significantly increases erosion of the river bed.

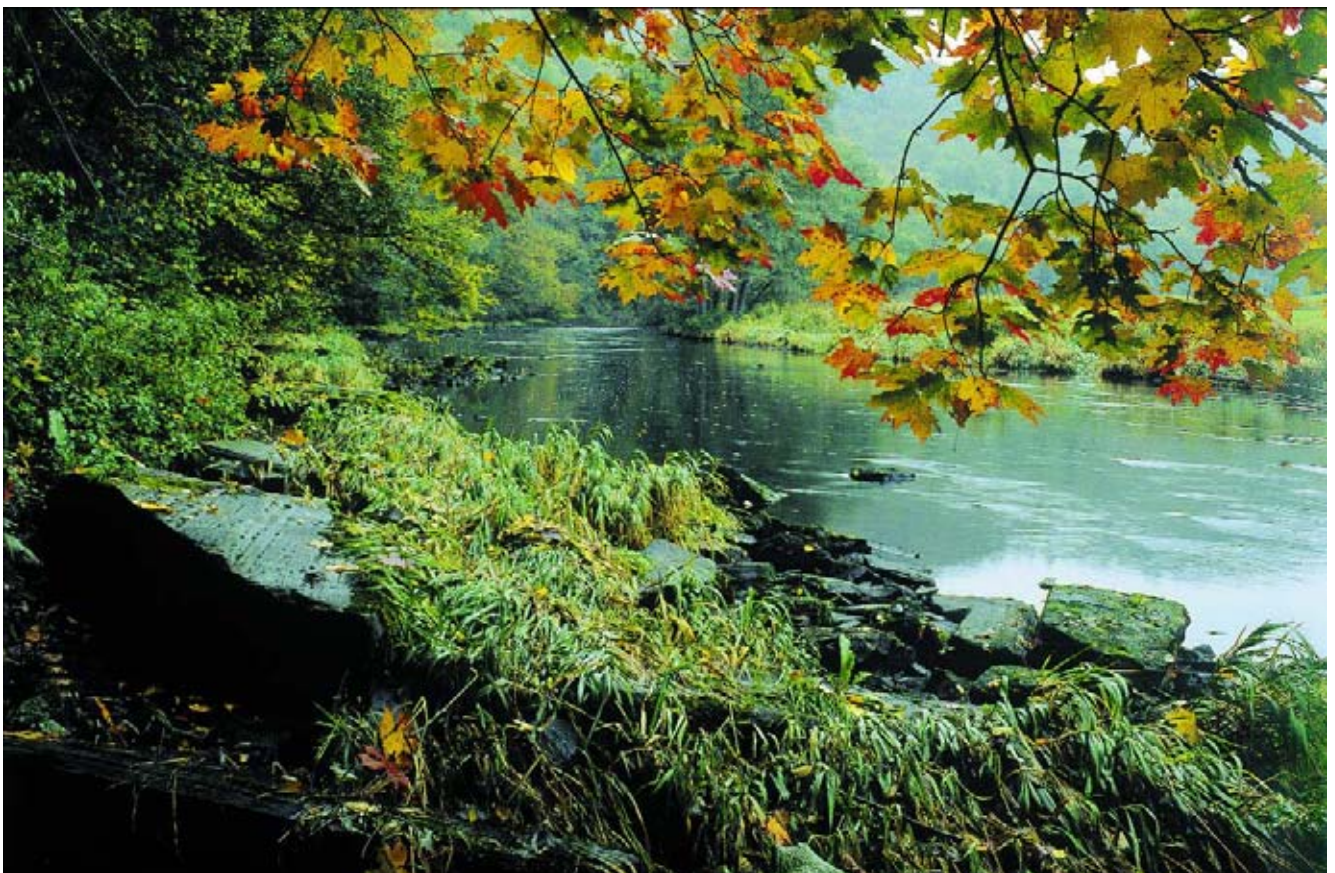


Abb. 1.
Herbst an der Thaya.

Der Weg durch das Tal – Eine Einleitung

Der Nationalpark Thayatal ist der kleinste Nationalpark Österreichs und doch zeigt er eine eindrucksvolle Landschaft in einem wunderschönen Tal. Im Schutze des Eisernen Vorhanges entlang der tschechischen Grenze blieb das Thayatal viele Jahrzehnte lang weitgehend von menschlichen Einflüssen verschont. So konnte eines der schönsten Täler Europas in seiner Ursprünglichkeit bewahrt bleiben (Abb. 1, 2).

Im Jahre 2000 wurde durch die Schaffung des Nationalparks Thayatal auch auf österreichischer Seite die einmalige Natur dieses Abschnittes des Thayatales langfristig unter Schutz gestellt. Damit konnte mit dem bereits seit 1991 auf tschechischer Seite bestehenden Národní park Podyjí eine Einheit geschaffen werden.

Die Einmaligkeit dieses tief eingeschnittenen Tales ist auf den ersten Blick durch die außergewöhnliche Artenvielfalt von Flora und Fauna bestimmt. Diese hat jedoch einen ursächlichen Zusammenhang mit dem rasch wechselnden geologischen Untergrund und der bunten Gesteinsvielfalt.

Geht man von der Hochebene hinunter ins Tal, ist die Millionen Jahre dauernde Entstehungsgeschichte auf Schritt und Tritt präsent. Dem Geologen eröffnet das Tal

ein Fenster in die Erdgeschichte, das einen Blick zurück ermöglicht, so weit wie nirgends anderswo in Österreich und Tschechien. Diese vielen hundert Millionen Jahre an Werden und Vergehen in einem ewigen Kreislauf sind es, die in dieser Natur ihren Ausdruck finden. Die auf den ersten Blick unbelebt erscheinende Natur der Steine und Minerale wird belebt durch das Wissen über deren Geschichte und Vergangenheit. Und damit entsteht eine Brücke zur belebten Natur, von der dieses Tal so übertoll und reich ist und die wiederum aus dieser Geschichte entspringt.

Durch die Beschäftigung mit der Natur besinnt sich der Mensch selbst Natur zu sein. Damit erkennt er, dass er Teil dieser Natur ist und nicht über ihr steht. Diese Erkenntnis kann man an vielen Plätzen gewinnen; doch in einer Landschaft, wie dem Thayatal und mit dem Wissen über dessen unendliche Geschichte ist es einfacher, sich dies zu verinnerlichen.

Der Weg durch das Tal ist also nicht nur ein Weg durch die Geschichte der Erde und des Lebens, sondern auch ein Weg zu sich selbst.

Eine Karte entsteht

Um die Vielfalt der Gesteine zu dokumentieren und eine allgemein verständliche und ansprechende Erdgeschichte dieser Region zu schaffen, beauftragte der Nationalpark Thayatal die Geologische Bundesanstalt eine grenzüberschreitende, zweisprachige geologische Karte der Nationalparks Thayatal und Podyjí im Maßstab 1 : 25.000 zu erstellen. Dies wurde in Kooperation mit dem Národní park Podyjí und durch die langjährige Zusammenarbeit der Geologischen Bundesanstalt mit dem tschechischen Geologischen Dienst (Česká geologická služba) in Prag erst möglich.

Die detailreiche, zweisprachige Geologische Karte der Nationalparks Thayatal und Podyjí (Geologická mapa národních parků Thayatal a Podyjí) im Maßstab 1 : 25.000 umfasst den Bereich beider Nationalparks und ihrer unmittelbaren Umgebung. Zur Erstellung dieser Karte wurden vor allem die von der Geologischen Bundesanstalt herausgegebenen Geologischen Karten 1 : 50.000, Blatt 8 Geras (ROETZEL & FUCHS, 2001) und Blatt 9 Retz (ROETZEL et al., 1999b), verwendet. Zusätzlich flossen in die Karte aber noch quartärgeologische Detailaufnahmen im Bereich des Talbodens und der Steilhänge des Thayatales beiderseits des Flusses von P. HAVLÍČEK und R. ROETZEL im Maßstab 1 : 5.000 und 1 : 10.000 (HAVLÍČEK, 1995, 2002, 2003) ein. Ein an die Karte angeschlossener Profilschnitt ermöglicht den Einblick in den geologischen Tiefbau der Region.

Dieses beigelegte, reich bebilderte Textheft mit tschechischer und englischer Zusammenfassung gibt in allgemein verständlicher Form Auskunft über die Gesteine und deren Entstehungsgeschichte und erläutert sehenswerte geologische Exkursionspunkte und Naturdenkmale in beiden Nationalparks. Karte und Textheft sollen aber auch eine Vertiefung und Weiterführung der geologischen Themen in der schon seit 2003 im Nationalparkhaus in Hardegg bestehenden Ausstellung „NaturGeschichten-ThayaTales“ ermöglichen. Darüber hinaus soll die Karte Grundlagen für verschiedenste Detailprojekte der beiden Nationalparks Thayatal und Podyjí, wie z.B. forstwissenschaftliche, vegetations- und landschaftsökologische Untersuchungen, bie-

ten. Schließlich können diese Karte und die Erläuterungen auch in den von den Nationalparks angebotenen Schulprojekten Verwendung finden und auf anschauliche Weise die Entstehung dieser Landschaft vor Augen führen.

Die Geologische Karte zeigt nicht nur anhand der grenzüberschreitenden Gesteinseinheiten, dass Geologie keine Grenzen kennt. Sie ist auch durch die gemeinsame Erarbeitung von tschechischen und österreichischen Geologen und durch die zweisprachige Ausführung ein hoffentlich gelungenes Beispiel für innovative grenzüberschreitende Kooperation.

*

Die Autoren und die Geologische Bundesanstalt danken vor allem Herrn Direktor DI Robert BRUNNER vom Nationalpark Thayatal für den Auftrag zur Erstellung dieser geologischen Karte und ihm sowie Herrn Christian ÜBL für die vielfältige Hilfe und Unterstützung bei der Realisierung dieses Projektes. Ebenso bedanken wir uns bei Herrn Direktor Ing. Tomáš ROTHÖCKL und Herrn Dr. Tibor ANDREJKOVIČ vom Národní park Podyjí für ihre Unterstützung und Kooperationsbereitschaft.

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. Der Erstautor dankt hier vor allem den tschechischen Mitautoren der Karte, Herrn Dr. Petr BATÍK, Herrn Dr. Pavel ČTYROKÝ und Herrn Dr. Pavel HAVLÍČEK, aber auch Herrn Dr. Gerhard Fuchs von der Geologischen Bundesanstalt für die vielfältige Hilfe, ihre Geduld und Kooperation bei der nicht immer einfachen Erstellung dieser Karte.

Für die Teilnahme an zahlreichen Exkursionen und fachlichen Diskussionen danken wir Herrn Dr. Petr BATÍK (Česká geologická služba), Herrn Dr. Martin BRZÁK (Masaryk Universität Brno), Herrn Dr. Fritz FINGER (Universität Salzburg), Herrn Dr. Volker HÖCK (Universität Salzburg), Herrn Dr. Karel KIRCHNER (Tschechische Akademie der Wissenschaften, Brno), Herrn Dr. Hans-Georg KRENMAYR (Geologische Bundesanstalt, Wien), Herrn Dr. Manfred LINNER (Geologische Bundesanstalt, Wien), Herrn Dr. Sla-



Abb. 2.
Am Weg zum Einsiedler eröffnet sich kurz ein Ausblick auf Hardegg, die kleinste Stadt Österreichs.

vomír NEHYBA (Masaryk Universität Brno), Herrn Dr. Oleg MANDIČ (Naturhistorisches Museum Wien), Herrn Dr. Pavel ROŠTÍNSKÝ (Tschechische Akademie der Wissenschaften, Brno) und Herrn Dr. Fritz F. STEININGER (Forschungsinstitut und Naturmuseum Senckenberg, Frankfurt).

Für die kritische Durchsicht des Manuskripts und fachliche Ergänzungen bedanken wir uns herzlich bei Herrn Dr. Jaromír DEMEK (Palacky Universität Olomouc), Herrn Dr. Fritz FINGER (Universität Salzburg) und Herrn Dr. Hans-Georg KRENMAYR (Geologische Bundesanstalt, Wien).

Weiters danken wir Herrn Dr. Ivan CÍCHA und Frau Dr. Jiřina ČTYROKÁ (Česká geologická služba, Praha) für die mikropaläontologischen Untersuchungen und Daten zur Stratigraphie der miozänen Sedimente sowie Herrn Dr. Florian FLADERER (Universität Wien) für die Bestimmung des Wollhaarnashorns von Hardegg recht herzlich.

Fotos und Grafiken stellten Herr Franz BERGER (Kopffing), Herr Dr. Ron BLAKEY (Northern Arizona University, Flagstaff), Herr Dr. Fritz FINGER (Universität Salzburg), Frau Dr. Gertrude FRIEDL (Universität Salzburg), Herr Dr.

Mathias HARZHAUSER (Naturhistorisches Museum Wien), Herr Dr. Pavel HAVLÍČEK (Česká geologická služba), Herr Mag. Thomas HOFMANN (Geologische Bundesanstalt, Wien), Herr Petr LAZAREK (Národní park Podyjí), Herr Dr. Oleg MANDIČ (Naturhistorisches Museum Wien), Herr Jiří RUDOLSKÝ (Česká geologická služba), Herr Dr. Johannes TUZAR (Krahuletz-Museum Eggenburg), Herr Christian ÜBL (Nationalpark Thayatal) und Herr Josef WAGNER (Bohumin) zu Verfügung; ihnen allen sei auf diesem Wege herzlichst gedankt.

Die englische Übersetzung der Zusammenfassung verfasste Herr Dr. Sebastian PFLEIDERER (Geologische Bundesanstalt, Wien); die Texte in tschechischer Sprache wurden von Herrn Dr. Miroslav REJCHRT und Herrn Dr. Pavel ČTYROKÝ (Česká geologická služba, Praha) übersetzt.

Bei der graphischen Gestaltung der Karte und der Erläuterungen waren maßgeblich Frau Monika BRÜGGEMANN-LEDOLTER, Herr Dr. Albert DAURER, Herr Jacek RUTHNER und Herr Mag. Werner STÖCKL (alle Geologische Bundesanstalt, Wien) beteiligt.

Die Böhmisches Masse – Österreichs ältestes Gebirge

Die Böhmisches Masse, zu der auch das Gebiet der Nationalparks Thayatal und Podyjí gehört, hat eine äußerst lange und wechselvolle geologische Geschichte hinter sich. Dabei können mehrere Phasen unterschieden werden, die in den Gesteinen dieses Gebietes noch zu erkennen sind. Die wohl wichtigsten in der Entwicklung der Gesteine sind zwei große Gebirgsbildungsphasen, die vor ca. 340 Millionen Jahren (variszisch) bzw. vor ca. 600 Mill-

ionen Jahren (cadomisch) stattfanden und bei denen große Kettengebirge mit Hochgebirgscharakter entstanden. Jeder Gebirgsaufaltung folgte eine mehrere hundert Millionen Jahre dauernde Abtragungs- und Einebnungsphase. Oftmals wurde das Gebiet von Meeren überflutet; von der letzten Meeresbedeckung sind noch Spuren im Umkreis der Nationalparks erkennbar. Schließlich hinterließen die „Eiszeiten“, der mehrmalige Wechsel von Kalt- und



Abb. 3. Zirkon (Länge des Kristalls ca. 150 µm) aus dem Bittescher Gneis mit 2,5 Milliarden Jahre altem Kern.
 a) Aufnahme mit gekreuzten Polarisationsfiltern.
 b) Aufnahme im Durchlicht.
 c) Das Elektronenmikroskop-Rückstreuelektronenbild zeigt besonders schön den alten, korrodierten und überwachsenen Kern, der ein Relikt aus der ältesten Erdfrühzeit (Archaikum) ist. Die Randzone des Kristalls hat ein Alter von ca. 580 Millionen Jahren und ist in einer Granitschmelze gewachsen (plutonisches Bildungsstadium des Bittescher Gneises) (FRIEDL et al., 2000).

Warmzeiten im Pleistozän, deutliche Spuren und prägten das Landschaftsbild des einmaligen Tales der Thaya.

Die Nationalparks Thayatal und Podyjí liegen im Bereich des Südostrandes der Böhmisches Masse, deren südöstlichster Teil in Österreich vom Mühl- und Waldviertel gebildet wird. Die Böhmisches Masse setzt sich gegen Norden nach Böhmen und Mähren fort und reicht weiter nach Bayern, Sachsen und Schlesien. Nach Süden und Osten tauchen die kristallinen Gesteine unter die jungen Ablagerungen der Alpin-Karpatischen Vortiefe (Molassezone) und weiter bis unter die Alpen und Karpaten ab.

Unvorstellbare Zeiträume

In den Nationalparks Thayatal und Podyjí finden sich unter anderem Gesteine, die ihren Ursprung in der Erdfrühzeit (Proterozoikum), also vor mehr als 600 Millionen Jahren vor heute haben. Hinweise dafür bietet einerseits der radiometrisch mit ca. 550–600 Millionen Jahren datierte Thaya-Granit, der, wie in den Nationalparks zu beobachten, nachweislich in bereits ältere Dachgesteine eindringt. Andererseits wurden in Gesteinen wie dem Bittescher Gneis winzige Kristalle des besonders stabilen Minerals Zirkon (Abb. 3) mit Altern zwischen 1 und 2,5 Milliarden Jahren nachgewiesen (FRIEDL et al., 2000, 2004). Diese hohen Alter erklären sich dadurch, dass Zirkone extrem widerstandsfähig sind und sogar mehrere, z.T. hunderte Millionen Jahre dauernde geologische Kreisläufe der Gesteine nahezu unbeschadet überstehen können. In magmatischen Gesteinen unter hohen Temperaturen gebildet, werden sie im geologischen Kreislauf bei der Erosion von Gebirgen (Verwitterung) aus dem Gesteinsverband gelöst und zusammen mit anderen Mineralkomponenten in Flüssen transportiert und im Meer abgelagert (Sedimentation). Anders als die meisten anderen Mineralphasen überleben sie nachfolgende Metamorphoseprozesse, wo es bei der Versenkung des Ozeanbodenmaterials an Subduktionszonen unter starker Druck- und Temperaturzunahme bis zur Gesteinsaufschmelzung kommt. Schließlich werden sie, eingebettet in neuem Gestein, durch tektonische oder magmatische Vorgänge bzw. durch Erosion wieder in Richtung Erdoberfläche transportiert.

Der lange Weg – Vom Südpol zum Äquator

Die ältesten Gesteine der Böhmisches Masse gehörten ursprünglich zum nördlichsten Teil des ehemaligen Großkontinents Gondwana (FRANKE, 2000; FRIEDL et al., 2000).

Sie waren dort im Bereich des Südpols in ein lang gestrecktes Küstengebirge eingebunden, das an der Wende von Erdfrühzeit (Proterozoikum) zu Erdaltertum (Paläozoikum), ca. 600 Millionen Jahre vor heute, während der **cadomischen Gebirgsbildung** entstand (NANCE & MURPHY, 1996). Gesteinsrelikte dieses Gebirges sind in der Böhmisches Masse weit verbreitet (für den österreichischen Teil siehe dazu FRIEDL et al., 2004).

Im Verlauf des unteren Erdaltertums (Altpaläozoikum: Ordovizium, Silur), rund 495–417 Millionen Jahre vor heute, wurden viele Teilstücke, so genannte Mikroplatten oder Terranes, vom Nordrand von Gondwana abgetrennt (Abb. 4). Mehrere, u.a. als Avalonia und Armorica bezeichneten Gruppen von Terranen (Inselketten) drifteten danach gegen die nördlichen Kontinente Baltika und Laurentia (TAIT et al., 1997). Das Moravikum im östlichen Teil der Böhmisches Masse (siehe unten) stammt wie Avalonia aus dem südamerikanischen Raum (FINGER et al., 2000; WINCHESTER et al., 2002), der westliche Teil mit dem Moldanubikum (siehe unten) wird Armorica zugerechnet und hatte seinen Ursprung wahrscheinlich tausende Kilometer entfernt im afrikanischem Abschnitt des cadomischen Küstengebirges (FRIEDL et al., 2000). Im Silur führte die Kollision von Baltika und Laurentia zur Kaledonischen Gebirgsbildung und zur Bildung des Großkontinents Laurussia (Old-Red-Kontinent).

Während Avalonia bereits im oberen Ordovizium mit Baltika kollidierte (die moravischen Einheiten als Teil der brunovistulischen Platte eventuell sogar noch etwas früher), dockte Armorica erst im Laufe des Devons an den Ostteil von Laurussia (Baltika und Laurentia) an und leitete damit in Europa die variszische Gebirgsbildung ein (FRANKE, 2000).

Das Gebirge am Äquator

Im oberen Erdaltertum (Jungpaläozoikum: unteres Karbon) kam es im Verlauf der **variszischen Gebirgsbildung** zur Kollision von Gondwana mit Laurussia, woraus schließlich der permische Superkontinent Pangäa hervorging.

Die Böhmisches Masse in ihrer heutigen Form und Zusammensetzung ist also ein Teil des variszischen Gebirgsgürtels. Dieser erstreckte sich in der Nähe des Äquators von Mexiko über Florida, die Appalachen, Marokko/Nordalgerien, West-, Mittel- und Südeuropa und Kleinasien bis zum Ural. Die Ausdehnung dieses Gebirges betrug ca. 1000 km in der Breite und ca. 8000 km in der Länge (Abb. 4d).

In Zentraleuropa reichte das variszische Gebirge von den Sudeten in Polen über Böhmen und das Erzgebirge, den Bayerischen Wald, den Harz, den Taunus und den

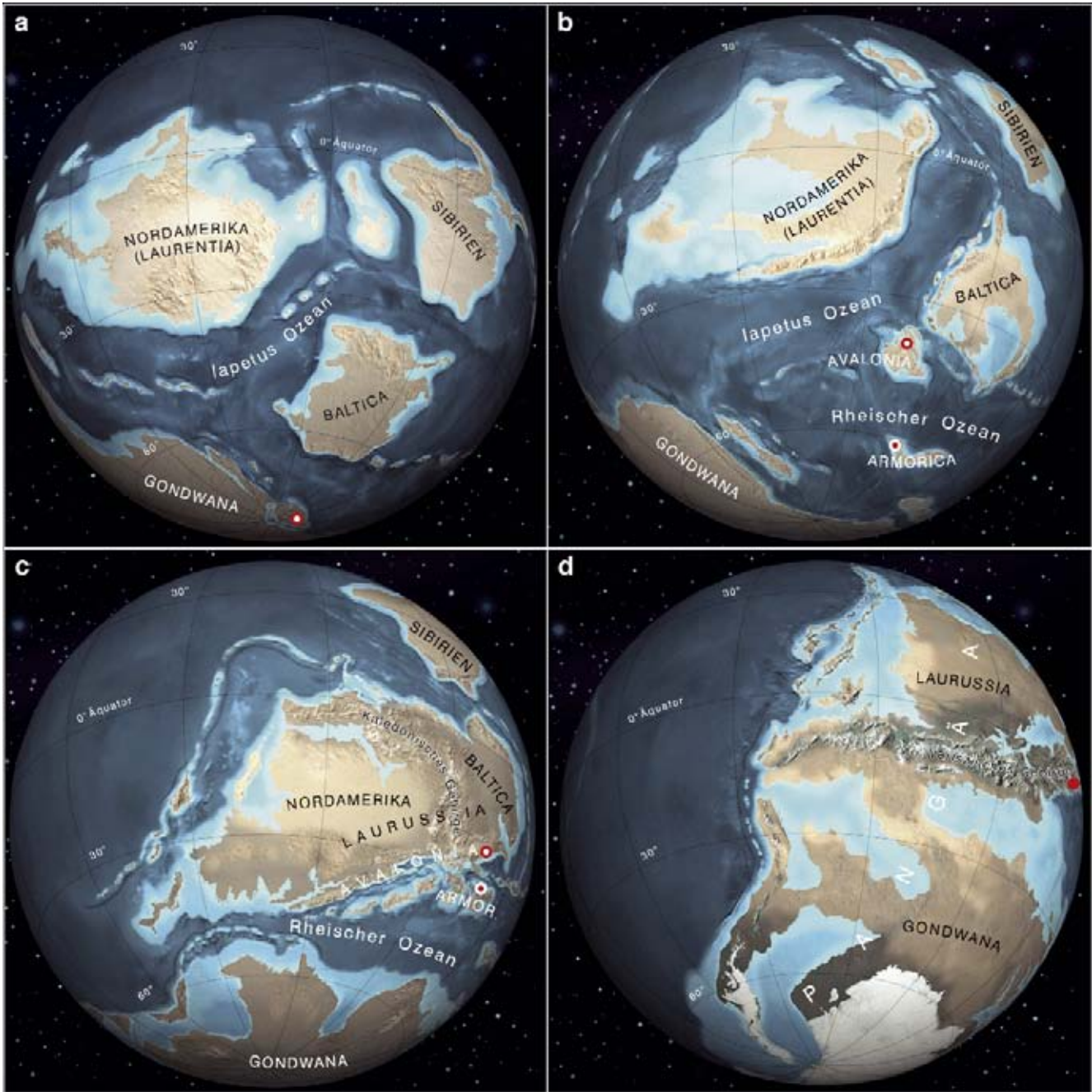


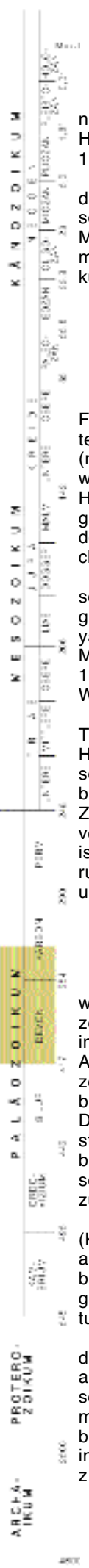
Abb. 4. Die Verteilung der Kontinente während des Erdaltertums (Paläozoikum) und die Position der Böhmisches Masse (Moravikum und Moldanubikum) zu dieser Zeit. Am Beginn des Erdaltertums, ca. 500 Millionen Jahre vor heute, waren Teile der Böhmisches Masse in ein lang gestrecktes Küstengebirge am Nordrand vor Gondwana eingebunden. Im oberen Ordovizium, rund 450 Millionen Jahre vor heute, drifteten Teilstücke von Gondwana in Richtung der nördlichen Kontinente Baltica und Laurentia. Das Moravikum war dabei Teil von Avalonia, das Moldanubikum wird Armorica zugerechnet. Im unteren Devon, vor rund 400 Millionen Jahren, hatte die Kollision von Baltica und Laurentia zur Kaledonischen Gebirgsbildung und zur Bildung des Großkontinents Laurussia geführt. Avalonia war bereits im oberen Ordovizium mit Baltica kollidiert, Armorica verschmolz mit Laurussia erst im Laufe des Devons. Im oberen Karbon, rund 300 Millionen Jahre vor heute, war Gondwana bereits mit Laurussia kollidiert, wodurch das variszische Gebirge und der Superkontinent Pangäa entstanden.

- a) Oberes Kambrium (500 Millionen Jahre vor heute).
■ = Böhmisches Masse (Moravikum).
 - b) Oberes Ordovizium (450 Millionen Jahre vor heute).
■ = Böhmisches Masse (Moravikum); ■ = Böhmisches Masse (Moldanubikum).
 - c) Unteres Devon (400 Millionen Jahre vor heute).
■ = Böhmisches Masse (Moravikum); ■ = Böhmisches Masse (Moldanubikum).
 - d) Oberes Karbon (300 Millionen Jahre vor heute).
■ = Böhmisches Masse (Moravikum + Moldanubikum).
- Globen von Ron BLAKEY (Northern Arizona University, Flagstaff).

Schwarzwald bis zu den Vogesen, zum französischen Zentralplateau und der Bretagne. Auch große Teile von Nordwestspanien, Kastilien und Portugal entstanden während dieser Gebirgsbildungsphase.

In dieser variszischen Gebirgsbildungsphase wurden Gesteine aus vorangegangenen, z.T. weit älteren Gebirgs-

bildungsphasen mit einbezogen und durch Versenkung und eine intensive Deckentektonik hohen Drücken und Temperaturen ausgesetzt und dabei umgewandelt (Metamorphose). Gleichzeitig entstanden bei dieser Gebirgsbildung durch Aufschmelzung von älteren Gesteinen neue Gesteine, wie z.B. verschiedene Granite.



Für das dabei entstandene variszische Gebirge sind nach manchen Autoren aus theoretischen Überlegungen Höhen von 5000 m bis 7000 m zu erwarten (vgl. z.B. HÖCK, 1999; ZULAUF, 1997).

Die heute bestehende Böhmisches Masse ist nur mehr der Sockel (Grundgebirge) dieses einstigen Gebirges, dessen Abtragung bereits im Jungpaläozoikum, vor ca. 320 Millionen Jahren begann und während des gesamten Erdmittelalters (Mesozoikum) und der Erdneuzeit (Känozoikum) andauerte.

Moravikum und Moldanubikum – Zwei tektonische Großeinheiten

Die südöstliche Böhmisches Masse wird allgemein seit F.E. SUESS (1903, 1912) in zwei tektonische Großeinheiten, das östliche, strukturell tiefer gelegene **Moravikum** (nach dem Hauptverbreitungsgebiet in Mähren) und das westliche, tektonisch höhere **Moldanubikum** (nach dem Hauptverbreitungsgebiet zwischen Moldau und Donau), gegliedert. Diesen tektonischen Großeinheiten werden jedoch von verschiedenen Geologen in Österreich und Tschechien unterschiedliche Gesteinseinheiten zugerechnet.

Das Moravikum bildet am südöstlichen Rand der Böhmisches Masse zwei kuppelförmig gewölbte Strukturen, die großteils auf österreichischem Staatsgebiet liegende Thaya-Kuppel und die Svatka-Kuppel (Schwarzawakuppel) in Mähren (vgl. z.B. FRASL, 1983, 1991; JAROŠ & MISAŘ, 1974; PRECLIK, 1925, 1926, 1937; F.E. SUESS, 1903, 1912; WALDMANN, 1930).

Das Moravikum kann nach FRASL (1991) als westlichster Teil des **Bruno-Vistulikum**s (DUDEK, 1980) (nach der Hauptverbreitung zwischen Brünn und der Weichsel) angesehen werden. Dieser alte, von der variszischen Gebirgsbildung nur randlich (speziell westlich, in der moravischen Zone) stärker überprägte, ehemalige Mikrokontinent (Teil von Avalonia?) reicht nach Osten bis unter die Karpaten, ist allerdings über weite Strecken durch jüngere Ablagerungen aus dem oberen Erdaltertum, dem Erdmittelalter und der Erdneuzeit bedeckt.

Eine komplexe Geschichte

Wie die Altersdatierungen von Zirkonkristallen andeuten, wurden Teile der Gesteine des Moravikums in der Erdfrühzeit (Proterozoikum), vielleicht sogar davor, im Archaikum, in Ozeanen als Ablagerungsgesteine (Sedimente) gebildet. Am Ende des Proterozoikums, an der Wende zum Paläozoikum, wurden sie dann in die große cadomische Gebirgsbildungsphase einbezogen und bei dieser durch hohe Drücke und Temperaturen zum Teil zu Umwandlungsgesteinen (Metamorphite) umgeformt. Während dieser Gebirgsbildung drangen aus der Tiefe silikatische Gesteinschmelzen in die Erdkruste, die in vielen Kilometern Tiefe zu granitoiden Gesteinen erstarrten.

Rund 250 Millionen Jahre später, im oberen Erdaltertum (Karbon), wurden sowohl diese Tiefengesteine (Plutonite), als auch die metamorphen Gesteine, in eine neue Gebirgsbildung, die variszische Gebirgsbildung, einbezogen und gemeinsam weiter mineralogisch umgewandelt und strukturell verändert.

Im Laufe der variszischen Gebirgsbildungsphase wurde der westliche, moldanubische Teil der Böhmisches Masse auf flachen Bewegungsbahnen auf das Moravikum aufgeschoben. Gleichzeitig wurden die Gesteine einer Regionalmetamorphose unterworfen. Die seit F.E. SUESS (1903) bekannte ostvergente Moldanubische Überschiebung wird in letzter Zeit mehrfach von verschiedenen Autoren (vgl. z.B. FRITZ & NEUBAUER, 1993) aufgrund strukturgeologi-

scher Untersuchungen in nordöstlicher bis nordnordöstlicher Richtung interpretiert. Dagegen spricht sich FUCHS (1991, 1998) aus, der aus zahlreichen Geländebeobachtungen weiterhin nur Hinweise auf eine Ost-gerichtete Überschiebung erkennen kann.

Bei der Gebirgsbildung kam es im Bereich des Moldanubikums zu Überschiebungen und Übereinander-Stapelung ganzer Gesteinspakete und zur Bildung von Decken. Ob es im Zuge der Aufschiebung des Moldanubikums auf das Moravikum innerhalb des Moravikums zur Bildung von Deckenstapeln durch Überschiebungen kam, wie z.B. von TOLLMANN (1985) angenommen wurde, oder ob nur sogenannte Faltendecken gebildet wurden (vgl. FUCHS, 1999), wird diskutiert.

Hohe Drücke und Temperaturen

Während die Gesteine des Moldanubikums einen durchgehend hohen variszischen Metamorphosegrad zeigen (hohe Drücke und Temperaturen i.a. >700°C), lassen die Mineralzusammensetzungen der Gesteine des Moravikums deutlich niedrigere Metamorphosebedingungen erkennen (<600 °C; oft <500 °C vor allem gegen Osten). Dies lässt vermuten, dass die Gesteine des Moldanubikums zunächst in weit tieferen Stockwerken der Erdkruste versenkt waren und dort aufgeheizt wurden, bevor sie als heißes Deckenpaket auf das Moravikum geschoben wurden und dort eine Metamorphose induzierten.

Außerdem ist im Moravikum eine sehr merkwürdige Metamorphoseentwicklung festzustellen. Die Metamorphose nimmt von Westen nach Osten, also vom hangenden zum liegenden Anteil ab und nicht, wie man erwarten sollte, von den heute strukturell tiefsten Teilen im Osten zu den strukturell höchsten Teilen. Dies kann mit der von Westen gegen Osten fortschreitenden Kollision von Moldanubikum mit Moravikum und dem damit verbundenen Deckenbau erklärt werden, bei der nacheinander zuerst tiefere, höher temperierte Gesteinseinheiten über höher gelegene, niedriger temperierte gelangten (vgl. HÖCK, 1999).

Überdies ändert sich im Moravikum die Metamorphose auch mehrfach entlang des Streichens, sodass man in derselben lithologischen Einheit im Süden und Norden eine geringere Intensität der Metamorphose findet als im zentralen Teil. Die Ursache für diese eigenartige Metamorphoseprägung ist in der vermutlich ursprünglich tieferen Versenkung des zentralen Teiles des Moravikums und der damit verbundenen stärkeren Aufheizung während der variszischen Regionalmetamorphose zu suchen (FRASL et al., 1977).

Ein bunter Wechsel von Gesteinen

Die tiefste strukturelle Einheit des Moravikums ist der aus verschiedenen granitischen Gesteinen (FINGER & RIEGLER, 1999) aufgebaute plutonische Komplex (Tiefengesteinskomplex) des **Thaya-Batholiths** (**Thaya-Pluton**).

Über dem Thaya-Batholith folgen im Westen Gesteine, die bereits vor dem Eindringen der Gesteinsschmelze des Thaya-Batholiths in Ozeanen als Ablagerungsgesteine, wie z.B. Tone, Sande, tonige und sandige Kalke und Kalke abgelagert wurden. Später, wahrscheinlich zum Teil schon während der cadomischen Gebirgsbildung (siehe oben), erfolgte durch hohen Druck und Temperatur (Metamorphose) die Umwandlung in Glimmerschiefer, Quarzit, Kalksilikatgneis und Marmor.

Diese metamorphen Ablagerungsgesteine (Paragesteine) werden in Österreich in die direkt über dem Thaya-

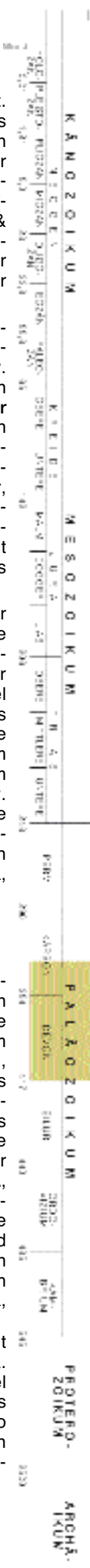


Abb. 5. Am Vraní skála (Rabenfelsen), nördlich vom Umlauf, sind die eng verfalteten Glimmerschiefer und Quarzite im Verband des Weitersfelder Stängelgneises in einmaliger Weise aufgeschlossen.

Batholith liegende Therasburg-Gruppe und die darüber folgende Pernegg-Gruppe unterteilt. Ursprünglich von HÖCK & VETTERS (1975) als Quarzit-Glimmerschieferserie bzw. Marmor-Glimmerschieferserie bezeichnet, wurden sie von HÖCK et al. (1991) zur Therasburg-Formation bzw.

Pernegg-Formation umbenannt. Da sich diese „Formationen“ aus einer Reihe kartierbarer Einheiten zusammensetzen, wurde später der Begriff „Gruppe“ statt „Formation“ gewählt (vgl. FUCHS in ROETZEL et al., 1999b und in ROETZEL & FUCHS, 2001). In Tschechien werden diese beiden Einheiten zur **Lukov-Gruppe** (unterer und oberer Teil) zusammengefasst.

Im zentralen Teil des Moravikums liegt zwischen Therasburg-Gruppe und Pernegg-Gruppe, bzw. innerhalb der Lukov-Gruppe ein Granitgneis, der **Weitersfelder Stängelgneis** (Abb. 5), in dessen Verband auch metamorphe Ablagerungsgesteine, wie Arkosegneise, Quarzite und Glimmerschiefer, vorkommen. Als höchste strukturelle Einheit folgt über der Pernegg-Gruppe die **Bittescher Gneis** (Abb. 6) als Leitgestein.

Westgrenze des Moravikums mit der Obergrenze des Bittescher Gneises gleichgesetzt. Im nördlichen Teil der Thayakuppel in Tschechien und in der Svatka-Kuppel (Schwarzawakuppel) wird dagegen die im Hangenden des Bittescher Gneises folgende **Vranov-Olešnice-Serie** (Äußere Phyllite nach F.E. SUSS) auch zum Moravikum gezählt. Die Vorstellung eines „Alten Daches“ auch im Hangenden des Bittescher Gneises (Sedimente bzw. metamorphe Gesteine, in die der Bittescher Gneis, so wie der Thaya-Granit, aus der Tiefe eindrang) wird in den letzten Jahren auch von einigen österreichischen Geologen in Erwägung gezogen (FINGER & STEYRER, 1995; FRASL, 1991; MATURA, 1976, 2003).

Alte Zeugen

Noch vor der variszischen Gebirgsbildung wurde das Moravikum im Devon, vor ca. 417–354 Millionen Jahren, von Norden her von einem seichten Meer überflutet. Gesteine aus dem Randbereich dieses Meeres findet man u.a. am Ostrand der Böhmisches Masse, nördlich von Brno (Brünn), im so genannten Mährischen Karst (Abb. 7). An der Basis einer mächtigen Abfolge von verschiedenen fossilführenden, seichmarinen Kalken liegen dort im Randbereich des Brünner Batholiths kontinentale, wahrscheinlich fluviale Konglomerate und Sandsteine als Abtragungsprodukte der angrenzenden Granitoide (SUK et al., 1984; SVOBODA, 1966). Ein kleines Vorkommen eines derartigen Konglomerates findet sich auch noch auf der geologischen Karte nördlich von Znojmo (Znaim) bei Únanov. In Österreich wird eine schwach metamorphe Serie von Quarziten, Phylliten und Marmoren am Südennde des Thaya-Batholiths, östlich von Schönberg, als Ollersdorfer Formation (vgl. FRASL, 1983) mit dem mährischen Devon gleichgesetzt.

Im Mährischen Karst, nördlich von Brno (Brünn) folgt über den devonischen Kalken im unteren Karbon (ca. 354–330 Millionen Jahre vor heute) ein rascher Wechsel im Gesteinsbestand. Die relativ monotone Abfolge aus Schiefer, Grauwacken und Konglomeraten (Abb. 8) des so genannten Kulm weist mit ihren flyschartigen Gesteinen auf die im Hinterland stattfindende variszische Gebirgsbildung hin (DVOŘÁK, 1973, 1989, 1990; SVOBODA, 1966).



Abb. 6. Nordwestlich von Hardegg ragen turmartig mehrere Felsen aus Bittescher Gneis aus dem bewaldeten Tal.

KÄRNOZOIKUM
 MESOZOIKUM
 PALÄOZOIKUM
 PROTEROZOIKUM
 ARCHAÏKUM



Abb. 7. Im Mährischen Karst, am Rand des Brünner Batholiths, sind im Steinbruch Mokrý marine Kalke aus dem Devon aufgeschlossen.



Abb. 8. Nordöstlich von Brno (Brünn) blieben am Rand des Brünner Batholiths Konglomerate aus dem unteren Karbon (Kulm) erhalten, deren Komponenten die bunte Vielfalt der damals im Hinterland vorkommenden Gesteine widerspiegeln.

Diese Gesteine des Devons und unteren Karbons wurden noch in die variszische Gebirgsbildung einbezogen und dabei z.T. auch noch unterschiedlich metamorph beeinflusst.

Die Abtragung beginnt

Als Folge der variszischen Gebirgsbildung wurden weite Teile des späteren Europas zu Festland. Mit dem Ausklingen der Gebirgsbildung vor ca. 330 Millionen Jahren zog sich das Meer zurück. Gleichzeitig damit verstärkte sich die Abtragung der Böhmisches Masse.

Innerhalb der Böhmisches Masse bildeten sich intramontane Becken, wie z. B. in Zentralböhmen oder in den Becken von Mnichovo Hradiště und Krkonoše mit limnisch-fluviatilen Sedimenten, wo besonders im oberen Karbon z.T. mächtige Steinkohleflöze entstanden.

Andere Ablagerungen dieser Abtragsphase aus dem oberen Karbon und Perm (330–248 Millionen Jahre vor heute) blieben u.a. in Südsüdwest–Nordnordost streichen-

den, tektonischen Grabenstrukturen vor der späteren Erosion bewahrt. So findet man z.B. permokarbone Ablagerungen am Südostrand der Böhmisches Masse in der Furche von Boskovice westlich bis nördlich von Brno (Brünn) und im Bereich von Zöbing nordöstlich von Langenlois oder in Südböhmen in der Furche von Blаницe nordöstlich von České Budějovice (Budweis). Ebenso konnten unter den Molasseablagerungen in Oberösterreich und Niederösterreich kontinentale Ablagerungen dieses Zeitabschnittes erbohrt werden (MALZER et al., 1993).

Es handelt sich dabei nahezu ausschließlich um terrestrische und limnische Ablagerungen, wie Tonsteine, Sandsteine, Arkosen (mürbe, feldspatreiche Sandsteine), Brekzien, Konglomerate und gelegentlich Kohleflöze. Aufgrund der Pflanzenfossilien kann z.B. in den jungpaläozoischen Ablagerungen der Zöbing-Formation, die geschieht den Zeitabschnitt vom oberen

Oberkarbon (Stephan) bis zum unteren Perm (Autun und Saxon) (ca. 306–274 Millionen Jahre vor heute) umfasst, der Wechsel von einem zuerst feuchten und warmen zu einem ariden und wüstenhaften Klima rekonstruiert werden (vgl. VASICEK, 1991; VASICEK & STEININGER, 1999). So wurden im unteren Bereich der ca. 1000 m mächtigen Schichtfolge der Zöbing-Formation die über Flüsse herant transportierten Sedimente im Nahbereich der Flussläufe, in seichten Tümpeln und Seen mit vegetationsreichen Uferzonen, abgelagert. Im oberen Teil der Schichtfolge treten in Zusammenhang mit tektonischen Bewegungen im Hinterland vermehrt grobe Schüttungen auf, wobei in dem ariden Klima die Ablagerung der Sedimente wahrscheinlich bei periodischen Starkregenfällen als Schichtflutsedimente erfolgte.

Zwischen Nordsee und Tethys

Während des gesamten Erdmittelalters (Mesozoikum: 248–65 Millionen Jahre vor heute) setzte sich die langsame Hebung der Böhmisches Masse fort, gleichzeitig ging die Abtragung weiter.

Mit Ausnahme von kurzzeitiger Süßwassersedimentation in der unteren Trias und der unteren Oberkreide und relativ kurzen, marinen Überflutungen im Jura und der mittleren Oberkreide war die Böhmisches Masse jedoch während des Großteils des Mesozoikums und des Paläogens, also durch rund 225 Millionen Jahre, Festland.

Die Abtragsprodukte wurden durch große Flusssysteme in die angrenzenden marinen Beckenbereiche und in Senken innerhalb der Böhmisches Masse, wie z.B. die Südböhmisches Becken, eingetragen.

In der Trias (unteres Mesozoikum), 248–206 Millionen Jahre vor heute, war die Böhmisches Masse wie bereits im Jungpaläozoikum (siehe oben) weiterhin der Verwitterung und Abtragung ausgesetzt. Außer den in Nordost-Böhmen, am Nordrand der Böhmisches Masse nachgewiesenen fluviatil-lakustrischen Sedimenten aus der unteren bis mittleren Trias sind keine Ablagerungen auf der Böhmisches Masse aus dieser Zeit bekannt (SUK et al., 1984).

Im Jura (mittleres Mesozoikum), 206–142 Millionen Jahre vor heute, lag die Böhmisches Masse am Rand eines

ARCHAÏKUM
 PROTEROZOIKUM
 PALÄOZOIKUM
 MESOZOIKUM
 KÄNOZOIKUM

Abschnitt der Erdneuzeit (Känozoikum), dem Paläogen (65–23 Millionen Jahre vor heute) weiter fort (vgl. DEMEK, 2004).

Massive Hebungen führten an der Wende von Mesozoikum zu Känozoikum, vor 65 Millionen Jahren, auch im Randbereich der Böhmisches Masse zu einem weit reichenden Rückzug des Meeres, der bis ins mittlere Paläogen (Eozän) andauerte. Erst im Obereozän, ca. 40–34 Millionen Jahre vor heute, gelangte der südwestliche Rand der Böhmisches Masse durch einen Meeresvorstoß wieder in Küstennähe. Durch die verstärkte Erosion kam es in dieser Zeit auch im Bereich der Böhmisches Masse zu starker Abtragung, sodass dort aus dem gesamten unteren und mittleren Paläogen (Paleozän, Eozän) keine Sedimente überliefert sind (vgl. ROETZEL & STEININGER, 1999).

Für die Bildung der heute noch sichtbaren Oberflächenformen der Böhmisches Masse war die Klimaentwicklung im Eozän, vor ca. 56–34 Millionen Jahren von großer Bedeutung. In dieser Zeit herrschten in unserem Raum tropische Klimabedingungen, sodass die Böhmisches Masse einer tief greifenden, tropischen Verwitterung ausgesetzt war (vgl. STEININGER & ROETZEL, 1994). Dabei wurden mächtige Verwitterungsdecken gebildet, wobei Roterde (Laterit) und Porzellanerde (Kaolin) entstanden. Ein Großteil dieser Verwitterungsbildungen wurde jedoch im Laufe des Miozäns wieder abgetragen und anschließend z.T. in der näheren Umgebung wieder abgelagert. Nur an wenigen Stellen des Mühl- und Waldviertels und in Südmähren wurde dieser Kaolin durch nachfolgende, grabenartige Absenkungen an tektonischen Bruchlinien vor der Abtragung bewahrt. In der Nähe des Thayatales blieb Kaolin im Raum Mollersbach und Niederfladnitz und bei Únanov nördlich von Znojmo (Znaim) erhalten. Der Kaolin von Mollersbach und Únanov entstand vermutlich zur Zeit dieser tropischen Klimaphase an Ort und Stelle durch Verwitterung des Bittescher Gneises, bzw. des Thaya-Granites. Die Kaolinlagerstätte Niederfladnitz, die zur Langau-Formation gerechnet wird, wurde dagegen wahrscheinlich erst im Miozän (Ottangium) durch Abtragung und Umlagerung der paläogenen, kaolinischen Verwitterungsdecke gebildet (ROETZEL, 1993).

Neben der intensiven flächigen Vergrusung der kristallinen Gesteine führte die tropische Verwitterung besonders bei den granitischen Gesteinen zur so genannten „Wollsackverwitterung“ (Abb. 9, 10). Dabei wurde der Kornverband in den Gesteinen unter der Bodenoberfläche durch eindringendes Boden- und Grundwasser zuerst entlang von Klüften und Rissen aufgelöst. Allmählich rückte diese Vergrusung von den meist an ein tektonisch bedingtes Kluffnetz gebundene Trennflächen immer weiter gegen das Zentrum der Kluffkörper vor, bis zunächst nur noch ein kugelförmiger oder ellipsoidaler, fester Granitkern mitten im Grus zurückblieb. Die spätere Ausräumung der gelockerten Gesteinsbereiche im Miozän, Pliozän und Pleistozän führte dann zur Freilegung der gerundeten Blöcke, der so genannten Wollsäcke (vgl. HUBER, 1999).

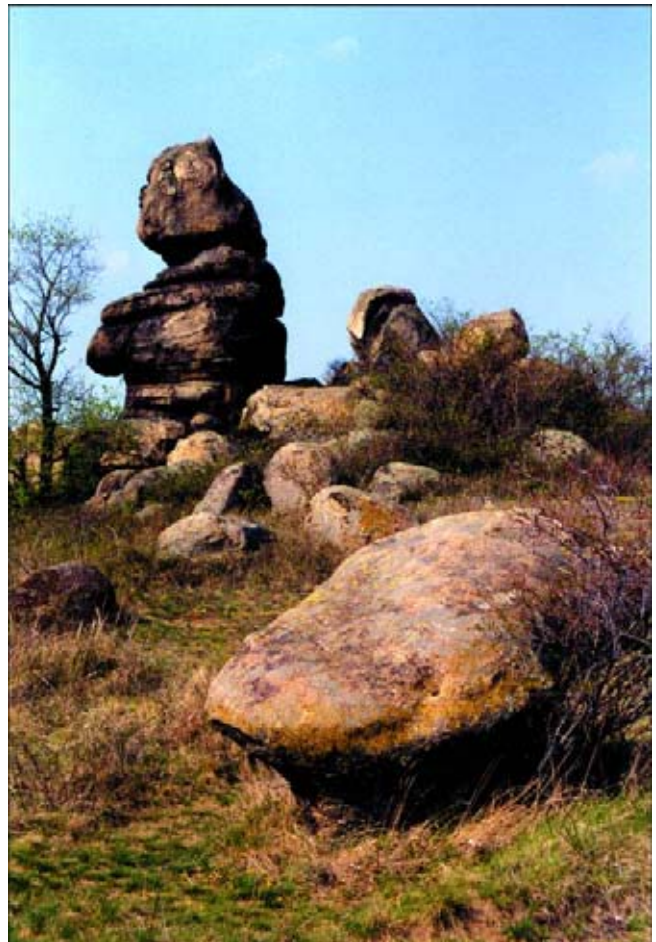


Abb. 10. Eines der schönsten Beispiele für Wollsackverwitterung im Thaya-Granit sind die Kogelsteine bei Eggenburg.

Diese Art der Granitverwitterung findet man besonders in den heutigen Blocklandschaften des westlichen Wald- und Mühlviertels und im anschließenden Südböhmen, sie treten aber auch in dem Granitareal des Thaya-Batholiths im östlichen Waldviertel und anschließenden Weinviertel und in Südmähren, zwischen Maissau, Retz und Znojmo (Znaim) auf. Auf diese Weise entstanden die zahlreichen, oft saganumwobenen Granitblöcke, Blockgruppen, Felsburgen oder Wackelsteine in diesen Gebieten (vgl. HUBER, 1999).

Im Thayatal sind derartige Verwitterungsbildungen eher selten, aber wahrscheinlich haben auch manche Felstürme im Bittescher Gneis nordwestlich von Hardegg, wie der Schwalbenfelsen oder die Turmfelsen, ihren Ursprung in dieser Zeit.

Die Paratethys – Ein neues Meer am Rand der Böhmisches Masse

Bereits mit dem Beginn des Eozäns begann sich ein neuer mariner Ablagerungsraum zwischen den Alpen bzw. Karpaten und der Böhmisches Masse zu bilden, der als Paratethys bezeichnet wird. In diese Molassezone (von lat. „molare“ = zermahlen) im Vorland der sich heraushebenden Alpen und Karpaten gelangte vor allem der Abtragungsschutt von den alpinen Gebirgen im Süden und Südosten aber auch von der nördlich anschließenden Böhmisches Masse.

Während ab dem Obereozän dieser Meeresvorstoß vor allem den westlichen Bereich der Böhmisches Masse in Oberösterreich und Bayern erreichte, gelangte im oberen Paläogen (Oligozän: ca. 34–23 Millionen Jahre vor heute) auch der südliche und südöstliche Randbereiche der Böhmisches Masse wieder in unmittelbare Küstennähe.

Im Gebiet von Amstetten – Melk – Krems reichte das Meer bis an den heutigen, obertags anstehenden Bereich der kristallinen Gesteine der Böhmisches Masse heran und

griff gegen Westen z.T. weit in Buchten nach Norden vor. Nach Osten konnten die Meeresablagerungen dieser Zeit durch Tiefbohrungen nur bis etwa Hollabrunn nachgewiesen werden, sodass angenommen werden muss, dass nicht nur ein Großteil der Böhmisches Masse des heutigen Waldviertels, sondern auch das östlich anschließende Gebiet zu dieser Zeit Festland waren.

Im unteren Oligozän wurden in brackischen Bereichen in Meeresnähe dunkle Tone mit Kohleeinschlüssen abgelagert, die als Pielacher Tegel bezeichnete werden. Im Zuge des Vordringens des Meeres im oberen Oligozän folgten über den Pielacher Tegeln die seichtmarinen Ablagerungen der Melker- und Linzer Sande und dann über diesen im oberen Oligozän bis untersten Miozän die bereits aus tieferen Meeresbereichen stammenden Tone bis Silte des Älteren Schliers (ROETZEL et al., 1983; ROETZEL & STEININGER, 1999).

Die landfesten Gebiete waren zu dieser Zeit der Abtragung durch Flüsse ausgesetzt, wobei durch die intensive Zertalung das Relief stärker geprägt wurde. So floss z.B. von Südböhmen, wo sich bereits in der Oberkreide in den Becken von Třeboň (Wittingau) und České Budějovice (Budweis) ein großer Süßwassersee ausdehnte (siehe oben), ein breiter, weit verzweigter Fluss quer über das Waldviertel in das Horner Becken und mündete wahrscheinlich im Raum von Krems in das oligozäne Meer. Dieser so genannte Horner Fluss 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 bekannt sind (ROETZEL & STEININGER, 1999). In Südböhmen sind Äquivalente der St.Marein-Freischling-Formation vermutlich die fluviatilen und limnischen Sandsteine der Lipnice-Formation (vgl. SUK et al., 1984).

In der nordwestlichen Böhmisches Masse begann im Oligozän, z.T. auch schon im oberen Eozän die Bildung von vulkano-tektonischen Becken. In den Becken von Cheb und Sokolov und in den Nordböhmisches Becken wurden bis ins Untermiozän limnisch-fluviatile Sedimente mit mächtigen Kohlezwischenlagen abgelagert, die mit basaltischen und tuffitischen Ablagerungen von nahe gelegenen Vulkanen wechsellagern (vgl. SUK et al., 1984).

Eggenburg – und Hardegg – am Meer

Auch im Neogen, im Untermiozän und unteren Mittelmiozän, ca. 21–15 Millionen Jahre vor heute, war der südliche



Abb. 11.
Die Paratethys zur Zeit des Eggenburgiums vor rund 20 Millionen Jahren.
Nach F. RÖGL in HARZHAUSER et al. (2004a).

und östliche Rand der Böhmisches Masse von mehreren Meeresüberflutungen betroffen.

Im Untermiozän (Eggenburgium) vor ca. 21 Millionen Jahren setzte ein weltweit erkennbarer Anstieg des Meeresspiegels ein, bei dem das Meer (Abb. 11) von Osten und Süden auf die Böhmisches Masse und in Flussstäler vordrang (STEININGER & ROETZEL, 1999b). Die Ablagerungen dieser Transgressionsphase sind u.a. auch in den Nationalparks Thayatal und Podyjí und in deren Umgebung zu finden.

Durch dieses Vordringen des Meeres (Transgression) in eine Landschaft mit ausgeprägtem Relief entstanden lokal sehr unterschiedliche und rasch wechselnde Ablagerungsbereiche. So gab es gleichzeitig eng nebeneinander Flussmündungen mit Braunkohlesümpfen und seichte, schlammige Meeresbereiche mit Süßwasserzufluss, in denen Austernbänke wuchsen. Es bildeten sich aber auch stille, geschützte Strände, kleine Meeresbuchten und Küstenabschnitte mit tosender Brandung.

So wie heute beeinflussten die verschiedenen Umweltbedingungen in diesen Ablagerungsräumen die darin lebende Tier- und Pflanzenwelt. Dabei wurden in diesen Bereichen unterschiedliche Ablagerungsgesteine (Sedimentgesteine) gebildet. Diese sind heute in vielfältiger Ausbildung und mit reicher Fossilführung besonders im weiteren Raum von Horn und Eggenburg aufgeschlossen (ROETZEL, MANDIC & STEININGER, 1999; ROETZEL & STEININGER, 1991; Abb. 12). In der internationalen Zeitgliederung für die Paratethys wird daher dieser Zeitabschnitt der Erdgeschichte als Eggenburgium (STEININGER & SENEŠ, 1971) bezeichnet.

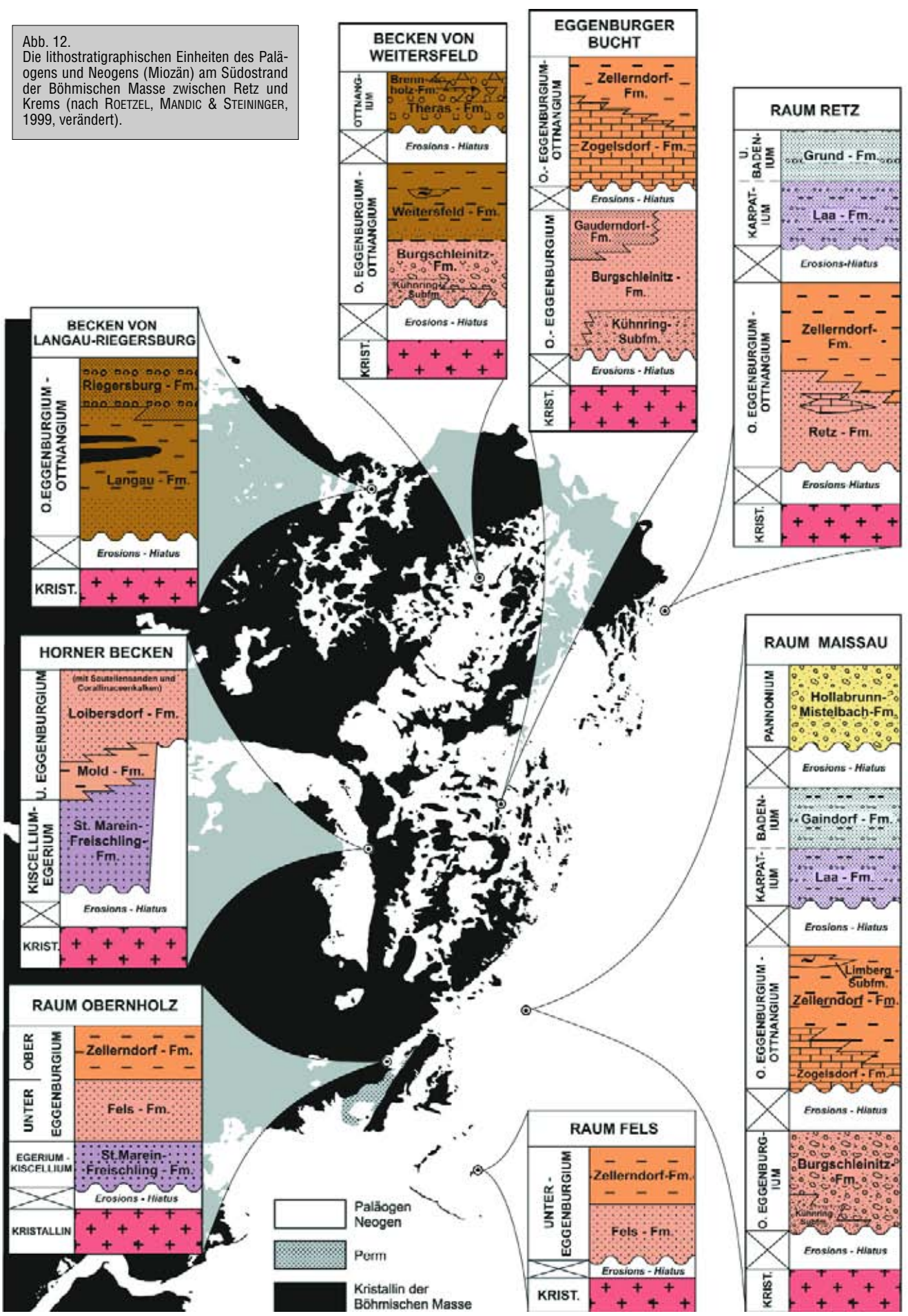
Aus der Art und Abfolge der Sedimente und den darin enthaltenen Fossilien kann die zeitliche und räumliche Entwicklung dieses Meeresvorstoßes am Südostrand der Böhmisches Masse abgeleitet werden (MANDIC & STEININGER, 2003; ROETZEL, MANDIC & STEININGER, 1999; STEININGER & ROETZEL, 1999b; vgl. Abb. 12).

Dieser begann im unteren Eggenburgium, im Südosten, mit den seichtmarinen, fossilreichen Sanden der Fels-Formation, die vor allem aus dem Raum Fels-Oberholz bekannt sind. Der Anstieg des Meeres setzte sich weiter im Horner Becken fort, wodurch der Mündungsbereich des Horner Flusses immer weiter nach Norden zurückgedrängt wurde. Dadurch bildeten sich in einer Trichtermündung über den oligozänen, fluviatil-limnischen Ablagerungen der St.Marein-Freischling-Formation (siehe oben) brackische Tone und Silte (Mold-Formation) und darüber gut sortierte, vollmarine Sande des seichten Küstenbereiches mit typischen, großwüchsigen Muscheln und Schnecken (Loibersdorf-Formation).

Zeitversetzt erreichte im oberen Eggenburgium der Meeresvorstoß den Ostrand der Böhmisches Masse im Gebiet von Eggenburg, Retz und Znojmo (Znaim). Ähnlich wie im Horner Becken begann in diesem Gebiet die Sedimentfolge mit schlecht sortierten, fossilreichen Silten, Tonen und Sanden (Kühnring-Subformation), deren Fossilanteil die Ablagerung in einem landnahen, sehr seichten, schlammreichen Bereich mit zeitweiligen Schwankungen des Salzgehaltes erkennen lässt. Von der Landnähe zeugen Reste von Landwirbeltieren, wie z.B. eines schweineartigen Paarhufers (*Brachyodus onoideus*) und von Landschildkröten. Aus den Küstensümpfen und Flussästuaren ist der Schädel eines Fisch fres-

Abb. 12.
Die lithostratigraphischen Einheiten des Paläogens und Neogens (Miozän) am Südostrand der Böhmisches Masse zwischen Retz und Krens (nach ROETZEL, MANDIC & STEININGER, 1999, verändert).

ARCHAÏKUM
 PROTEROZOIKUM
 PALÄOZOIKUM
 MESOZOIKUM
 KÄNOZOIKUM



3000	KÄNOZOIKUM	4192	KALEDOON	360	300	230	180	130	80	30	0	MESOZOIKUM	190	130	65	25	0	PALÄOZOIKUM	444	360	250	100	0	PROTÉROZOIKUM	2300	1800	1500	1000	500	0	ARCHÄIKUM	4762
122		125											120						115						110							105
0		0	0	0	0	0	0	0	0	0	0		0	0	0	0	0		0	0	0	0	0		0	0	0	0	0	0		0



Abb. 13.
Der Krokodilschädel von *Gavialosuchus eggenburgensis* wurde von Johann Krahuletz im Schindlergraben bei Eggenburg beim Bau der Franz-Josef-Bahn gefunden.

senden Krokodils (*Gavialosuchus eggenburgensis*) überliefert (Abb. 13).

Im seichten, wellendominierten Küstenbereich wurden, abhängig von der Entfernung zu aufragenden Kristallinseln, Sande mit unterschiedlichen Korngrößen- und Sortierungsmerkmalen abgelagert. Auch in diesen Ablagerungen der Burgschleinitz-Formation finden sich eine Vielzahl von Muscheln und Schnecken, die am Meeresboden oder im Sediment grabend lebten, und die gemeinsam mit anderen Gruppen von Meeresorganismen, wie Korallen, Moostierchen, Armfüßern, Seeigeln, Seesternen oder Seelilien von einem warmen, subtropischen Klima zeugen. Neben den Resten dieser wirbellosen Tieren blieben in den Sanden der Burgschleinitz-Formation nicht selten Knochenreste oder Zähne von Meeressäugetieren, z.B. von Fischen, Meeresschildkröten oder Meeressäugetieren erhalten. Von letzteren sind besonders nahezu vollständig erhaltene Skelette von Seekühen (*Metaxytherium krahuletz*; Abb. 14)



Abb. 14.
Freigelegtes Skelett einer Seekuh (*Metaxytherium krahuletz*) in der Gemeindegangsgrube von Kühnring während einer Grabung im Jahr 1985.

oder Schädelreste von zwei Delphinarten (*Acrodelphis krahuletz*, *Schizodelphis sulcatus incurvata*) hervorzuheben.

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 dünnshalige Muscheln, deren doppelklappige Schalenreste massenhaft in den Feinsedimenten der Gauderndorf-Formation erhalten geblieben sind.

Ein Stein prägt die Landschaft

Nach einem eher langsamen Anstieg des Meeres im unteren Eggenburgium und einem darauf folgenden kurzzeitigen Rückzug des Meeres begann der Meeresspiegel vor rund 18,5 Millionen Jahren (Zeitstufe oberes Eggenburgium–Otnangium) wieder sehr rasch anzusteigen, wobei das Wasser 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). Reste dieser seichten Meeresablagerungen findet man auch auf den Hochflächen nördlich und südlich des Thayatales.

Bei diesem weiteren Meeressvorstoß entstanden im Raum von Eggenburg die fossilreichen Kalksandsteine und Sande 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 Ablage-

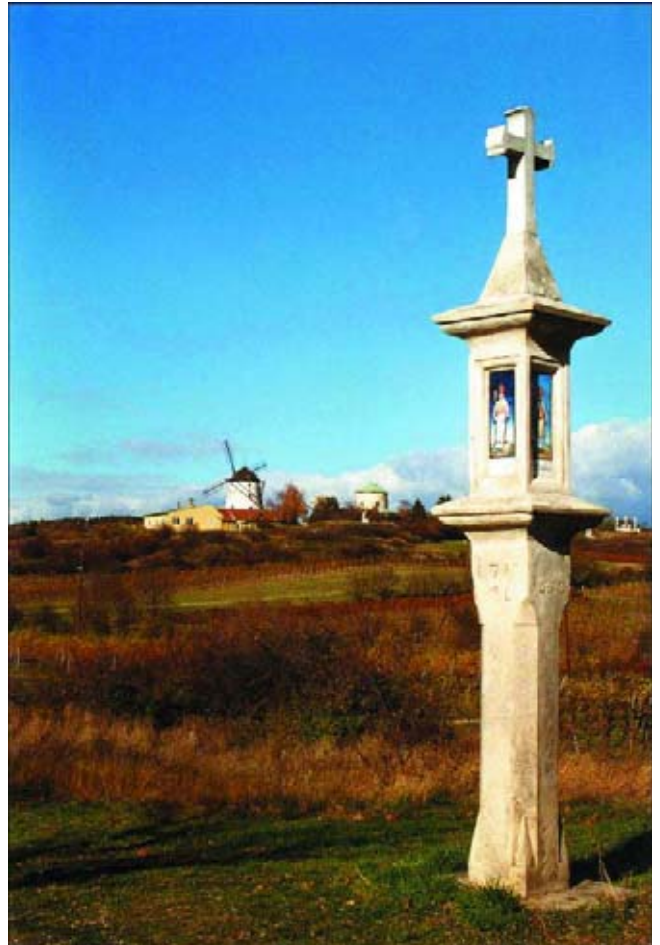


Abb. 15.
Unterhalb der Retzer Windmühle steht einer der zahlreichen Tabernakelbildstöcke (17. Jhd.) aus Zogelsdorfer Kalksandstein.

rungsbedingungen herrschten. Dort bedeckten feinkörnige Ablagerungen aus den zerkleinerten Resten der dort lebenden Organismen, wie einer Vielzahl verschiedener Muscheln und Schnecken, Seeigeln, Moostierchen und Kalkrotalgen den Meeresboden.

Auf der dem offenen Meer zugewandten Seite im Osten, entlang einer Inselkette zwischen Limberg und Retz und entlang des Manhartsberg-Abbruches von Limberg über Maissau bis Eggendorf am Walde waren starke Strömungen und tosende Brandung vorherrschend, sodass dort Grobsand, Strandblockwerk und in der Brandung vollkommen gerundete Granitgerölle vorkommen. An dieser Felsküste lebten Meerestiere, die diese Umweltbedingungen bevorzugten, wie z.B. dickschalige Austern, Napfschnecken und Seepocken.

Der weiche und leicht zu bearbeitende Zogelsdorfer Stein war seit dem ausgehenden Mittelalter, besonders aber im 18. und 19. Jahrhundert ein begehrter Baustein (GASPAR, 1995, 2004). Daneben wurden viele Dinge des täglichen Gebrauchs, wie z.B. Tür- und Fenstergewände der Häuser, Ganter und Dampfhauben der Weinkeller, Tröge und Schwersteine in den Presshäusern oder Prellsteine an den Toren und Zaunsteher aus dem Zogelsdorfer Kalksandstein erzeugt. Viele der Kleindenkmäler des 17.–19. Jahrhunderts, wie Bildstöcke, Wegkreuze und Grabsteine sind ebenfalls aus dem „Weißen Stein von Eggenburg“ gefertigt (Abb. 15). Auch im Bereich der Nationalparks Thayatal und Podyji findet man sowohl in Österreich als auch in Tschechien diesen die Landschaft prägenden Zogelsdorfer Stein in vielfältigen Verwendungen.

Nordöstlich von Pulkau werden die Kalksandsteine der Zogelsdorfer-Formation immer häufiger durch Sandzwischenlagen unterbrochen und gehen im Raum von Retz in die zeitgleichen Sande der Retz-Formation über (ROETZEL, MANDIC & STEININGER, 1999). Diese glimmerreichen Fein- bis Grobsande, in denen auch die berühmten Weinkeller der Stadt Retz angelegt sind, führen nur mehr untergeordnet Einschaltungen von fossilreichen Kalksandsteinen. Die Sande der Retz-Formation setzen sich in Südmähren gegen Znojmo (Znaim) und weiter in Richtung Moravský Krumlov (Mährisch Krumau) fort (vgl. ČTYROKÝ, 1993).

Das tiefe Meer im Osten

Im Osten, im Gebiet des heutigen Weinviertels und östlich von Znojmo (Znaim) gegen Mikulov (Nikolsburg), lag im unteren Miozän, zur Zeit der Ablagerung der Zogelsdorfer-Formation und Retz-Formation, das offene Meer. In diesem tieferen Wasser sanken hauptsächlich feinkörnige

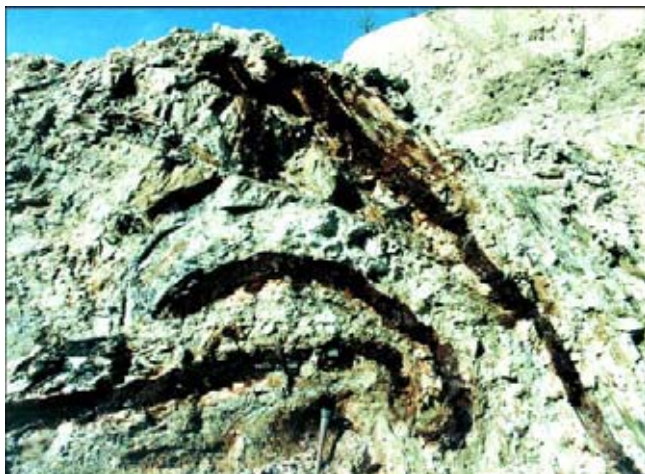


Abb. 16. Im Bereich von Parisdorf wurde der untermiozäne Diatomit der Limberg-Subformation (Otnangium) an einer Störungszone stark zerschert und verfallt.

Sedimentpartikel auf den Meeresboden. Für diese Tone und Silte der Zellerndorf-Formation ist das Vorkommen von Fischschuppen und anderen Fischresten sowie kieseligen Mikrofossilien typisch. Das Fehlen von kalkigen Fossilien ist wahrscheinlich auf sauerstoffarme bis -frei Bedingungen in der Nähe des Meeresbodens zurückzuführen.

Damit in Zusammenhang steht auch das Vorkommen der Kieselgur (Diatomit) der Limberg-Subformation als Einschaltung in die Tone der Zellerndorf-Formation. Dieses auffallend helle, leichte und papierdünn geschichtete Sediment im Gebiet von Limberg-Parisdorf (Abb. 16) besteht zum Großteil aus den Skelettresten von Kieselalgen, den Diatomeen. Diese bauen aus der im Meereswasser gelösten Kieselsäure ihre Kieselskelette. Derartige Massenvorkommen von Diatomeen treten dort auf, wo kaltes, CO₂- und nährstoffreiches Meereswasser aus der Tiefe aufsteigt und optimale Lebensbedingungen für diese Kieselalgen schafft.

Die Erhaltung der Feinschichtung in den Diatomiten und z.T. auch in den Tonen der Zellerndorf-Formation lässt ebenfalls annehmen, dass während der Ablagerung in der Nähe des Meeresbodens zu wenig oder kein Sauerstoff vorhanden war, sodass keine im Boden wühlenden Organismen dort lebten und die Schichtung zerstörten.

Der Höchststand des Meeres war damit aber noch nicht erreicht. 18–17,2 Millionen Jahre vor heute war der Meeresspiegel so weit angestiegen und das Meer so weit nach Westen vorgedrungen, dass auch der östliche Rand der Böhmisches Masse von einem offenen Meer bedeckt war. Dadurch wurden auch dort, über den küstennahen Ablagerungen, die feinkörnigen Sedimente der Zellerndorf-Formation abgelagert.

Nach Westen wurden die vollmarinen Sedimente der Zellerndorf-Formation von einer marin-brackischen Fazies abgelöst, wie sie im Raum von Weitersfeld in den Tonen der Weitersfeld-Formation zu erkennen ist (ROETZEL, 1993). Skelette von Kieselalgen (Diatomeen), die brackisches Milieu bevorzugen, lassen dort bereits einen verminderten Salzgehalt des Wassers erkennen (ŘEHÁKOVÁ, 1992; ROETZEL, 1993; ROETZEL & ŘEHÁKOVÁ, 1991).

Flussmündung und Braunkohlewald

Noch weiter westlich, zwischen Hötzelzdorf und Langau, aber auch nördlich und nordwestlich, im Raum von Niederfladnitz und von Znojmo (Znaim), wurden in seichten, isolierten Senken und in überfluteten Flusstälern die seichtmarinen bis brackischen, von Süßwasserzufluss beeinflussten Sedimente der Langau-Formation abgelagert.

Anhand der Sedimentfolge mit rasch wechselnden, schlecht sortierten, kiesig-tonigen Sanden und sandigen Tonen mit zwischengelagerten Kohletonen und z.T. auch Kohle und der verschiedenen Fossilreste ist das Vordringen des Meeres in dieses Gebiet sehr gut zu rekonstruieren.

So findet man an der Basis Reste von Schnecken und Muscheln, die alle noch im Süßwasser lebten und darüber solche, die bereits auf einen immer wieder wechselnden Salzgehalt des Wassers hinweisen (STEININGER, 1982). Lebensraum dieser Brackwasserfauna war wahrscheinlich ein so genanntes Ästuar, eine durch Gezeiten stark beeinflusste Trichterform eines kleinen Flusses in das Meer (Abb. 17). Über diesen brackischen, von Süßwasserzufluss beeinflussten bis schwach marinen Ästuarablagerungen folgen vorwiegend in den Becken von Langau und Riegersburg Kohltonen und Kohleflöze, unterbrochen von tonigen und feinsandigen Schichten.

Bei kurzen Unterbrechungen bzw. einer Verlangsamung des Meeresvorstoßes bildeten sich durch den hohen Grundwasserstand in meeresnahen Senken Moore und Sumpfwälder. Dies wurde wahrscheinlich durch ein langsames, tektonisch bedingtes Absinken des Untergrundes und



Abb. 17. Rekonstruktion einer Flusslandschaft im Untermiozän mit Krokodil, Palmen, Farnen, Wasserpflanzen, Lorbeergerästen und anderen Laubbäumen, vergleichbar mit der Landschaft um Langau vor der Braunkohlebildung vor rund 18 Millionen Jahren (aus THEMNIUS, 1983; Zeichnung von W.KLEJCH).

durch natürliche Barrieren aus Kristallinkuppen begünstigt. Große Mengen von abgestorbenen Pflanzenteilen in diesen Mooren und Sumpfwäldern wurden sofort von Wasser bedeckt und konnten dadurch nicht vermodern, sodass es zu Braunkohlebildung kommen konnte (ROETZEL, 1993, 1994b). Von 1948 bis 1963 wurde diese Braunkohle der Langau-Formation in Tagbauen bei Langau und Riegersburg abgebaut (ROETZEL, 1993, 1994, 2004a; ROETZEL & FUCHS, 1994; ZAPFE, 1953).

Genauer kann die Entwicklung der Sumpflandschaft und die Entstehung der Kohleflöze aus der Verteilung der darin erhalten gebliebenen Pollen der damals lebenden Pflanzen rekonstruiert werden. Zuerst bildeten sich Niedermoore mit offenen, größeren Wasserflächen, wo Pollen aus der gesamten Umgebung eingeweht werden konnten. Die offenen Wasserflächen wurden sehr bald von Sumpfpflanzen verwuchert und dies führte in der Folge zur Verlandung der Moore. Darüber bildeten sich Sumpfwälder und Sumpfbuschwälder, die schließlich weitgehend austrockneten (OBRITZHAUSER-TOIFL, 1954). Mehrmals unterbrachen neuerliche Überflutungen diese Entwicklung und führten zur Ablagerung von sandigen und tonigen Schichten. Jedes Mal folgte danach wieder die Bildung von Bruchwäldern in Sümpfen, die jedoch durch den Vorstoß des Meeres von Süden immer weiter nach Norden zurückgedrängt wurden.

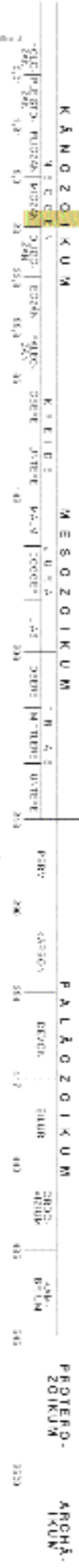
Vulkanischer Aschenregen

Der Höchststand des Meeresvorstoßes wurde im Ottnangium mit den Sanden und Kiesen der Riegersburg-Formation erreicht (ROETZEL, 1993). Diese 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.

In den Ablagerungen aus der Zeitspanne des Ottnangiums sind in dieser Region mehrfach Aschenregen von starken Vulkanausbrüchen, die vermutlich in Nordungarn und der Westslowakei erfolgten, dokumentiert (NEHYBA & ROETZEL, 1999). Die Tone haben einen besonders hohen Anteil des Tonminerals Smectit, das bevorzugt bei der Verwitterung von vulkanischer Asche gebildet wird (Abb. 18a). In vergleichbaren feinkörnigen Ablagerungen im Becken von Niederfladnitz und Langau und in der Umgebung von Znojmo (Znaim) wurden Reste von vulkanischem Glastuff und vulkanische Quarze (Abb. 18b) gefunden (ČTYROKÝ, 1982; ROETZEL et al., 1994). Auch in der Nähe von Stranig ist eine ca. 1 m dicke Schicht von vulkanischer Asche (Tuffit), jedoch von einem etwas jüngeren vulkanischen Ereignis aus dem Mittelmiozän, erhalten geblieben (ROETZEL et al., 1999d).

Im oberen Ottnangium, vor rund 17,3 Millionen Jahren vor heute, begann sich das Meer wiederum von der östlichen Böhmisches Masse zurückzuziehen. Zeugen des marinen Hochstandes und der anschließenden Rückzugsphase (Regression) sind möglicherweise die schlecht sortierten, tonigen Schotter und Sande der Theras-Formation im Gebiet von Niederfladnitz, Weitersfeld und Theras (ROETZEL, 1993; ROETZEL & ŘEHÁKOVÁ, 1991), die dort über den älteren Meeresablagerungen liegen. Da in diesen



ARCHAÏKUM
 PROTEROZOIKUM
 PALÄOZOIKUM
 MESOZOIKUM
 Känozoikum

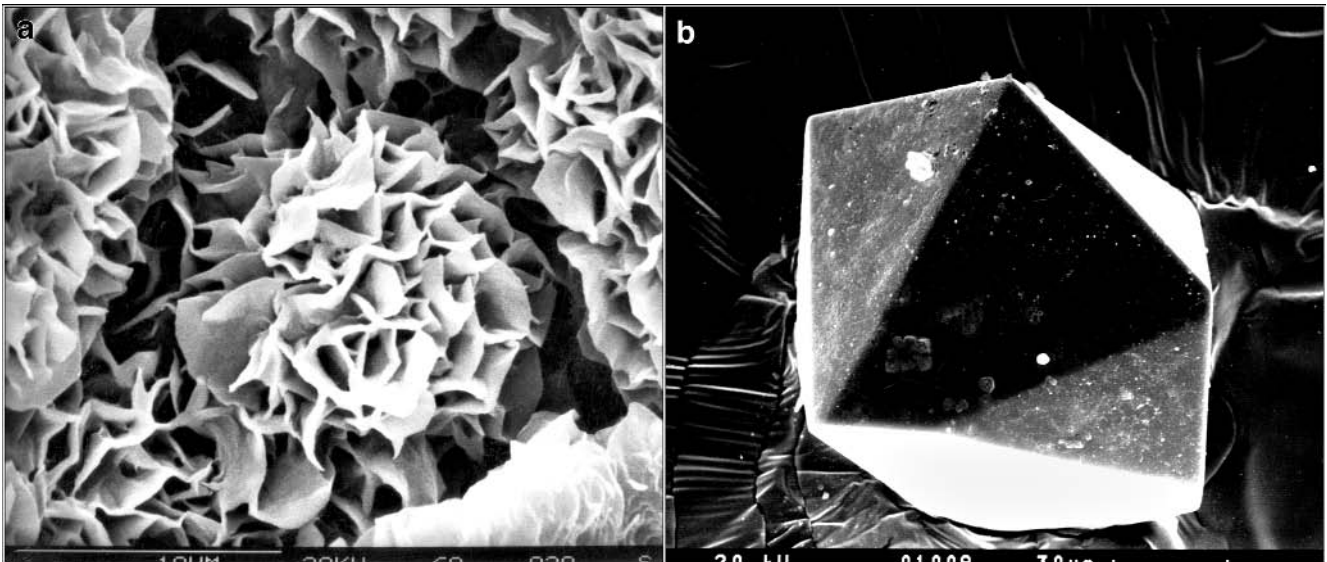


Abb. 18. Rasterelektronenmikroskop-Aufnahmen von Smektit (a) und einem hexagonalen, bipyramidalen, vulkanischen Quarz (b) aus tuffitischen Lagen der Bohrung Niederfladnitz 8/80 (Bohrung 30).
 Bildbreite Smektit ca. 25 µm, Durchmesser Quarz ca. 110 µm.

Sedimenten bisher keine Fossilreste gefunden werden konnten, ist die Alterseinstufung jedoch nicht genau belegbar. Es besteht auch die Möglichkeit, dass diese Grobsedimente aus der Zeitstufe des Karpatiums oder Badeniums stammen.

Ebenso zeitlich unklar ist die Bildung eines grobklastischen Quarz- und Quarzschuttkörpers mit rotbrauner, siltig-sandiger Matrix im Raum von Pleißing. Dieser wurde aufgrund seines lokalen Vorkommens in einem Waldgebiet östlich dieses Ortes als Brennholz-Formation bezeichnet (ROETZEL, MANDIC & STEININGER, 1999). In ihm sind bereits wieder Komponenten der Theras-Formation aufgearbeitet und resedimentiert. Sie sind daher entweder nahezu zeitgleich mit der Theras-Formation und stehen mit der Regressionsphase im oberen Ottnangium in Zusammenhang oder sind sogar noch jünger (siehe oben).

Das Kommen und Gehen der Meere

Im folgenden untermiozänen Zeitabschnitt, dem Karpatium (17,2–16 Millionen Jahre vor heute) kam es global wieder zu einem Anstieg des Meeresspiegels. Die Böhmsche Masse blieb aber weitgehend Festland und war nun wieder der Abtragung unterworfen.

Die von diesem Meeresvorstoß stammenden Sedimente der Laa-Formation sind vor allem im westlichen Weinviertel und in Südmähren an der Oberfläche besonders weit verbreitet. Sie kommen aber nicht in den Nationalparks Thayatal und Podyjí vor. Es sind dies Tone, Silte und glimmerreiche Feinsande, die besonders im hangenden Bereich mit Sanden und Kiesen wechsellagern. Die Sedimente im westlichen Weinviertel wurden in einem seichten, gegen Osten tiefer werdenden Meer gebildet. Gleichzeitig wurde Sedimentmaterial von Osten, aus dem Bereich der sich heraushebenden Waschbergzone durch lawinenartige Trübeinströme aus seichten in tiefere Meeresbereiche verfrachtet. Im Randbereich herrschten z.T. brackische Bedingungen, wo Flüsse Sedimentmaterial vom Land in gezeitenbeeinflusste, seichte Meeresbereiche transportierten, wie z. B. in der fossilreichen Korneuburg-Formation im Korneuburger Becken zu erkennen ist (vgl. HARZHAUSER et al., 2002; SOVIS & SCHMID, 1998). Das Karpatium war wieder durch eine regressive Phase gekennzeichnet. Im Wiener Becken schütteten mächtige Delta-Komplexe, wie das

Aderklaaer Konglomerat, Sedimentmaterial von den sich heraushebenden alpinen Einheiten gegen Norden.

Der letzte, für die Böhmsche Masse, aber auch global bedeutende Meeresvorstoß erfolgte im unteren Mittelmiozän, im Zeitabschnitt des Badeniums (16–12,6 Millionen Jahre vor heute), und zwar im unteren Badenium vor ca. 15 Millionen Jahren.

Großflächig sind die Ablagerungen der Grund-Formation und der Gairdorf-Formation aus dem unteren Badenium nur im Bereich der Molassezone, im nordwestlichen Weinviertel und anschließenden Südmähren obertags verbreitet. Erosionsrelikte von zeitgleichen Tiefwasserablagerungen auf dem Kristallin der Böhmschen Masse im Raum von Brno (Brünn) oder Brackwasserablagerungen in der Südböhmschen Becken (Mydlovary-Formation: vgl. SUK et al., 1984) lassen jedoch eine kurzzeitige, aber weitreichende Überflutung in mariner bis brackischer Fazies von weiten Teilen des Ostrandes der Böhmschen Masse im unteren Badenium vermuten. Im Bereich der Nationalparks Thayatal und Podyjí blieben keine Ablagerungen des Badeniums erhalten, Sedimente der Grund-Formation sind jedoch südlich von Znojmo (Znaim), im Raum Unterretzbach – Šatov (Schattau) obertags anstehend.

Die Ablagerungen sind großteils ähnlich der Laa-Formation als Tone und Silte mit Einschaltungen von Kiesen und Sanden ausgebildet und in manchen Teilen, wie z.B. in der Umgebung von Grund (Abb. 19), sehr fossilreich (ROETZEL & PERVESLER, 2004). Die Fossilien sind jedoch zum Großteil umgelagert und stammen von verschiedensten Lebensräumen im Meer und sogar von Landbereichen. Vereinzelt, wie z.B. am Buchberg bei Mailberg, kommen Einschaltungen von fossilreichen Kalksandsteinen vom Typ des Leithakalkes (Mailberg-Formation) vor.

Die Sedimente wurden vermutlich in einem flachen Meeresbereich bei tropischen bis subtropischen Bedingungen abgelagert, wobei bei Stürmen massive Sedimentumlagerungen erfolgten. Ebenso wie in der Laa-Formation wurde durch Flüsse herantransportiertes Sedimentmaterial von den alpinen Einheiten im Süden, von der Böhmschen Masse und der Waschbergzone in großen Delta-Komplexen in das Sedimentbecken eingebracht.

Nach einer Rückzugsphase des Meeres im mittleren Badenium ist im oberen Badenium wiederum ein Vorstoß des Meeres feststellbar. Dieser erreichte jedoch nicht mehr

KANNOZOIKUM
 KREIDE
 MESOZOIKUM
 URAL
 PALÄOZOIKUM
 PERMIAN
 CARBON
 DEVOON
 SILUR
 ORDOVIZIUM
 PRÄKAMBRIUM
 PROTÉROZOIKUM
 ARCHAÏKUM

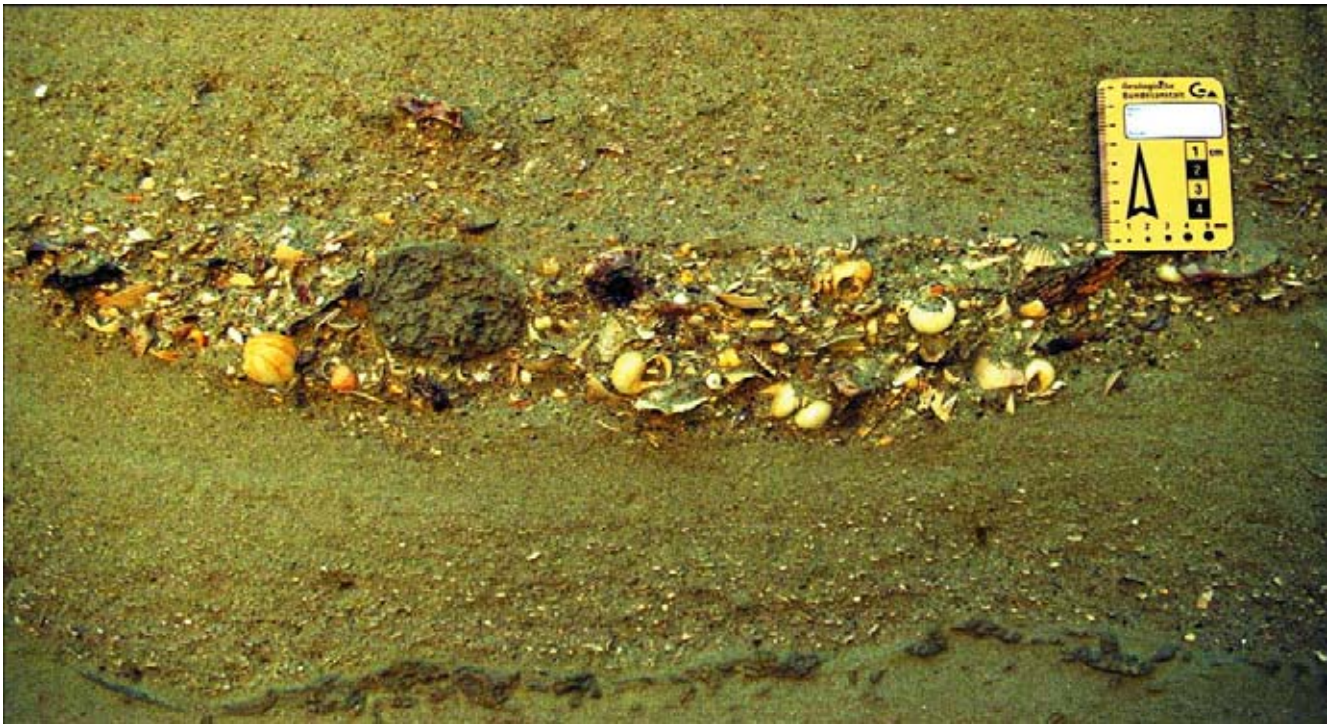


Abb. 19. Die in rinnenförmigen Vertiefungen abgelagerten Muscheln und Schnecken in den mittelmiozänen Sanden der Grund-Formation (unteres Badenum) in der Kelbergasse von Grund stammen von verschiedenen Lebensbereichen im Meer und auch vom Land. Sie wurden gemeinsam bei starken Stürmen vom seichten Küstenbereich ins offene Meer transportiert.

die Molassezone in Niederösterreich und die südliche und zentrale Karpatische Vortiefe in Mähren.

Im darauf folgenden höheren Mittelmiozän, dem Sarmatium (12,6–11,4 Millionen Jahre vor heute) wurde die Paratethys fast völlig von den Weltmeeren abgetrennt. Dies führte zur Bildung eines Binnenmeeres, das vom Wiener Becken bis an den Aralsee reichte (RÖGL, 1998; RÖGL & STEININGER, 1983).

Im unteren Sarmatium erfolgte mit den Sedimenten der Ziersdorf-Formation ein letztes Mal ein Vorstoß von Osten, aus dem Wiener Becken in die Molassezone, in mariner bis brackischer Fazies. Dieser erfolgte durch einen schmalen

Korridor über Hollabrunn und Ziersdorf bis in den Raum von Krems, vermutlich in einer im mittleren bis oberen Badenum angelegten fluviatilen Rinne (MILLES & PAPP, 1957; PAPP, 1950; ROETZEL, MANDIC & STEININGER, 1999; STEININGER & ROETZEL, 1999b).

Eine Flusslandschaft entsteht

Mit dem Beginn des Obermiozäns (Pannonium, 11,4–6,2 Millionen Jahre vor heute) und dem weiteren Zurückweichen des Meeres in der Paratethys dominierte in unserem Raum wieder die Abtragung der älteren Meeresablagerungen durch Flüsse. Im Weinviertel hinterließ ein als „Urdonau“ bezeichnetes Flusssystem (Abb. 20), das aus dem Westen kommend in dieser Zeit das Gebiet durchquerte, Kiese und Sande der Hollabrunn-Mistelbach-Formation (NEHYBA & ROETZEL, 2004).

Diese findet man auf dem Höhenzug, der von Krems über Hohenwarth, Ziersdorf, Hollabrunn und den Ernstbrunner Wald in den Raum von Mistelbach zieht. Dieser Höhenrücken entstand durch so genannte Reliefumkehr. Dabei widerstanden die groben Sedimente in den Flussrinnen, den ehemals tiefsten Bereichen des Flusssystems, weit mehr der späteren Abtragung, als die feineren und älteren Meeresablagerungen abseits der Rinnen.

Im Raum von Mistelbach mündete diese „Urdonau“ mit einem großen Delta in den im Wiener Becken bestehenden Pannonen See, der bereits einen reduzierten Salzgehalt aufwies und im Laufe des Pan-



Abb. 20. Rekonstruktion des Flusssystems der „Urdonau“ im westlichen Weinviertel während des Obermiozäns (Pannonium) vor rund 11 Millionen Jahren (aus NEHYBA & ROETZEL, 2004; Graphik von M. BRÜGGEMANN-LEDOLTER).

noniums aussübte (HARZHAUSER et al., 2004b). Aus den fossilen Resten der Tiere und Pflanzen in den Ablagerungen aus dieser Zeit ist beiderseits des Flusses eine Land-

schaft ähnlich der heutigen Savannenlandschaft Afrikas rekonstruierbar (RÖGL et al., 1986).

Die Geburt der Thaya

Nach dem Rückzug des Meeres gegen Osten entstanden im oberen Miozän, vor rund 11–5 Millionen Jahren, neben der „Urdonau“ auch andere, kleinere, fluviatile Entwässerungssysteme im Grenzbereich von Böhmischer Masse und Alpin-Karpatischer Vortiefe. In dieser Zeit flossen die Flüsse in weiten Mäandern auf den, im Laufe des Erdmittelalters und der Erdneuzeit geschaffenen Verebnungsflächen. Die Flüsse waren wahrscheinlich nur geringfügig in die älteren Meeresablagerungen des Miozäns eingetieft (vgl. BRZÁK, 1997).

Die Bildung mancher der heutigen, engen, tief eingeschnittenen und stark mäandrierenden Täler am Rand der Böhmischer Masse, wie z.B. des Kamptales, Kremstales oder Thayatales, aber auch des Donautales in manchen Abschnitten (z.B. Wachau, Nibelungengau, etc.) steht wahrscheinlich in Zusammenhang mit späteren, tektonischen Bewegungen. Aufgrund geologischer und geomorphologischer Hinweise kann eine sehr junge und bedeutende Heraushebung von Teilen der Böhmischer Masse,

bei gleichzeitiger Absenkung des Vorlandes, angenommen werden. Diese vertikalen Bewegungen erfolgten vermutlich im Pliozän und zu Beginn des Pleistozäns, vor ca. 5– 1,5 Millionen Jahren (vgl. ROŠTÍNSKÝ & ROETZEL, 2005). Sie haben ihre Ursache hauptsächlich in Krustenbewegungen in Zusammenhang mit den weiterhin nordwärts vordringenden alpinen Einheiten.

Gleichzeitig muss aber betont werden, dass es am Rand der Böhmischer Masse auch viele Hinweise auf alte, mit neogenen Sedimenten gefüllte Täler gibt, die in späterer Zeit wieder exhumiert wurden (vgl. ROŠTÍNSKÝ & ROETZEL, 2005).

Die eindrucksvollen, 120–230 m tiefen Talmäander und Biegungen der Thaya entstanden gleichzeitig mit dem Eintiefen des Flusses (Abb. 21). Diese Mäander bildeten sich ursprünglich auf der verebneten Hochfläche als so genannte freie Flussmäander in den miozänen, weichen Meeresablagerungen (vgl. IVAN & KIRCHNER, 1994). Durch die rasche Heraushebung des kristallinen Untergrundes

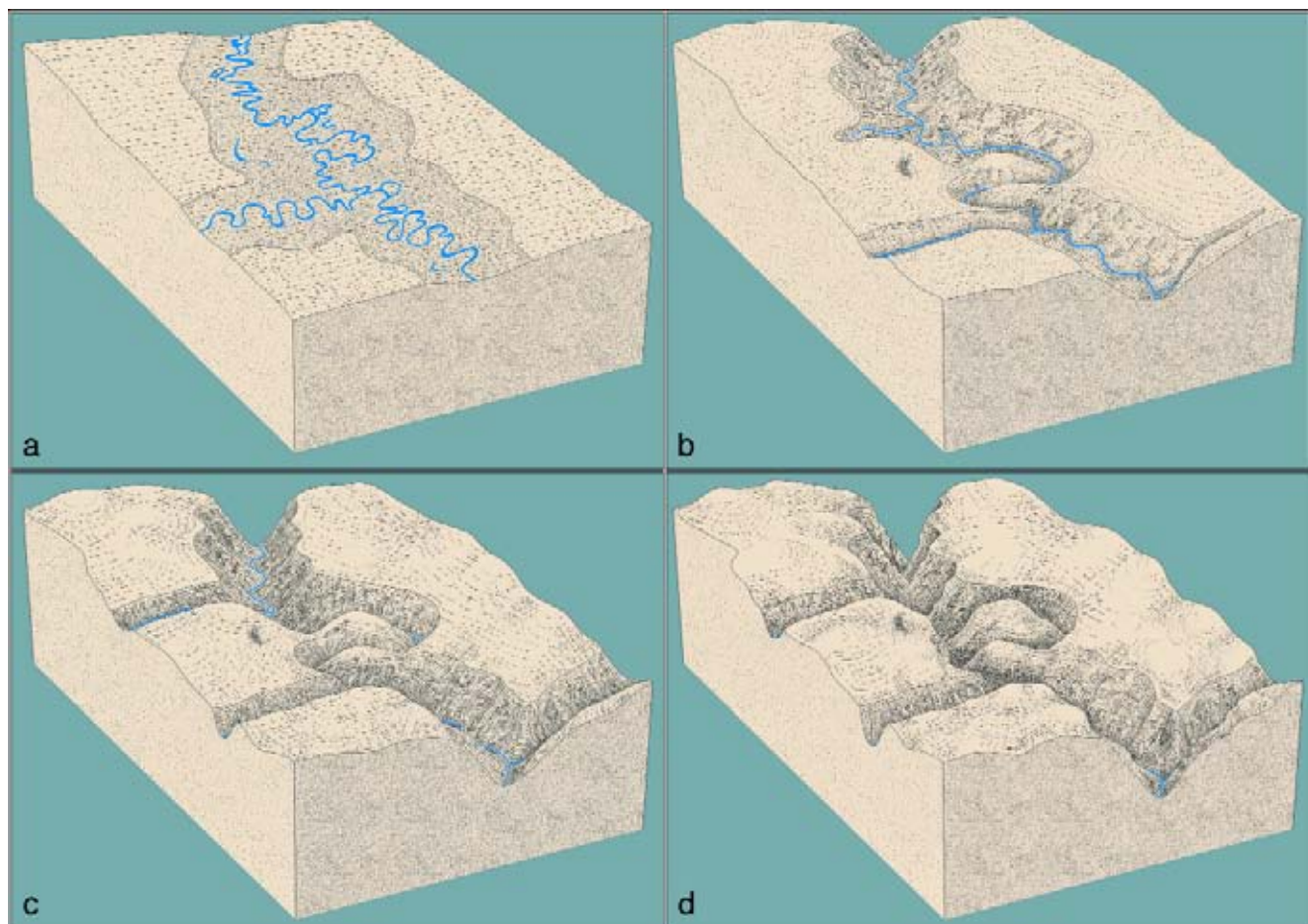


Abb. 21. Phasen der Eintiefung der Thaya im Bereich des Umlaufberges in den Nationalparks Thayatal und Podyjí (Graphik von Gertraud ÖMER). Vor rund 5 Millionen Jahren, am Ende des Miozäns, mäandrierte der Vorläufer der Thaya in einer weiten Ebene (a) auf den miozänen Meeresablagerungen. Im Laufe des Pliozäns, vor rund 3 Millionen Jahren begann sich die Böhmischer Masse zu heben (b). Der Fluss war daher gezwungen, sich in die weichen Meeresedimente und später auch in die darunter liegenden festeren Gesteine der Böhmischer Masse einzuschneiden. Da die Hebung der Böhmischer Masse weiter anhielt, hatte sich die Thaya am Beginn des Pleistozäns, vor ca. 1,5 Millionen Jahren, bereits tief (c) in die harten Gesteine eingeschnitten. Der Lauf der Thaya änderte sich nur mehr geringfügig. Am Ende der letzten Kaltzeit, vor ca. 10.000 Jahren, war das Thayatal bereits annähernd so tief wie heute. (d) Die Wassermassen transportierten den angehäuften Gesteinsschutt der vorangegangenen Kaltzeiten nahezu vollständig aus dem Tal. Durch Gesteinsentlastung und Frostsprengung bildeten sich an den Hängen Felstürme und Blockfelder.

schnitten sich diese zuerst weiter in die Sedimentdecke, später allmählich in die kristalline Basis ein, wobei der Grundriss des Wasserlaufes erhalten blieb. Diese antezedente Talvertiefung führte besonders in den Warmzeiten des Pleistozäns zu einer intensiven Tiefenerosion. In diesen wurden die in den pleistozänen Kaltzeiten davor abgelagerten Schotter und der Gesteinsschutt wieder fast vollständig erodiert (vgl. BRZÁK, 1997).

Ein Beispiel für deutliche antezedente Talvertiefung, zurückzuführen auf eine lokale tektonische Aufwölbung, ist der Rücken des Hügels Býči hora (Stierberg oder Stierwiesberg) südöstlich von Vranov nad Dyjí (Frain), wo die Thaya den Berg zwischen seinen höchsten Punkten in einem ca. 230 m tiefen Tal durchschneidet (BRZÁK, 1997; IVAN & KIRCHNER, 1994)

Im Bereich der Nationalparks Thayatal und Podyjí findet man nur wenige Reste älterer Schotterakkumulationen. Die

ältesten und damit höchsten Vorkommen von fluviatilen Kiesen und Sanden liegen in rund 110–135 m über der heutigen Thaya in ungefähr 360–400 m Seehöhe. Sie belegen einen alten Flusslauf auf der Hochfläche, im Nahbereich des heutigen Thayatales, und sind aufgrund der Höhe sicher ins Pliozän zu stellen.

Aus dem Unterpleistozän blieben nur Schotter in ca. 320 m Seehöhe, ungefähr 75–80 m über dem Fluss erhalten. Die meisten Reste fluviatiler Schotter in den Nationalparks liegen in Höhen, die dem Mittelpleistozän zuzuordnen sind. Sie befinden sich in Höhen von 12–50 m über dem Fluss. Im Fugnitztal, in der Flur „See“, liegen in 8–10 m über dem Fluss Schotter, die in das Oberpleistozän einzustufen sind (vgl. auch HAVLÍČEK, 2002, 2003).

Vollkommene Mäander

Der Verlauf des Flusses in den Nationalparks scheint oftmals den Richtungen der Hauptstörungen zu folgen, die ungefähr in Richtung Westnordwest–Nordwest, Nord und Nordost verlaufen. Die Talmorphologie ist dagegen stark von der unterschiedlichen Gesteinsbeschaffenheit (Härte, Streichrichtung) abhängig. Während in den Flussabschnitten der Pernegg-Gruppe und Therasburg-Gruppe (oberer und unterer Teil der Lukov-Gruppe), wo Glimmerschiefer vorherrschen, eher sanfte und weite Talformen überwiegen, sind in den Abschnitten, in denen der Fluss die Bittesch-Einheit und den Thaya-Granit durchquert deutlich schroffere Formen anzutreffen.

Die Form der Mäander ist in den Zonen mit Glimmerschiefer vollkommen, z.T. aber auch untypisch mit sehr langen und engen Hälsen

(z.B. Einsiedler, Umlauf, Ostroh). Im Bittescher Gneis oder Thaya-Granit sind dagegen die Mäander oft deformiert (z.B. Kirchenwald, Šobes) (vgl. BRZÁK, 1997; IVAN & KIRCHNER, 1994).

Das wohl schönste Beispiel (Abb. 22) vollkommener Mäander findet man nördlich von Merkersdorf um den Umlauf und den Ostroh (Stallfirst). Durch die verwitterungsresistenten Gesteine des Weitersfelder Stängelgneises und den intermediären Orthogneis am Hals des Umlaufberges beim Überstieg konnte dort der Fluss nicht durchbrechen, wodurch diese einmalige Doppelschlinge erhalten blieb (vgl. **Exkursionspunkt 12**).

An anderen Stellen an der Thaya und der Fugnitz erfolgte jedoch durch leichter erodierbare Gesteine der Durchbruch der Mäanderbögen mit der anschließenden Bildung abgeschnürter Talmäander und isolierter Umlaufberge. Ein besonders schönes Beispiel für einen solchen verlassenen



Abb. 22. Luftbild des Doppelmäanders der Thaya um Umlaufberg (unten) und Ostroh (Stallfirst, oben) in den Nationalparks Thayatal und Podyjí.



Abb. 23. In der Flur Lipina bei Devět mlýnů (Neun Mühlen) floss früher die Thaya in einer weit ausholenden Flussschlinge, die später durchbrochen wurde und jetzt einen verlassenen Mäander (rechts oben) bildet.

Mäander (Abb. 23) findet sich in der Flur Lipina bei Devět mlýnů (Neun Mühlen) im Bereich des Thaya-Granites (BRZÁK, 1997; IVAN & KIRCHNER, 1994) (vgl. **Exkursionspunkt 6**). Ein weiterer, weit kleinerer Umlaufberg mit einem durchbrochenen Mäander entstand wahrscheinlich durch seitliche Erosion im Bittescher Gneis, am Talboden unterhalb von Ledové sluje (Eisleiten; BRZÁK, 1997; vgl. **Exkursionspunkt 3**). Nach IVAN & KIRCHNER (1994) könnte diese isolierte Felsauftragung aber auch beim Durchbruch der Thaya nach einem großen, die Thaya abdämmenden Felssturz gebildet worden sein. Unterstützt wird diese Theorie durch die massive Auflockerung des Hanges oberhalb der Stelle, wodurch sich auch die Klufthöhlen von Ledové sluje (Eisleiten; **Exkursionspunkt 3**) bildeten (siehe unten).

Der schönste abgeschnittene Mäander im österreichischen Teil des Nationalparks ist an der Fugnitz, in der Flur „See“ zu finden. Dort durchschneidet dieser rechte Nebenfluss der Thaya den Hals eines Mäanders im Streichen eines leichter erodierbaren Marmor- und Kalksilikatuzuges. Der Umlaufberg selbst wird aus Bittescher Gneis gebildet. Der nun verlassene, jedoch z.T. noch immer vernässte, in einem Bereich sogar mit einer offenen Wasserfläche („See“) bedeckte Mäanderboden liegt nun ca. 8 –10 m höher als der heutige Fluss. Im Gegensatz zum verlassenen Mäander der Lipina blieb hier nahe dem Mäanderhals sogar ein Rest einer oberpleistozänen, fluviatilen Terrasse erhalten (siehe oben).

Blockfelder, Felstürme und Eishöhlen

Vor allem in dem Talabschnitt zwischen Vranov nad Dyjí (Frain) und Hardegg, wo die Thaya den Bittescher Gneis durchfließt, aber auch flussabwärts im intermediären Orthogneis und im Thaya-Granit, ragen an den Hängen manchmal bis zu 20–30 m hohe Felsen turmartig auf (vgl. IVAN & KIRCHNER, 1995, 1998). Besonders hervorzuheben sind hierbei der Schwalbenfelsen und die Turmfelsen im Bittescher Gneis nordwestlich von Hardegg (Abb. 24) mit nahezu senkrechten Wänden, aber auch zahlreichen Felsvorsprüngen und Felsstufen. Am Fuß dieser Felstürme bildeten sich z.T. bemerkenswerte Schutthalden und Blockfelder, die vor allem im Bereich des Thaya-Granites außergewöhnliche Ausdehnungen haben. Besonders zu erwähnen sind die beiden großen, teilweise unbewachsenen Blockfelder unterhalb des Kirchenwaldes und auf tschechischer Seite die Blockfelder Vří skály und Nad papírnou, östlich des Šobes (Schobes; BRZÁK, 2000).

Die Bildung der Felstürme (Abb. 24) in ihrer heutigen Form ist nicht nur auf die selektive Verwitterung im Pleistozän zurückzuführen. Einfluss auf deren Entstehung hatte durch die Tiefenerosion des Flusses auch die Entlastung der Gesteine an steilen Hängen und damit verbunden deren gravitative Zerlegung. Vorher spielte aber sicher bereits die tief greifende, tropische Verwitterung im Paläogen (siehe oben) eine wichtige Rolle, bei der durch chemische Verwitterung in den Gesteinen unter der Bodenoberfläche, entlang von Schwächezonen der Kornverband aufgelöst wurde. Durch die nachfolgende Erosion wurde der Verwitterungsgrus entfernt und die weniger verwitterten Blöcke und Felstürme freigelegt. In den Kaltzeiten des Pleistozäns erfolgte dann durch die physikalische Verwitterung, vorwiegend durch Frostsprengung, die weitere Zerlegung der aufgetürmten Blöcke und die Bildung von Blockfeldern.

Ebenso wie die Bildung der Felstürme ist auch die der Blockfelder (Abb. 25) gesteinsabhängig und weitgehend auf primär schon stark geklüftete und blockig zerfallende Gesteine, wie den Thaya-Granit und den Bittescher Gneis, beschränkt. In den überwiegend feinkörnig zerfallenden Glimmerschiefern der Pernegg-Gruppe und Therasburg-



Abb. 24. Felstürme wie die Turmfelsen nordwestlich von Hardegg im Bittescher Gneis entstanden durch selektive Verwitterung, Gesteinsentlastung und Frostsprengung.

Gruppe (oberer und unterer Teil der Lukov-Gruppe) kommen Hangakkumulationen dieser Art meist nur untergeordnet vor. Lediglich im Bereich des Weitersfelder Stängelgneises und des intermediären Orthogneises am Umlaufberg sind sie ebenfalls zu beobachten.

Die Bildung der Blockfelder erfolgte, wie bereits oben beschrieben, hauptsächlich in den Kaltzeiten des Pleistozäns durch die physikalische Verwitterung, vorwiegend durch Frostsprengung und Felsentlastung. In weiterer Folge wurden sie dann bis ins Holozän durch gravitative Prozesse weiter gestaltet.



Abb. 25. Beim Kirchenwald bildete sich unterhalb einer Felswand aus Thaya-Granit ein großes, weitgehend unbewachsenes Blockfeld.

Viel häufiger treten sogenannte Blockströme auf, die meistens einen deutlich höheren Anteil an feinkörnigerer Matrix haben. Sie entstanden durch langsame, hangabwärts gerichtete Massenbewegungen von wassergesättigtem Lockermaterial (Solifluktion), in kälteren Phasen auch durch das Gleiten großer Blöcke auf der gefrorenen Oberfläche (Gelifluktion). Meist ist aber ein fließender Übergang von Blockfeldern zu Blockströmen zu beobachten. Solifluktion und Gelifluktion sind typische und häufige periglaziale (peri = in der Nähe, glacia = Eis) Erscheinungen in den obersten Schichten des auftauenden Bodens, die im Pleistozän, in den nicht vereisten Gebieten in unserer Region aufgrund des raschen Wechsels von Gefrieren und Auftauen auftraten. In späterer Zeit wurden die Blockfelder und



Abb. 26. Südöstlich von Vranov nad Dyjí (Frain) bildeten sich zwischen abgeglittenen und verstürzten Blöcken von Bittescher Gneis die Klufthöhlen von Ledové sluje (Eisleiten).

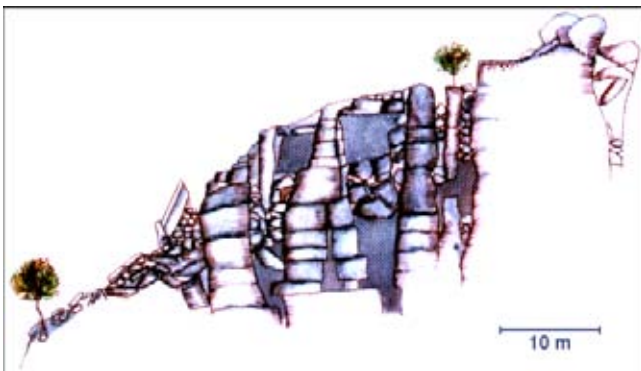


Abb. 27. Schematischer Schnitt durch die Klufthöhlen von Ledové sluje (Eisleiten).

Blockströme in ihren unteren Bereichen von der Thaya z. T. wieder erodiert, was sehr deutlich im Kirchenwald durch einen Gefälleknick im Bereich des Hangfußes und die Anhäufung großer Gesteinsblöcke in der Thaya flussabwärts zu erkennen ist.

Daneben gibt es im Thayatal oft an den Gleithängen, an Einmündungen von Bächen und Gräben oder am Fuß von Blockfeldern und Blockströmen häufig solifluidale (deluviale) Ablagerungen aus lehmigen Sanden und Silten mit Bruchstücken kristalliner Gesteine, die sich vorwiegend durch Hangfließen am Ende der letzten Kaltzeit bildeten.

Ein außergewöhnliches Naturphänomen sind die Klufthöhlen im Bereich von Ledové sluje (Eisleiten; Abb. 26, 27) südöstlich von Vranov nad Dyjí (Frain) (vgl. DEMEK & KOPECKÝ, 1996; IVAN & KIRCHNER, 1994; KOPECKÝ, 1996) (vgl. **Exkursionspunkt 3**). Dort entstanden vermutlich im Spätglazial (Oberpleistozän), im stark geklüfteten Bittescher Gneis, an einem gegen Nordwest gerichteten Hang Klufthöhlen, die entlang von vorgegebenen Störungszonen angeordnet sind. Durch die Zerlegung der Gesteine entlang dieser Störungszonen durch Felsentlastung, aber auch Blockgleitungen und andere Massenbewegungs-Mechanismen bildeten sich an diesem Hang mehrere hundert Meter lange und bis zu einige Zehnermeter in die Tiefe reichende Höhlensysteme (vgl. auch ZVELEBIL et al., 1996). Diese Klüfte wurden zum Teil mit dem groben, von oben verstürzten Blockwerk verfüllt, wobei sich in der Tiefe komplizierte und weit reichende Höhlensysteme bildeten. Bis heute sind die besondere geomorphologische Situation und ein geeignetes Mikroklima die Voraussetzungen für die Bildung von Grundeis in den Höhlen und umgebenden Blockfeldern, das manchmal bis in den Sommer hinein nicht abschmilzt.

Eisige Staubstürme über der Tundra

Eine im Weinviertel und östlichen Waldviertel weit verbreitete Ablagerung ist der Löss. Er entstand in den Kaltzeiten des Pleistozäns und ist ein durch den Wind verfrachtetes und abgelagertes Sediment. Das Pleistozän, der Zeitabschnitt von 1,81 Millionen–10.000 Jahren vor heute, war durch mehrmalige Wechsel von Kalt- und Warmzeiten geprägt. In dieser so genannten „Eiszeit“ wechselten trockene, kalte Perioden und feuchtere, wärmere Perioden.

Während der Kaltzeiten, als große Teile der Alpen von einem mächtigen Eisschild bedeckt waren, wurden große Mengen von Gesteinsmaterial von den Eismassen der Gletscher abgetragen und an den Gletscherfronten als Moränen angehäuft. Flüsse im Vorland der Gletscher transportierten diesen Gesteinsschutt weiter, wo er hauptsächlich als Kies und Sand in den Tälern zurückblieb. Die feinkörnigen, meist im Wasser schwebend transportierten Sedimentanteile lagerten sich nach Hochwässern als Schlamm in ruhigen, höher gelegenen Bereichen des Flusssystem ab. Fielen diese Bereiche nach dem Hochwasser trocken, so konnten diese feinkörnigen, siltigen Ablagerungen vom Wind ausgeblasen werden. Da, so wie heute, West- und Nordwestwinde vorherrschend waren, wurde dieser feine Staub in den angrenzenden Gebieten, vor allem im Windschatten der Hügel, und dort meist an den nach Osten und Südosten gerichteten Hängen als Löss abgelagert (Abb. 28).

Im nordwestlichen Weinviertel, angrenzenden Waldviertel und in Südmähren erfolgte durch die größere Entfernung zur Donau jedoch hauptsächlich lokale Abtragung und Anwehung von Material aus den miozänen Ablagerungen oder von periglazialen Verwitterungsmaterial der kristallinen Gesteine der Böhmisches Masse. Die Ausblasung von lokalem Material und das deutlich feuchtere Klima führte im Bereich der Böhmisches Masse auch zur Bildung

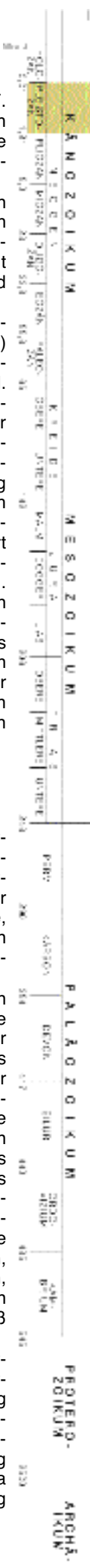




Abb. 28. Der Gollitsch bei Retz. Auf der westlichen (rechten), mit Buschwerk bewachsenen Seite des Hügels tritt der Thaya-Granit zu Tage. Auf der östlichen (linken) Seite mit Weingärten ist Löss angeweht. In der Senke im Vordergrund liegen untermiozäne Meeresablagerungen.

von Staublehmen, die heute die Senken und oft auch die nach Osten schauenden Hänge bedecken und gemeinsam mit dem Löss und den Verwitterungslehmen die fruchtbarsten Böden bilden.

Während man Löss in dem tief eingeschnittenen Tal der Thaya relativ selten findet ist er auf den Hochflächen oberhalb des Tales und an den Abhängen gegen das Weinviertel weit verbreitet. Im Thayatal wurde Löss vorwiegend an nach Osten und Südosten gerichteten Hängen abgelagert und blieb in etwas größeren Flächen in Vranov nad Dyjí (Frain), östlich des Schwalbenfelsens, an den östlichen Abhängen von Gališ und Barák und im Trauznitzký potok (Trausnitztal) nordwestlich von Konice (Deutsch-Konitz) erhalten.

Die Hauptverbreitung von Löss auf den Hochflächen oberhalb der Thaya sind die weiten, flachen Senken zwischen Merkersdorf und Weitersfeld, um Niederfladnitz und Oberfladnitz, auf tschechischer Seite nördlich von Horní Břečkov (Oberfröschau), Podmolí (Baumöhl) und Mašovice (Großmaisnitz). In diesen Gebieten treten im Untergrund die leichter erodierbaren Gesteine der Pernegg-Gruppe und Therasburg-Gruppe (oberer und unterer Teil der Lukov-Gruppe) auf.

Die konzentrierte Akkumulation pleistozäner Ablagerungen im Bereich der Pernegg- und Therasburg-Gruppe hat vermutlich mehrere, einander ergänzende Ursachen. So kommen in diesen Zonen rasch wechselnde und unterschiedlich verwitternde Gesteine, wie z. B. Glimmerschiefer, Quarzit, Marmor oder Kalksilikatgneise vor, wodurch durch die Verwitterung eine ausgeprägtere Morphologie als in den monotonen Bereichen mit Bittescher Gneis oder den Graniten geschaffen wurde. Weiters sind vor allem die Glimmerschiefer in diesen Zonen leichter erodierbar. Diese wurden sicher schon während der Meeresüberflutung im Miozän stärker abgetragen, worauf auch die dort weit verbreiteten, untermiozänen Meeresablagerungen hinweisen. Zusätzlich wurde die Lössablagerung noch durch die lang gestreckten, Nordost bis Nordnordost verlaufenden Rücken in Streichrichtung der kristallinen Gesteine beeinflusst. Dadurch wurde die Bildung asymmetrischer Täler mit steileren Nordwesthängen und flach gegen Südost gerichteten Hänge gefördert. Durch die oben erklärten Mechanismen sind auch hier meist die flachen, gegen Süd-

osten und Osten gerichteten Hänge dieser Rücken mit Löss überweht.

Ein weiteres, großes Verbreitungsgebiet von pleistozänen Sedimenten, vor allem von Löss, ist der Raum südöstlich der Waitzendorfer Störungszone zwischen Retz und Znojmo (Znaim). In diesem Gebiet war sicher der durch die Störungszone bedingte abrupte Geländeabfall ein wesentlicher Grund für die südöstlich anschließende Lössakkumulation.

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. In den Nationalparks und deren näherer Umgebung blieben jedoch fossile Böden und Bodensedimente innerhalb der Lössen nur an wenigen Stellen erhalten. Für die pleistozäne Stratigraphie und die zeitliche

Rekonstruktion der Talentwicklung sind vor allem die Böden in den alten Ziegelgruben in Vranov nad Dyjí (Frain) und bei Onšov, aber auch bei Mašovice, im Trauznitzký potok (Trausnitztal) und in einem Weegeinschnitt östlich des Gališ von Bedeutung. Die Bodenbildungen in den Lössen entlang des Manhartsberg-Abbruches und im Thayatal haben oft beträchtliche Alter. Manche stammen aus der Zeit des Unter- bis Mittelpleistozäns, z.T. aber auch aus dem Oberpliozän (vgl. auch HAVLÍČEK, 2002, 2003; HAVLÍČEK et al., 1998)

Eine neue Warmzeit

Mit dem Beginn des Holozäns vor ca. 10.000 Jahren begann es wieder deutlich wärmer und feuchter zu werden. Dadurch wich der Dauerfrostboden allmählich nach Norden zurück und die Vegetation erlebte einen enormen Aufschwung. Die Durchflussmenge der Thaya wurde größer, sodass die aufgrund der geringeren Wasserführung der Thaya im Pleistozän angehäuften Ablagerungen nun wieder abgetragen wurden.

Diese Dynamik und die etappenweise Eintiefung des Flusses spiegeln mehrere Erosionsstufen (Abb. 29) in der Talau der Thaya und des Fugnitzbaches wider (vgl. auch BRZÁK, 1997; HAVLÍČEK, 2003).

Die höheren Fluren der fluviatilen Ablagerungen sind meist als 2–3 Stufen entwickelt. Sie bestehen aus fluviatilen, sandigen, z.T. lehmigen Schottern und Sanden. Selten ist eine 4. Stufe ausgebildet, deren Oberfläche ca. 5–7 m über dem Normalniveau des Flusses liegt (vgl. auch HAVLÍČEK, 2002, 2003).

Im 3. Niveau mit der Oberfläche 3–4 m über dem Fluss liegen z.T. noch heute genutzte Wiesen und auf der tschechischen Seite stehen auf diesem Niveau die in der Zwischenkriegszeit gebauten Bunkeranlagen. Dies zeigt, dass auch bereits vor dem Bau der Staumauer von Vranov nad Dyjí (Frain) nur selten Hochwässer dieses Niveau erreichten. Akkumulation und Resedimentation der fluviatilen, sandigen Schotter und Sande begannen hier vermutlich im Spätglazial (Spätwürm) und setzten sich bis ins Holozän fort. Für dieses Niveau sind in großen Mäandern (z.B. Kirchenwald, Gebhardwiese), an der hangwärtigen



Abb. 29. Blick von Vraní skála (Rabenfelsen) gegen Süden auf den Umlauf und Überstieg. Auf der Wiese rechts sind deutlich die Erosionsstufen in den fluviatilen Ablagerungen zu erkennen.

Seite der Gleithänge flache, ungefähr 1 m tiefe Tälchen (Dellen) charakteristisch, die wahrscheinlich als Abflussrinnen bei periodischen Hochwässern dienen.

Die 2. Stufe liegt ca. 1–1,5 m tiefer als das 3. Niveau, mit der Oberfläche ungefähr 2–3 m über dem normalen Flussniveau. Dieses Niveau ist relativ häufig an den Gleithängen der Mäander entwickelt, bildet aber manchmal nur einen schmalen Saum entlang der Thaya. Die Oberfläche der tief-

sten, rezenten Stufe liegt nur ca. 0,5 bis maximal 1 m über dem Niveau des heutigen Normalwasserspiegels und bildet meist nur einen ganz schmalen Saum entlang des Flusses.

Die im Flussbett der Thaya und Fugnitz liegender Gesteinsblöcke gelangten nicht nur durch die Aufarbeitung der großen Blockfelder und Blockströme in die Thaya (siehe oben), sondern stammen auch von unterspülter Ufern und Hängen.

Besonders größere Nebenbäche und Gräben, die bis auf die Hochfläche hinauf reichen, haben ihrer Ausgang in flachen, manchmal noch nicht drainierten und damit vernässten Dellen. In diesen Bereichen findet man deluvio-fluviatile sandige Lehme bis lehmige Sande, die einerseits durch Abspülung, andererseits durch fluviale Prozesse hierher gelangten.

Die Seitenbäche und Gräber münden in das Thayatal oft mit Schwemmfächern, die jedoch durch die Enge des Tales meist klein sind. Die Schwemmfächer stehen größtenteils in Zusammenhang mit der verstärkten Erosion seit Beginn der Rodung und der landwirtschaftlichen Bewirtschaftung auf den Hochflächen oberhalb der Thaya. Vor allem bei Starkregenereignissen werden dabei in kurzer Zeit große Sedimentmengen abgespült und verlagert, wie z.B. eir



Abb. 30. Nach einem Unwetter am 10. Mai 2002 bildete sich in der Thaya, an der Mündung des Kajabaches, ein großer Schwemmfächer, der nach wenigen Monaten wieder abgetragen war.

kurzer, lokal begrenzter Wolkenbruch über Merkersdorf am 10. Mai 2002 gezeigt hat. Dabei wurden innerhalb einer Stunde enorme Sedimentmengen, z.T. mit Geröllen bis 1 m Durchmesser im Kajabach verfrachtet. An der Mündung entstand ein großer Schwemmfächer, der die Thaya kurzfristig fast vollständig abdämmte, der aber nach wenigen Monaten wieder abgetragen war (Abb. 30).

Der bis heute schwerwiegendste menschliche Eingriff in das natürliche Gefüge des Thayatales geht vom Kraftwerk

oberhalb Vranov nad Dyjí (Frain) aus. Das als Schwellkraftwerk betriebene Kraftwerk verursacht in der Thaya zweimal täglich eine Flutwelle, wodurch der Wasserspiegel um ca. einen halben Meter kurzfristig ansteigt. Die in diesen Phasen enorm zunehmende Strömungsgeschwindigkeit wirkt sich nicht nur katastrophal auf die Fischfauna aus, sondern reduziert auch die Wassertemperatur und erhöht die Sohlerosion enorm.

Gesteinsbeschreibung

Kristalline Gesteine

Moravikum

Die Nationalparks Thayatal und Podyjí liegen in der Böhmisches Masse fast ausschließlich im Bereich des Moravikums und in dem tief eingeschnittenen Thayatal ist in beeindruckender Weise ein Querschnitt durch die Gesteine dieser tektonischen Einheit zu sehen. Im Unterschied zum Moldanubikum streichen die Gesteinseinheiten des Moravikums in diesem Bereich streng parallel zur Grenze der Moldanubischen Überschiebung. Im Westen tauchen diese regional gegen Nordwest unter das Moldanubikum ab, sodass man im Thayatal von Nordwesten gegen Südosten die gesamte Abfolge der moravischen Einheiten vom Hangenden gegen das Liegende quert. Die nun folgende Besprechung der lithologischen Einheiten des Moravikums im Thayatal erfolgt vom Liegenden ins Hangende, also von Osten nach Westen.

Thaya-Batholith

Die tiefste strukturelle Einheit des Moravikums ist der überwiegend aus granitischen Gesteinen aufgebaute Thaya-Batholith (Thaya-Pluton).

Die regionale Verbreitung der Gesteine des Thaya-Batholiths an der Oberfläche zeigt eine gewundene, linsenartige, mit ihrer Längsachse Südwest-Nordost streichende Form. Sie reichen vom Gebiet des Manhartsberges nordöstlich von Schönberg in Niederösterreich bis in das Gebiet westlich von Žerotice in Tschechien. Die östliche Begrenzung der Granitoide ist in weiten Teilen an Nordost-Südwest streichende Störungszonen und davon ausgehende Nord-Süd streichende Nebenstörungen gebunden (vgl. ROETZEL, 1996). So wird der Thaya-Batholith zwischen Eggendorf am Walde, Maissau und Limberg nahezu geradlinig von der Diendorfer Störung begrenzt. Im Bereich zwischen Waitzendorf, Retz bis Znojmo (Znaim) begrenzt die parallel dazu verlaufende Waitzendorfer Störung den Batholith gegen Osten. Östlich anschließend findet sich unter den jüngeren Bedeckungen des Erdmittelalters (Mesozoikum) und der Erdneuzeit (Känozoikum) vor allem wieder moldanubisches Gesteinsmaterial in Bohrungen, was durch einen bis zu 60 km weiten, gegen Nordnordosten gerichteten Horizontalversatz (Blattverschiebung) der Ostscholle entlang des Diendorfer Störungssystems erklärbar ist (FINGER & BÜTTNER, 1996; FINGER & RIEGLER, 1999; RIEGLER, 2000; SCHERMANN, 1966).

Die petrographische Zusammensetzung der granitoiden Gesteine des Thaya-Batholiths reicht von Graniten über Granodiorite bis zu Tonalite (FINGER & RIEGLER, 1999; FRASL in FINGER et al., 1989).

Bei der magmatischen Kristallisation bildeten sich die Hauptminerale Feldspat (zonierter Plagioklas, Alkalifeldspat), Quarz und Glimmer (Biotit) und die Nebenminerale Apatit und Zirkon (Abb. 31). Im Zuge der variszischen Metamorphose entstanden zusätzlich rekristallisierte Quarz, metamorphe Feldspäte wie Albit und Oligoklas,

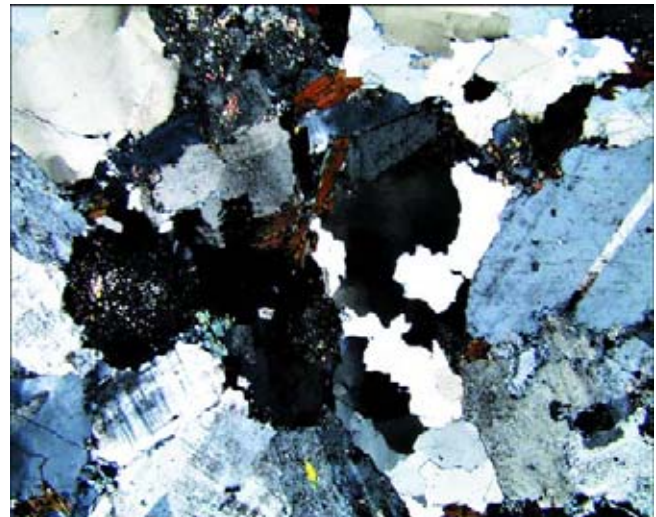


Abb. 31. Dünnschliff-Foto des Thaya-Granites vom Steinbruch Fautschek bei Hofern mit Plagioklas, Kalifeldspat, Quarz und Biotit. Bildbreite ca. 15 mm.

sekundäre Schichtsilikate wie Biotit, Chlorit und Muskovit, sowie Titanit, Epidot und im westlichen Teil Granat (SCHARBERT & BATÍK, 1980).

Die Entstehung des Thaya-Batholiths an der Wende von Proterozoikum zu Paläozoikum im Zuge der cadomischen Gebirgsbildung wird mittlerweile durch eine Vielzahl geochronologischer Daten bestätigt, welche Alter zwischen 550 und 600 Millionen Jahre ergaben (FRIEDL et al., 2004; FRITZ et al., 1996; SCHARBERT & BATÍK, 1980).

Am Ende der variszischen Gebirgsbildung drangen in die bereits erstarrten und teilweise von Klüften durchsetzten granitischen Gesteine nochmals chemisch anders zusam-

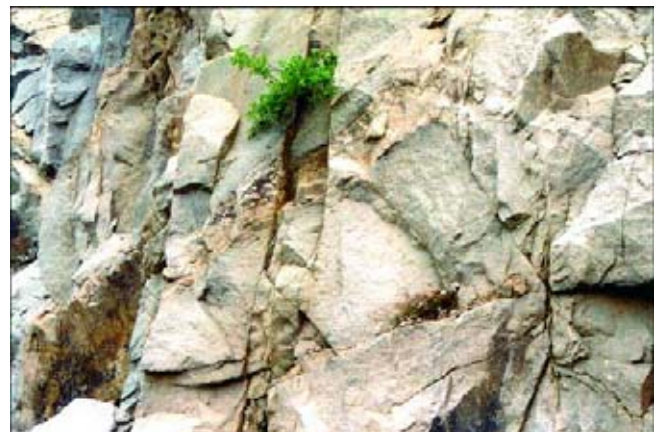


Abb. 32. Im Steinbruch Fautschek bei Hofern ist der zähe Thaya-Granit stark geklüftet und wird von pegmatitischen Gängen durchschlagen.



Abb. 33.
Der Thaya-Granit ist gewöhnlich ein mittel- bis grobkörniger Biotit- bis Zweiglimmergranit.

mengesetzte Schmelzen, bevorzugt in diese Klüfte ein. Diese so genannten Ganggesteine, wie Pegmatit, Aplit, Lamprophyr oder Gangquarz kann man in den Granitoiden als helle (Abb. 32) oder auch dunklere Bänder erkennen.

In weiterer Folge wurden besonders am Ostrand des Thaya-Batholiths die Gesteine durch die Bewegungen an Störungszonen, wie z.B. an der Diendorfer Störung oder Waitzendorfer Störung mechanisch stark beansprucht, zerschert und zerrieben.

Die Granitoide des Thaya-Batholiths habe große Ähnlichkeit mit jenen des Brünner Batholiths in Tschechien (LEICHMANN, 1996). Die Gesteine der beiden, heute isolierten Tiefengesteinskörper entstanden wahrscheinlich gleichzeitig nebeneinander während der cadomischen Gebirgsbildung. Sie wurden aber im Oberkarbon bis Perm an den oben erwähnten Nordost-Südwest streichenden Störungszonen auseinander gerissen, wobei der Brünner Batholith weit nach Nordosten versetzt wurde (RIEGLER, 2000; SCHERMANN, 1966). Bereits während der variszischen Gebirgsbildung wurden die Gesteinskörper jedoch unterschiedlich beansprucht. So blieben die vormals im Osten anschließenden Granitoide des Brünner Batholiths von der variszischen Gebirgsbildung und Metamorphose weitgehend unberührt. Die westlich gelegenen Gesteine des Moravikums mit dem Thaya-Batholith und seiner Hülle wurden jedoch in die Gebirgsbildung miteinbezogen und von den Moldanubischen Decken überfahren.

In den Nationalparks Thayatal und Podyjí durchbricht die Thaya den Thaya-Batholith zwischen Znojmo (Znaim) und der Steinernen Wand, südlich Podmolí (Baumöhl).

Man findet dort durchwegs den so genannten Hauptgranit (Abb. 33), der relativ gleichförmig, meist als gleichkörniger, mittel- bis grobkörniger Biotit- bis Zweiglimmergranit (73) ausgebildet ist (FINGER & FRIEDL, 1993; FINGER & HORSCHINEGG, 1999; FUCHS, 1993). Aufgrund der gegen Osten abnehmenden metamorphen Überprägung innerhalb des Moravikums (siehe oben) sind die Gesteine des Thaya-Batholiths im Osten am wenigsten deformiert und gegen Westen zunehmend geschiefert (FRASL, 1977, 1991; vgl. Exkursionspunkt 7). Gegen Westen bekommt das Gestein dadurch eine intensiv kataklastische Struktur oder sogar Mörtelstruktur und kann gegen den Westrand in einen blastomylonitischen Zweiglimmergranit (74) übergehen (BATÍK et al., 1993). In diesem kam es durch die intensive Deformation zu sekundärer Neubildung von Muskovit und Quarz. Am Ostrand des Batholiths sind zwischen Znojmo (Znaim) und Šatov (Schattau) Granitoide mit höherem Plagioklasanteil aufgeschlossen, die als Granite bis Granodiorite (75) bezeichnet werden. In den Granodioriten bei Konice (Deutsch-Konitz) tritt eine Kataklysezone (77) mit

stark zerriebenen und zerbrochenen Gesteinspartien auf, die dort an die Waitzendorfer Störungszone gebunden ist.

Die Granitoide werden oft konkordant und diskordant von Gangquarz (78), Aplit- (79) und Pegmatitgängen (80) (siehe unten) durchschlagen, die gegen das Hauptgestein scharf bis unscharf begrenzt sind (FUCHS, 1993).

Im Granit treten z.T., wie bei der Steinernen Wand, steile Wände, meist aber Felstürme und oft auch große Blockfelder und Blockströme auf (vgl. oben). Das Gestein verwittert oft in großen, kantengerundeten Blöcken.

Therasburg-Gruppe (Lukov-Gruppe – unterer Teil)

Die Gesteine der Therasburg-Gruppe entsprechen in Tschechien dem unteren Teil der Lukov-Gruppe. Sie liegen im Hangenden des Thaya-Batholiths und begleiten diesen als ca. 2–2,5 km breiter Streifen. Sie sind im Thayatal zwischen der Steinernen Wand und dem Umlaufberg, im Kaja-bach-Tal und zwischen der Ruine Kaja und Merkersdorf (vgl. WALDMANN, 1958) besonders gut aufgeschlossen. Im tschechischen Teil des Nationalparks sind die Gesteine gut im Bereich der Ruine Nový Hrádek (Neuhäusl; Exkursionspunkt 5) und am westlich anschließenden Umlaufberg (Ostroh = Stallfirst) gut einzusehen.



Abb. 34.
Im Kaja-bachtal, nördlich vom Wolfsteich, nahe der Grenze zum Thaya-Granit, durchschlagen zahlreiche granitische Gänge die Glimmerschiefer der Therasburg-Gruppe.



Abb. 35.
Der Kaja-bach durchschneidet unterhalb der Ruine Kaja die Glimmerschiefer der Therasburg-Gruppe, die manchmal silbrig glänzenden, grobblättrigen Muskovit (Hellglimmer) führen.

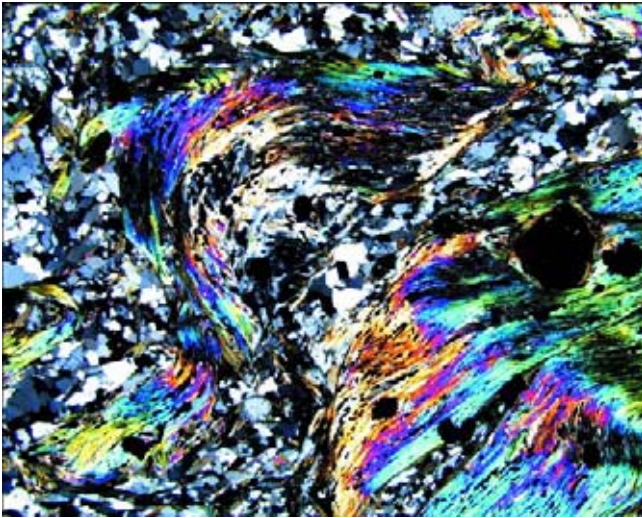


Abb. 36.
Dünnschliff-Foto des Glimmerschiefers im Kajabachtal mit Quarz, Muskovit, Granat, Plagioklas, Chlorit und Ilmenit.
Bildbreite ca. 15 mm.

Die Therasburg-Gruppe bildet das so genannte „Alte Dach“ des Thaya-Batholiths, das sind jene Gesteine, in die die Gesteinschmelze des Thaya-Batholiths eindrang.

Im österreichischen Teil des Nationalparks Thayatal verläuft die Grenze zwischen dem Thaya-Granit und den angrenzenden Gesteinen der Therasburg-Gruppe von der Wendlwiese über die Jägerlacke zum Wolfsteich. Besonders im Thayatal, im Tal des Kajabaches und im Žlebský potok ist am Kontakt zum Thaya-Granit das Eindringen der Granitschmelze in die Sedimenthülle noch deutlich zu erkennen. Dort sind die Glimmerschiefer und Quarzite der Therasburg-Gruppe von Dezimeter bis mehrere Meter mächtigen Gängen (Abb. 34) von Granit und Aplit (71) durchschwärmt (BATÍK, 1992b; FUCHS, 1993; HÖCK, 1970; ZARRABI, 1972).

Die Therasburg-Gruppe wird in den Nationalparks Thayatal und Podyjí durch graue, phyllitische Schiefer, silbrige bis grünliche, flatschige Glimmerschiefer (Abb. 35, 36) und etwas Chlorit führende, grünliche Schiefer charakterisiert. Diese Metapelite (ehemalige, jetzt metamorphe Tonschiefer) wurden in der Karte als Zweiglimmerschiefer (68) zusammengefasst. Die Hauptgemengteile sind Quarz, Muskovit, Serizit und Chlorit. Biotit ist meist untergeordnet oder fehlt. Plagioklas (Albit-Oligoklas) kann in manchen Bereichen in nicht unbeträchtlicher Menge auftreten, sodass feinkörnige Paragneise entstehen. Untergeordnet



Abb. 37.
So wie hier am Umlauf bilden die Quarzite der Therasburg-Gruppe aufgrund ihrer Härte und Verwitterungsbeständigkeit oft Felswände und Grate.

treten Granat, Staurolith, blaugrüner Turmalin und Magnetit, der über Ilmenit vorherrscht, auf (BATÍK et al., 1993).

Auffallend ist in der Therasburg-Gruppe eine ausgeprägte magnetische Anomalie (vgl. SEIBERL & ROETZEL, 1997, 1998). Diese hat ihre Ursache in einer massiven Vererzung der Gesteine mit feinkörnigem Magnetit und Ilmenit (BATÍK, 1995; LIBOWITZKI, 1989, 1990). Die magnetischen Minerale sind dabei vor allem in den Metapeliten (Glimmerschiefer etc.) konzentriert. Nach LIBOWITZKI (1989, 1990) sind die Erzminerale in den ehemaligen Ablagerungsgesteinen primär sedimentär angereichert. Möglich erscheint aber auch die Magnetitbildung bei der rückschreitenden, dynamischen Metamorphose während der variszischen Gebirgsbildung, bei der gelöstes Eisen zu Magnetit kristallisierte (vgl. BATÍK, 1992b).

In die Schiefer sind Zehner- bis hundert Meter mächtige Züge aus hell- bis dunkelgrauen, oft gebänderten, sehr harten und scharfkantig brechenden, plattig-bankigen Quarziten (69) eingeschaltet (FUCHS, 1993). Diese Quarzite (Abb. 37) enthalten neben Quarz Feldspatkörner und fein verteilten, feinkörnigen Muskovit, selten Biotit (BATÍK et al., 1993). Selten findet man dünne Einschaltungen von Amphibolit (70), wie z. B. östlich der Ruine Nový Hrádek (Neuhäusl) und östlich Weitersfeld.

Der rasche Wechsel von oft nur wenige Zentimeter bis Dezimeter mächtigen Gesteinstypen ist auf eine unruhige Sedimentation von Arkosen, Sandsteinen und Tonschiefern zurückzuführen (HÖCK, 1969, 1970).



Abb. 38.
Der intermediäre Orthogneis vom Überstieg ist ein Biotitgneis mit straffer Lineation.

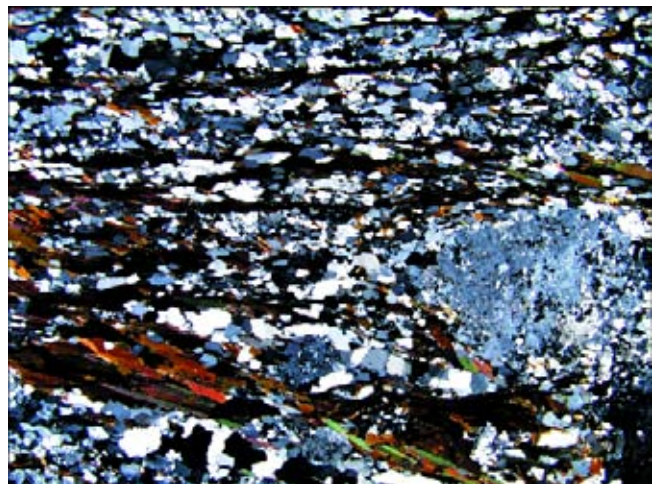


Abb. 39.
Dünnschliff-Foto des intermediären Orthogneises vom Überstieg mit Plagioklas, Quarz, Kalifeldspat und Biotit.
Bildbreite ca. 15 mm.



Abb. 40. Am Überstieg bildet der intermediäre Orthogneis eine hoch aufragende Felswand, auf der im Mai das Felsensteinkraut (*Aurinia saxatilis*) blüht.

Im hangendsten Bereich der Therasburg-Gruppe wechseln Glimmerschiefer mit Zügen von Biotit- und Biotit-Hornblendegneisen, so genannten intermediären Orthogneisen (67), die als Abkömmlinge von granodioritischen bis dioritischen Gesteinen angesehen werden können (Abb. 38, 39). Der magmatische Verband dieser Orthogneise ist nach FUCHS (1995) durch die Wechsellagerung mit den oben beschriebenen Metasedimenten im Liegenden erwiesen.

Es sind plattig-bankige, blockig verwitternde Gneise (Abb. 40) mit gut ausgeprägter, Nordost-Südwest verlaufender Lineation, die mehrere Zehnermeter mächtige Züge bilden (FUCHS, 1993, 1995, 1999). FUCHS (1993) vermutet darin Äquivalente der Tonalitgneise (Therasburger Gneise: HÖCK, 1983, 1991a) auf Blatt Horn. Sehr untergeordnet finden sich gabbroide Gesteine in diesem Verband

Die grauen, fein- bis mittelkörnigen, porphyrischen Orthogneise zeigt überwiegend linear paralleles Gefüge und eine deutlich stängelige Struktur. In der feinkörnigen Grundmasse, die hauptsächlich aus dunkelbraunem Biotit und Quarz, untergeordnet aus Muskovit und Zirkon besteht, finden sich größere Feldspat-Einsprenglinge aus perthitischem Orthoklas und Plagioklas (BATÍK et al., 1993). Diese Orthogneise sind vom Umlaufberg durch den Schwarzwald nach Merkersdorf zu verfolgen. Südlich des Merkersdorfer Feldes mit seinen jungen Bedeckungen sind sie östlich von Waschbach und im Hang östlich von Pleißing wieder aufgeschlossen (FUCHS, 1995).

Die Gesteine kann man besonders gut am Umlaufberg (Exkursionspunkt 12) studieren. Dort sind am Überstieg, nordöstlich des Weges, der einem Südost-Nordwest verlaufenden, steilen Bruch mit etwa 30 m Sprunghöhe folgt, in der Hochscholle im Nordosten die dioritischen Gneise am Weg zum Umlauf wandförmig aufgeschlossen (FUCHS, 1999; Abb. 40). In der Tiefscholle, südwestlich des Überstieges findet man einige Zehnermeter mächtige, flatschige Glim-

mierschiefer, die das Hangende der dioritischen Gneise bilden und darüber den Weitersfelder Stängelgneis (siehe unten). FUCHS (1999) vermutet in den häufig verquetschten und geringmächtigen Glimmerschiefern über den Orthogneisen eine tektonische Bewegungsbahn.

Im Schwarzwald, nordöstlich von Merkersdorf, entwickelt sich im Streichen aus den dioritischen Gneisen ein Metagabbro – Metadiorit (72) (FUCHS, 1995). Ein weiterer schmaler Zug eines gabbroiden Gesteins befindet sich ca. 600 m östlich davon, auf der rechten Seite des Kajabaches (FUCHS, 1993).

Weitersfelder Stängelgneis

Gegen Westen folgt über der Therasburg-Gruppe der Weitersfelder Stängelgneis (66), allerdings auf den zentralen Teil des Moravikums beschränkt.

Dieser beginnt ca. 800 m nordöstlich des Umlaufberges in Tschechien und bildet in seiner südwestlichen Fortsetzung im Thayatal den schmalen Grat am Umlaufberg (Exkursionspunkt 12; Abb. 41). Von dort setzt er in einem schmalen Zug, z.T. inselartig aus den jungen Bedeckungen herausragend, in südwestlicher Richtung über Merkersdorf, Pleißing in Richtung Weitersfeld fort und besitzt seine flächenmäßig größte Verbreitung zwischen Sallapulka und dem Leeberg, westlich Kainreith.

Der Weitersfelder Stängelgneis ist ein Granitgneis (Orthogneis), in dessen Verband auch Paragesteine (metamorphe Ablagerungsgesteine), wie augige Gneise (Arkosgneise), Quarzite und Glimmerschiefer vorkommen (FUCHS, 1999, 2000). Auch HÖCK (1970) erwähnt die Überlagerung des Stängelgneises durch Kalkglimmerschiefer und Marmore, z.T. auch Kalksilikatschiefer in einem Steinbruch östlich von Waschbach. Von HÖCK (1969, 1970, 1991b) wird die Ähnlichkeit des Weitersfelder Granitgneises mit dem Bittescher Gneis hervorgehoben.

An der Typuslokalität Kirchenbruch in Weitersfeld wird der Granitgneis (Abb. 42) als dunkel- bis hellgrauer Augen-



Abb. 41. Die engste Stelle am Hals des Umlaufberges besteht aus Gesteinen des Weitersfelder Stängelgneises (augige Gneise, Glimmerschiefer, Quarzite) und dem intermediären Orthogneis.

gneis beschrieben, dessen parallel lineare bis stängelige Textur namensgebend ist (BERNROIDER, 1986; HÖCK, 1991b; HÖCK in HÖCK et al., 1983). Die für das Gestein so



Abb. 42. Der Weitefeld Stängelgneis von der Typuslokalität im Kirchenbruch in Weitefeld ist ein Granitgneis, dessen parallel lineare bis stängelige Struktur namensgebend für das Gestein ist.



Abb. 43. Die Quarzite im Verband des Weitefeld Stängelgneises nahe des Überstieges sind massive, blockig auswitternde Gesteine.

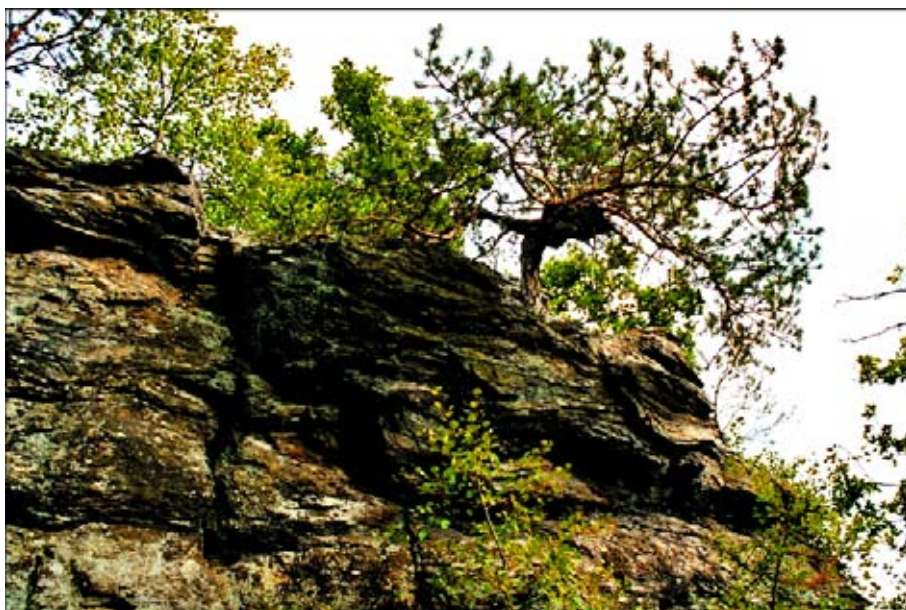


Abb. 44. Am Hals des Umlaufberges liegen über dem intermediären Orthogneis, im Verband des Weitefeld Stängelgneises, schwarzgraue, dünnplattige Glimmerschiefer.

typischen, bis mehrere Zentimeter großen Kalifeldspatungen sind in einer feinkörnigen Matrix aus Plagioklas, Kalifeldspat, Quarz, Biotit und Muskovit eingebettet. Muskovit tritt in stärker durchbewegten Bereichen gegenüber Biotit mengenmäßig und auch in der Korngröße stärker hervor, wie z.B. im Tal des Prutzendorfer Baches, nordöstlich von Weitefeld (BATIK, 1995) und östlich von Waschbach (HÖCK, 1970), wo sich muskovitisch-biotitische und muskovitische Typen finden.

Nach FUCHS (2000) sind jedoch diese granitischen Zweiglimmeraugengneise von der Typuslokalität weitgehend auf diesen Bereich beschränkt und verlieren sich in ihrem Streichen sowohl gegen Nordosten als auch gegen Südwesten. In diesen Arealen wird der Weitefeld Stängelgneis vorwiegend von fein- bis grobkörnigen, weißen bis gelblichen, plattigen Arkosegneisen aufgebaut, die häufig mit Quarziten (Abb. 43) und untergeordnet Glimmerschiefer (Abb. 44) wechseln.

Diese Paragesteine leiten vermutlich als erste sedimentäre Aufarbeitungsprodukte der darunter liegenden Granitgneise einen neuen Ablagerungszyklus während einer Meeresüberflutung ein und finden ihre Fortsetzung in den Metasedimenten der darüber folgenden Pernegg-Gruppe (siehe unten). Nach FUCHS (1995, 1999) handelt es sich beim Komplex des Weitefeld Stängelgneises im Thayagebiet vermutlich um tektonische, granitische Scherlinge mit einer primären, sedimentären Auflage ihrer Aufarbeitungsprodukte.

Pernegg-Gruppe (Lukov-Gruppe – oberer Teil)

Die im Westen, über dem Weitefeld Stängelgneis anschließende Folge von metamorphen Ablagerungsgesteinen wird als Pernegg-Gruppe zusammengefasst. In Tschechien entspricht diese dem oberen Teil der Lukov-Gruppe. Die Pernegg-Gruppe unterscheidet sich von der tiefer liegenden Therasburg-Gruppe durch das weitgehende Fehlen von Quarziten und das gehäufte Auftreten von Marmoren (ehemalige Kalke) und Kalksilikatgneisen (ehemalige sandreiche Kalke).

Die Pernegg-Gruppe beginnt westlich von Lukov (Lugau), wo sie durch einen Querbruch gegen die Therasburg-Gruppe versetzt wird. Von dort streicht sie in einem ca. 2–3 km breiten Streifen über Hardegg, Heufurth und Fronsburg weiter gegen Südwesten. Im Thayaatal ist die Pernegg-Gruppe zwischen dem Umlaufberg und der Stadt Hardegg und besonders gut auch im Fugnitztal aufgeschlossen.

In dieser Gruppe sind meist dunkelgraue, feinschuppige, manchmal quarzitisch dünn gebänderte, phyllitische Granatglimmerschiefer (61), z.T. auch mit Staurolith häufig, wie sie in Hardegg im Straßenaufschluss (Abb. 45, 46) vor der Burg (Exkursionspunkt 10) anstehen (FUCHS, 1999; WALDMANN, 1958). Selten treten in den Glimmerschiefern Graphitschiefer (65), wie z.B. im Graben nördlich von Merkersdorf, oder Züge pegmatitischer Gneise (64) (verschiefer Turmalinpegmatite), wie z.B. nördlich von Merkersdorf und Waschbach, auf (FUCHS, 1995).

Die Marmore (62) und Kalksilikatgneise (63) treten in Dezimeterlagen bis hin zu Gesteinszügen von hunderten Metern Mächtigkeit auf und sind im Bereich des Thaya-



Abb. 45. Entlang der Straße beim Johannesfelsen in Hardegg sind die nach Nordwesten einfallenden Glimmerschiefer der Pernegg-Gruppe ausgezeichnet aufgeschlossen.

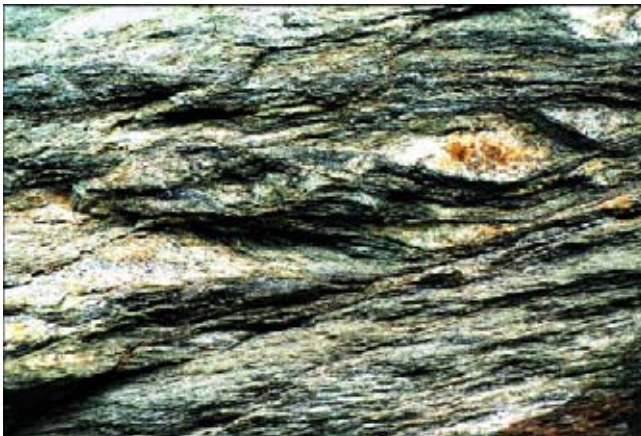


Abb. 46. Die bleigrauen, silbrig glänzenden Glimmerschiefer der Pernegg-Gruppe führen, so wie hier am Johannesfelsen, oft Millimeter-große Granate und eingeschlossene Quarzknauer. Bildbreite ca. 46 cm.

tales besonders im hangenden Bereich der Pernegg-Gruppe konzentriert (FUCHS, 1999). Aber auch im liegenden Bereich, direkt über dem Weitersfelder Stängelgneis, wie z.B. im Thayatal südwestlich des Umlaufberges, oder in einem Graben nördlich von Merkersdorf und westlich von Waschbach kommen Kalksilikatgneise und Marmore vor, die zur Pernegg-Gruppe gehören. Im Thayatal beim Einsiedler (Exkursionspunkt 11), im Bereich der Unteren und Oberen Bärenmühle, wechsellagern die karbonatreichen Gesteine mit den Glimmerschiefern in zahllosen Bändern. Diese Zone setzt sich gegen Südwesten ins Fugnitztal und den Kühtalgraben fort. Im Fugnitztal findet man Kalksilikat führende Glimmerschiefer, Kalksilikatfelse und Marmore (FUCHS, 1995), wobei allmähliche Übergänge von Biotitglimmerschiefer über Kalkglimmerschiefer und Glimmermarmore zu reinen Marmoren beobachtet werden können (HÖCK, 1970; ZARRABI, 1972). Auch wechselt der Kalkgehalt in den verschiedenen Glimmerschiefern sehr rasch, ebenso der Glimmergehalt in den Marmoren.

Ein sehr konstant durchstreichender Zug von Kalksilikatgesteinen, der Fugnitzer Kalksilikatschiefer (63) (vgl. F.E. SUESS, 1912) bildet meist das hangendste Band der Pern-

egg-Gruppe (Abb. 47). Es ist ein feinkörniges, graugrünes bis dunkelgrünes und dünn gebanktes Gestein, das meist durch feine, mm-dünne, helle und graugüne Lagen gebändert ist. Die Hauptgemengteile dieses Gesteins sind Quarz, Hornblende, Epidot, Plagioklas, Alkalifeldspat und Karbonat; als Nebengemengteile treten Biotit, Titanit und Erz auf.

Im Thayatal und südwestlich anschließend dominieren im liegenden Abschnitt Marmore, im Hangenteil plattige Kalksilikatgneise und -schiefer. HÖCK (1969) beschreibt vom Fugnitztal eine Dezimeter mächtige Übergangszone von den Marmoren in die Kalksilikatschiefer und schließt daraus eine primäre Verbindung zwischen den beiden Gesteinen. In Hardegg bauen die sehr harten und zähen Gesteine dieses Gesteinszuges den oberen Teil des Reginafelsens und den Burgfelsen auf (Exkursionspunkt 9). Auf diesen beiden Felsen

geht der Marmor gegen das Hangende in plattige Kalksilikatgneise über und wird am Reginafelsen von Bittescher Gneis überlagert (FUCHS, 1999; WALDMANN, 1958; ZARRABI, 1972).

Der Zug setzt gegen Südwesten ins Fugnitztal und von dort über die Hohe Sulz in den Bereich des Tiergartens

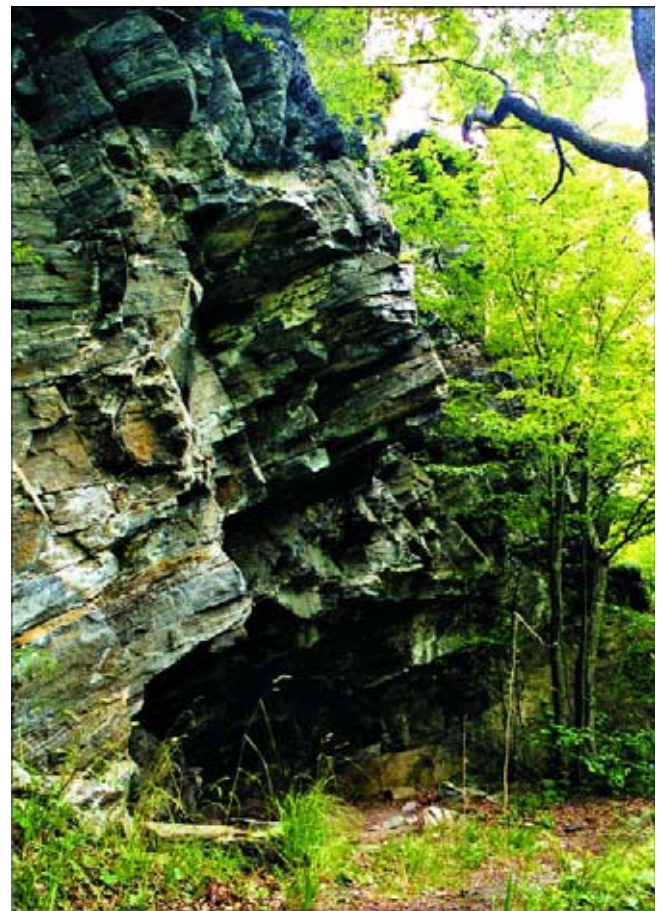


Abb. 47. Die Fugnitze Kalksilikatschiefer bilden am Reginafelsen steil aufragende Felswände.

nordwestlich von Fronsburg und weiter in den Sulzwald fort. Im Fugnitztal durchbricht der Fluss entlang des Marmors im Fugntitzer Kalksilikatschiefer eine Mäanderschlinge wodurch der abgeschnittene Mäander in der Flur „See“ entstand.

FUCHS (1995) konnte beobachten, dass in den hangendsten 10 m des Fugntitzer Kalksilikatschiefers mächtige Bänke von Bittescher Gneis mit den Kalksilikatschiefern wechsellagern und folgert daraus einen magmatischen Charakter der Hangendgrenze des Karbonatzuges.

Auch HÖCK (1969) beschreibt 10–15 cm mächtige, helle, aplitische bis pegmatitische Lagen in den Kalksilikatschiefern, die in die Variationsbreite des Bittescher Gneises fallen und miteinander verfalzt sind.

Auch das geringmächtige Marmor-Glimmerschieferband im Bittescher Gneis an der Ostflanke des Maxplateaus belegt nach FUCHS (1995) einen eindeutigen, allerdings durchwegs konkordanten Intrusionskontakt. Weitere schmale Glimmerschieferbänder an der Grenze von Fugntitzer Kalksilikatschiefer zu Bittescher Gneis finden sich südlich der Fugnitz im Bereich der Hohen Sulz oder beim Kühberg nordwestlich Fronsburg.

Die Glimmerschiefer (61) in der Pernegg-Gruppe bestehen aus einem feinschuppigen Gewebe aus Hellglimmer und Biotit, die dem Gestein oft einen seidigen Glanz verleihen. Darin sind manchmal zahlreiche, z.T. mm-große Granate sowie Staurolith und stellenweise auch Chlorit zu erkennen. Zwischen den Glimmerbändern eingeschaltete Quarzlagen mit geringem Plagioklasgehalt verleihen dem Gestein ein bandartiges, sedimentäres Gefüge (BERNROIDER, 1986).

Die grauen, oft dickbankigen, meist mittelkörnigen und manchmal gebänderten Marmore (62) zeigen häufig bereits makroskopisch sichtbare, feinste Biotitschuppen, die z.T. lagenweise angeordnet sein können (Abb. 48, 49). Der Wechsel von biotitreichen und biotitarmen Lagen, oft gemeinsam mit dunklen Substanzen, wie Graphit, aber auch unterschiedliche Gehalte von Phlogopit, Muskovit, Albit, Diopsid oder Tremolit verursacht manchmal eine im Dezimeter-Bereich variierende, leichte Bänderung (BERNROIDER, 1986).

Häufig sind auch gröber kristalline Kalzit- und Quarzadern bzw. bis Dezimeter-große Quarzknauer. Im Mineralgehalt überwiegt Kalzit. Daneben treten Biotit, der mengenmäßig gegenüber dem Hellglimmer überwiegt, gerundete Quarze und manchmal Plagioklas auf (BERNROIDER, 1986). Die plastische Verformung der Marmore führte oft zum Zerreißen starrer Lagen von Gneis oder Glimmerschiefer.

Die Kalksilikatgneise (63), die in einige, z.T. ineinander übergehende Gesteinsvarietäten unterteilt



Abb. 48. Runde Verwitterungsformen sind ein typisches Merkmal der Marmore in der Pernegg-Gruppe.

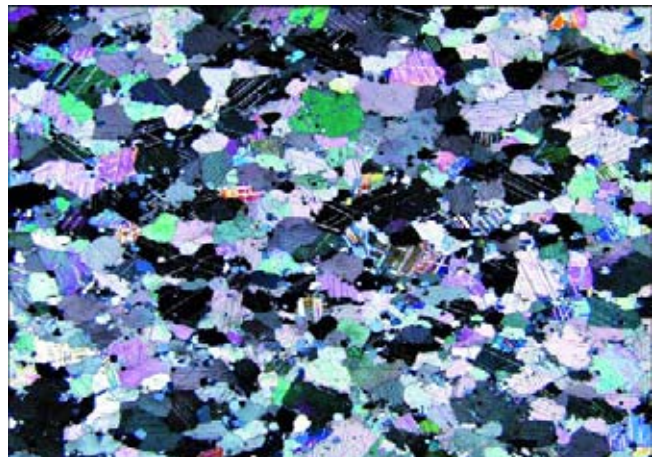


Abb. 49. Dünnschliff-Foto eines Marmors aus dem Bereich des Nationalparkhauses in Hardegg mit Kalzit, etwas Quarz, wenig Plagioklas, Muskovit und Biotit. Bildbreite ca. 15 mm.



Abb. 50. Die Kalksilikatgneise am Reginafelsen in Hardegg zeigen in manchen Lagen eine feine Faltung und lassen durch ihre selektive Auswitterung den Wechsel von silikatreichen und karbonatreichen Lagen erkennen.

werden können (BERNROIDER, 1986, 1989), sind meist dunkelgrüne bis grüngraue, z.T. auch grasgrüne, grau-braun gebänderte, dünnplattige, scharfkantige und splitterig brechende Gesteine (Abb. 50). In einem Grundgewebe aus Kalifeldspat, Plagioklas und Quarz finden sich Amphibol, Klinozoisit und Pyroxen, wobei die Amphibole oft auf den Schieferungsflächen deutlich geregelt erscheinen. In manchen Gesteinsvarietäten kann Amphibol fehlen und besonders in den Kalksilikatgneisen innerhalb des Bitte-

scher Gneises (siehe unten) Granat (Grossular) als Hauptmineral hinzutreten (BERNROIDER, 1986). In manchen Bereichen kommen auch meist deutlich geschieferte, primär aus Amphibol und Plagioklas bestehende Amphibolite vor (BERNROIDER, 1986).

Die Kalksilikatgneise werden häufig von Pyroxenapliten und Pyroxenpegmatiten begleitet, die mit dem Eindringen der Schmelze des Bittescher Gneises in Zusammenhang stehen.

Marmor und Kalksilikat – Ein Paradies für Schnecken

CHRISTIAN ÜBL

In ihrem Verhalten und in ihrer Lebensweise sind Schnecken dadurch geprägt, dass sie hohe Flüssigkeitsverluste und damit ein Vertrocknen zu vermeiden trachten. Mit ihrem feuchten und ausgeglichenen Klima sowie einer Fülle unterschiedlicher Nahrungsquellen und den Versteckmöglichkeiten in Laubstreu und Totholz weisen Waldgebiete den größten Reichtum an Schnecken-Habitaten auf.

Erstaunlich ist die hohe Artenvielfalt in den Wäldern der Nationalparks Thayatal und Podyjí. Ein artenreicher Wald mit naturnahen Bedingungen und kalkreichem Boden an anstehendem Fels weist vierzig und mehr Arten auf (KERNEY, 1983). Im Nationalpark Thayatal-Podyjí mit seinen eingestreuten Felsen, Trockenstandorten, Blockfeldern und Wiesen sind es 102 Schneckenarten, die im grenzüberschreitenden Schutzgebiet bisher bekannt sind (LOŽEK & VAŠÁTKO, 1997).

Gering ist allerdings die Artenausstattung in den sauren, nährstoffarmen Eichenwäldern. Typisch sind hier nur wenige Arten wie z. B. die Rötliche Laubschnecke (*Monachoides incarnata*), die Wärmeliebende Glanzschnecke (*Aegopinella minor*) und einige Nacktschnecken, wie z. B. der Pilzschneigel (*Malacolimax tenellus*) und die Braune Wegschnecke (*Arion subfuscus*).

Verantwortlich dafür ist die Affinität der Schnecken zu Kalk. Die meisten Schneckenarten entwickeln sich auf kalkreichen, alkalischen Böden besser, während auf sauren Böden nur sehr wenige Arten anzutreffen sind. Gehäuseschnecken haben einen Mindestkalkbedarf, um ihr Gehäuse aufbauen zu können. Folglich sind die Gehäuse der auf sauren Untergrund lebenden Tiere zumeist sehr dünn und zerbrechlich, dazu kleiner als bei auf anderen Böden lebenden Schnecken. Der Kalkgehalt wirkt auf die Beschaffenheit von Boden und Pflanzenmoder ein und erhöht somit die Attraktivität des Standortes für Schnecken (KERNEY, 1983). Da Nacktschnecken kein Gehäuse aufbauen, sind sie in den bodensauren Waldstandorten etwas im Vorteil.

Es gibt eine Anzahl kalkliebender Arten, welche nur auf Kalk leben oder ihn auffallend bevorzugen und nur ausnahmsweise auf anderem Untergrund vorkommen. Daneben gibt es eine Reihe von Arten, die gesteinsindifferent sind. Bisher sind keine Arten bekannt, die ausschließlich auf nicht kalkhaltigem Gestein, wie z.B. Schiefer oder Granit vorkommen (KLEMM, 1973).

Im Nationalpark Thayatal kommen zahlreiche kalkliebende Arten vor, wie z. B. Wulstige Kornschnecke (*Granaria frumentum*, diese ist gebunden an offene, kalkreiche Standorte, auch Wiesen) und *Oxychilus inopinatus* (Gattung Glanzschnecke, sie lebt unterirdisch auf trockenen und warmen Hängen). Die Blindschnecke (*Ceciloides acicula*) lebt ebenfalls unterirdisch zwischen Pflanzenmoder und in Felsspalten.

Über Silikatgestein sind z. B. folgende Arten zu finden: Gerippte Bänderschnecke (*Cepaea vindobonensis*: bevorzugt in Gebüsch, Verbreitungsschwerpunkt in Südosteuropa), Zylinder-Windelschnecke (*Truncatellina cylindrica*: ebenfalls in Trockenrasen, sehr häufig in Mauerpfeffer-Beständen) und Gemeine Schließmundschnecke (*Alinda biplicata bohemica*: häufig in schattigen Wäldern, auf Felsen sind oftmals Zwerggrassen zu finden). Die genannten Arten können aber auch auf Marmor und Kalksilikat vorkommen.

Bittesch-Einheit

Das charakteristischste Schichtglied der Moravischen Zone ist zweifellos der über der Pernegg-Gruppe folgende Bittescher Gneis in der Bittesch-Einheit. Dieser hat ein enormes Verbreitungsgebiet und erstreckt sich auf einer Entfernung von mehr als hundert Kilometer von der Thayakuppel bis zur Svatka-Kuppel (Schwarzawakuppel). In der Thayakuppel findet man ihn am gesamten Westrand von Schönberg im Kamptal bis Petrovice am südwestlichen Rand der Boskowitz Furche in Tschechien.

Der Gesteinszug streicht von Süden, als schmales Band den Ostrand des Horner Beckens bildend, zuerst gegen Norden und schwenkt bei Breitenreich, immer breiter werdend, gegen Westnordwest. Im Bereich des Messerner Bogens, wo der Gesteinszug mit ca. 6 km seine größte Breite erreicht, biegt er scharf gegen Nordosten um. Der Zug des Bittescher Gneises wird dann bei Geras wieder etwas schmaler, verbreitert danach gegen das Thayatal deutlich auf ca. 5,5 km, um danach in Südmähren bis an den Südwestrand der Boskowitz Furche immer mehr auszudünnen.

In der Svatka-Kuppel (Schwarzawakuppel), wo auch das Typusgebiet bei Velká Bíteš (Groß-Bittesch) liegt,

reicht das Verbreitungsgebiet des Bittescher Gneises von Oslavany im Süden bis an den Nordrand bei Olešnice.

Im Thayatal ist der Bittescher Gneis zwischen Hardegg und Vranov nad Dyjí (Frain) aufgeschlossen. Sehr gute Aufschlüsse finden sich auch im Fugnitztal zwischen Hardegg und Heufurth und entlang der Straße von Heufurth nach Riegersburg im Pleißinger Tal. Der Bittescher Gneis bildet das Maxplateau westlich von Hardegg (**Exkursionspunkt 9**) und auch den Schwalbenfelsen und die Turmfelsen (Abb. 51) beim Stierwiesberg (Býčí hora) im Thayatal, nordwestlich dieser Stadt, und reicht in das Fugnitztal zur Flur „See“.

Der Bittescher Gneis (55) ist ein extrem deformierter Granitgneis mit typischer Augenstruktur (Abb. 52, 53). BERNROIDER (1986, 1989) beschreibt den Normaltypus als hellen, stark deformierten, fein- bis mittelkörnigen Zweiglimmer-Augengneis mit granitischer bis granodioritischer Zusammensetzung.

Während in den hangenden Bereichen die Gesteine plattig brechen und eine ausgezeichnete Spaltung im Zentimeter-Bereich zeigen, sind in den liegenden Abschnitten eher nicht so stark deformierte, massige Typen vorherrschend (BERNROIDER, 1986). Aus diesem Grund liegen die meisten

Steinbrüche, in denen der Bittescher Gneis für Wegeplatten und Mauersteine gebrochen wird, in dessen hangenden Bereichen. Nur selten findet man gefaltete Gesteine, meist im hangendsten Abschnitt des Gesteinszuges, wie z.B. am Nordufer der Thaya, zwischen Vranov nad Dyjí (Frain) und Hamry (Hammer; vgl. **Exkursionspunkt 2**; Abb. 54).

In der Umgebung des Thayatales sind im hangenden Bereich des Gesteinszuges grünlichgraue bis blaugraue, braun anwitternde, im Meterbereich gebankte, feinkörnigere Gneise vorherrschend, die z.T. als Augengneise ausgebildet sind. Auf den durch Hellglimmer (Serizit) seidig glänzenden, flachwelligen Schieferungsflächen sind bis zu 2 cm große Kalifeldspäte und auch spärlich Biotit, der zu mehrere Zentimeter langen Biotitschnüren ausgezogen ist, zu erkennen. Vorherrschende Gemengteile sind Feldspat und Quarz, wobei die Feldspatauge meistens Plagioklas, selten Mikroklin sind. Die Grundmasse besteht aus Mikroklin, Plagioklas und Quarz. Muskovit bildet nicht selten Porphyroblasten; der dunkelbraune Biotit ist hingegen meist feinschuppig. Die Gneise im liegenden Bereich des Gesteinszuges sind nicht mehr so feinkörnig und zeigen häufiger Feldspatauge. Auf den Schichtflächen treten gegenüber dem feinkörnig rekristallisierten Serizit größere Hellglimmerblättchen deutlicher hervor. Durch die geringere Deformation ist auch der Biotit nicht so stark in Biotitlinealen in die Länge gezogen (BERNROIDER, 1986).

Neben diesem Normaltypus treten im zentralen Teil des Bittescher Gneises Typen mit bedeutend geringerer Deformation und noch gut erhaltenem, ursprünglichem, granitischem Gefüge auf (BERNROIDER, 1986,1989). Die als **schwach geschieferte Biotitorthogneise (56)** bezeichneten Gesteine finden sich als Südwest–Nordost-streichende, schmale Körper im Hangenden des höchsten im Bittescher Gneis eingeschalteten Kalksilikatuzuges.

Dieser Gesteinstyp tritt in Tschechien südwestlich von Horní Břečkov (Oberfröschau), von einer Nordwest streichenden Querstörung bis zur Thaya östlich vom Schwalbenfelsen auf. In Österreich ist dieses Gestein vor allem im Pleißinger Tal südlich Mallersbach, am Heufurter Berg und Spitzmais und in der streichenden Fortsetzung im „Schmalen Grund“ zu finden. 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 Glimmerblättchen und das Fehlen großer, porphyrischer Feldspatauge.

Besonders in den Hangendpartien des Bittescher Gneises sind Wechsellagerungen mit Zentimeter- bis Dezimeter-dünnem Amphibolit (57) und feinkörnigem Biotitparagneis (60) verbreitet (vgl. **Exkursionspunkt 2**; Abb. 54). 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. BATÍK, 1992b; F.E. SUESS, 1912; **Exkursionspunkt 2**).

Nach JENČEK & MATĚJOVSKÁ (1986) ist der Bittescher Gneis in dieser Randzone reich an dunklen Gemengteilen (dunkler Biotit und stark pleochroitischer Amphibol), hat kleinere Feldspatauge, die sogar vollkommen fehlen können; der Plagioklas entspricht einem Oligoklas bis Andesin oder Andesin. Die feinkörnigen Amphibolitlagen bestehen aus grüner Hornblende und untergeordnet Plagioklas (Andesin), akzessorisch mit Titanit und Erz. Die manchmal vorkommenden Biotitamphibolite enthalten als Hauptgemengteile grünen Amphibol, basischen Oligoklas und in Zeilen angeordneten Biotit (JENČEK & MATĚJOVSKÁ, 1986).

Einschaltungen von geringmächtigem Paragneis bis Glimmerschiefer im Bittescher Gneis sind recht selten. Nahe der Basis des Bittescher Gneises, wie z.B. südlich von Čížov (**Exkursionspunkt 4**), findet man hingegen Einschaltungen von migmatisierten Biotitparagneisen, gemeinsam mit Kalksilikatgneisen und Marmor. In diesem Bereich ist auch ein auffallend weit verfolgbarer Granat führender Amphibolit zug in den Bittescher Gneis eingeschaltet. Bei Hardegg erreichen diese Einschaltungen Zehner- bis Hundertmeter-Mächtigkeit.

Die Herkunft dieser Amphibolitlagen im hangenden Abschnitt wird diskutiert. Zum einen werden sie als subvulkanische Lagen interpretiert, die im obersten Stockwerk des Bittescher Gneises z.T. schichtparallel eindringen (FRASL, 1977, 1983). Da aber der Großteil des Bittescher Gneises sicher plutonischen Ursprungs ist, können die dunklen Lagen auch als später eingedrungene und danach deformierte Ganggesteine erklärt werden (vgl. HÖCK, 1999).

Neben diesen dunklen Gesteinen finden sich im gesamten Verbreitungsgebiet häufig Lagen, Linsen und Gänge von weißem Quarz, dessen Trümmer in den Feldern, neben dem sandigen Boden, oft auch die Verbreitung des Bittescher Gneises kennzeichnen (BERNROIDER, 1986).

Ebenso wie in den hangendsten Anteilen des Fugnitzer Kalksilikatschiefers Wechsellagerungen mit Meter-mächtigen Bänken von Bittescher Gneis vorkommen (FUCHS, 1995; siehe oben), treten in den liegenden Abschnitten des Bittescher Gneises Züge von Kalksilikatgneisen (58) und Marmoren (59) auf (BERNROIDER, 1986,1989).

Der mächtigste Zug streicht aus dem Bereich von Horní Břečkov (Oberfröschau) in Richtung Thayatal (vgl. **Exkursionspunkt 4**) und setzt westlich des Maxplateaus gegen das Rosental fort. Dieser führt häufige Einschaltungen von Bittescher Gneis und Kalksilikatmarmoren (FUCHS, 1995). Nordwestlich des Rosentales, im Bereich des Schindberges und Heu-



Abb. 51. Der Bittescher Gneis bildet oft, so wie hier oberhalb der Turmfelsen nordwestlich von Hardegg, mächtige Felsburgen.



Abb. 52.
Der Bittescher Gneis ist ein stark deformierter, fein- bis mittelkörniger Granitgneis mit typischer Augenstruktur.
Bildbreite rund 30 cm.



Abb. 53.
Dünnschliff-Foto des Bittescher Gneises aus dem Steinbruch Weingartner bei Harmannsdorf mit Kalifeldspat, Plagioklas, Quarz, Biotit, Muskovit und etwas Chlorit.
Bildbreite ca. 15 mm.



Abb. 54.
Der Bittescher Gneis ist im hangenden Bereich, so wie hier südöstlich von Vranov nad Dyjí (Frain), am Weg nach Hamry, intensiv gefaltet und zeigt Wechsellagerungen mit cm- bis dm-dünnem Amphibolit.

further Berges, folgen nochmals zwei dünne Kalksilikatlamellen, die gegen Südwesten in Richtung Oberhöflein ausdünnen.

Alle diese Züge führen neben den bereits in der Pernegg-Gruppe auftretenden Kalksilikatgneisen verstärkt Kalksilikatmarmore, wobei die Kalksilikatgneise und die Kalksilikatmarmore z.T. ineinander übergehen. Letztere bilden nach BERNROIDER (1986) die Kernbereiche der Kalksilikatzüge im Rosental und werden nach außen hin schalenförmig von den anderen Kalksilikatgesteinen gegen den Bittescher Gneis hin begrenzt.

Die Kalksilikatgneise (58) sind ähnlich ausgebildet wie die im oberen Teil der Pernegg-Gruppe (vgl. oben). Die Kalksilikatmarmore (59) haben als Hauptminerale Kalzit, Klinzoisit, Pyroxen und z. T. auch Granat (Grossular). In diesen Gesteinen tritt die für die Marmore der Pernegg-Gruppe so typische Biotitführung nur ausnahmsweise auf (BERNROIDER, 1986).

Wie bereits oben bei der Pernegg-Gruppe beschrieben, kann aus der innigen Wechselfolge von Bittescher Gneis, Kalksilikatgesteinen und Glimmerschiefern, aber auch Apliten und Pegmatiten im Grenzbereich von Pernegg-Gruppe und Bittesch-Einheit auf einen primären Intrusionskontakt zwischen den beiden Einheiten geschlossen werden (vgl. FUCHS, 1995).

Auch die Hangendgrenze des Kalksilikat zuges westlich des Maxplateaus gegenüber der Hauptmasse des Bittescher Gneises wird von FUCHS (1995) als ausgesprochen unscharf beschrieben. Weiters treten westlich dieses Zuges im Thayatal, an der zum Forsthaus Felling führenden Forststraße, durch Glimmerschiefer hybrid gewordene Bittescher Gneise auf. Nördlich von Hardegg sind Granat führende Amphibolite in den Granitgneis eingeschaltet.

Obwohl im Moravikum die Überlagerung von Metasedimentserien durch granitische Komplexe für einen Deckenbau spricht (vgl. TOLLMANN, 1985: Pleißing-Decke, Bittescher-Gneis-Decke) lassen primäre, magmatische Kontakte keine klare Deckenabgrenzung zu (FRASL, 1991; FUCHS, 1999). FUCHS (1999) wendet sich daher gegen eine Deckengrenze an der Basis des Bittescher Gneises und kann sich am ehesten Überfaltungsdecken vorstellen.

Vielfach wird auf auffallende Ähnlichkeiten in Mineralbestand und Deformation von Bittescher Gneis und der Hauptmasse des Thaya-Batholiths und des Weitersfelder Stängelgneises hingewiesen. Auch zeigt sich eine gewisse

chemische Verwandtschaft der Granitoide im Moravikum (BERNROIDER, 1989; FINGER et al., 1989). Es ist daher möglich, wie dies schon WALDMANN (1925) vermutete, die drei Orthogesteinskörper (Thaya-Granit, Weitersfelder Stängelgneis, Bittescher Gneis) als ursprünglich geschlossenes, jedoch in sich differenziertes Granitareal zu betrachten.

Unterstützt wird diese Vermutung durch neueste Zirkon-Datierungen des Bittescher Gneises (FRIEDL et al., 2004), welcher demnach mit ca. 585 Millionen Jahren ein ähnliches magmatisches Bildungsalter wie der Thaya-Granit besitzt.

Flechten – Überleben unter extremen Bedingungen

CHRISTIAN ÜBL

Flechten stellen eine sehr effiziente Symbiose dar. Dieser Lebensgemeinschaft von Alge und Pilz ist es gelungen zahlreiche extreme Standorte, z. B. sonnenexponierte Gesteine, zu besiedeln. Flechten sind wenig sensibel gegenüber Austrocknung, denn die Pilzfäden schützen die innenliegenden Algen. Krustige Flechten, die auf trockenen Felsen vorkommen, können sogar mehrere Monate in ausgetrocknetem Zustand überleben. Sie wachsen allerdings nur etwas weniger als 1 mm pro Jahr, schnellwüchsige Blattflechten schaffen immerhin 2–3 cm im Jahr.

Da die meisten Flechten nur aus einem wenig differenzierten Thallus bestehen, werden sie sehr stark von den abiotischen Standortbedingungen beeinflusst. Dies gilt nicht nur für Licht, Temperatur und Feuchtigkeit, sondern auch für den Bodenchemismus. Bei Gesteinsflechten, die direkt auf den Steinen sitzen, spielt die chemische Reaktion des Untergrunds eine besonders große Rolle (Abb. 55). Aufgrund des Auftretens verschiedener Flechtenarten sind Rückschlüsse auf das Untergrundgestein möglich. Es gibt Gesteinsflechten, die nur über Kalk vorkommen wie z. B. *Caloplaca aurantia*, *Caloplaca cirrochroa*, *Diplotomma epipolium* und *Gyalecta jenensis*. Oft reichen sehr geringe Mengen an Kalk für das Auftreten dieser Kalkzeiger. Andere Arten sind typische Silikatzeiger: *Dimelaeina oreina*, *Fuscidea cyathoides*, *Lasallia pustulata*, *Opegrapha gyrocarpa* oder *Umbilicaria hirsuta*. Es gibt nur relativ wenig Flechtenarten, die sowohl auf Kalk als auch auf Silikatgestein vorkommen: *Caloplaca aractina*, *Lecanora dispersa*, *Lecanora muralis*, *Physcia dubia*.

Im Nationalpark Thayatal wurden im Rahmen einer unveröffentlichten Untersuchung (BERGER & PRIEMETZHOFFER, 2004) über 440 Flechtenarten festgestellt. Interessant sind dabei die Rückschlüsse auf den geologischen Untergrund. Im Fugnitztal wurde ein Standort über Marmor untersucht, der nahezu keine Silikatzeiger unter der Flechtenflora aufweist. Von den 85 gefundenen Flechtenarten sind 39 Arten, die über Kalk vorkommen. Nur drei Arten kommen auf Silikatgestein vor, die restlichen sind Boden-, Holz-, Rinden- oder Moosbewohner.

Auf den Blockfeldern des Kirchenwaldes (Thaya-Batholith) ist die Situation genau umgekehrt. Unter den 152 gefundenen Flechtenarten befinden sich 52 Silikat-Flechten aber keine einzige, die über Kalk vorkommt.

Spannend ist die Artenzusammensetzung über Kalksilikat im Fugnitztal und bei Hardegg. Prinzipiell ist eine Dominanz von Kalkzeigern zu erwarten, da geringste Mengen an Kalk für ein Vorkommen von Kalk liebenden Flechten ausreichen. Die Aufnahmen an einem Standort südwestlich von Hardegg zeigen jedoch ein ausgewogenes Verhältnis: Von den 140 Flechtenarten sind es je 32 Arten, die über Kalk- bzw. Silikatgestein vorkommen.

Es zeigt sich also, dass in den Kalksilikatzügen immer wieder Gesteinszüge eingelagert sind, die nahezu kalkfrei oder sehr kalkarm sind.

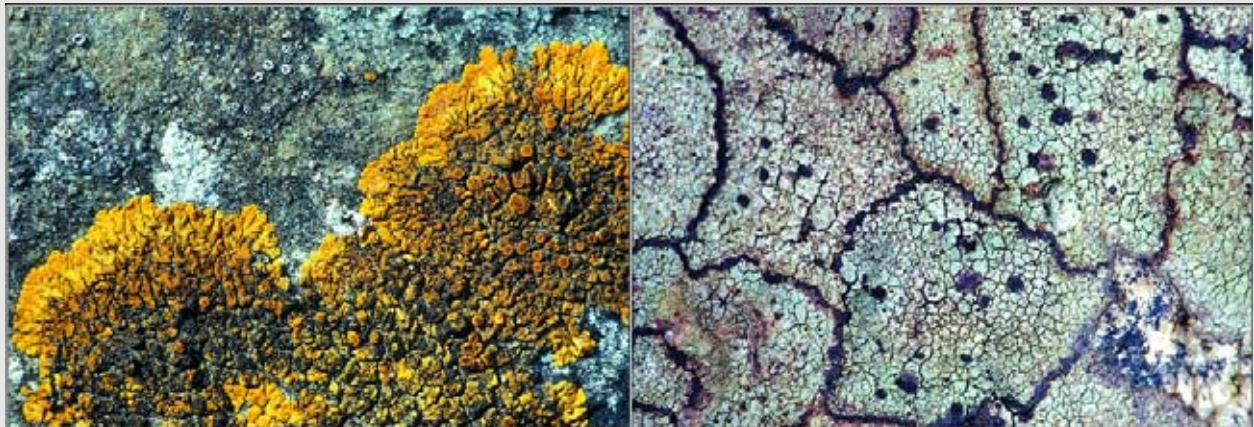


Abb. 55.

Während die Flechte *Caloplaca aurantia* (links) häufig über Kalksilikat und Marmor vorkommt ist *Fuscidea cyathoides* (rechts) über silikatreichen Gesteinen wie dem Thaya-Granit im Kirchenwald zu finden.

Moldanubikum

Im österreichischen Anteil der Thayakuppel wird meist nach dem tektonischen Konzept von F.E. SUESS (1903, 1912) die Westgrenze des Moravikums mit der Obergrenze des Bittescher Gneises gleichgesetzt. In Tschechien wird dagegen im nördlichen Teil der Thayakuppel und in der Svatka-Kuppel (Schwarzawakuppel) die im Hangenden des Bittescher Gneises folgende Vranov-Olešnice-Serie (Äußere Phyllite nach F.E. SUESS) noch zum Moravikum gezählt.

FUCHS sieht dagegen in dieser Glimmerschieferzone eine retrograd metamorphe Zone und stellt sie aufgrund ihres ähnlichen Gesteinsbestandes zur Drosendorf-Einheit bzw. Gföhl-Einheit des Moldanubikums (vgl. geol. Karten ÖK 9 Retz und ÖK 8 Geras: FUCHS in: ROETZEL et al.,

1999b; FUCHS & ROETZEL, 2001). Nach diesem tektonischen Konzept besitzt die Drosendorfer Einheit eine mittlere Position im internen Deckenbau des Moldanubikums, unter der Gföhl-Einheit und über der Ostrong-Einheit, und tritt weiter westlich im Drosendorfer Fenster unter der Gföhler Einheit wieder hervor.

Einige andere österreichische Geologen folgen dagegen in den letzten Jahren eher dem tektonischen Modell der tschechischen Kollegen und ziehen ebenfalls die Vorstellung eines „Alten Daches“ im Hangenden des Bittescher Gneises in Erwägung (FINGER & STEYRER, 1995; FRASL, 1991; MATURA, 1976, 2003).

Tschechische Geologen bezeichnen die Gesteinseinheit über dem Bittescher Gneis im Gebiet von Vranov nad Dyjí (Frain) als Vranov-Šafov-Einheit (vgl. geol. Karte ÖK 9

Retz: BATÍK in: ROETZEL et al., 1999b), wobei von JENČEK & DUDEK (1971) die unmittelbar über dem Bittescher Gneis folgende Paragneis reiche **Vranov-Gruppe** von der westlich bzw. nördlich anschließenden **Šafov-Gruppe** mit Zweiglimmerschiefer unterschieden wurde. Nach dem Konzept von FUCHS entspricht die Vranov-Gruppe der Drosendorf-Einheit, die Šafov-Gruppe ist Teil der Gföhl-Einheit, wobei beide Einheiten dem Moldanubikum zugerechnet werden.

Die Karte und die hier ausgeführten Beschreibungen der Gesteine folgen im Wesentlichen dem tektonischen Konzept von F.E. SUESS (1903, 1912).

Drosendorf-Einheit (Vranov-Gruppe)

Wie von JENČEK & MATĚJOVSKÁ (1986) beschrieben, treten im Gebiet um Vranov nad Dyjí (Frain) überwiegend feinkörnige, geschieferte bis massive **Biotit-Paragneise (48)** auf, in die Amphibolit, Marmor, Kalksilikatgesteine, Quarzit, Gneisquarzit und graphitreiche Gesteine eingeschaltet sind (vgl. **Exkursionspunkt 1**). Kleinkörnige **Muskovit-Biotit-Paragneise** treten hingegen in diesem Gebiet nur untergeordnet auf. Die geschieferten und massigen Biotit-Paragneise wechseln im Zentimeter- bis Meter-Bereich einander ab. In dem braungrauen, massigen Biotit-Paragneis ist feinkörniger Biotit gleichmäßig zwischen Quarz und Plagioklas verteilt, während im geschieferten Typus biotitreiche Laminae mit überwiegend aus Quarz und Plagioklas bestehenden Bändern wechseln. Als Nebengemengteile treten z.T. Granat, Turmalin, Disthen und Sillimanit auf. Nordwestlich von Vranov nad Dyjí (Frain) wechseln massige Paragneise in dünnen Bändern mit einem hellgrünen Gestein, das aus Diopsid und Skapolith besteht und zu denen manchmal auch Quarz hinzutritt.

In enger Verbindung mit den Paragneisen stehen **Zweiglimmerschiefer (49)**, die z.T. Granat führend sein können. Im Kartenausschnitt sind nur bei Onšov, östlich von Vranov nad Dyjí (Frain) in einem größeren Körper überwiegend kleinschuppige Glimmerschiefer ohne makroskopisch sichtbaren Granat zu finden. Die Zweiglimmerschiefer enthalten wechselnde Mengen von Muskovit und Biotit, wobei ersterer häufig überwiegt. Weitere Gemengteile sind Quarz, etwas Plagioklas (Oligoklas), Turmalin, Granat, Apatit, Zirkon und Erz. Disthen, Staurolith und Sillimanit werden selten beobachtet. Serizit ist meist sekundär entstanden. Die so genannte Glimmerschieferzone entlang der Grenze zum Moravikum ist keine individuelle Metasedimentzone, sondern eine Zone, die durch rückschreitende Metamorphose geprägt ist. Diese führte im Zusammenhang mit der Moldanubischen Überschiebung zur Verglimmerung der Feldspäte in den Paragneisen und damit zur Überführung in Glimmerschiefer.

Die in der Drosendorf-Einheit in diesem Gebiet eingeschalteten weiß- bis gelbgrauen, feinkörnigen **Quarzite (50)** sind meist nur Zentimeter- bis Meter-mächtig. Sie zeigen unter dem Mikroskop deutlich längliche Quarzkörner, wozu in verschiedenem Maße saure Plagioklase, in kleineren Mengen Muskovit bzw. Biotit, manchmal Erzminerale und Zirkon hinzukommen.

Bei den **Amphiboliten (51)** überwiegen in der Drosendorf-Einheit die Granatamphibolite über jene Amphibolite, in denen Granat nur sporadisch vorkommt oder vollkommen fehlt. Bei den schwarzgrünen, fein- bis feinkörnigen und massigen Granatamphiboliten handelt es sich meist um Zentimeter- bis Meter-mächtige Einschaltungen in Biotit-Paragneisen. Sie bestehen vorwiegend aus grünem bis braunem Amphibol und feinkörnigem Plagioklas, weiters 2–5 mm großen Granat-Einzelkörnern, Titanit, wenig Quarz und Biotit. In unmittelbarer Nähe zum Bittescher Gneis tritt Amphibolit mit erhöhtem Biotitgehalt, unter Anwesenheit von Albit und Mikroklin auf.

Westlich von Vranov nad Dyjí (Frain) stehen in engen räumlichen Zusammenhang mit graphitreichen Gesteinen

Züge von Marmor und Kalksilikatgneisen. Die **Marmore (52)** sind weißlich bis hellgrau, stellenweise durch Lagen mit fein verteiltem Graphit auch dunkel gebändert. Neben Kalzit als Hauptmineral führen sie oft Tremolit, manchmal auch Diopsid, stellenweise Phlogopit und lagenweise auch häufig Dolomit.

Die grüngrauen, feinkörnigen und massigen **Kalksilikatgneise (53)** zeigen häufig Übergänge zu Marmor, Quarzit oder Paragneis. Darin überwiegen grüner Amphibol und Diopsid; weiters sind Plagioklas, Skapolith und z.T. Quarz, Kalifeldspat, Tremolit und Kalzit vertreten (JENČEK & MATĚJOVSKÁ, 1986).

Graphitschiefer und Graphitgneise (54) sind in der Drosendorf-Einheit häufig und in der Landschaft durch ihre schwärzliche Bodenfärbung auffällig. Die Graphitschiefer bilden Zentimeter- bis Meter-mächtige Linsen und Bänder, die Graphitgneise bis Zehnermeter mächtige Zonen in den Paragneisen. Die graphitischen Gesteine treten oft in Verband mit Marmor auf, wobei die Graphitschiefer sich häufig als gequetschte Lagen an den Rändern oder innerhalb größerer Marmorzüge finden. Im Kartenausschnitt kommen grauschwarze Graphitgneise besonders westlich von Vranov nad Dyjí (Frain) vor, wo mächtigere Graphiteinlagerungen auch abgebaut wurden. Die meist geringmächtigen, Dezimeter- bis Meter-mächtigen Lagen wechseln dort mit Biotit-Paragneisen.

Gföhl-Einheit (Šafov-Gruppe)

Westlich bis nördlich anschließend an die Drosendorf-Einheit (Vranov-Gruppe) folgt im Bereich von Starý Peřín (Altpetřín) und Šafov (Schaffa) und nördlich von Onšov die Gföhl-Einheit (Šafov-Gruppe) mit eher gleichförmigen, z.T. Granat führenden Zweiglimmerschiefern und Einschaltungen von Amphibolit, Serpentin und Graphitquarzit (JENČEK & MATĚJOVSKÁ, 1986).

Im Bereich der Staumauer des Stausees von Vranov nad Dyjí (Frain) und östlich anschließend findet sich ein leukokrater, Granat führender **Muskovit-Biotitorthogneis (39)** (vgl. DUDEK, 1962), der von FUCHS dem Gföhler Gneis gleichgesetzt wird.

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 Mikroklin, deutlich weniger Plagioklas und Quarz, wobei der Mikroklin vorherrschender Feldspat ist. Muskovit 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. Da das Gestein in der Glimmerschieferzone nahe der Moldanubischen Überschiebung liegt, wurde es retrograd überprägt.

Bei Lančov treten ebenfalls am Kontakt zwischen Drosendorf- und Gföhl-Einheit feinkörnige und massige, leukokrate **Biotitorthogneise (40)** auf, die bankig ausgebildet sind und würfelig zerfallen. Nach JENČEK & MATĚJOVSKÁ (1986) überwiegt darin Plagioklas (Albit-Oligoklas – Oligoklas) gegenüber dem Mikroklin und Quarz, wobei letzterer bandförmig angereichert sein kann. Kastanienbrauner Biotit tritt untergeordnet in winzigen Schüppchen auf. Akzessorien sind Apatit und Erzminerale.

Biotit-Paragneis und feinkörniger **Muskovit-Biotit-Paragneis (41)** sind in der Gföhl-Einheit recht häufig, kommen im Bereich des Kartenausschnittes jedoch nur östlich von Lančov vor. In diesen Gesteinen wechseln in rascher Folge Zentimeter- bis Meter-mächtige, schieferige und massige Lagen; auch sind die Paragneise der Gföhl-Einheit häufig migmatisch. Die Paragneise sind graue bis braune, meist dunklere, fein-mittelkörnige Gesteine. Lagenweise wechselt der Gehalt an Glimmer und damit die

Intensität der Schieferung. Hauptminerale sind Plagioklas (Oligoklas bis Andesin), Quarz, Biotit und Muskovit. 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, einschlusreiche Körner. Disthen findet sich als seltener Gemengteil. Akzessorisch treten Apatit, Zirkon, Turmalin und Erzminerale auf.

So wie in der Drosendorf-Einheit führte auch in der Gföhl-Einheit die rückschreitende Metamorphose im Zusammenhang mit der Moldanubischen Überschiebung zur Verglimmerung der Feldspäte in den Paragneisen und damit zur Überführung in Glimmerschiefer. Bei diesen **Zweiglimmerschiefern (42)** wechseln kleinschuppige Glimmerschiefer ohne makroskopisch sichtbaren Granat und groblättrigere Glimmerschiefer mit großen Granat-Einzelkörnern einander oft kleinräumig ab. Die Granatglimmerschiefer bestehen aus Quarz und geringen Mengen von Oligoklas sowie aus dem reichlich vorhandenen Muskovit 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 Muskovit sind festzustellen. Granat führende Glimmerschiefer haben durch die großen Granatkörner oft unebene, knorrige Schieferungsflächen. Die kleinschuppigen Glimmerschiefer zeigen im Mineralbestand Quarz, untergeordnet Oligoklas, Muskovit, meist sehr feine Blättchen von Biotit und Turmalin. Vereinzelt wurden Disthen, Staurolith und Sillimanit beobachtet, letzterer in Umwandlung zu Serizit.

Die **graphitischen Quarzite** und grauschwarzen, dünnplattigen, scharfkantig brechenden und sehr harten **Graphitquarzite (43)**, wie sie in der Gföhl-Einheit auftreten, enthalten neben den Hauptgemengteilen Quarz und unterschiedlichen Mengen von feinschuppigem Graphit auch Muskovit, sehr wenig Biotit und Fe-Hydroxid (JENČEK & MATĚJOVSKÁ, 1986).

In Gegensatz zu den Amphiboliten der Drosendorf-Einheit sind die **Amphibolite (44)** der Gföhl-Einheit meist granatfrei. Im Verband mit den Granuliten der Gföhl-Einheit sind die Amphibolite jedoch häufig reich an Granat und Pyroxen. Die dunkelgrüngrauen Amphibolite sind meistens feinkörnig und wechseln oft mit helleren Lagen aus Plagioklas (Oligoklas bis basischer Oligoklas), Amphibol und wenig Quarz. In den homogenen Amphibolitlagen sind sattgrüner, deutlich pleochroitischer Amphibol und Plagioklas (meist Oligoklas) die Hauptgemengteile, während Quarz untergeordnet auftritt. Akzessorisch sind Titanit, Titanomagnetit, Apatit, Zirkon und sekundär gebildeter Chlorit (JENČEK & MATĚJOVSKÁ, 1986).

Nordöstlich von Vranov nad Dyjí (Frain) treten in Verbindung mit dem dort vorkommenden Gföhler Gneis und Ultramafititen hell-dunkel gebänderte Amphibolite auf. Diese **Rehberger Amphibolite (45)** sind mit jenen aus dem Kremstal vergleichbar, die dort ebenfalls gemeinsam mit ultrabasischen Gesteinen vorkommen. Die Bänderung der Rehberger Amphibolite geht auf das lagenweise unterschiedliche Hornblende-Plagioklasverhältnis zurück, auf den Gehalt von Diopsid oder Epidot sowie die Einschaltung von Granit- und Aplitgneisen. Die fein- bis mittelkörnigen Amphibolite zeigen unter dem Mikroskop 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. Entsprechend der Variationsbreite der Amphibolite in den einzelnen Lagen schwanken auch die Mengenverhältnisse der genannten Gemengteile.

Als Ausgangsgesteine für den Rehberger Amphibolit können Laven und Tuffe eines wechselnd basaltisch-andesitischen und rhyolitischen Vulkanismus angenommen werden. Die Abfolge von Ultramafititen und gebänderten Amphiboliten wird im Typusgebiet im Kamptal von FINGER & STEYRER (1995) sowie HÖCK et al. (1997) als ein Rest ozeanischer Kruste angesehen und als Ophiolitabfolge interpretiert. Es ist daher möglich, dass dieser Gesteinsverband ein Hinweis auf eine ozeanische Suture zwischen zwei getrennten Terranen ist.

Nördlich von Onšov treten in der Gföhl-Einheit in Verbindung mit Amphiboliten **Ultramafitite** auf, die meist in **Serpentinite (46)** umgewandelt sind. Der Boden über dem dunkel-, manchmal schwärzlichgrünen, feinkörnigen bis dichten Serpentin ist ocker gefärbt und es findet sich darauf eine typische Trockenheit liebende Vegetation.

Marmor (47) findet sich in der Gföhl-Einheit nur sehr selten im Verband mit Amphiboliten als Dezimeter bis Zehnermeter mächtige Lagen und Züge.

Ganggesteine

Innerhalb vieler Gesteinseinheiten treten oft quer zum regionalen Streichen später eingedrungene Ganggesteine auf.

Am Stausee von Vranov ist am Nordufer der Bucht von Lančov ein ca. 10 m mächtiger **Lamprophyre (81)** aufgeschlossen. Die feinkörnige Randpartie des Ganges entspricht durch ihre Zusammensetzung einem Spessartit, während sein Mittelteil aus Pyroxenkersantit besteht. 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).

Weitere Lamprophyre finden sich nordwestlich von Znojmo (Znaim) im Tal des Gránický potok und nordwestlich von Niederfladnitz.

Aplit (79) ist vor allem im Thaya-Batholith häufig. Die hellen, 2–15 m breiten Gänge verlaufen entweder parallel zur Schieferung oder können diese auch mäßig queren. Durch die höhere Verwitterungsresistenz treten die überwiegend Nord-Süd streichenden, scharfkantig brechenden Apliten meist im Bereich der Bergrücken auf. Man findet sie vor allem im östlichen Randbereich des Thaya-Batholiths, westlich von Retz und nördlich davon, am Spittelmaiß und Habermaiß (BATÍK, 1992a). Weitere Vorkommen sind am Oberkürberg und Schafberg östlich von Untermixnitz (BATÍK et al., 1993), nordwestlich von Znojmo (Znaim) und südöstlich von Podmolí (Baumöhl). Die mittel- und gleichkörnigen Gesteine sind überwiegend aus Feldspat (Plagioklas, Kalifeldspat), daneben aus feinerem Quarz und Muskovit zusammengesetzt. In einigen Abschnitten kommt Granat hinzu (BATÍK, 1992a; BATÍK et al., 1993). Ähnlich zusammengesetzte Apliten treten auch in der Vranov-Gruppe, nördlich von Podmyče auf.

Pegmatit (80) ist besonders im zentralen Teil des Thaya-Batholiths, im Thayarevier nordöstlich von Niederfladnitz häufig. Die scharfkantig brechenden Gesteine durchschlagen den Granit sowohl konkordant als auch diskordant. Die Dezimeter- bis mehrere Meter mächtigen Gänge sind gegen das Hauptgestein scharf bis unscharf abgegrenzt (FUCHS, 1993). Die Pegmatite bestehen meist aus grobkörnigem Feldspat, Quarz und z.T. großem, tafelförmigem Hellglimmer (Abb. 56). Untergeordnet können schwarzer Turmalin (Schörl) und Granat auftreten.

Gangquarz (78) wurde in mehreren Gruben an der Straße zwischen Untermixnitz und Oberfladnitz abgebaut. Der Nordost-Südwest streichende Quarzgang hat eine durchschnittliche Mächtigkeit von ca. 1 m (BATÍK et al., 1993).



Abb. 56.
Pegmatitgänge sind besonders im Bereich des Thaya-Granites häufig und bestehen meist aus grobkörnigem Feldspat, Quarz und Hellglimmer (Muskovit).

Ebenso treten Quarzgänge in der Umgebung von Vranov nad Dyjí (Frain) in der Vranov-Gruppe und nördlich von Hardegg im Bittescher Gneis auf. Die Gangquarze sind meist milchigweiß, seltener rosafarben oder klar und manchmal kavernös.

In manchen Fällen wurden Flächen als kristallines Gestein auskartiert, konnten jedoch aufgrund der starken Verwitterung oder der späteren marinen Überarbeitung nicht eindeutig einer lithologischen Einheit zugeordnet werden. Dies betrifft vor allem Bereiche der Therasburg-Gruppe und des Weitersfelder Stängelgneises zwischen Merkersdorf und Obermixnitz. In diesen Fällen wurden diese Flächen als **stark verwittertes und vergrustes**, z.T. **kaolinitisiertes Kristallin (76)** ausgedeutet.

Mit der gleichen Signatur wurde der **Kaolin von Mallersbach (76)** bezeichnet. 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. 57). Das Vorkommen ist an einen stark bis extrem mylonitisch ausgebildeten Bereich des Bittescher Gneises (SCHERMANN, 1968) gebunden.

Er ist ein kleiner Rest der vermutlich während der tropischen Klimaphase im Eozän gebildeten kaolinitischen Verwitterungsdecke (siehe oben). Im Bereich von Mallersbach wurde diese Verwitterungsdecke durch grabenartige Absenkungen an tektonischen, Nordost–Südwest-streichenden Bruchlinien vor der späteren Abtragung geschützt. In Gegensatz dazu wurde die Kaolinlagerstätte von Niederfladnitz wahrscheinlich erst im Neogen (Untermiozän) durch Abtragung und Umlagerung dieser paläogenen, kaolinitischen Verwitterungsdecke gebildet.

Der Kaolin von Mallersbach wurde in zwei eng begrenzten Linsen von 1948 bis ungefähr 1970 im Tagbau gewonnen (vgl. z.B. HÖNIG & HORKEL, 1982; SCHERMANN, 1968; WIEDEN, 1968, 1978). Der Rohkaolin enthält nach WIEDEN (1964) etwa 51 % Kaolinit und Mixed-Layer, 42 % Quarz und 7 % Feldspat sowie Muskovit und Schwerminerale. Der durch Trockenaufbereitung gewonnene Feinkaolin wurde hauptsächlich als Füllstoff in der Gummi- und Kabelindustrie, in der Feinkeramik, als Malerton und als Träger-substanz in der chemischen Industrie verwendet.

Nicht eigens ausgeschieden wurde das im Bereich des Thaya-Granites liegende Kaolinvorkommen von Únanov nördlich von Znojmo (Znaim) (vgl. JIRÁNEK, MÜLLER & SCHWAIGHOFER, 1990).

Paläozoische Ablagerungen

Im Mährischen Karst, am Rand des Brünnner Batholiths, zeugen kontinentale, wahrscheinlich fluviatile Konglomerata

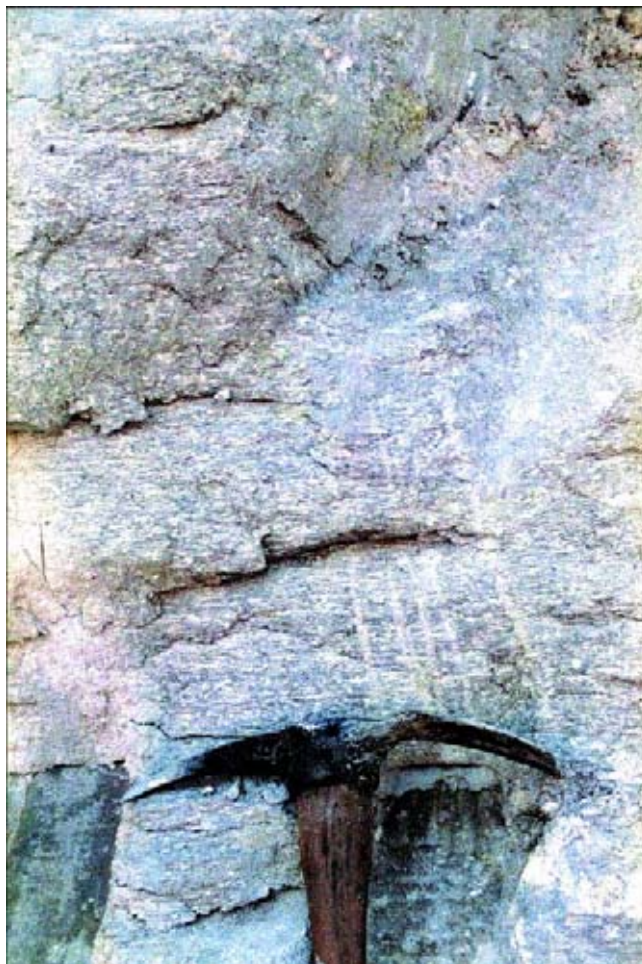


Abb. 57.
In dem durch Verwitterung des Bittescher Gneises an Ort und Stelle entstandenen Kaolin von Mallersbach ist noch deutlich die typische Struktur des Ausgangsgesteins zu erkennen.

te und Sandsteine von der Abtragung der angrenzenden Granitoide. Diese frühe Abtragsphase erfolgte noch vor der variszischen Gebirgsbildung, im mittleren Erdaltertum (Devon), ca. 417–354 Millionen Jahre vor heute. Im Bereich des Kartenausschnittes findet man derartige Sedimente nur nördlich von Znojmo (Znaim). Dort blieb nordöstlich von Únanov, am Rand des Thaya-Granits, ein kleines Vorkommen eines **devonischen Konglomerates (38)** erhalten.

Neogene Ablagerungen

Über den kristallinen Gesteinen der Böhmisches Masse sind im Gebiet der Nationalparks Thayatal und Podyjí und deren näherer Umgebung überwiegend marine bis brackische Ablagerungen des Neogens, und zwar des Miozäns erhalten geblieben. Diese Ablagerungen finden sich einerseits in größerer Mächtigkeit östlich der zwischen Waitzendorf, Retz und Znojmo (Znaim) verlaufenden Waitzendorfer Störung, andererseits liegen diese Sedimente auch westlich davon in flachen Senken auf der Böhmisches Masse, wie z.B. in den Becken von Weitersfeld, Niederfladnitz, Merkersdorf oder westlich von Znojmo (Znaim).

Diese Ablagerungen werden nun in ihrer zeitlichen Abfolge näher beschrieben.

Burgschleinitz-Formation

Die Ablagerungen der **Burgschleinitz-Formation (36, 37)** sind gemeinsam mit den Sedimenten der Retz-Forma-

tion die ältesten hier vorkommenden miozänen Sedimente. Sie stammen aus den untermiozänen Stufen des Ober-Eggenburgiums bis Ottnangiums.

Die Sande und Kiese der Burgschleinitz-Formation treten im beschriebenen Raum vor allem östlich der Waitzendorfer Störung, im Becken von Obermarkersdorf auf, dessen nördlichster Teil im Bereich von Rosenau, westlich Retz, auf der Karte dargestellt ist. Weitere obertägig anstehende, kleinräumige Vorkommen finden sich um Untermixnitz, nördlich der Flur Fuchsgraben westlich Niederfladnitz, östlich Pleißing, nördlich Waschbach, östlich Heufurth und im Ortsbereich von Weitersfeld (vgl. BATÍK et al., 1993, 1994; ROETZEL, 1988, 1989, 1990). In den Becken von Obermarkersdorf und Weitersfeld ist anzunehmen, dass nicht nur randlich, sondern auch in den zentralen Beckenteilen unter den tonreichen Sedimenten (Zellerndorf-Formation bzw. Weitersfeld-Formation) die Sedimente der Burgschleinitz-Formation liegen (vgl. SCHUBERT, 1999; SCHUBERT et al., 1999).

Biostratigraphisch ist die Burgschleinitz-Formation aufgrund ihrer Molluskenfauna zum Großteil ins Ober-Eggenburgium zu stellen (vgl. MANDIC & STEININGER, 2003; ROETZEL, MANDIC & STEININGER, 1999). Durch ihre räumliche Beziehung zu Ablagerungen der Weitersfeld-Formation und Langau-Formation in den Becken von Weitersfeld, Niederfladnitz und Merkersdorf können sie dort aber auch noch in das Ottnangium hineinreichen.

Es handelt sich überwiegend um hellgraue bis gelbgraue, resche, unterschiedlich sortierte **Fein- Mittel- und Grobsande (37)** und gut gerundete **Fein- bis Grobkiese (36)** mit Gerölleinschaltungen aus lokalem Kristallinmaterial. Örtlich kann an der Basis, direkt über dem Kristallin, ein Schutt- und Geröllhorizont aus lokalem Kristallinmaterial, wie z.B. bei Untermixnitz, Waschbach und in Kellern im Ortsbereich von Weitersfeld auftreten. Durch die Lithologie und das Vorkommen von brackischen Mollusken, wie z.B. Austern, in diesen grobklastischen Sedimentanteilen können diese basalen Schichten mit den Ablagerungen der Kühnring-Subformation im Raum von Eggenburg verglichen werden.

Die Sedimentfolge der Burgschleinitz-Formation hat im Becken von Obermarkersdorf eine Mächtigkeit bis mindestens 20 m, weiter westlich, in den kleinen Teilbecken auf dem Kristallin beträgt die Mächtigkeit dagegen meist nur wenige Meter.



Abb. 58. In der Sandgrube Diem bei Obermarkersdorf sind die untermiozänen Sande der Burgschleinitz-Formation mehr als 20 m mächtig aufgeschlossen.



Abb. 59. Gerölleinschaltungen aus lokalem Kristallinmaterial unterbrechen die teilweise schräg geschichteten Mittel- bis Grobsande der Burgschleinitz-Formation in der Sandgrube Diem bei Obermarkersdorf.

Der größte Aufschluss in der Burgschleinitz-Formation befindet sich in der Sandgrube Diem (Abb. 58, 59), nördlich von Obermarkersdorf (ROETZEL & HEINRICH, 1999). Das über 20 m mächtige Profil lässt sehr deutlich eine Zweiteilung erkennen, die mit der marinen Transgression im Ober-Eggenburgium in Verbindung gebracht werden kann. Der liegende Profilteil mit gut sortierten Mittelsanden und zwischengeschalteten Grobhorizonten zeigt in Sedimentaufbau und -strukturen deutliche Merkmale des seichten, von Sturmereignissen geprägten, küstennahen Bereiches (Sublitoral bis Eulitoral). Der hangende Abschnitt mit schlecht sortierten, siltreichen, meist feinkiesigen Grob- und Mittelsanden und in Abschnitten deutlich höherer Verwüldichte ist dagegen bereits einem küstenferneren, tieferen Ablagerungsbereich (tieferes Sublitoral) zuzuordnen. Darüber erfolgte wahrscheinlich sehr rasch der Übergang in die Beckenfazies in Form der in der Nähe anstehenden Tone und Silte der Zellerndorf-Formation.

Zwischen dem liegenden und dem hangenden Profilteil, wo tonreiche Sedimente auftreten, ist eine Sedimentationsunterbrechung, eventuell sogar eine kurzzeitige Erosions- oder Umlagerungsphase anzunehmen. Diese Phase kann vermutlich mit der Regression unterhalb der Basis der Zogelsdorf-Formation im Raum Eggenburg korreliert werden.

Südwestlich von diesem Bereich, in der Umgebung von Rosenau, geht die sandreiche Fazies der Burgschleinitz-Formation lateral in eine Geröllfazies aus dem hochenergetischen, küstennahen Ablagerungsbereich über.

Der in der Pfarrgrube von Rosenau eindrucksvoll aufgeschlossene Geröllhorizont liegt z.T. in mehrere Meter tiefen Taschen des kristallinen Untergrundes, dessen Oberfläche durch die marine Erosion glatt geschliffen wurde (Abb. 60, 61). In dem 5–8 m mächtigen Geröllhorizont sind die Graniteröle sehr gut bis gut gerundet, z.T. auch nur kantengerundet. Sie haben meist Durchmesser von 5–15 cm; daneben kommen aber auch Gerölle von 20–50 cm, selten bis 1 m oder größer vor. Die dicht gepackten, komponenten- bis matrixgestützten Gerölle stecken in einer gelbbraunen



Abb. 60.
In der Pfarrgrube von Rosenau, nördlich von Obermarkersdorf, liegen in mehrere Meter tiefen Taschen des glatt polierten Thaya-Granites gut gerundete Granitgerölle.

nen aus dessen hangenden Einheiten, teilweise auch aus dem Moldanubikum stammt. Ähnliche Schwermineralspektren mit z.T. besonders hohen Anteilen an Staurolith, daneben Granat, Disthen, Hornblende, Turmalin, untergeordnet auch Zirkon und Rutil führen die auf die Therasburg- und Pernegg-Gruppe auflagernden Sande der Burgschleinitz-Formation (vgl. ROETZEL, 1989).

Die hier vorkommenden Sande der Burgschleinitz-Formation sind relativ fossilarm. So konnten nur in den Sanden im Ortsbereich von Weitersfeld Mollusken (*Chlamys holgeri*, *Pecten* sp., diverse Bivalvensteinkerne, Austernbruchstücke) und Seekuhreste (Rippen von *Metaxytherium*) (ROETZEL, 1988) und in der Sandgrube Diem, nördlich von Obermarkersdorf Lebensspuren, Fischzähne und Seekuhrippen (ROETZEL & HEINRICH, 1999) festgestellt werden.



Abb. 61.
Die Granitgerölle in der Pfarrgrube Rosenau wurden in Küstennähe in der starken Brandung gerundet.

Retz-Formation

Die Sande der **Retz-Formation** (34, 35) sind in diesem Bereich ausschließlich östlich der Waitzendorfer Störung, vor allem in der Stadt Retz und in deren näherer Umgebung bis südlich von Unternalb verbreitet (vgl. VETTER, 1918; WEINHANDL, 1954, 1955). Westlich bis nordwestlich von Retz sind sie auch zwischen den in nord-südlicher Richtung längsgestreckten Granitzügen (Gollitsch, Mittelberg, Windmühlberg, Parapluieberg, Muzion, etc.) eingelagert. Im anschließenden Südmähren findet man äquivalente Sande obertags zwischen Šatov (Schattau) und Chvalovice (Kallendorf; vgl. ČTYROKÝ, 1993).

Die Retz-Formation entspricht biostratigraphisch der Zogelsdorf-Formation, sie ist jedoch lithologisch in weiten Teilen mit der Burgschleinitz-Formation vergleichbar und führt nur untergeordnet Einschaltungen von Kalksandstein.

Die selten auftretenden, diversen Molluskenfaunen der Fein- bis Grobsande weisen auf die Ablagerung im küstennahen Bereich (Eulitoral bis seichtes Sublitoral) hin. Die Sande können aufgrund der Molluskenfauna (MANDIC & HARZHAUSER, 1999) und der Ostracodenfauna (ZORN, 1999) in das obere Ober-Eggenburgium eingestuft werden.

Die Sande der Retz-Formation sind überwiegend gelbbraune bis gelbgraue, oft glimmerreiche, mitunter ebeflächig geschichtete, z.T. siltige **Mittel- bis Feinsande**, z.T. mit **Grobsand- und Feinkieslagen und Granitgeröllen** (35). In Kristallinnähe (Abb. 63) treten auch z.T. **fein- bis grobkiesige Mittel- bis Grobsande und Granitgerölle** (34) bis 15 cm auf. Südlich von Retz, im Bereich Unternalb – Obernalb sind die Sande öfter unregelmäßig konkretionär verhärtet und z.T. auch fossilführend. Im Bereich von Chvalovice (Kallendorf) in Tschechien sind in die Feinsande tuffitische, sandige Tone eingeschaltet (Abb. 62), die mit rhyolithischen Tuffiten an der Basis der Zogelsdorf-Formation korreliert werden können (NEHYBA & ROETZEL, 1999; vgl. ROETZEL, MANDIC & STEININGER, 1999; ROETZEL in SCHUBERT et al., 1999).

Ähnlich wie in den Sanden der Burgschleinitz-Formation ist auch in der Retz-Formation im Spektrum durchsichtiger Schwerminerale der meist hohe Anteil von Granat, Staurolith, z.T. auch Epidot-Zoisit, neben Disthen, Zirkon, Turmalin, untergeordnet auch Sillimanit und Rutil kennzeichnend.

Die Mächtigkeit der Retz-Formation beträgt in den Weinkellern im Stadtbereich mindestens 17 m, nach Bohrungen

bis gelborangen, siltreichen, mittel- bis grobsandigen Matrix. Manchmal ist eine Einregelung nach den Längsachsen, z.T. sogar eine Imbrikation zu beobachten.

Die Sande der Burgschleinitz-Formation im Nahbereich des Thaya-Batholiths führen besonders in der Grobfraktion einen hohen Anteil an schlecht gerundetem, lokalem Granitgrus. Trotzdem überwiegen im Spektrum durchsichtiger Schwerminerale, neben Turmalin und Zirkon, die Schwerminerale aus metamorphen Gesteinen, wie z.B. Staurolith, Epidot-Zoisit, Granat und Disthen.

Es ist daher anzunehmen, dass die Zulieferung von Sedimentmaterial nicht nur aus dem Thaya-Batholith erfolgte, sondern ein beträchtlicher Teil wahrscheinlich von Gestein-

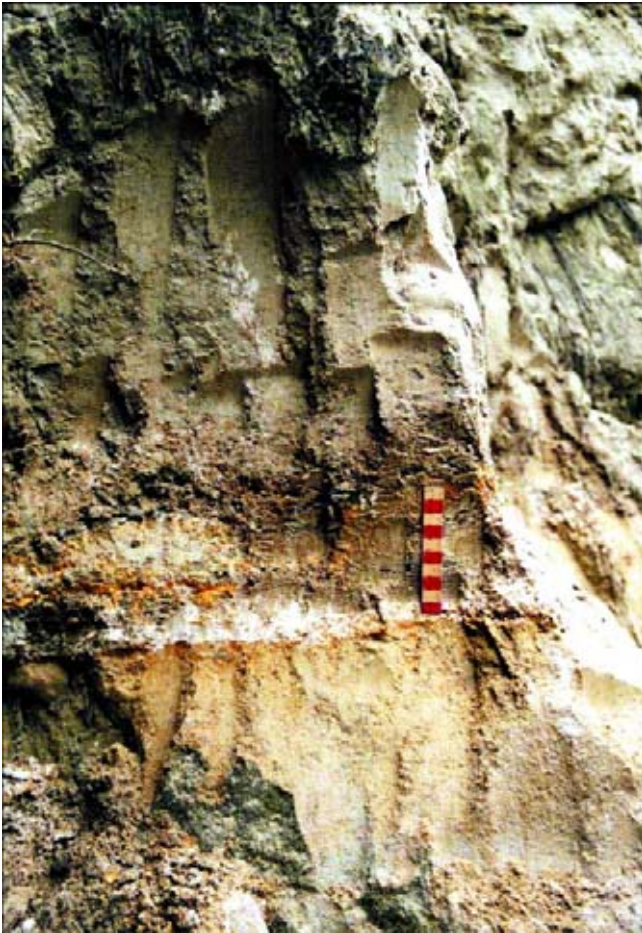


Abb. 62.
In der Kellergasse von Chvalovice (Kallendorf) sind in die untermiozänen Sande der Retz-Formation tuffitische, sandige Tone eingeschaltet.

unmittelbar östlich von Retz um die 30 m (vgl. Bohrungen 36, 37). Gegen Osten tauchen die Sande sehr rasch unter die Zellerndorf-Formation ab. Eine Bohrung westlich von Kleinhöflein, rund 2,5 km östlich von Retz, traf unter 59,3 m tonigen Silten mit seltenen Feinsandeinschaltungen der Zellerndorf-Formation eine 64,7 m mächtige, rasch wech-



Abb. 63.
Nordwestlich von Retz liegen die untermiozänen Sande der Retz-Formation oft am Rand von Granitkuppen.

selnde Folge von Fein-, Mittel- und Grobsanden mit Pectiniden und Austern der Retz-Formation. Der Granit wurde bei einer Tiefe von ca. 124 m erbohrt (vgl. SEIBERL & ROETZEL, 1997; Profile bei VETTERS, 1918).

Die Sande und Kalksandsteine der Retz-Formation sind vor allem im Raum von Oberhalb-Unternalb, außerhalb des Kartenbereiches, fossilreich; sie führen aber auch in anderen Bereichen (z.B. westlich und nordöstlich vom Gollitsch) mitunter Fossilien (vgl. BERNHAUSER, 1955).

Bei der Fossilführung (Abb. 64) sind vor allem die Mollusken (BERNHAUSER, 1955; LUKENEDER et al., 1999; MANDIC & HARZHAUSER, 1999), Bryozoen (KÜHN, 1955; VAVRA, 1979, 1981), Seeigel (HARZHAUSER & KROH, 1999; KROH & HARZHAUSER, 1999), Ostracoden (ZORN, 1999) und Wirbeltierreste (BERNHAUSER, 1955) zu erwähnen. Bei den Wirbeltierresten sind ein Schädelrest eines Knochenfisches, ein Knochenbruchstück eines unbestimmbaren Landsäugetieres sowie Rippenbruchstücke von Seekühen (*Metaxytherium krahuletzki*) aus einer Sandgrube westlich von Retz, am Weg zur Windmühle, hervorzuheben (BERNHAUSER, 1955).

Ein fossiles Palmenholz aus den Sanden der Retz-Formation beschreibt HOFMANN (1936a, 1936b) von der Riede Heidbergen, südlich der Hölzelmühle, nordwestlich von Retz. Ein weiteres fossiles Holz stammt von einem Weingarten unterhalb der Windmühle.

Zellerndorf-Formation

Die vollmarinen Tone bis Silte der Zellerndorf-Formation (31, 32, 33) findet man im beschriebenen Gebiet wiederum ausschließlich östlich der Waitzendorfer Störung, vor allem im Becken von Obermarkersdorf und nördlich und östlich von Retz, aber auch in den Senken zwischen den Granitzügen westlich von Retz, wo sie auch direkt dem Kristallin auflagern können (Abb. 65). In Südmähren sind sie im beschriebenen Bereich vor allem zwischen Znojmo (Znaim) und Šatov (Schattau) und südwestlich von Chvalovice (Kallendorf) verbreitet (vgl. ČTYROKÝ, 1993).

Diese im Raum Retz – Znojmo (Znaim) mit der Burgschleinitz-Formation und der Retz-Formation lateral verzahnenden, bzw. durch die fortschreitende Transgression auch im Hangenden beider Formationen abgelagerten Feinsedimente entsprechen nach der planktonischen Foraminiferenfauna und der Knochenfisch-Fauna der hoch-

marinen Beckenfazies des Ober-Eggenburgiums bis Otnangiums (vgl. ROETZEL, MANDIC & STEININGER, 1999).

Dieser so genannte „Zellerndorfer Schlier“ ist ein mittel- bis dunkelgrauer, z.T. auch grüngrauer, meist feinst ebenflächig geschichteter Ton bis Silt (Pelit) mit Feinsandlagen und -bestegen, Pflanzenhäcksel, Fischschuppen (31) und anderen Fischresten auf den Schichtflächen.

Die klebrigen, im trockenen Zustand sehr harten Ablagerungen führen manchmal weiße Karbonatausfällungen und nicht selten Gipskristalle und sind meist vollkommen entkalkt. Die Feinsedimente der Zellerndorf-Formation sind in ihrer Korngrößenverteilung meist sehr einheitlich als Silton (28–48 % Silt, 47–72 % Ton) ausgebildet. Nur in Kristallinnähe nimmt der Sandanteil oft deutlich zu. Mitunter treten auch innerhalb der Pelite



Abb. 64.
Fossilien aus der Retz-Formation (Eggenburgium) von Unternalb (Höhe beider Muscheln ca. 60 mm).
a) *Ostrea edulis adriatica* LAM.
b) *Pecten hornensis* DEPÉRET et ROMAN, linke Klappe.

geringmächtige, sandreichere Einschaltungen auf, die wahrscheinlich auf Sturmereignisse zurückzuführen sind.

Vor allem im Becken von Obermarkersdorf, im Kartenausschnitt im Bereich südlich von Rosenau, treten Tone und Silte der Zellerndorf-Formation mit einer dünnen Streu von Kristallinschutt und einzelnen Kristallinbruchstücken (33) auf. Diese in den Weingärten und Feldern oft sehr dominant hervortretende Schuttdecke ist nach Bohrsondierungen jedoch maximal wenige Dezimeter mächtig und stammt wahrscheinlich aus dem Holozän, eventuell auch aus dem Oberpleistozän.

Nordöstlich bis östlich von Retz, im Bereich des Retzer Galgenberges und südlich Mitterretzbach ist der laterale Übergang aus der Retz-Formation als eine sehr sandreiche Zone aus Silt bis Feinsand (32) ausgebildet, die auch verti-

kal in Bohrungen der NÖSIWAG (evn wasser) bei Kleinhöflein und Unternalb in der gesamten, dort fast 60 m mächtigen Kernstrecke der Zellerndorf-Formation zu erkennen ist. Gleichzeitig nimmt aber in den meisten Bohrprofilen der Sandanteil auch gegen das Hangende stetig ab.

Auch in den Sedimenten der Zellerndorf-Formation sind, wie in der Burgschleinitz- und Retz-Formation, im Spektrum der durchsichtigen Schwerminerale Granat und Staurolith vorherrschend. Neben Disthen und Sillimanit sind aber auch Zirkon, Rutil und Turmalin in etwas höheren Prozentsätzen vorhanden. Östlich von Retz, im Bereich des Retzer Galgenberges sind Zirkon und Rutil etwas häufiger anzutreffen.

Bei den Schichtsilikaten überwiegen meist deutlich die Smektitite mit 41–96 Gew.%. Weit geringer sind die Anteile der Kaolinitgruppe und der Illite (vgl. auch WIMMER-FREY in ROETZEL et al., 1999a).

Die Mächtigkeit der Zellerndorf-Formation auf dem Kristallin westlich und nördlich von Retz beträgt nur wenige Meter. Bei der ehemaligen Ziegelei Schwach, südöstlich von Retz, ist die Mächtigkeit der untermiozänen Pelite bereits 11–15 m (vgl. Bohrung 38) und bei Kleinhöflein und Unternalb wurden Mächtigkeiten von ca. 60 m erbohrt. Im Becken von Obermarkersdorf ist aufgrund geoelektrischer Untersuchungen eine maximale Mächtigkeit der Zellerndorf-Formation von ca. 80 m zu erwarten (SCHUBERT, 1999). Ähnliche Mächtigkeiten von ca. 75 m konnten durch Bohrungen bei Limberg nachgewiesen werden (SEIBERL & ROETZEL, 1997, SEIBERL et al., 1996).

Die Zellerndorf-Formation ist über weite Teile fossilarm bis weitgehend fossilleer. Die Pelite führen



Abb. 65.
Im Steinbruch am Wartberg bei Zellerndorf liegen in Taschen unmittelbar über dem Thaya-Granit die blaugrauen Tone der Zellerndorf-Formation.

nur im liegenden Bereich, am Übergang aus der Retz-Formation (im Raum Eggenburg aus der Zogelsdorf-Formation) und im hangendsten Bereich (z.B. im Raum Limberg über der Limberg-Subformation) eine reiche, kalkige Mikrofauna. Diese nicht entkalkten Profilschnitte sind durch die reichen Vergesellschaftungen kleiner planktonischer (*Globigerina ottnangiensis*, *G. praebulloides*) und benthonischer Foraminiferen (*Stilostomella*, *Bulimina*, *Bolivina*) charakterisiert. Durch die typische Zusammensetzung dieser Foraminiferenfauna, wie z.B. der Häufigkeit von *G. ottnangiensis*, erfolgt eine Einstufung der Zellerndorf-Formation ins oberste Ober-Eggenburgium bis Ottnangium (vgl. ROETZEL et al., 1991, 1999c).

Weitersfeld-Formation

Die Feinsedimente der Weitersfeld-Formation (28, 29, 30) sind vor allem in den Becken von Weitersfeld und Niederfladnitz verbreitet, wo sie über den grobklastischen, seichtmarinen Sedimenten der Burgschleinitz-Formation, z.T. aber auch direkt über dem Kristallin liegen. Diese, lithologisch der Zellerndorf-Formation sehr ähnlichen Ablagerungen, haben obertags ihre größte Verbreitung südlich von Weitersfeld und Prutzendorf, östlich von Starrein und südlich von Fronsburg. In kleinen Relikten findet man sie aber auch westlich von Fronsburg, nördlich von Waschbach und westlich von Niederfladnitz, im Bereich der Flur Fuchsgraben. In Tschechien sind vermutlich Sedimente östlich von Mramotice, nordwestlich von Znojmo (Znaim) mit dieser Formation gleichzusetzen.

Die Pelite sind sehr oft in Depressionen zwischen lokalen Kristallinaufragungen eingebettet und konnten südlich von Weitersfeld bis zu einer Mächtigkeit von 16,4 m erbohrt werden, ohne die liegenden Schichten zu erreichen (ROETZEL, 1991; vgl. Bohrung 22).

Im basalen Teil treten häufig gelbgraue bis gelbbraune, glimmerreiche **Silte bis siltige Feinsande (30)** auf, in denen oft große Mengen von Schwammnadeln charakteristisch sind (ROETZEL, 1990; ROETZEL & ŘEHÁKOVÁ, 1991).

Der überwiegende Teil der Weitersfeld-Formation besteht jedoch aus grüngrauen bis hellgrauen, **kalkfreien Silttonen (28)**. Die fetten Pelite führen jedoch oft Kalkschlieren und -konkretionen und besitzen mit 54–64 % sehr hohe Anteile der Kornfraktion kleiner 2µm. Der Anteil von Smectit in der Fraktion kleiner 2µm ist mit 65–85 % ebenfalls fast immer sehr hoch, während Zweischicht-Tonminerale (Kaolinit, Fireclay), Illit und Vermiculit meist untergeordnet vorkommen. Dieser hohe Smectitanteil der Tone ist am ehesten aus tuffitischen Einschaltungen abzuleiten (vgl. NEHYBA & ROETZEL, 1999).

Bei den durchsichtigen Schwermineralen überwiegt in den Sedimenten der Staurolith mit manchmal über 90 %. Daneben kommen in geringen Mengen Granat, Turmalin, Sillimanit, Disthen, Zirkon und Rutil vor (vgl. ROETZEL, 1989).

Die Sedimente sind mit Ausnahme der in den basalen Teilen häufig auftretenden Schwammnadeln sehr fossilarm. Nur östlich von Weitersfeld tritt als Einschaltung in die grüngrauen Tone ein **Diatomit (29)** auf. Dieser weißgraue Ton führt eine reiche Vergesellschaftung von Kieselalgen-skeletten (Diatomeen) und selten Reste von Kiesel-schwämmen und anderen kieselschaligen Organismen (ROETZEL, 1989; ROETZEL & ŘEHÁKOVÁ, 1991). Die artenarme aber individuenreiche Diatomeenflora ist stratigraphisch auf das obere Untermiozän (Ottangium-Karpatium) beschränkt (vgl. ROETZEL, MANDIC & STEININGER, 1999). Durch die Beziehung zu den Sedimenten der Burgschleinitz-Formation und die vertikale und laterale Fazies-abfolge (vgl. ROETZEL & ŘEHÁKOVÁ, 1991) können die Pelite der Weitersfeld-Formation daher ebenfalls in das Ottangium gestellt werden.

In ihrer Zusammensetzung ist die Diatomeenflora typisch für einen seichtmarinen, küstennahen (litoral) Ablagerungsraum mit niedrigerem Salzgehalt (ŘEHÁKOVÁ, 1992; ROETZEL, 1993; ROETZEL & ŘEHÁKOVÁ, 1991). Diese Fazies der Weitersfeld-Formation mit reduziertem Salzgehalt leitet vermutlich von der vollmarinen Fazies der Zogelsdorf- und Zellerndorf-Formation im Osten in die seichtmarine bis brackische, von Süßwasserzufluss beeinflusste Fazies der Langau-Formation (siehe unten) über.

Langau-Formation

Die **Langau-Formation (26, 27)** hat ihre größte Verbreitung westlich des in der Karte dargestellten Bereiches, in den Becken von Langau und Riegersburg, wo sie vor allem aus zahlreichen Bohrungen und aus den Aufschlüssen der ehemaligen Braunkohletagebaue bekannt ist (Abb. 66; vgl. ROETZEL, 1993, 1994b, 2004a; ROETZEL & FUCHS, 1994; ZAPFE, 1953). Im Nahbereich der Nationalparks Thayatal und Podyjí treten Ablagerungen der Langau-Formation im Becken von Niederfladnitz und im nordwestlichen Stadtbereich von Znojmo (Znaim) auf.

An der Oberfläche handelt es sich hauptsächlich um z.T. **sandige bis kiesige und kaolinreiche Silte bis Tone (27)**, untergeordnet treten aber auch **Kiese und stark siltig-tonige Fein- bis Grobsande (26)** auf.

Im Becken von Niederfladnitz sind die Sedimente obertags östlich und südlich von Niederfladnitz, im Bereich der ehemaligen Kaolingruben einzusehen. Zahlreiche, im Rahmen der Kaolinprospektion durchgeführte Bohrungen in der Umgebung (AUSTROMINERAL, 1981; vgl. Bohrungen 23–33) lassen in Kombination mit der geologischen Kartierung schmale, langgestreckte Becken zwischen kristallinen Auftragungen erkennen, die mit bis zu 42,6 m Sediment (Bohrung 30) gefüllt sind (vgl. ROETZEL et al., 1999b).

Diese Bohrungen und die Aufschlüsse zeigen durchwegs, direkt auf dem Kristallin auflagernd, schlecht sortierte, fein- bis grobkörnige, manchmal kiesige oder tonige Sande und sandige Silte bis Tone in intensiver Wechsellagerung, die im Bereich südöstlich von Niederfladnitz meist sehr kaolinreich sind. Dieser Kaolinreichtum der Sedimente ist wahrscheinlich durch die Abtragung und Umlagerung der Kaolindecke aus dem Eozän (siehe oben), wie wir sie als Relikte aus den nahe gelegenen Kaolingruben von Malersbach und Únanov kennen, zu erklären.

Die Sedimentfolge der Langau-Formation konnte im Becken von Niederfladnitz bis zu 38 m mächtig erbohrt werden, im Langauer- und Riegersburger Becken ist sie dagegen nur 13–20 m mächtig. (BRIX, 1981; ROETZEL, 1993).

Während jedoch im Becken von Niederfladnitz in den Bohrungen nur geringmächtige Einschaltungen von Kohle-tonen zu beobachten sind, ist in den Becken von Langau und Riegersburg Kohle in abbauwürdiger Mächtigkeit entwickelt (ROETZEL, 1993, 1994b, 2004a; ZAPFE, 1953). 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 Bereichen des Langauer Beckens war über dem Hauptflöz im nördlichen Teil ein Oberflöz entwickelt und westlich der Straße nach Šafov (Schaffa) schaltete sich randlich dazwischen noch ein dünnes Mittelflöz ein (ROETZEL, 1994b).



Abb. 66.
Im Braunkohlebergbau Langau wurde die Kohle der Langau-Formation von 1948 bis 1963 im Tagbau gewonnen (Foto um 1950).

Im Becken von Langau ist die sandige Fazies sehr oft im Liegenden entwickelt, während die feinkörnigen Ablagerungen und die Kohle im Hangenden auftreten und die Tone und Silte unmittelbar unter oder über der Kohle liegen.

Im Spektrum der durchsichtigen Schwerminerale dominieren in den Sedimenten der Langau-Formation im Raum Riegersburg – Langau – Geras – Hötzelsdorf fast immer Staurolith und Disthen, dazu kommen Granat, Epidot-Zoisit und Turmalin, manchmal Sillimanit und im Riegersburger Becken auch häufiger Zirkon. Im Becken von Niederfladnitz tritt ein ähnliches Spektrum auf, die Verteilung der Schwerminerale ist jedoch wechselhafter. Vermutlich durch die Nähe des Thaya-Batholiths sind das verstärkte Auftreten von Zirkon und das geringe Vorkommen von Disthen und Epidot-Zoisit zu erklären.

Im Tonmineralbestand der Fraktion $<2\mu\text{m}$ dominieren in den Feinsedimenten der Langau-Formation fast immer die Tonminerale der Kaolinitgruppe gegenüber dem Smektit. Illit kommt meist nur untergeordnet vor. Eine Besonderheit sind sowohl in der Sedimentfolge des Beckens von Niederfladnitz als auch zwischen den Flözen im Becken von Langau Lagen von smektitreichen Feinsedimenten, so genannte Bentonite, die aus verwitterten tuffitischen Lagen hervorgegangen sind (NEHYBA & ROETZEL, 1999; ROETZEL et al., 1994). Auch Glastuff in der Umgebung von Znojmo (Znaim) (ČTYROKÝ, 1982) und hexagonale, bipyramidale Quarze vulkanischen Ursprungs aus einer Bohrung bei Niederfladnitz (ROETZEL et al., 1994) belegen 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 vulka-

noklastischen Horizont in Südmähren und angrenzenden Niederösterreich aus dem Ottnangium korrelierbar (NEHYBA & ROETZEL, 1999).

Fossilien sind aus der Langau-Formation vor allem aus dem Kohlenbergbau bekannt. Besonders in den Tonen sind Reste von Schnecken und Muscheln nicht selten. So findet man an der Basis Schnecken wie *Melanopsis*, *Clithon*, *Hydrobia* und *Valvata* (Federkiemenschnecke), sowie Congerien-Muscheln, die alle noch im Süßwasser lebten. Darüber treten Schnecken wie *Granulolabium* (Nadelschnecke) und Muscheln wie *Polymesoda* (Körbchenmuschel), *Mytilus* (Miesmuschel) oder *Ostrea* (Auster) auf, die bereits auf einen immer wieder wechselnden Salzgehalt des Wassers hinweisen (STEININGER, 1982).

Die zahlreichen Pflanzenreste aus der Kohle und den Kohle-tonen geben über die Vegetation und damit auch über das Klima zu dieser Zeit Auskunft. Besonders die Pollen und Sporen, aber auch Samen und Früchte der Pflanzen, die über Millionen Jahre in den Tonen erhalten blieben, lassen über Vergleiche mit heutigen Lebensräumen sehr detaillierte Aussagen zu.

Aus den Kohleflözen stammt neben vielen, meist unbestimmbaren Holzresten ein Zapfen (Abb. 67) einer heute bereits ausgestorbenen Kiefernart *Pinus ooconica* (KLAUS, 1980). Aus der reichen Sporen- und Pollenflora (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 Mee-

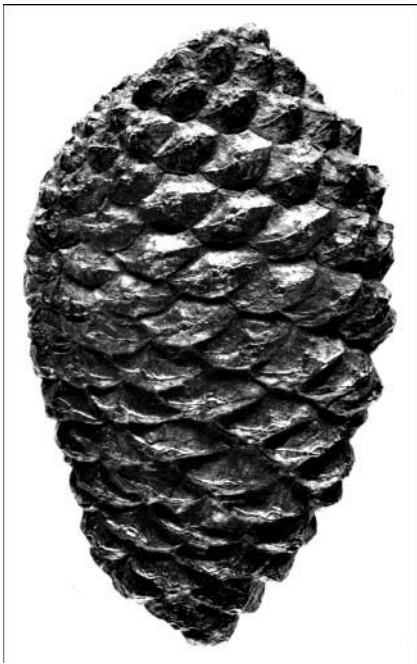


Abb. 67.
Zapfen einer ausgestorbenen Kiefernart (*Pinus ooconica*) aus dem Braunkohlebergbau Langau, Länge ca. 83 mm.
Krauhuletz-Museum Eggenburg.

resküste, 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; vgl. ROETZEL, 1994b).

In kleinen Süßwasserseen wuchsen 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),

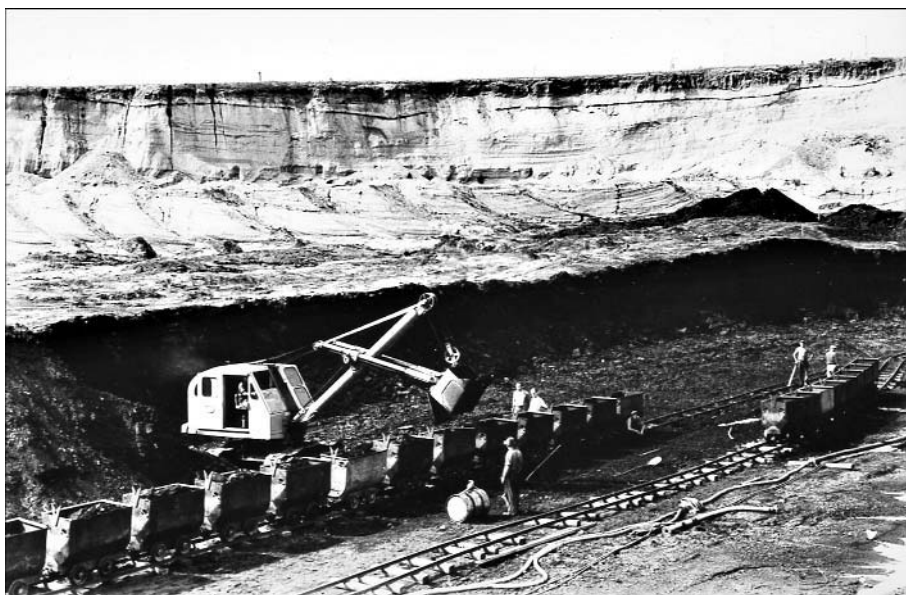


Abb. 68.
Im Braunkohlebergbau Langau waren über der Kohle des Hauptflözes (Langau-Formation) die Feinsande der Riegersburg-Formation aufgeschlossen (Foto um 1950).

Korbblütler (Compositen) und Storchschnabelgewächse (Geraniaceen) waren in den Sumpfwiesen zu finden.

Im Sumpfwald wuchsen Tupelobaum (*Nyssa*), chinesische Wasserfichte (*Glyptostrobus*) und Sumpfzypresse (*Taxodium*). Böden mit hohem Grundwasserstand im Sumpfbuschwald waren der bevorzugte Standort von Gagelstrauch (*Myrica*), Erle, Wasserhickory, Birke, Königsfarn (*Osmunda*), Stechpalme (*Ilex*) und Wildem Wein. An trockeneren Standorten fand man Esche und Amberbaum (*Liquidambar*) sowie *Cyrilla* und Magnoliabüsche um Kiefernwaldbestände. Auf den trockensten Bereichen wuchsen *Sequoia*, Schirmtannen und *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*, immergrüner *Symplocos*, *Cathaya*, Hickory (*Carya*), Ölbaumgewächsen und Sapotillbaum (Sapotaceen) und 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).

Aufgrund der Florenelemente kann das Klima zu dieser Zeit sehr präzise mit 12°–15°C mittlerer Jahrestemperatur und mit 1200–1500 mm jährlicher Regenmenge angegeben werden (GREGOR, 1980; HOCHULI, 1978). Besonders Pflanzen wie *Engelhardia*, Sapotillbaum oder Palmen weisen auf ein feuchtes, warm gemäßigtes bis subtropisches Klima hin.

Wirbeltierreste aus den Ablagerungen unter der Kohle im Braunkohletagebau Langau, wie z.B. ein fossiler Zahn und ein Wirbelfragment eines Krokodiles oder fossile Rippen von Seekühen (*Metaxytherium krauhulezti*) und Zähne von Haien ermöglichen einen Einblick in die damals lebende Tierwelt einer Trichteröffnung, eines so genannten Ästuars (ZAPFE, 1953). Die Zahnfragmente eines kleinen Nashorns und der Backenzahnsplinter eines Ur-Elefanten (*Mastodon* sp. = *Gomphotherium angustidens*;

THENIUS, 1974) zeigen einen Ausschnitt aus der Landfauna in der Umgebung dieser Flussmündung.

Das in der Langau-Formation im Braunkohletagebau gefundene Zahnfragment von *Gomphotherium* (THENIUS, 1974; ZAPFE, 1953) erlaubt eine Einstufung in die Säugetierzone MN4 (RÖGL, 1996) und somit eine Korrelation mit dem Ottangium, bzw. dem höheren Burdigalium (STEININGER, 1999; STEININGER et al., 1989, 1996). Die Zusammensetzung der brackischen Molluskenfauna der Langau-Formation mit *Granulolabium (Pirenella) moravica* und *Polymesoda langauensis* bestätigt ein jüngeres Alter im Vergleich mit den Granulolabien und Polymesoden der Kühnring-Subformation und Mold-Formation (STEININGER, 1979).

Nach HOCHULI (1978) ist die Langau-Formation in die Neogen-

Pollenzone NGZ III einzustufen, wodurch die oben angeführten Ergebnisse bekräftigt werden.

Horizonte mit brackischen Mollusken, wie *Crassostrea gryphoides* und *Granulolabium (Pirenella) moravica* in Bohrungen im Becken von Niederfladnitz (BATÍK et al., 1993) ermöglichen die Parallelisierung mit der Langau-Formation im Raum Langau und Znojmo (Znaim) und damit ebenfalls die stratigraphische Einstufung ins obere Eggenburgium bis Ottangium.

Riegersburg-Formation

Die über der Langau-Formation folgende **Riegersburg-Formation (25)** findet sich im hier dargestellten Kartenbereich nur im äußersten Nordwesten des tschechischen Anteil, nordwestlich von Riegersburg und nordwestlich von Lančov.

Das Verbreitungsgebiet der Riegersburg-Formation ist hauptsächlich auf das Langauer Becken zwischen Langau und Šafov (Schaffa), das Riegersburger Becken südwestlich von Riegersburg im Waldgebiet „Weißer Sand“ und das Kottauner Becken westlich von Langau beschränkt (ROETZEL, 1992, 1993).

Die Riegersburg-Formation (ROETZEL, 1993) besteht vorwiegend aus gelbbraunen bis braungrauen, sehr hellglimmerreichen, meist siltigen Feinsanden bis feinsandigen Silten mit geringmächtigen Einschaltungen von Mittel- bis Grobsanden, selten auch dünnen Kiesbändern. Besonders im Randbereich zu Kristallinkuppen gehen die Sande häufig in sehr gut gerundete, gelbbraune bis rotbraune Kiese über.

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, 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 oder Sillimanit auf.

Die Riegersburg-Formation erreicht die größte Mächtigkeit im südlichen Langauer Becken, wo 13–19,5 m Glimmersande erbohrt wurden. Im Riegersburger Becken sind die Sedimente der Riegersburg-Formation maximal 5–8 m mächtig. Ähnliche Mächtigkeiten sind im nördlichen Langauer Becken und Kottauner Becken anzutreffen und überlagerten auch in dieser Mächtigkeit die Kohle im ehemaligen Tagbau Langau (Abb. 68), wo sie den Abraum bildeten.

Bisher liegen für die Riegersburg-Formation keine biostratigraphischen Daten oder andere stratigraphischen Anhaltspunkte zur näheren Einstufung vor. Aus der gleichmäßigen und relativ mächtigen lithologischen Ausbildung der Glimmersande und der kiesig-grobsandigen Randfazies sowie der wenigen Fossilreste, wie verkieselte Nadelhölzer, Schwammnadeln und Diatomeen, muss am ehesten ein sehr seichter, mariner bis brackischer Ablagerungsraum für die Riegersburg-Formation angenommen werden. Dabei stammen die Glimmersande vermutlich von den stark verwitterten moldanubischen Glimmerschiefern der benachbarten Hügel. Die kiesige Randfazies ist wahrscheinlich als ehemaliger Kiesstrand dieses Meeres 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 ebenfalls in das Ottangium einzustufen (ROETZEL, 1993; vgl. ROETZEL, MANDIC & STEININGER, 1999).

Theras-Formation

Ablagerungen der **Theras-Formation (24)** findet man im hier dargestellten Kartenbereich in größerer Verbreitung

östlich von Starrein, östlich und südlich von Weitersfeld, östlich und nördlich von Fronsburg und östlich von Pleiβing. Dazu kommen noch eine Vielzahl kleinerer Vorkommen, meist um Kristallinauftragungen nördlich von Waschbach, südlich von Pleiβing und nördlich von Untermixnitz, aber auch nordwestlich von Weitersfeld und Prutzendorf. In Tschechien kommen Ablagerungen mit ähnlicher Lithologie auf der Hochfläche westlich und nördlich von Znojmo (Znaim), z.B. bei Lukov (Luggau), östlich Citonice oder nördlich von Kuchařovice (Kukrowitz) vor.

Während im Becken von Weitersfeld und nach Südwesten über Theras bis nach Sigmundsherberg und Rodingersdorf eine großflächige Verbreitung der Kiese und Sande kartierbar ist, sind im Becken von Niederfladnitz und Merkersdorf lithologisch ähnliche Sedimente meist fleckenhaft an Kristallinauftragungen gebunden. In Kristallinnähe liegen die Sedimente der Theras-Formation meist direkt auf dem Kristallin, im Becken von Weitersfeld folgen sie jedoch diskordant über der Weitersfeld-Formation über einem teilweise deutlich ausgebildeten Relief.

Es sind vorwiegend sehr schlecht sortierte, teilweise schräg geschichtete Grob- bis Feinkiese und Grobsande in rotbrauner bis ockerbrauner, siltig-sandiger Matrix, aber auch gelbgraue bis gelborange, pelitreiche, kiesige Grob- bis Mittelsande (Abb. 69). Die Kiese bestehen vorwiegend aus Quarz und Quarzit, sind sehr gut gerundet und haben fast immer eine gelbbraune bis rotbraune Oberfläche. Die Mächtigkeit dieser grobklastischen Sedimente im Raum Weitersfeld-Obermixnitz-Starrein beträgt meist 4–5 m, manchmal aber auch über 12 m. (ROETZEL, 1983, 1988 – 1991, 1993; ROETZEL & ŘEHÁKOVÁ, 1991)

Im Spektrum durchsichtiger Schwerminerale ist für die Theras-Formation ein gegenüber den anderen Formationen relativ buntes Spektrum mit Zirkon, Rutil, Turmalin, Staurolith, Disthen und Sillimanit, ein äußerst geringer Granatgehalt und ein sehr hoher Opakanteil kennzeichnend (vgl. 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 oder der darauf folgenden Rückzugsphase (Regression) wahrscheinlich, wie aus den an Kristallinauftragungen gebundenen Grobklastika im Becken von Niederfladnitz-Merkersdorf, ähnlich wie bei den Kiesen der Riegersburg-Formation (vgl. oben), zu ersehen ist. Denkbar wäre aber auch ein Zusammenhang mit der marinen Transgression im Karpatium oder sogar im unteren



Abb. 69. Die Theras-Formation ist meist durch gut gerundete Kiese aus Quarz und Quarzit in rotbrauner, schlecht sortierter, siltig-sandiger Matrix charakterisiert.



Abb. 70.
In den Sedimenten der Brennholz-Formation östlich Pleißing dominiert grober, eckiger Quarz- und Quarzitschutt in rotbrauner, siltig-sandiger Matrix.

Badenium (Mittelmiozän), bei der vermutlich weite Teile des Ostrandes der Böhmisches Masse überflutet wurden.

Brennholz-Formation

Das Vorkommen der Brennholz-Formation (23) beschränkt sich auf den Raum östlich von Pleißing, wo im Bereich der Flur „Brennholz“ grobklastischer Quarz- und Quarzitschutt in rotbrauner, siltig-sandiger Matrix vorkommt (Abb. 70). Die nachgewiesen bis zu 6 Meter mächtigen Sedimente liegen um Kristallinauftragungen aus Glimmerschiefern und Quarziten der Therasburg-Gruppe.

Die Komponenten mit meist 1–5 cm, vereinzelt auch 5–15 cm Durchmesser sind matrixgestützt, wirt gelagert und mit den Längsachsen oft steil stehend und können daher als lokale Massenstromsedimente (debris-flow-Körper) interpretiert werden. In dem meist eckigen Kristallinschutt findet man bereits wieder gut gerundete, re-sedimentierte Komponenten der Theras-Formation. Die rotbraune, tonige Matrix könnte möglicherweise von Rotlehmen im Hangenden infiltriert sein.

In der Brennholz-Formation überwiegt in den Spektren durchsichtiger Schwerminerale Staurolith mit bis zu 80 %. Weitere Schwerminerale sind Disthen, Amphibol, Turmalin, Zirkon, Rutil, Epidot und Granat.

Die fossileren Grobklastika der Brennholz-Formation sind vermutlich zeitgleich mit der Theras-Formation oder knapp danach entstanden. Sie wären damit, so wie diese, in das obere Ottnangium zu stellen, können aber auch noch jünger sein (siehe oben).

Laa-Formation

Ablagerungen der Laa-Formation (21, 22) sind fast ausschließlich östlich der Diendorfer – bzw. der Waitzendorfer Störung anzutreffen. Im hier dargestellten Kartenausschnitt kommen sie nur kleinräumig direkt an der Waitzendorfer Störung westlich von Oberretzbach und auf tschechischer Seite nördlich von Kleinhaugsdorf – Hatě (Haid) vor.

Während die marinen Sedimente der Laa-Formation gegen Osten bis in den Raum Mikulov (Nikolsburg) – Laa a.d.Thaya mehrere hundert Meter bis 1000 m Mächtigkeit erreichen (CICHA 1997; ČTYROKÝ, 1993; ROETZEL, 2003), sind sie unmittelbar am Ostrand der Böhmisches Masse meist nur einige Zehnermeter mächtig.

In diesem Gebiet wechsellagern oft tonige Silte und glimmerreiche Feinsande (22) mit quarzreichen, sandigen Kiesen (21) sowohl horizontal als auch lateral sehr rasch (Abb. 71, 72). Westlich von Oberretzbach folgen sie direkt über den siltig-feinsandigen Ablagerungen der Zellerndorf-Formation, von denen sie sich vor allem durch die charakteristische marine Foraminiferenfauna mit *Pappina breviformis* (PAPP et TURN.), *P. primiformis* (PAPP et TURN.), *Uvigerina graciliformis* PAPP et TURN., *Praeglobobulimina pupoides* (D'ORB.), *Globigerina praebulloides* BLOW, *Bulimina elongata* D'ORB., *Baggina arenaria* (KARRER), etc. (det. I. CICHA und J. ČTYROKÁ) unterscheiden.

Aus der Foraminiferenfauna ist in den Sedimenten der Laa-Formation innerhalb einer Zeitebene eine Vertiefung des Meeres von Westen gegen Osten, von einem seichten, sublitoralen, küstennahen Ablagerungsraum zu einem Beckenbereich abzuleiten. Im gesamten Karpatium ist jedoch aus Bohrungen eine Verflachung des Meeres vom Liegenden zum Hangenden zu beobachten (vgl. ROETZEL, 2003).

Grund-Formation

Die über der Laa-Formation folgenden marinen Sedimente der Grund-Formation (19, 20) haben ihre Hauptver-



Abb. 71.
So wie hier in der Nähe von Jetzelsdorf, südöstlich von Retz, sind die Feinsande und Silte der Laa-Formation (Karpatium) oft in den Böschungen der Weingärten aufgeschlossen.



Abb. 72.
In der Laa-Formation ist häufig eine intensive Wechselfolge von tonigen Silten und glimmerreichen Feinsanden mit Flaserschichtung zu beobachten.

breitung im westlichen Weinviertel, wo sie nordwestlich bis nordöstlich von Hollabrunn, im Bereich Großnondorf – Grund – Oberstinkenbrunn – Haslach großflächig aufgeschlossen sind (vgl. ROETZEL & PERVESLER, 2004).

Ein kleineres Vorkommen der Grund-Formation liegt in dem hier dargestellten Kartenbereich im österreichisch-tschechischen Grenzgebiet zwischen Unterretzbach – Mitterretzbach – Hnanice (Gnadlersdorf) und reicht gegen Nordosten weiter in den Raum Šatov (Schattau) – Chvalovice (Kallendorf). Im Südwesten werden die mittelmiozänen Ablagerungen der Grund-Formation gegen die untermiozänen Sedimente (Zellerndorf-Formation, Laa-Formation) entlang des Landbaches wahrscheinlich durch eine Nordwest–Südost-streichende Störung begrenzt.

In diesem Gebiet findet man überwiegend dünn geschichtete, kalkige, z.T. feinsandige Silte und Tone mit glimmerreichen Fein- bis Mittelsandlagen (20). Untergeordnet treten geringmächtige Einschaltungen von polymikten, quarzreichen Kiesen (19) auf. Die Sedimente sind lithologisch und auch mineralogisch sehr ähnlich den Ablagerungen der Laa-Formation.

In der Foraminiferenfauna sind nach I. ČIČHA & J. ČTYROKÁ (pers. Mitt.) auf tschechischer Seite im unteren Teil *Uvigerina graciliformis* PAPP et TURN., *Pappina breviformis* (PAPP et TURN.), *P. primiformis* (PAPP et TURN.), *Bolivina hebes* MACFADYEN, *Globorotalia bykovae* AISENSTADT und *Globorotalia transsylvanica* POPESCU häufiger. Im höheren Teil der Schichtfolge sind vor allem *Globigerinoides trilobus* (RSS.), *G. quadrilobatus* (D'ORB.) und *G. bisphericus* TODD zu erwähnen.

Diese Sedimente gehen darüber allmählich in Schichten mit *Uvigerina macrocarinata* PAPP et TURN., *Vaginulinopsis pedum* (D'ORB.) und einigen Exemplaren von *Praeorbulina-Orbulina suturalis* über. Durch das Vorkommen von *Praeorbulina-Orbulina suturalis* sind sie eindeutig ins Mittelmiozän (unteres Badenium) einzustufen.

Die Molluskenfauna (ČTYROKÝ, 1968; TEJKAL, 1958 – Sandgrube Šatov (Schattau)) ist vorwiegend durch *Corbula* (*Varicorbula*) *gibba* (OLIVI), *Terebralia bidentata* (GRATELOUP), *Turritella eryna* (D'ORBIGNY), *Clausinella* aff. *amidei tauratava* (SACCO), *Ostrea* sp., etc. charakterisiert. Es handelt sich um Arten, welche sowohl im Karpatium als auch Badenium verbreitet sind.

Die Sedimente sind lithologisch und faziell mit den Sedimenten im Typusgebiet der Grund-Formation, im Raum Hollabrunn vergleichbar (vgl. ROETZEL & PERVESLER, 2004). Es handelt sich um siltig-tonige Ablagerungen eines seichten Meeres, die immer wieder von sandigen, sturmgeprägten Einschaltungen unterbrochen werden.

Pliozäne, fluviatile Kiese

Entlang der Thaya, zwischen dem Umlaufberg und der Stadt Znojmo (Znaim), treten an einigen Stellen sandige, fluviatile Kiese (18) auf. Diese liegen meist in Höhen von rund 110–135 m über der heutigen Thaya in ungefähr 360–400 m Seehöhe. In Österreich findet man diese Kiese nur im Bereich des Schwarzwaldes nordöstlich von Merkersdorf (Exkursionspunkt 12) und des Kirchenwaldes ostnordöstlich von Schloss Karlslust. Auf tschechischer Seite

liegen kleine Reste von vergleichbaren Ablagerungen (Abb. 73) nordöstlich der Ruine Nový Hrádek (Neuhäusl: U studánky), südöstlich der ehemaligen Grubermühle (Gruberův mlýn) bei Devět mlýnů (Neun Mühlen) und westlich von Sealsfieldův kámen (Sealsfieldstein: Nad novou cestou; HAVLIČEK, 2002).

Es handelt sich um quarz- und kristallreiche Fein- bis Grobkiese aus Quarzit, Glimmerschiefer und quarzreichen Gneisen in einer schlecht sortierten, siltig-sandigen, gelbbraunen bis rotbraunen Matrix. Die Komponenten mit meist 1–5 cm, selten 10–15 cm Durchmesser sind oft gut gerundet, teilweise aber auch eckig bis kantengerundet.

Die sandigen Kiese sind polymikt und unterscheiden sich dadurch deutlich von den meist gröberen und ausschließlich aus Quarz und Quarzit zusammengesetzten Kiesen der Theras-Formation. Sie wurden mitunter in kleinen Gruben, wie z.B. im Schwarzwald nordöstlich von Merkersdorf (Exkursionspunkt 12) oder nordöstlich der Ruine Nový Hrádek (Neuhäusl) abgebaut.

Die Kiese belegen einen alten Flusslauf auf der Hochfläche, im Nahbereich des heutigen Thayatales, in der Anfangsphase der Eintiefung des Flusses. Sie sind aufgrund der Höhe sicher ins Pliozän zu stellen.

Pleistozäne und holozäne Ablagerungen

Geologisch junge Ablagerungen aus dem Pleistozän und Holozän (Quartär) haben im unmittelbaren Bereich der Nationalparks Thayatal und Podyjí mit Ausnahme der Terrassenschotter und kleinräumiger Vorkommen von Löss, deluvialen Sedimenten und Blockschutt flächenmäßig eher untergeordnete Bedeutung. Hier sind es vor allem geomorphologische Phänomene, die vorwiegend im Pleistozän ihren Ursprung haben. Außerhalb der Nationalparks sind in Gegensatz dazu die geologisch jungen, pleistozänen und holozänen Sedimente weit verbreitet.

Die größte Bedeutung für das Verständnis der Talentwicklung haben die fluviatilen Terrassenschotter (14, 15, 16, 17) im unmittelbaren Talbereich der Nationalparks Thayatal und Podyjí (vgl. auch HAVLIČEK, 2002, 2003). Leider blieben dort nur wenige Reste von Schotterakkumulationen erhalten, da der Großteil der Schotter nachträglich wieder erodiert wurde (siehe oben). Die Schotter sind meist von Hangablagerungen oder Löss bedeckt und nur



Abb. 73. Nordöstlich der Ruine Nový Hrádek (Neuhäusl) liegen rund 130 m über der Thaya fluviatile Kiese, die auf einen alten Flusslauf am Beginn der Eintiefungsphase hinweisen.

an wenigen Stellen, z.B. in Wegeinschnitten, sichtbar oder liegen als Schotterstreu an der Oberfläche. Diese Terrassenschotter belegen aber die stufenweise Eintiefung des Flusses im Laufe des Pleistozäns.

Terrassenschotter mit der Basis 75 – 90 m über dem Flussniveau (17) blieben im Thayatal nur oberhalb der Weingärten am Šobes (Schobes) erhalten. Sie liegen dort in ca. 320 m Seehöhe, 75–80 m über der Thaya und wurden dort aufgrund dieser Höhenlage wahrscheinlich im



Abb. 74. Kiesige Sande und kantengerundete Schotter und Blockwerk belegen in einem Hohlweg unterhalb von Králův stolec (Königstisch) ein mittelpleistozänes Terrassenniveau der Thaya, rund 30 m über dem heutigen Fluss.

Unterpleistozän abgelagert. Im Geröllmaterial überwiegen dort Quarz und quarzreiche Gesteine sowie Gneise.

Die meisten Reste fluviatiler Terrassenschotter liegen mit der Basis zwischen 12 und 50 m über dem Flussniveau (16). Sie können daher dem Mittelpleistozän zugeordnet werden. In Höhen von 50–45 m über dem Fluss liegen fluviatile Schotter an der Lokalität Býčí skála (Stierfelsen) und als Schotterstreu im Sattel südöstlich der ehemaligen Grubermühle (Gruberův mlýn) bei Devět mlýnů (Neun Mühlen). In ähnlicher Höhe blieben in einem Wegeinschnitt östlich des Gališ, westlich des Umlaufberges, gerundete bis kantengerundete Quarz- und Kristallingerölle vor der Erosion verschont.

Morphologisch am besten erhalten ist das Terrassenniveau um 30–35 m über dem Fluss im Bereich der Kirchenwaldwiese und des Šobes (Schobes). In dieser Höhe liegen kantengerundete Quarz- und Kristallinschotter mit 3–5 cm Durchmesser in sandiger Matrix. Unterhalb von Králův stolec (Königstisch) sind in einem Wegeinschnitt (Abb. 74) über dem Thaya-Granit ebenfalls ca. 30 m über der Thaya, rotbraune, z.T. kiesige Grob- bis Mittelsande und kantengerundete Schotter und Blockwerk aufgeschlossen (vgl. BRZÁK, 1997; KIRCHNER, IVAN & BRZÁK, 1996).

An der Mündung des Trauznitzký potok (Trausnitztal), nordwestlich von Konice (Deutsch-Konitz) liegen in 20–25 m relativer Höhe ca. 2 m mächtige fluviatile Schotter. Darin finden sich hauptsächlich graubraune, gerundete bis kantengerundete, intensiv verwitterte Gneise, Migmatite sowie Quarze mit 2–20 cm Durchmesser.

Das tiefste erhaltene mittelpleistozäne Niveau befindet sich 12–15 m über dem Fluss. In dieser Höhe liegen Schotter im Wald östlich der Umlaufwiese. Auch in dem Wegeinschnitt östlich des Gališ, westlich des Umlaufberges, sind in dieser Höhe polymikte, kantengerundete Kristallinschotter mit Durchmesser von 5–10 cm, selten bis 20 cm in sandiger Matrix und grobe, kristallinreiche Sande aufgeschlossen. Weitere parallelisierbare Schottervorkommen befinden sich beim verlassenen Mäander in der Flur Lipina bei Devět mlýnů (Neun Mühlen) und auf dem flachen Gleithang von Široké pole nordwestlich von Hardegg.

Außerhalb des Nationalparks Podyjí sind unter- und mittelpleistozäne Terrassensedimente am Ausgang des Thayatales aus dem Kristallin der Böhmisches Masse großflächig verbreitet. In diesem Raum liegen vor allem um Nový Šaldorf (Neuschallersdorf), Oblekovice (Oblas) und im westlichen, südlichen und östlichen Stadtgebiet von Znojmo (Znaim) Kiese und Sande ca. 12–75(90) m über der Thaya, in 210–270 m Seehöhe.

Die ältesten, unterpleistozänen (?pliozänen) Schotter bilden auf der Böhmisches Masse zwei Niveaus in einer relativen Höhe von 75–90 m über der Thaya (Dyje). Diese Niveaus setzen sich östlich von Znojmo (Znaim), in der Alpin-Karpatischen Vortiefe, außerhalb des Kartenbereiches, fort (Smolín, Tuřany-Terrasse). Ihre Mächtigkeit beträgt 2–20(40) m. In den Kiesen überwiegen Quarze, Quarzite, Granite, u.a. An der Basis dieser Akkumulation liegen manchmal bis zu 1 m große Blöcke von kristallinen Gesteinen.

Die mittelpleistozänen, fluviatilen Akkumulationen bilden einige Niveaus 12–50 m über der Thaya (Dyje) mit einer Mächtigkeit von 2–5 m. In diesen Kiesen überwiegen Gneise, Quarze und Granite. Östlich von Znojmo (Znaim) sind diese Schotter von Löss mit fossilen Böden überdeckt.

Terrassenschotter mit der Basis 8–10 m über dem Flussniveau (15) findet man nur im Fugnitztal, in der Flur „See“. Sie liegen dort auf einem Kristallinsockel aus Kalksilikatgneis und sind aufgrund dieser relativen Höhe in das Oberpleistozän einzustufen. Die kantengerundeten und eckigen Blöcke in mittelbrauner, siltig-sandiger Matrix haben Durchmesser bis 20 cm.

Terrassenschotter i.A. (14), die nicht einem bestimmten Niveau zugeordnet werden konnten und daher nur ins Pleistozän i.A. gestellt wurden, befinden sich am Starreimbach, östlich von Starrein.

Löss und Lösslehm, aber auch Staublehm und Verwitterungslehm (13) bedecken vor allem großflächig Gebiete südlich und nördlich der Nationalparks und den Abhang entlang der Waitzendorfer Störung. In Österreich ist dies besonders das Gebiet im Raum Merkersdorf – Waschbach – Weitersfeld – Starrein und Niederfladnitz – Oberfladnitz – Obermixnitz. In Tschechien sind große Flächen nördlich bzw. östlich von Podmolí (Baumöhl), Lukov (Luggau), Horní Břečkov (Oberfröschau), Vracovice gegen Mramotice und Únanov vorwiegend mit äolischen Ablagerungen bedeckt. Diese Gebiete werden im Untergrund vor allem von unterschiedlich stark verwitternden Gesteinen der Pernegg-Gruppe und Therasburg-Gruppe (oberer und unterer Teil der Lukov-Gruppe) aufgebaut, über denen in manchen Bereichen noch miozäne Ablagerungen liegen können. In Gebieten mit Gesteinen der Bittesch-Einheit oder des Thaya-Batholiths treten Lössakkumulationen dagegen meist nur weit kleinräumiger auf. Ein weiteres, großes Verbreitungsgebiet von Löss ist der Raum südöstlich der Waitzendorfer Störungszone zwischen Retz und Znojmo (Znaim), was durch den abrupten Geländeabfall entlang der Störungszone erklärbar ist.

Im Thayatal selbst sind Löss nur an wenigen Stellen anzutreffen. Hervorzuheben sind der Ortsbereich von Vranov nad Dyjí (Frain) südlich der Staumauer, das Gebiet östlich des Schwalbenfelsens nordwestlich von Hardegg, die Ost schauenden Hänge von Gališ und Barák westlich des Umlaufberges und des Kirchenwaldes sowie der Trauznitzký potok (Trausnitztal) nordwestlich von Konice (Deutsch-Konitz).

Löss ist ein äolisches, durch den Wind transportiertes und abgelagertes Sediment. Er ist daher durch die im Pleistozän vorwiegend aus westlicher und nordwestlicher Richtung kommenden Winde überwiegend auf den nach Osten und Südosten schauenden Hängen, im Windschatten der Hügel, abgelagert. Dies kann man besonders in dem flachwelligen Gebiet südlich und nördlich der Nationalparks beobachten, das von unterschiedlich stark verwitternden Gesteinen der Pernegg-Gruppe und Therasburg-Gruppe aufgebaut wird (siehe oben). Hier sind besonders auf den lang gezogenen, flach nach Südosten einfallenden Hängen oft großflächig einige Meter mächtige Lössdecken entwickelt. Besonders eindrucksvoll ist dieses Phänomen auch westlich von Retz, zwischen den lang gestreckten Granitkuppen des Mittelberges, Parapluieberges, Windmühlberges und Gollitsch zu erkennen (Abb. 28). Während auf den West schauenden Hängen der blanke Felsen ansteht, sind auf den gegenüber liegenden, Ost schauenden Flanken der Kuppen Lössdecken über dem Kristallin bzw. den miozänen Sedimenten abgelagert. Diese Lössakkumulationen im Raum Retz sind ideale Standorte für den Weinbau, da sie nicht nur hervorragende Böden bilden, sondern durch ihre Hanglage auch besonders gute Klimabedingungen mit hoher Sonneneinstrahlung und geringer Frost- und Kaltluftgefährdung aufweisen.

Der Löss, der im Allgemeinen als gelbbrauner bis gelbgrauer, z.T. feinsandiger Silt ausgebildet ist, kann in der Nähe von kristallinen Aufragungen lokale Beimengungen von Kristallinbruchstücken und Kristallingrus enthalten. Seine Mächtigkeit beträgt meistens 0,5–3 m, kann aber südöstlich der Geländestufe der Waitzendorfer Störungszone bis zu 7 m, gegen Süden, im Raum Maissau sogar bis zu 13 m (ROETZEL, 1994a) betragen.

Mitunter können die Löss lokale Einschaltungen von fossilen Böden, so genannte Paläoböden, führen, die in den wärmeren Perioden des Pleistozäns, den Interglazialen oder Interstadialen, gebildet wurden. Diese fossilen



Abb. 75. In einer aufgelassenen Lössgrube im Trauznitzký potok (Trausnitztal) wird der Löss von zwei mittelpleistozänen, fossilen Böden unterbrochen.

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.

Bedeutende Aufschlüsse mit Einschaltungen von derartigen fossilen Böden sind in der Karte mit dem Symbol für ein „meherteiliges Lössprofil“ gekennzeichnet.

Wie detaillierte mikroskopische (mikromorphologische) Analysen dieser Paläoböden durch L. SMOLÍKOVÁ (Karls-Universität Praha) gezeigt haben, haben die fossilen Böden sehr häufig mittel- bis unterpleistozäne Alter (vgl. HAVLÍČEK, 2002, 2003; HAVLÍČEK et al., 1998). Neben den jungen, oberpleistozänen Lössen treten daher auch ältere Löss und dazwischen liegende, durch Erosion bedingte Schichtlücken innerhalb der Lösspakete auf.

Die ältesten Reste von Paläoböden wurden zwischen Lukov (Luggau) und Podmolí (Baumöhl) festgestellt. Dort liegen über den verwitterten Glimmerschiefern der unteren Lukov-Gruppe (Therasburg-Gruppe) typische Rotlehme. Diese können nach den mikromorphologischen Untersuchungen dem Pedokomplex PK X zugeordnet werden und stammen zumindest aus dem Cromer-Interglazial (Günz/Mindel-Interglazial), können aber auch älter sein (HAVLÍČEK & SMOLÍKOVÁ, 2002). Vergleichbare rote bis violette Verwitterungslehme konnten über den Glimmerschiefern in den Feldern im Kreuzmaß südöstlich von Hardegg, westlich der Kurzen Marter festgestellt werden (HAVLÍČEK, 1995).

In einer aufgelassenen Lössgrube im Trauznitzký potok (Trausnitztal) nordwestlich von Konice (Deutsch-Konitz) sind im oberen Teil einer 6–8 m mächtigen, pleistozänen Schichtfolge zwei fossile Böden vom Braunlehm-Typus aufgeschlossen (Abb. 75), die mindestens dem Pedokom-

plex PK VII (Mittelpleistozän: Warmzeiten des Elster-(Mindel-)Glazials) entsprechen (HAVLÍČEK & SMOLÍKOVÁ, 2002).

Östlich Mašovice wurde im Rahmen einer archäologischen Grabung in einer neolithischen Kreisgrabenanlage eine mehr als 3 m mächtige Lössfolge mit vier fossilen Böden in drei Pedokomplexen aufgeschlossen. Die älteren Böden entsprechen den Pedokomplexen PK VII bis PK IV und sind damit dem Mittelpleistozän (Warmzeiten des Elster-(Mindel-)Glazials – PK VII; Holstein-Interglazial – PK VI-V, M/R-Interglazial; Treene-Interglazial, PK IV, Inter-riss) zuzuordnen (HAVLÍČEK & SMOLÍKOVÁ, 2003b). Die neolithischen Objekte und Gräben waren in diese pleistozäne Sequenz eingetieft.

In Vranov nad Dyjí (Frain) sind in alten Ziegelgruben südlich der Staumauer und an der Straße zum Schloss (oberhalb der Tankstelle) ebenfalls pleistozäne Schichtfolgen mit Lössen und fossilen Bodenbildungen zu sehen. Vor allem der Aufschluss bei der Tankstelle dokumentiert die komplexe, pleistozäne Entwicklung. Die basalen, rißzeitlichen Terrassenschotter, rund 15–20 m über der Thaya, werden von siltigen und sandigen Überflutungssedimenten sowie kolluvialen Kristallinschutt überlagern. 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, 2003a). 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).

Auch vom Klaperův potok (Klapertal) südsüdöstlich von Čížov beschrieben ČILEK et al. (1996) eine komplexe Wechselfolge von Gesteinsschutt, Löss und zwei roten Paläoböden in Hangsedimenten, ungefähr 10 m über der Thaya. Die fossilen Böden entsprechen entweder dem Pedokomplex PK II oder PK IV, sind demnach entweder

würm- oder risszeitlich (vgl. auch IVAN & KIRCHNER, 1994). Auch bei Ledové sluje (Eisleiten) wurden von diesen Autoren 2,2 m mächtige Löss- und Lehme mit einem B₁-Horizont einer Parabraunerde (Mittelpleistozän) gefunden.

In einem Aufschluss östlich von Onšov tritt in den Lössen ein interstadialer Boden aus dem Pedokomplex PK I oder ?PKII auf (BATÍK et al., 1995).

Schließlich sind auch in dem Wegeinschnitt am Osthang des Gališ, westlich des Umlaufberges, solifluidal verfrachtete, vermutlich interglaziale, rotbraune Bodensedimente mit einem mächtigen Ca-Horizont und Lösskindel aufgeschlossen und südwestlich von Lukov (Luggau) gibt es durch Solifluktion verschleppte, braune, fossile Böden und Bodensedimente.

Außerhalb des Nationalparks Podyjí kommen in einer Sandgrube südöstlich von Šatov (Schattau) im Löss zwei fossile Bodenhorizonte vor. Der untere ist ein mittelpleistozäner, polygenetischer Prärieboden, der wahrscheinlich aus einem Braunlehm (Pedokomplex PK VII) entstand. Der obere ist ein Bodensediment (HAVLÍČEK & SMOLÍKOVÁ, 1998).

In Znojmo (Znaim), in der ehemaligen Holzfabrik an der Straße nach Dobšic, gibt es im Hangenden der mittelpleistozänen, fluviatilen, sandigen Schotter der Thaya Löss mit einer Parabraunerde (Pedokomplex PK III: Riß/Würm – Interglazial = Stillfried A) und einem interstadialen Tschernosem (Pedokomplex PK II).

Eine weitere bedeutende, pleistozäne Lokalität ist der Aufschluss Sedlešovice, südlich von Znojmo (Znaim). Dort treten im Hangenden der unterpleistozänen, fluviatilen, sandigen Schotter der Thaya Löss mit Kristallingrus und 4–5 mittelpleistozänen fossilen Böden auf (SMOLÍKOVÁ & ZEMAN, 1979).

Durch das feuchtere Klima im Bereich der Böhmisches Masse ist der Löss stellenweise lokal verlehmt. Diese meist entkalkten Lösslehme mit höherem Tonanteil können jedoch aufgrund der schlechten Aufschlussverhältnisse gegenüber dem Löss nicht flächig abgegrenzt wer-

Ein Relikt aus der Nacheiszeit

CHRISTIAN ÜBL

Eingebettet in die trockene Weinlandschaft zwischen Retz und Haugsdorf ist auf den Böschungen, Terrassen und Wänden der Hohlwege eine bemerkenswerte Pflanze zu finden, deren Hauptverbreitung in asiatischen Halbwüsten liegt: die Halbstrauch-Radmelde (*Kochia prostrata*).

Dabei handelt es sich um ein nacheiszeitliches Relikt, das in der neu entstandenen Lösslandschaft weit verbreitet war. Heute ist die Pflanze in ganz Österreich nur noch an einigen offenen Geländekanten zwischen Retz und Haugsdorf zu finden.

In der Literatur wird hervorgehoben, dass die Halbstrauch-Radmelde nur auf Lössstandorten zu finden ist. Eine gemeinsame Begehung von R. ROETZEL und Ch. ÜBL (ROETZEL, 2004b) ergab jedoch, dass die Pflanze auch auf den lithologisch sehr ähnlichen Sanden und Silten der Laa-Formation (Karpatum, Untermiozän) vorkommt.

Die Pflanze besiedelt auch einige sekundäre Standorte, wie zum Beispiel abgeschobene Weinbau-Terrassen und Keller-gassen. Mit dem Weinbau steht auch die Nutzung dieses strauchförmigen und mehrjährigen Gänsefußgewächses in Verbindung. Die Triebe wurden abgeschnitten, zu kleinen Besen zusammengebunden und zum Reinigen der Presskörbe der Weinpressen verwendet. Darum wird die Halbstrauch-Radmelde im Volksmund auch „Beserlkraut“ genannt.



Abb. 76.
Bei Jetzelsdorf wächst die Halbstrauch-Radmelde (*Kochia prostrata*; Bildmitte) nicht nur auf Löss, sondern findet sich auch auf den Feinsanden und Silten der Laa-Formation.



Abb. 77.
Im Thayatal führen die lehmigen und siltig-sandigen, deluvialen Ablagerungen deutlich höhere Anteile an Kristallinbruchstücken als auf der Hochfläche.

den und wurden daher mit dem Löss gemeinsam ausgeschieden.

In diesem Zusammenhang muss auch auf die nicht auf der Karte ausgeschiedene, meist nur wenige Dezimeter mächtige **Staublehmdecke** hingewiesen werden, die vor allem in den mit Wald bewachsenen Gebieten des Thaya-Batholiths großflächig vorkommt. Die glimmerreichen, z.T. grusigen, kalkfreien, siltigen Sande liegen entweder direkt über dem vergrusten Granit oder einer älteren Bodenbildung, wobei WEIDSCHACHER (in FRANZ et al., 1957) sehr oft an der Basis dieser Flugstaubdecke windgeschliffene Quarze feststellen konnte. Schwermineralanalysen durch FRASL (in FRANZ et al., 1957) lassen die Auswehung des Flugstaubes aus oberflächlich schon entkalktem Löss vermuten. Von FRANZ et al. (1957) wird aufgrund von spätneolithischer Keramik in diesem Flugstaub auf die Bildung im Holozän in Verbindung mit dem frühen Ackerbau geschlossen.

Durch periodische Aufwehungen von Löss auf Fließbetten entstanden im Pleistozän lokal **deluvio-äolische Ablagerungen (12)**. Es sind dies Wechsellagerungen von solifluidalen Silten und Tonen mit äolischen, siltigen bis siltig-sandigen Sedimenten. Diese Ablagerungen findet man im Kartenbereich vor allem in Tschechien, nördlich der Staatsgrenze, zwischen Hnanice (Gnadlersdorf), Šatov (Schattau) und Chvalovice (Kallendorf). Ihre Mächtigkeit beträgt zwischen 1 und 4 Meter.

Deluviale Ablagerungen (11, 10) entstanden überwiegend durch periglaziale, gravitative und solifluidale Prozesse. Meist bildeten sich diese so genannten Fließbetten 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, flachen Dellen und in Hangfußlagen (10)**. Es sind dies meist schlierig bis lagig entwickelte, sehr schlecht sortierte, tonig-siltig-sandige, z.T. kiesige Sedimente, die lokal Quarz- und Kristallinbruchstücke enthalten.

Deluviale Ablagerungen in Kristallinnähe oder in der Nähe von Kiesablagerungen (11) führen vermehrt Kristallinbruchstücke (Abb. 77) oder Kiesanteile und gehen in Kristallinnähe in Kristallinschutt über. Im Tal der Thaya und der Fugnitz sind in diesen Ablagerungen auch Kristallinblöcke bis Metergröße zu beobachten.

Deluviale Sedimente sind an den steilen Hängen des Thayatales häufig entwickelt, wie z.B. nördlich des Kirchenwaldes, bei Devět mlýnů (Neun Mühlen), Ledové sluje

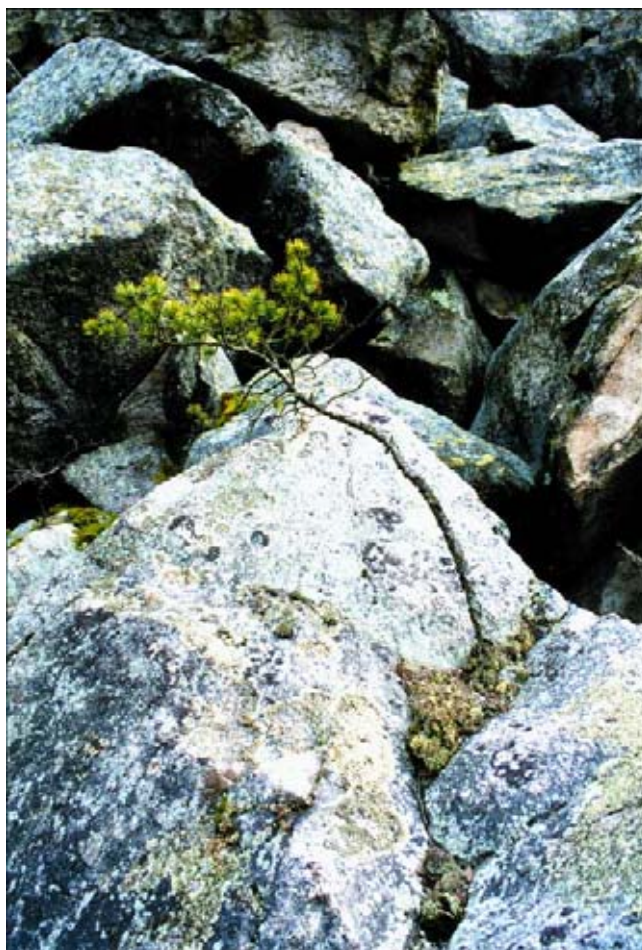


Abb. 78.
Auf den kargen Blockfeldern im Thayatal genügt manchmal nur ein wenig angewehrte Erde in Ritzen und Spalten um neues Leben entstehen zu lassen.

(Eisleiten) oder auf dem flachen Gleithang von Široké pole nordwestlich von Hardegg. Auf der rechten Seite der Thaya findet man größere Flächen derartiger Sedimente im Krotengraben östlich des Schwalbenfelsens, am Umlauf oder um die Kirchenwaldwiese. Am Nordhang von Býčí hora (Stierwiesberg) und im Žlebský potok nördlich von Kozí hřbet (nördlich der Steinernen Wand) trugen auch lokale Rutschungen zur Bildung bei.

Aus den deluvialen Ablagerungen beim Zollhaus in Hardegg stammen oberpleistozäne Reste eines Wollhaarnashorns (*Coelodonta antiquitatis*). Bei den Resten handelt es sich um einen oberen Backenzahn, eine linke Speiche, ein Schafffragment einer rechten Speiche, ein linkes Beckenfragment und ein unteres Scheinbein (mündl. Mitteilung F. A. FLADERER, Institut für Paläontologie, Universität Wien), die im Nationalparkhaus in Hardegg ausgestellt sind.

Daneben gibt es aber im Thayatal, besonders an den Gleithängen, an Einmündungen von Bächen und Gräben oder am Fuß von Blockfeldern und Blockströmen eine Vielzahl kleinräumiger deluvialer Ablagerungen. Sie bestehen aus lehmigen Sanden und Silten mit Bruchstücken kristalliner Gesteine und bildeten sich vor allem am Ende der letzten Kaltzeit.

Schutt (Kristallinschutt, Blockschutt) (9) tritt vor allem im Thayatal in Schutt- und Blockfeldern sowie Blockströmen unterhalb von steilen Felswänden und Felstürmen auf. Diese bildeten sich vor allem im Pleistozän durch die Frostverwitterung und Frostsprengung, aber auch durch Felsstürze aufgrund von Felsentlastung und die damit verbundene gravitative Zerlegung. Im Holozän wurden die Schutt- und Blockfelder weiter durch gravitative Prozesse

Leben auf Blockfeldern

CHRISTIAN ÜBL

Die Blockfelder des Thayatales zeigen eine bemerkenswerte Ausstattung an Mollusken. Hier kommen zahlreiche Arten vor, die typisch sind für trockene, felsige Standorte: Dreizählige Puppenschnecke (*Pupilla triplicata*), Kleine Achatschnecke (*Cochlicopa lubricella*), Linksgewundene Windelschnecke (*Vertigo pusilla*), Zylinderwindelschnecke (*Truncatellina cylindrica*), Helle Zylinderwindelschnecke (*Truncatellina clausalis* – eine südliche, stark wärmeliebende Art, deren nächste Fundstellen in den Pollauer Bergen und im Mährischen Karst liegen), Gemeine Schließmundschnecke (*Alinda biplicata bohemica* – typisch für Felssteppen in den Tälern der Böhmisches Masse) und Zahnlose Schließmundschnecke (*Balea perversa*).

Das Bemerkenswerte an der Artenzusammensetzung ist das Vorkommen der Schmalen Windelschnecke (*Vertigo angustior*). Diese ist normalerweise auf dauerhaft nassen Wiesen und Kalksümpfen beheimatet. Der Fund aus dem Thayatal stammt jedoch von der Streubedeckung einer zum Teil beschatteten Granitblockhalde bei Býčí skála.

Das Auftreten dieser Art ist bezeichnend für die Blockfelder. Vielen Blockfeldern fehlt der Bewuchs, an der Gesteinsoberfläche der Blöcke treten sehr hohe Temperaturen auf. Zwischen den Gesteinen ist es jedoch schattig und kühl. Hier sammelt sich auch die vom Wind eingewehte Laubstreu, z. B. der Linde, die ein nährstoffreiches Substrat bildet. An manchen Stellen treten Kaltluftströme aus dem Fels; hier kondensiert die warme Luft und sorgt für ausreichend Feuchtigkeit.

Im Lauf der Zeit sind viele der Blockfelder vom Rand her zugewachsen. Sie tragen nun eine Schuttwald-Vegetation mit Bergahorn, Spitzahorn, Hainbuche, Rotbuche, Linde und Bergulme. Hier kommt zum Beispiel die Flache Glanzschnecke (*Oxychilus depressus*) vor, eine typische Art der feuchten Wälder mit viel Geröll und Felsen.



Abb. 79.
Nur langsam wird das Blockfeld im Thaya-Granit beim Kirchenwald vom Rand her von der Vegetation erobert.

gestaltet. Sie treten bevorzugt im Bereich des primär schon stark geklüfteten und blockig zerfallenden Thaya-Granites und des Bittescher Gneises auf. Untergeordnet bilden auch die Quarzite des Weitersfelder Stängelgneises und der intermediäre Orthogneis im Bereich des Umlaufberges derartige Schutt- und Blockfelder. Diese bestehen daher ausschließlich aus den darüber anstehenden kristallinen Gesteinen. Blockfelder sind meist sehr matrixarm und daher durch die Drainagewirkung und den durch fallende Luftströmungen in den Blockzwischenräumen bedingten „Eiskeller-Effekt“ wenig mit Gehölz bewachsen (Abb. 78). Stärker bewachsen sind dagegen die Schuttfelder und Blockströme, die einen höheren Anteil an feinkörniger, lehmig-sandiger Matrix besitzen und daher ein besseres Substrat für Pflanzen bilden. Oft ist ein fließender Übergang von Blockfeldern zu Blockströmen zu beobachten.

Die größten Blockfelder befinden sich auf österreichischer Seite unterhalb des Kirchenwaldes (Abb. 79), in Tschechien sind es die Blockfelder Výří skály und Nad papírnou, östlich des Šobes (Schobes) (vgl. BRZÁK, 2000) (vgl. **Exkursionspunkt 6**).

Eine Sonderform von Blockfeldern sind jene im Bereich von Ledové sluje (Eisleiten) südöstlich von Vranov nad Dyjí (Frain). Dort entstanden durch Felsentlastung und Massenbewegungen Spalten und Klufthöhlen, die zum Teil mit grobem, verstürztem Blockwerk gefüllt sind (vgl. DEMEK & KOPECKÝ, 1996).

In späterer Zeit wurden die Schutt- und Blockfelder und die Blockströme in manchen Bereichen in ihren unteren

Teilen von der Thaya wieder erodiert. Dies ist besonders deutlich z.B. bei den beiden Blockfeldern im Kirchenwald durch einen Gefälleknick im Bereich des Hangfußes und die Anhäufung großer Gesteinsblöcke in der Thaya flussabwärts zu erkennen.

Seitenbäche und Gräben münden in das Thayatal oft mit **Schwemmfächern (8)**, die jedoch durch die Enge des Tales meist klein sind. Die meisten Schwemmfächer sind sehr jung und stammen aus dem Holozän. Sie bestehen aus groben, z.T. kantigen Kristallinblöcken, Kristallinbruchstücken und Schottern in sandiger bis lehmiger Matrix. Seltener gibt es auch ältere Schwemmfächer, die an ihrer Front bereits wieder von der Thaya erodiert wurden und jetzt von den einmündenden Bächen durchschnitten werden. Solche Schwemmfächer befinden sich z.B. rund 200 m westlich der Einmündung des Kajabachtales oder an der Mündung des Ochsengrabens. Ein etwas größerer Schwemmfächer, noch dazu mit einem sehr kleinen Einzugsgebiet, befindet sich auf dem flachen Gleithang von Široké pole nordwestlich von Hardegg. Dieser liegt aber in erhöhter Position auf einem flachen, nach Süden schauenden Hang mit deluvialen Ablagerungen, wo er von der Thaya nicht erodiert werden konnte.

Auf der Hochfläche sind Schwemmfächer bei der Einmündung kleinerer Gräben in die Haupttäler weit seltener. Zu erwähnen ist ein Schwemmfächer östlich Pleißing, der von Süden in das Seitental des Pleißingbaches mündet. Dieser etwas größere Schwemmfächer besteht aus umgelagerten Sanden der oberhalb anstehenden Burgschleinitz-

Formation, aber auch aus Quarzitschutt der Brennholz-Formation.

Rutschmassen und Rutschungen (7) sind im Bereich des Thaya-tales und dessen Umgebung äußerst selten. Eine kleine, sehr junge Rutschung in deluvialen Sedimenten befindet sich an der Nordostseite des Umlaufberges. Südlich von Hofern, am Nordhang des Hofinger Berges tritt am Anfang eines Grabens eine kleine Rutschung mit Abrissnischen auf, die jedoch nicht in der Karte eingezeichnet ist.

Wie bereits bei den deluvialen Ablagerungen erwähnt, waren Rutschungen und Gleitungen an der Bildung dieser Sedimente häufig beteiligt. Deutlich sichtbare Rutschstrukturen sind jedoch nur am Nordhang von Býčí hora (Stierwiesberg) und im Žlebský potok nördlich von Kozí hřbet (nördlich der Steinernen Wand) in diesen Sedimenten zu erkennen. Besonders zu erwähnen sind die außergewöhnlichen Klufthöhlen im Bereich von Ledové sluje (Eisleiten), an deren Bildung neben Felsentlastung auch Blockgleitungen und andere Massenbewegungen beteiligt waren.

Bedingt durch die weiträumige Drainagierung feuchter Wiesen in den letzten Jahrzehnten ist die Anzahl von **Vernässungen und Anmooren (6)** drastisch reduziert worden. Großflächig ausgebildete Vernässungen sind daher fast nur mehr auf der Hochfläche in Waldgebieten zu finden. Dabei ist zu beobachten, dass vor allem im Bereich des Thaya-Granites, untergeordnet auch in dem des Bittescher Gneises, Vernässungen und Anmoore deutlich häufiger auftreten als in anderen Gesteinseinheiten. Zu erwähnen sind z.B. der Gemeindewald südlich von Oberfladnitz, die Umgebung von Untermixnitz, große Vernässungen westlich des Hetzhauses nördlich Niederfladnitz und am Neuhäusweg nordwestlich von Schloss Karlslust oder die Seewiese südlich des Kirchenwaldes.

Eine Besonderheit ist die Flur „See“ im Fugnitztal (Abb. 80), wo in einem verlassenen Mäander noch immer stark vernässte Flächen, in einem Bereich sogar eine offene Wasserfläche („See“) mit einem ausgedehnten Seggenbestand auftreten. Im Nahbereich der Wasserfläche ist dort ein Eschen-Birken Bruchwald entwickelt.

Vor allem im Thaya-tal und auch im Fugnitztal sind im Bereich der Talaue morphologisch mehrere Stufen entwickelt, die die Abtragung und Eintiefung der Thaya im Laufe des Holozäns widerspiegeln. Diese **Höheren Fluren der fluviatilen Ablagerungen (3, 4, 5)** der Thaya und deren Nebenflüsse bestehen hauptsächlich aus sandigem Kies und z.T. lehmig-siltigem Sand. Meist sind 2–3 Stufen entwickelt, selten ist eine 4. Stufe zu erkennen (vgl. auch HAVLIČEK 2002, 2003).

Die **höhere Flur mit der Oberkante 5–7 m über dem Flussni-**



Abb. 80.
Im Fugnitztal blieb in der Flur „See“ in einem verlassenen Mäander des Flusses eine offene Wasserfläche erhalten. Im Nahbereich wächst hier neben einigen Seggen auch das seltene Sumpf-Reitgras (*Calamagrostis canescens*).

veau (5) ist nur bei der Oberen Bärenmühle (Einsiedler), am Umlauf und im Fugnitztal als 4. Stufe ausgebildet.

Die 3. Stufe ist die **höhere Flur mit der Oberkante 3–4 m über dem Flussniveau (4)**. In diesem Niveau liegen z.T. noch heute genutzte Wiesen und auf der tschechischen Seite stehen auf diesem Niveau die in der Zwischenkriegszeit gebauten Bunkeranlagen. Dies zeigt, dass auch bereits vor dem Bau der Staumauer von Vranov nad Dyjí (Frain) nur selten Hochwässer dieses Niveau erreichten. Akkumulation und Resedimentation der fluviatilen sandigen Schotter und Sande begannen hier vermutlich im Spätglazial (Spätwürm) und setzten sich bis ins Holozän fort. Für dieses Niveau sind in großen Mäandern (z.B. Kirchenwald, Gebhardwiese), an der hangwärtigen Seite der Gleit-hänge flache, ungefähr 1 m tiefe Tälchen (Dellen) charakteristisch, die wahrscheinlich als Abflussrinnen bei periodischen Hochwässern dienten (Abb. 82).

Die **höhere Flur mit der Oberkante 2–3 m über dem Flussniveau (3)** als 2. Stufe ist relativ häufig an den Gleit-hängen der Mäander entwickelt, bildet aber manchmal nur



Abb. 81.
Nördlich der Einmündung des Ochsengrabens in das Thaya-tal, östlich von Hardegg, ist in den fluviatilen, holozänen Ablagerungen eine morphologisch markante Erosionsstufe ausgebildet.

einen schmalen Saum entlang der Thaya (Abb. 81). Am breitesten ist dieses Niveau im Fugnitztal, am Langen Grund östlich des Schwalbenfelsens, in Hardegg, bei der Oberen Bärenmühle und im Bereich vom Umlauf und Ostroh (Stallfirst).

Die tiefste, rezente Stufe liegt nur ca. 0,5–1 m, selten bis 2 m über dem Niveau des heutigen Normalwasserspiegels (Abb. 83) und bildet meist nur einen ganz schmalen Saum entlang des Flusses. Sie wurde auf der Karte den rezenten, fluviatilen und deluvio-fluviatilen Ablagerungen (2) hinzugefügt.

Die rezenten, fluviatilen und deluvio-fluviatilen Ablagerungen (2) 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 und 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.

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 oberhalb der Thaya haben die zahlreichen Bäche und Gräben ihren Ausgang in flachen, manchmal vernässten Dellen. In diesen Bereichen findet man häufig sandige Lehme bis lehmige Sande, die einerseits durch Abspülung, andererseits durch fluviatile Aktivitäten hierher gelangten.

Anthropogene Ablagerungen (1) sind im unmittelbaren Bereich der Nationalparks sehr selten. Zu erwähnen sind lediglich die alten Muschelhalde der Perlmutterdrechse in Hardegg und Merkersdorf. Außerhalb der Nationalparks treten anthropogene Ablagerungen als Anschüttungen, Halden, Dämme und Deponien meist in kleinen Bereichen auf.

Die größten anthropogen veränderten Flächen befinden sich im Stadtgebiet von Znojmo (Znaim). In Retz sind

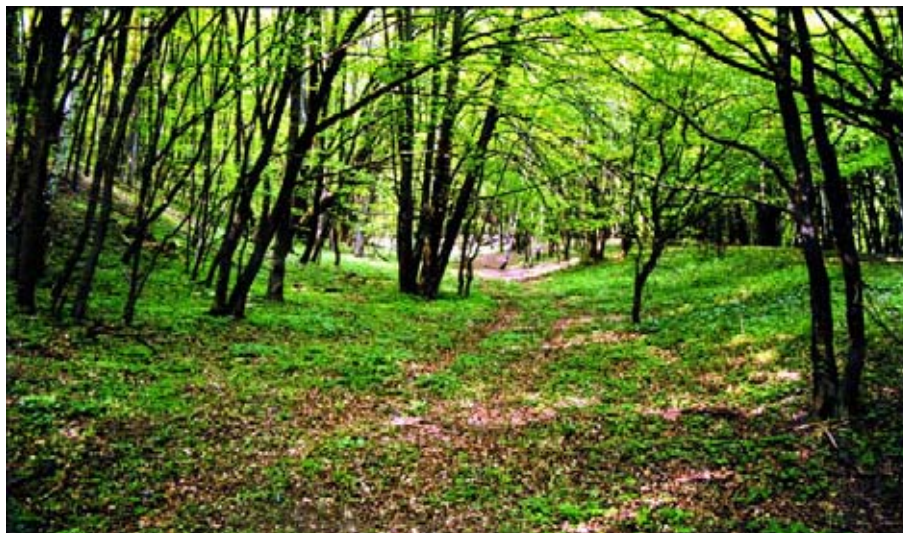


Abb. 82. Die flache Delle an der hangwärtigen Seite des Gleithanges am großen Mäander an der Kirchenwaldwiese diente vermutlich als Abflussrinne bei periodischen Hochwässern.



Abb. 83. Auf der tiefsten morphologischen Stufe beim Einsiedler hinterließ das August-Hochwasser 2002 großflächig Ablagerungen von Sanden, Kiesen und Kristallinblockwerk.

anthropogene Ablagerungen im Bereich des Bahnhofsareals und am äußeren Wall, der aus dem Aushub der großen Weinkeller aufgeschüttet wurde, zu finden. Weitere kleinere Anschüttungen sind vor allem Dämme von Eisenbahnen und Straßen, aber auch Dämme alter, aufgelassener Teiche, wie z.B. im Raum Niederfladnitz oder im Fugnitztal südlich von Heufurth.

Größere Bergbauhalden sind in den aufgelassenen Kaolinbergbauen von Niederfladnitz und Mallersbach zu finden. Deponien von Bauschutt und kommunalem Müll wurden hauptsächlich im Bereich alter, aufgelassener Ziegelöfen, wie z.B. in jenen bei Prutzendorf, Waschbach, Retz, Obermarkersdorf und Šatov (Schattau) oder in aufgelassenen Steinbrüchen und Sandgruben, wie bei Weitersfeld, Obermixnitz oder Niederfladnitz angelegt.

Eine reiche Pflanzenwelt – Abbild der Geologie

Thomas WRBKA

Zwischen dem geologischen Aufbau und der natürlichen Pflanzendecke des Nationalpark-Gebietes besteht ein äußerst enger, sachlicher Zusammenhang, der sich vor allem in der räumlichen Verteilung der Pflanzenarten und der von ihnen aufgebauten Lebensgemeinschaften widerspiegelt. Darüber hinaus existiert gerade im Granit- und Gneishochland Österreichs auch ein unmittelbarer Bezug zur Landnutzung und der damit verknüpften aktuellen, vom Menschen stark beeinflussten realen Vegetation, der es ebenfalls wert ist, im Rahmen einer erdwissenschaftlichen Publikation kurz beleuchtet zu werden (WRBKA, 1994).

Grundsätzlich kann man direkte und indirekte Einflüsse des Gesteinsuntergrundes auf die Pflanzendecke einer Landschaft unterscheiden, die allerdings von anderen ökologischen Faktoren, wie Klima, Einwanderungsgeschichte, etc. überlagert werden können. Direkten Einfluss üben die Gesteine vor allem durch ihren unterschiedlichen Chemismus (pH-Wert, Ionenzusammensetzung, usw.) auf die Bodenvegetation aus. Beispiel hierfür wäre der klar erkennbare Unterschied im ökologischen Verhalten zwischen jenen Pflanzenarten die karbonatreiche, eher alkalische Substrate bevorzugen – die so genannte „Kalkflora“, und solchen, die an bodensauren, karbonatfreien Standorten vorkommen – die „kalkfliehende“ oder „säureliebende“ Flora. Als Beispiel für die erste Gruppe wäre etwa das im Nationalpark auf steileren Hängen und Felsklippen aus Kalksilikat vorkommende Blaugras (*Sesleria albicans*) zu nennen. Zu den bekannten Säurezeigern zählt hingegen die Besenheide (*Calluna vulgaris*), welche im Thayatal vorwiegend im östlichsten Abschnitt auf Granituntergrund gedeiht (Abb. 84).

Die Geologie wird hier direkt – sozusagen „physiologisch“ wirksam, fordert sie doch von den Pflanzenarten eine unmittelbare Anpassung an die chemischen Verhältnisse des Untergrundes, sei es durch spezielle Mechanismen der Nährstoffaufnahme, sei es durch das Vermeiden und Ausscheiden schädlicher Substanzen (z.B. Schwermetalle), die aus der Gesteinsverwitterung in die Bodenlösung gelangen können. Solche direkten Wirkungen sind dort am größten, wo Pflanzen unmittelbar am Ausgangstein als Substrat wachsen müssen, an Standorten also, an denen es aufgrund der Steilheit, der Trockenheit oder auch der extremen Ionenzusammensetzung nicht zu einer tiefer reichenden Bodenbildung gekommen ist. Im Nationalpark sind es vor allem die Felsköpfe und -klippen sowie die Grobblockhalden auf denen die Vegetation in direkten Kontakt mit dem Gesteinsuntergrund gerät und entsprechend der jeweiligen chemischen Zusammensetzung deutliche Unterschiede in der Artenzusammensetzung erkennen lässt. Der bekannte Einsiedlerfelsen zeigt beispielsweise eine reichhaltige Kalkflora, während die Blockströme der „Steinernen Wand“ und des „Kirchenwaldes“ im östlichen Granitgebiet des Nationalparks Thayatal von säureliebenden Pflanzenarten besiedelt werden.

Aber auch an Wuchsorten mit Verwitterungsdecken und deutlich fortgeschrittener Bodenbildung kann sich der geologische Untergrund durch seine unterschiedlichen chemischen und physikalischen Eigenschaften noch bemerkbar machen. Im Nationalpark Thayatal kommen beispielsweise Ranker als seicht- bis mittelgründige Bodentypen auf Gneisen und Graniten vor, die Rendsina-Böden bilden das ent-



Abb. 84.
Die Besenheide (*Calluna vulgaris*) wächst im Thayatal vor allem auf den sauren, granitischen Gesteinen.



Abb. 85.
Der Diptam (*Dictamnus albus*) bevorzugt eher kalkigen Untergrund und ist daher im Thayatal vor allem auf Marmorzügen zu finden.

sprechende Gegenstück auf den Kalksilikaten und Marmoren. Selbst in den tiefer gründigen Braunerden kann sich der unterschiedliche pH-Wert der Ausgangsgesteine und ihrer Verwitterungsprodukte insofern auswirken, als in der Artenzusammensetzung der Waldvegetation so genannte Zeigerpflanzen für bodensaure bzw. bodenbasische Verhältnisse in Erscheinung treten. So kann man auf den Plateaulagen des Nationalparkgebietes, das von Bittescher Gneis unterlagert wird, häufig die als Säurezeiger bekannte Weißliche Hainsimse (*Luzula luzuloides*) im Unterwuchs der Rotbuchenwälder antreffen, während in der Umgebung von Hardegg in Hangwäldern auf Marmor und Kalksilikat die basenliebende Weiß-Segge (*Carex alba*) nicht selten ist.

Der indirekte Einfluss der Geologie auf die Pflanzendecke ist an zwei Phänomenen ablesbar: dem Relief oder Geländeform einerseits und der vorherrschenden Landnutzung andererseits. Beide scheinen auf den ersten Blick nicht unmittelbar mit der Geologie zu tun zu haben, bei näherer Betrachtung wird jedoch offenkundig, dass die unterschiedliche lithologische Wertigkeit (Härte, Verwitterungsanfälligkeit, Auflagerung von Deckschichten) der Gesteine die gemeinsame Ursache ist. Sowohl im engeren Nationalparkgebiet, also dem von Talmändern gebildeten tief eingeschnittenen Engtal, als auch in der umgebenden Hochfläche lässt sich dieser indirekte Zusammenhang aus der räumlichen Verteilung von Vegetationstypen und Landnutzung gut beobachten: die naturnahe Waldlandschaft des Thayatales deckt sich weitgehend mit den felsunterlagerten Steilhängen, das von Lockersedimenten (miozäne und pleistozäne Deckschichten) bedeckte Plateau hingegen bot durch flachwelliges Relief und fruchtbare Böden günstige Voraussetzungen für die Landwirtschaft, noch im Frühmittelalter hier vorherrschende Wälder wurde daher weitgehend gerodet

und durch Kulturland und vom Menschen abhängige Pflanzengesellschaften (Äcker, Wiesen, usw.) ersetzt.

Die Reliefenergie als Ausdruck der unterschiedlichen Verwitterungsfähigkeit der Muttergesteine findet ihren ökologischen Niederschlag im Wasserhaushalt der Standorte. Die im Thayatal diesbezüglich zu beobachtenden Unterschiede können als durchaus extrem bezeichnet werden, da zu den angesprochenen lithologischen Faktoren noch die enormen Expositionsunterschiede hinzutreten. Felsköpfe und -klippen, aber auch die zahlreichen steilen Oberhänge in Süd- bis Westexposition sind hier besonders hervorzuheben, da es auf solchen Standorten aufgrund der Seichtgründigkeit und Trockenheit im Postglazial zu keiner Waldentwicklung kommen konnte. Stattdessen finden sich die besonders artenreichen Pflanzengesellschaften der Trockenrasen in zahlreichen Ausbildungen, welche wiederum in ihrer Artenzusammensetzung den pH-Wert der jeweiligen Gesteine und ihrer Verwitterungsprodukte widerspiegeln. Besonders erwähnenswerte Beispiele solcher Primärsteppen wären etwa die Federgras-Felssteppe (*Inula oculus christi* – *Stipetum pulcherrimae*) auf basischen und die Erdseggen-Besenheide Gesellschaft (*Carici humilis* – *Calunetum*) auf bodensauren Standorten (WRBKA et al., 2001).

Im engeren Nationalparkbereich, der wegen der Steilheit des Geländes und der damit verknüpften schlechten Zugänglichkeit eine relativ geringe Beeinflussung durch land- und forstwirtschaftliche Nutzung zeigt, sind großflächig naturnahe Vegetationstypen erhalten, die einen besonders engen Konnex zu den geoökologischen Standortfaktoren aufweisen. Wie bereits erörtert, fällt hier insbesondere der Unterschied zwischen karbonatreichen und -armen Standorten auf, als dritter geologisch prädestinierter Standortkomplex sind die verschiedenen Lockersedimenten zu nennen. Die enge Bindung zwischen Vegetation und Geologie zeigt sich dabei sowohl in den Waldgesellschaften als auch in den Vegetationstypen der waldfreien Standorte.

Als ausgesprochen **basiphile Waldtypen** wären nach CHYTRÝ & VICHEREK (1995) zu nennen:

- Orchideen-Rotbuchenwald (*Cephalanthero* – *Fagetum*)
- Himmelschlüsselreicher Pannonischer Eichen-Hainbuchenwald (*Melampyro nemorosi* – *Carpinetum primuletosum veris*)
- Hartriegel-Eichenwald (*Corno* – *Quercetum*)
- Blaugras-Linden-Rotföhrenwald (*Sesleria varia* – *Tilia cordata* Gesellschaft).

Wälder, die diesen Typen zugeordnet werden können, finden sich nahezu ausschließlich im Raum Hardegg – Fugnitztal – Hohe Sulz, in jenem Teil des Nationalparks also, der geologisch von Kalksilikatgesteinen charakterisiert wird.

Unter den betont **azidophilen Waldgesellschaften** sind besonders erwähnenswert:

- Hainsimsen-Rotbuchenwald (*Luzulo nemorosi* – *Fagetum*)
- Tannenreicher Pannonischer Eichen-Hainbuchenwald (*Melampyro nemorosi* – *Carpinetum abietetosum*)
- Hainsimsenreicher Pannonischer Eichen-Hainbuchenwald (*Melampyro nemorosi* – *Carpinetum luzuletosum*)
- Hainsimsen-Traubeneichenwald (*Luzulo albidae* – *Quercetum petraeae*)
- Seidenginster-Traubeneichenwald (*Genisto pilosae* – *Quercetum petraeae*)
- Felsenkresse-Rotföhrenwald (*Cardaminopsis petraeae* – *Pinetum sylvestris*).

Wälder der letztgenannten Typen finden sich einerseits in Plateau- und Hanglagen im Bereich der Bittesch-Einheit. Ein zweiter Verbreitungsschwerpunkt ist der Raum Umlaufberg und Kirchenwald-Schoberberg mit Standorten, an denen Orthogneis und Granite zutage treten oder zumindest das Ausgangsmaterial einer unvollständigen Bodenentwicklung bilden.

Exkursionspunkte

Exkursionspunkt ① Vranov nad Dyjí (Frain) – Staumauer

Das Profil an der Thaya unterhalb der Staumauer von Vranov nad Dyjí (Frain) gibt Einblick in die Gesteine der Vranov-Gruppe, die in Österreich der Drosendorf-Einheit zugerechnet wird.



Abb. 86. Das barocke Schloss von Vranov nad Dyjí (Frain) erhebt sich über der Thaya auf einem 76 m hohen Felsen aus Bittescher Gneis.

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 (vgl. BATIK, 1992b). Im Bereich eines Marmorzuges wurde eine Bleivererzung in einem kleinen Bergbau beschürft.

Die oberhalb liegende, 296 m lange Staumauer von Vranov nad Dyjí (Frain) wurde 1930–1934 gebaut. In dem dahinter liegenden Staubecken werden mehr als 132 Millionen m³ Wasser für die Stromerzeugung gestaut. Das als Schwellkraftwerk betriebene Kraftwerk verursacht in der Thaya zweimal täglich eine Flutwelle, wodurch der Wasserspiegel um ca. einen halben Meter kurzfristig ansteigt. Die in diesen Phasen enorm zunehmende Strömungsgeschwindigkeit wirkt sich nicht nur katastrophal auf die Fischfauna aus, sondern reduziert auch die Wassertemperatur und erhöht die Sohlerosion enorm.

Das auf einem 76 m hohen Felsen oberhalb von Vranov nad Dyjí (Frain) thronende Schloss (Abb. 86) wurde nach einem Brand von J. B. FISCHER VON ERLACH 1688–1695 zu einem monumentalen barocken Herrnsitz 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.

Exkursionspunkt ② Hamry (Hammer)

In dieser Felswand am linken Ufer der Thaya, an der Straße zu den Häusern von Hamry (Hammer), ist der handgendste Teil des Bittescher Gneises aufgeschlossen. Dieser oberste Abschnitt des Bittescher Gneises ist in vielen Bereichen immer wieder durch Einschaltungen von Amphibolit und Paragneis gekennzeichnet. Dieser Aufschluss zeigt einen intensiven Wechsel des Bittescher Orthogneises mit Lagen von Biotit-amphibolit und vereinzelt auch Biotit- oder Muskovit-Biotit-Paragneis (Abb. 87). Die Gesteinsfolge ist in diesem Aufschluss besonders intensiv gefaltet.

Die Falten haben Größen zwischen mehreren Zentimetern und 20–30 m und belegen deutliche eine Bewegung gegen Nordwest (vgl. BATIK, 1992b).



Abb. 87. Die Felswand nahe Hamry bei Vranov nad Dyjí (Frain) eröffnet den Blick auf intensiv gefalteten Bittescher Gneis mit Einschaltungen von Amphibolit und Paragneis.

Exkursionspunkt ③ Ledové sluje (Eisleiten)

Ein außergewöhnliches Naturphänomen sind die Klufthöhlen im Bereich von Ledové sluje (Eisleiten) südöstlich von Vranov nad Dyjí (Frain). Diese liegen am linken Ufer der Thaya, an der nordwestlichen Seite eines Kammes, der sich über dem Fluss erhebt. Dort entstanden vermutlich im Spätglazial (Oberpleistozän), im stark geklüfteten Bittescher Gneis Klufthöhlen, die entlang von vorgegebenen Störungszonen angeordnet sind.

Durch die Zerlegung der Gesteine entlang dieser Störungszonen, durch Felsentlastung aber auch Blockgleitungen und andere Mas-



Abb. 88.
In den Klufthöhlen von Ledové sluje (Eisleiten) wechseln enge Spalten und geweitete Räume mit verstürztem Blockwerk einander ab.

senbewegungen bildeten sich an diesem Hang mehrere hundert Meter lange und bis zu einige Zehnermeter in die Tiefe reichende Klüfte. Diese Klüfte wurden zum Teil mit

dem groben, von oben herabgestürzten Blockwerk verfüllt, wobei sich in der Tiefe komplizierte und weit reichende Höhlensysteme bildeten (Abb. 26, 27, 88).

Durch die besondere geomorphologische Situation und das geeignete Mikroklima an dem Nordwest-orientierten Hang kann sich nach kalten und nassen Wintern in den Höhlen und umgebenden Blockfeldern Grundeis halten, das bis in den Sommer hinein nicht abschmilzt. Hochstämmige, gerade wachsende Bäume zeugen von der inzwischen weitgehend erfolgten Stabilisierung des Hanges in der Gegenwart.

Oberhalb der Höhlen bildeten sich einzigartige Gesellschaften von Kälte und Schatten liebenden Pflanzen und Tieren. Die Höhlen von Ledové sluje (Eisleiten) sind Lebensraum und Schlafplatz von zahlreichen Fledermausarten.

Der Hang und seine Höhlensysteme sind daher aus Naturschutz- und Sicherheitsgründen für die Öffentlichkeit nicht zugänglich.

Am Talboden, unterhalb von Ledové sluje (Eisleiten), entstand an dem Prallhang im Bittescher Gneis, wahrscheinlich durch die seitliche Erosion, ein kleiner Umlaufberg mit einem durchbrochenen Mäander.

Fledermäuse – Nachtaktive Höhlenbewohner

CHRISTIAN ÜBL

Im grenzüberschreitenden Nationalpark Thayatal-Podyji wurden bisher 19 der 25 in Österreich bekannten Fledermausarten festgestellt. Die Anzahl der Arten ist außerordentlich hoch, allerdings ist hier die Lebensraumqualität auch besonders gut. Der Fluss, die Ufersäume, die Wiesen und die Trockenstandorte mit den zahlreichen Insekten bilden eine ausgezeichnete Basis für die Ernährung. Die zahlreichen Höhlen, hohle Baumstämme, Burgen und alte Häuser mit verlassenen Dachböden bieten ausreichend Unterschlupf.

Eine besonders hohe Bedeutung als natürliches Habitat für Fledermäuse bieten die tief in den Bittescher Gneis hinabreichenden Felsspalten im Bereich von Ledové sluje (Eisleiten). Die Umgebung von Ledové sluje (Eisleiten) ist aufgrund der Höhlen und des nahen Flusses mit dem begleitenden Ufersaum und den Wiesen außerordentlich attraktiv für Fledermäuse. Allein hier wurden bereits 16 Arten, zum Teil in einer enormen Individuendichte, bei Untersuchungen zwischen 1991 und 2002 festgestellt (REITER et al., 2003).

Folgende Arten sind hier vertreten:

Kleine Hufeisennase (*Rhinolophus hipposideros*), Kleine Bartfledermaus (*Myotis mystacinus*)*, Große Bartfledermaus (*Myotis brandtii*)*, Wimperfledermaus (*Myotis emarginatus*), Fransenfledermaus (*Myotis nettereri*), Bechsteinfledermaus (*Myotis bechsteinii*)*, Großes Mausohr (*Myotis myotis*)*, Wasserfledermaus (*Myotis daubentonii*)*, Zwergfledermaus (*Pipistrellus pipistrellus*), Kleinabendsegler (*Nyctalus leisleri*), Abendsegler (*Nyctalus noctula*), Nordfledermaus (*Eptesicus nilssonii*), Breitflügel-fledermaus (*Eptesicus serotinus*), Mopsfledermaus (*Barbastella barbastellus*)*, Braunes Langohr (*Plecotus auritus*)* und Graues Langohr (*Plecotus austriacus*)*.

Die mit einem Stern (*) gekennzeichneten Arten überwintern in den Höhlen. Voraussetzung dafür ist allerdings, dass die Temperaturen nicht unter 0°C sinken. Die tatsächlichen „Eishöhlen“ fallen also als Winterquartier aus. Für die Anlage von Wochenstuben (Brutkolonien der Weibchen im Sommer) sind die kalten Höhlen allerdings nicht geeignet. Die ungestörten Dachböden der alten Häuser, Burgen und Ruinen bieten viel angenehmere Temperaturen. Dementsprechend nutzen vorwiegend nur einige



Abb. 89.
Manche Fledermausarten, wie das Große Mausohr (*Myotis myotis*) überwintern in den Klufthöhlen von Ledové sluje (Eisleiten); als Wochenstube für die Jungtiere, wie im Bild oben, sind die kalten Höhlen allerdings ungeeignet.

Männchen der Wasserfledermaus, Großen Bartfledermaus, Mopsfledermaus, Graues Langohr und Breitflügel-fledermaus im Sommer die Höhlen als Quartier.

Eine große Bedeutung haben die Felsspalten als Schlafplätze für Fledermäuse am Durchzug. Im Rahmen der Untersuchungen konnte eine hohe Frequenz während der Migration im Frühling und Herbst festgestellt werden.

Zu erwähnen sind auch Kurzzeitbesuche in den Höhlen. Manche Fledermausarten legen mitten in der Nacht zwischen zwei Jagdperioden eine kurze Ruhepause ein.

Exkursionspunkt 4 Čížov

Der Aufschluss südöstlich von Čížov befindet sich im liegenden Abschnitt des Bittescher Gneises. In diesem Bereich treten ebenso wie in den hangendsten Anteilen des Fugnitzer Kalksilikatschiefers Wechsellagerungen von Bittescher Gneis mit Kalksilikatgesteinen und Marmoren auf. Dieser Zug streicht aus dem Bereich von Horní Břečkov (Oberfröschau) in Richtung Thayatal und setzt westlich des Maxplateaus gegen das Rosental fort.

In diesem Aufschluss ist ein migmatitisierter, seidig glänzender Biotitparagneis zu sehen. Dieser enthält mehrere verformte, Zentimeter-mächtige Lagen eines feinkörnigen, lamellierten Kalksilikatgneises und eine wurstartig abgequetschte Lage (Boudinage) eines hellen, Muskovit führenden, granitischen Augengneises. Ebenso sind in dem Aufschluss zusammen mit Marmor bestens erhaltene Fremdgesteinseinschlüsse (Xenolithe) zu sehen, die während der variszischen Gebirgsbildung bei der herzynischen Deformationsphase in dem Bittescher Gneis eingeschlossen wurden (vgl. BATÍK, 1992b).

Exkursionspunkt 5 Nový Hrádek (Neuhäusl)

Von der Burgruine Nový Hrádek (Neuhäusl) hat man einen einmaligen Blick in das tief eingeschnittene Tal der Thaya und den weit mäandrierenden Fluss mit dem Umlaufberg und dem Ostroh (Stallfirst). Dieses Landschaftsbild schafft den Eindruck dreier, die Burg umfließender Flüsse.

Die Burgruine liegt auf einem Felssporn (Abb. 90) aus feinkörnigen, muskovitisch-biotitischen Glimmerschiefeln und -gneisen. Diese Zweiglimmerschiefer sind besonders im Burggraben und in einigen in den Felsen geschlagenen Kellern im neuen Teil der Burg zu sehen. Sie enthalten vereinzelt Granat und Staurolith. Die spätere, rückschreitende, dynamische Metamorphose führte zur teilweisen Rekristallisierung von Quarz und Muskovit und einer fast völligen Chloritisierung des Biotits.

In den Glimmerschiefeln treten sehr häufig feinkörniger Magnetit und Ilmenit auf, die die Ursache für eine weiträumige magnetische Anomalie in diesen Gesteinen sind. Nach LIBOWITZKI (1989, 1990) sind diese Erzminerale in den ehemaligen Sedimenten primär sedimentär angereichert. BATÍK (1992b) erklärt die Magnetitbildung durch die rückschreitende dynamische Metamorphose während der variszischen Gebirgsbildung, bei der gelöstes Eisen zu Magnetit kristallisierte.

Die Burg ließ 1358 Markgraf Jan Jindřich (Johann Heinrich), Bruder von Kaiser KARL IV, erbauen. Sie wurde 1645 von den Schweden erobert und später zu einem Jagdschloss des Adels umgestaltet. Sie besteht aus einem älteren Bau mit einem ovalen Doppelring von Wehrmauern und der so genannten Vorburg, die ab dem 15. Jh. schrittweise aus einer ursprünglich vorgeschobenen Befestigung entstand.

Auf dem Burghof wachsen herrliche Exemplare einer stark bedrohten Wollkrautart, die Keller dienen Fledermäusen als Unterschlupf. Auf den Burgmauern gedeiht das seltene Felsen-Steinkraut. Unter der Burgruine sind Überreste mittelalterlicher Weingarten-Terrassen mit geschützten Pflanzenarten erhalten.



Abb. 90.
Von der Ruine Nový Hrádek (Neuhäusl) blickt man auf den, in weiten Mäandern um Ostroh und Umlauf sich windenden Fluss.

Exkursionspunkt 6 Devět mlýnů (Neun Mühlen)

Das stark gewundene und mäandrierende Flusstal der Thaya entstand durch die Eintiefung bei gleichzeitiger Hebung des Gebietes. Die Mäander bildeten sich ursprünglich, wahrscheinlich im Pliozän, als so genannte freie Flussmäander in den miozänen, weichen Meeresablagerungen auf der verebneten Hochfläche. In der Folge schnitten sich diese durch die rasche Heraushebung des kristallinen Untergrundes zuerst weiter in die Sedimentdecke, später allmählich in die kristalline Basis ein, wobei der Grundriss des Wasserlaufes erhalten blieb. Diese antezedente Talvertiefung führte besonders in den Warmzeiten des Pleistozäns zu einer intensiven Tiefenerosion.



Abb. 91. Östlich des Šobes (Schobes) liegen unterhalb von steilen Felswänden im Thaya-Granit die Blockfelder von Vých skály und Nad papírnu.

Der Verlauf des Flusses scheint oftmals den Richtungen der Hauptstörungen zu folgen, die ungefähr in Richtung Nordwest, Nord und Nordost verlaufen. Die Talmorphologie ist dagegen stark von der unterschiedlichen Beschaffenheit der Gesteine wie Härte oder Streichrichtung abhängig.

Bei Devět mlýnů (Neun Mühlen) ist das Tal bis zu 140 m in den Thaya-Granit eingetieft und umschließt fast vollkommen den flach gegen Süden einfallenden Šobes (Schobes). Bereits im Mittelalter wurde dieser Standort für den Weinbau genutzt. Der Wein war seiner Qualität wegen berühmt und wurde besonders im 19. Jahrhundert an den Kaiserhof und bedeutende Wiener Restaurants geliefert. Heute wachsen hier wieder auf etwa 11 ha Weinreben, deren Weine Besucher in den Sommermonaten direkt in den Weingärten verkosten können.

Nordwestlich vom Šobes (Schobes), bei der Flur Lipina (Exkursionspunkt 6 auf der Karte), bildete die Thaya in früherer Zeit einen engen Mäanderbogen. Dieser wurde später abgeschnürt und durchbrochen und bildet heute einen besonders eindrucksvollen, isolierten Umlaufberg mit einem verlassenen Talmäander.

Östlich des Šobes (Schobes) haben sich am rechten Flussufer zwischen Devět mlýnů (Neun Mühlen) und Býčí skála (Stierfelsen) mächtige Blockfelder (Vých skály und Nad papírnu) gebildet (Abb. 91)

In diesem Abschnitt des Thayatales standen einst 9 Mühlen. Erste schriftliche Berichte über die Mühlen an diesem Ort stammen aus dem Jahre 1497. Historisch sind 6 Mühlen belegt. Weitere 3 Mühlen lagen flussabwärts und wurden offensichtlich bei einem Hochwasser bereits im 16. Jh. zerstört. Die meisten anderen Mühlen, wie z.B. die große Grubermühle (Gruberův mlýn), wurden erst nach dem 2. Weltkrieg beim Bau des Grenzzaunes ausgesiedelt und geschliffen.

Exkursionspunkt 7 Mašovice (Großmaispitz)

In einem Steinbruch am Ostrand von Mašovice (Großmaispitz) wird ein stark geschieferter, biotitreicher Thaya-Granit abgebaut. Mit radiometrischen Altersdaten zwischen 550 und 600 Millionen Jahren gehört dieser Granit zu den ältesten Gesteinen der Böhmisches Masse. Im

Mittelteil des Steinbruchs sind parallel zur Nordost-Südwest streichenden Schieferung mehrere aplitisch-pegmatitische Gänge im Granit eingelagert.

Der Abbau erfolgt in diesem Steinbruch nur im Westteil, da der Granit im östlichen Teil vollkommen kaolinitisiert ist.

Exkursionspunkt 8 Sealsfieldův kámen (Sealsfieldstein)

Sealsfieldův kámen (Sealsfieldstein) liegt westlich von Konice (Deutsch-Konitz) oberhalb des tief eingeschnittenen Thayatales, von wo man einen einmaligen Ausblick in die Tiefe hat (Abb. 92). Auf einer Felszunge unterhalb des Aussichtspunktes befindet sich ein Wärme liebender Eichenbestand mit seltenen Pflanzen und Tierarten.

Dieser Platz war ein beliebter Aufenthaltsort des in Popice geborenen Schriftstellers Carl Anton POSTL, der in die USA ausgewanderte und später unter dem englischen Pseudonym Charles SEALSFIELD berühmt wurde. Ein Titel, der besonderes Aufsehen und das sofortige Vertriebsverbot in den Ländern Österreich und Deutschland nach sich zog, war die im Jahre 1828 erschienene Auseinandersetzung mit dem metternichschen System „Austria as it is“.

Exkursionspunkt 9 Reginafelsen und Maxplateau

Zum Reginafelsen und Maxplateau führt der Hardegger Rundwanderweg 3. Dieser ist vom Uhrturm beim Aufgang zur Burg über einen Fußsteig ins Tal, über die Fugnitzbrücke und anschließend eine Sackgasse nach rechts zu erreichen.

Der Reginafelsen (Abb. 93) wurde schon im Jahr 1927 zum Naturdenkmal erklärt und ist in die Liste der Geotope Niederösterreichs aufgenommen (vgl. HOFMANN, 2003). Er ragt als markantes Felsgebilde westlich der Burg Hardegg auf. Im Bereich des Reginafelsens und des Maxplateaus, westlich bis nordwestlich der Burg Hardegg, ist der Kontakt der Pernegg-Gruppe mit der Bittesch-Einheit zu sehen.

Der zur Pernegg-Gruppe gehörende Reginafelsen wird am Fuß von Granat-Staurolith-Glimmerschiefer aufgebaut. Darüber liegen Marmor und plattige Fugnitzer Kalksilikatschiefer. Letzterer bildet die Steilstufe dieses Felsens. Auch der gegenüber liegende Burgfelsen wird von Marmor



Abb. 92.
Vom Sealsfieldův kámen (Sealsfieldstein) genoss Carl Anton POSTL, später als Schriftsteller unter dem Pseudonym Charles SEALSFIELD berühmt, oft die herrliche Aussicht in die Tiefe des Tales.

und Kalksilikatschiefer aufgebaut. Gegen die Grenze zum Bittescher Gneis häufen sich am Reginafelsen die konkordanten Gänge von Aplit und Pegmatit. Vom obersten Teil des Reginafensens hat man einen herrlichen Blick auf die Stadt Hardegg. Am Weg zum Maxplateau (Abb. 94) durch einen Eichen- und Hainbuchenwald sind im darüber folgenden Bittescher Gneis geringmächtige Einschaltungen von Glimmerschiefer und Karbonatgesteinen zu erkennen. An der Ostflanke des Maxplateaus, der höchsten Erhebung im unmittelbaren Stadtbereich, zieht im Bittescher Gneis ein geringmächtiges Marmor-Glimmerschieferband durch. FUCHS (1995) konnte auch in dem Gebiet um Hardegg beobachten, dass in den hangendsten 10 m des Fugnitzer Kalksilikatschiefers Meter-mächtige Bänke von Bittescher Gneis mit den Kalksilikatschiefern wechsellagern und folgert daraus einen magmatischen Charakter der Hangengrenze des Karbonatzuges. Nach FUCHS (1995) ist damit ein eindeutiger, allerdings konkordanter (=schichtparalleler) Intrusionskontakt des Bittescher Orthogneises belegt. Auch an der Forststraße westlich des Maxplateaus oder am kürzeren aber steileren Christbaumsteig (Weg 3a), über die der Rückweg nach Hardegg führt, ist der primäre Verband des Bittescher Gneises mit den eingeschalteten Nebengesteinszügen zu beobachten (FUCHS, 1999).

Die Steilabfälle des Maxplateaus Richtung Osten und Süden beherbergen Wärme liebende Pflanzen, die auch Trockenheit ertragen und gar nicht typisch für das Waldviertel sind. Insekten finden hier gute Lebensbedingungen. Die West- und Nordhänge tragen ein ganz anderes Pflanzenkleid. Rotbuche, Esche, Birke, Linde und Ahorn lieben die schattigeren, feuchten Hänge.

Exkursionspunkt 10 Hardegg – Johannesfelsen

So wie der Reginafelsen ist auch der Johannesfelsen ein Geotop und bereits seit 1927 als Naturdenkmal geschützt (vgl. HOFMANN, 2003). Der Straßenaufschluss beim Uhr-



Abb. 93.
Die steil aufragende Felswand des Reginafensens in Hardegg wird aus Kalksilikatgneisen (Fugnitzer Kalksilikatschiefer) der Pernegg-Gruppe gebildet.



Abb. 94.
Oberhalb des Reginafelsens erhebt sich das Maxplateau, dessen steile Wände aus dem Bittescher Gneis aufgebaut werden.

turm, am Anfang zur Burg Hardegg, zeigt die für die Pernegg-Gruppe typischen bleigrauen bis dunkelgrauen, z.T. Granat führenden, phyllitischen Glimmerschiefer (FUCHS, 1999). Die dunkelgrauen, teilweise rostig anwitternden Gesteine führen dünne Quarzadern und werden von steilen, Dezimeter-mächtigen, feinkörnigen Apliten durchschlagen. Die Glimmerschiefer werden von Marmor und Kalksilikatschiefer überlagert, die den Burgfelsen bilden.

Der vor dem Johannesfelsen stehende Bildstock des Hl. JOHANNES NEPOMUK aus dem Jahr 1724 (Abb. 95) ist aus Zogelsdorfer Kalksandstein gefertigt. Dahinter, am Anfang zur Burg, ragt der ehemals zur Befestigung der Burg gehörende Stadtturm mit der Uhr auf. Der Burgberg war bereits seit dem 10. Jh. nachweislich besiedelt. Die Burg befindet sich seit 1730 im Eigentum der Grafen, später Fürsten KHEVENHÜLLER-METSCH. Sie wurde jedoch seit dem 17. Jh. nicht mehr bewohnt und verfiel. Erst im letzten Jahrzehnt des 19. Jhs. begann Johann-Carl Fürst KHEVENHÜLLER-METSCH, der 1864–1867 an der Seite Kaiser MAXIMILIANS I. in Mexiko gekämpft hatte, mit der Sanierung der mächtigen Burganlage. Heute beherbergt die Burg das Maximilian-von-Mexiko-Museum und in der Rüstkammer eine prächtige Waffensammlung der Familie KHEVENHÜLLER-METSCH.

Exkursionspunkt 11 Einsiedlerfelsen

Der Einsiedlerfelsen östlich von Hardegg ist eines der schönsten Ausflugsziele in der Umgebung von Hardegg (Abb. 96). Die an einem Prallhang der Thaya hoch aufragende Felswand wurde schon 1927 zum Naturdenkmal erklärt und scheint auch in der Liste der niederösterreichischen Geotope auf (vgl. HOFMANN, 2003).



Abb. 95.
Vor dem Johannesfelsen, beim Anfang zum Hardegger Schloss, steht ein aus Zogelsdorfer Kalksandstein gefertigter, barocker Bildstock des JOHANNES NEPOMUK. Als Patron in Wassergefahren erinnert er an die vielen Hochwässer an Thaya und Fugnitz.

Der Einsiedlerfelsen wird aus dem Marmor aufgebaut, der im oberen Teil der Pernegg-Gruppe als geschlossener Zug vom Gebiet westlich Lukov (Luggau) über das Kreuzmaiß und Heufurth gegen Fronsburg zu verfolgen ist. Innerhalb dieser Marmore treten öfters feinkörnige Glimmerschiefer auf. Östlich des Einsiedlerfelsens, zwischen Oberer und Unterer Bärenmühle wechseln Marmore und Kalksilikatgneise mit Glimmerschiefern in zahllosen Bändern (FUCHS, 1995).

In den Wiesen zwischen Einsiedlerfelsen und der Thaya sind 4 Stufen zu erkennen, die die Dynamik und die Eintiefung des Flusses während des Holozäns in den letzten 10.000 Jahren dokumentieren. Die älteste, höchste Stufe, mit ihrer Oberkante ca. 5–7 m über dem heutigen Flussniveau, war an der Nordost-Seite des Mäanderbogens, hinter dem Einsiedlerfelsen, vor der Erosion geschützt. An diese schließt im Osten das 3. Niveau mit der Oberfläche 3–4 m über dem Fluss an. Die ehemalige Obere Bärenmühle beim Einsiedlerfelsen, deren Ruine noch zu erkennen ist, lag am 2. Niveau, ca. 2–3 m über dem Normalwasserspiegel der Thaya.

Westlich anschließend, rund 1–2 m über dem Fluss befindet sich das jüngste Niveau, das hier besonders breit ausgebildet ist. An dessen Oberfläche sieht man einige Dellen und Gräben, die bei starken Hochwässern durchbrechen und auch heute noch, wie z.B. beim August-Hochwasser 2002, überflutet und mit Schotter und Sand bedeckt werden (Abb. 83).



Abb. 96.
Beim Einsiedler floss die Thaya in einem weiten Bogen um die Obere Bärenmühle, die hier ehemals auf den breiten Verebnungen der holozänen Flussablagerungen stand.



Abb. 97.
Hoch oben auf einem Marmorfelsen liegt der gemauerte Unterstand der sogenannten Einsiedelei, der nur für geübte Kletterer zu erreichen ist.

Auf der Wand des Einsiedlerfelsens befindet sich in einigen Metern Höhe ein gemauerter Unterstand (Abb. 97), der als Einsiedelei bezeichnet wird. Der Eingang ist nur mittels einer Leiter oder Strickleiter zugänglich und zu den beiden schmalen Fensterluken kann man erst nach einer kleinen Kletterei gelangen. Das massive, über Schalung gemauerte Gewölbe mit Resten von Flussmuscheln im Mörtel und Riegellöchern an den Fensteröffnungen deuten auf ein mittelalterliches Bauwerk hin. Möglicherweise stand es im Zusammenhang mit dem Stollen auf der gegenüberliegenden Seite der Thaya, wo angeblich Silber abgebaut wurde und der heute noch als Silberhöhle bezeichnet wird.

Exkursionspunkt 12 Schwarzwald und Umlaufberg

Einer der landschaftlichen Höhepunkte in den Nationalparks ist der Umlaufberg nordöstlich von Merkersdorf. Dort findet man das wohl schönste Beispiel vollkommener Mäander. Durch besonders verwitterungsresistente Gesteine konnte der Fluss am Hals des Umlaufberges beim Überstieg nicht durchbrechen. Dadurch blieb eine einmalige Doppelschlinge erhalten.

Am Weg von Merkersdorf zum Umlaufberg quert man an der Grenze des Nationalparks den Schwarzwald. Dort liegen beiderseits des Wanderweges in ungefähr 400 m Seehöhe, rund 120–130 m über der heutigen Thaya, sandige, polymikte, quarzreiche Kiese (Abb. 98). Die Kiese sind in einigen kleinen Gruben im Wald östlich des Weges aufgeschlossen. Sie belegen einen alten Flusslauf auf der Hochfläche, im Nahbereich des heutigen Thayatales, in der Anfangsphase der Eintiefung des Flusses. Sie sind aufgrund der Höhe sicher ins Pliozän zu stellen.

Am immer enger werdenden Hals des Umlaufberges (Abb. 99) sind die Gesteine des Weitersfelder Stängelgneises aufgeschlossen. Entlang des gratartigen Sporns wechseln Bänke von lichtem, glimmerarmem, augigen Gneis (Metaarkosegneis), Quarzit und Zwischenlagen von Glimmerschiefer.

Die hier vorkommenden Paragesteine leiten vermutlich als erste sedimentäre Aufarbeitungsprodukte der darunter liegenden Granitgneise einen neuen Ablagerungszyklus während einer Meeresüberflutung ein und finden ihre Fort-



Abb. 98.
Im Schwarzwald, am Weg von Merkersdorf zum Umlauf, quert man einen alten Flusslauf der Thaya, dessen Schotter am Waldboden verstreut liegen.

setzung in den Metasedimenten der darüber folgenden Pernegg-Gruppe (vgl. FUCHS, 1995, 1999, 2000).

Am so genannten „Überstieg“, einem kleinen Sattel an der engsten Stelle des Halses, hat man einen eindrucksvollen Blick über das tief eingeschnittene Flusstal der Thaya. Hier, wo den Fluss auf beiden Seiten nur ein rund 100 Meter breites Felsband trennt, ist man zunächst etwas

orientierungslos, weil der Fluss mit seinen engen Schlingen zwei gegenüberliegende Umlaufberge bildet. Im Südosten, am Hals des vorspringenden und zu Tschechien gehörenden Ostroh (Stallfirst) ragt hinter den Bäumen die Ruine Nový Hrádek (Neuhäusl) hervor (vgl. **Exkursionspunkt 5**). Links, nordöstlich davon, erkennt man den lang gezogenen Rücken des zu Österreich gehörenden Umlaufberges. Dieser wird, so wie der Ostroh (Stallfirst), aus Gesteinen der Therasburg-Gruppe aufgebaut. Der Umlaufberg besteht an seiner höchsten Stelle aus Biotit-Hornblendegneis, dem so genannten intermediären Orthogneis. In dessen Liegendem schließen gegen Südosten Glimmerschiefer und Quarzite an, wobei die härteren Quarzite auf dem abfallenden Hang aufragende Kuppen bilden.

Der vom „Überstieg“ hinunter zur Thaya in Richtung Kajabachtal führende Weg folgt einem Südost-Nordwest verlaufenden, steilen Bruch mit etwa 30 m Sprunghöhe. In der Hochscholle im Nordosten sind die dioritischen Biotit-Hornblendegneise wandförmig aufgeschlossen. Auf diesen intermediären Orthogneisen befindet sich auch der Aussichtspunkt mit der steil zur Thaya abfallenden Felswand. In der Tiefscholle, südwestlich des Weges findet man flatische Glimmerschiefer, die das Hangende der dioritischen Gneise bilden. Darüber folgt der Weitersfelder Stängelgneis, in dessen Verband hier Paragesteine (metamorphe Ablagerungsgesteine), wie augige Gneise (Arkosegneise), Quarzite und Glimmerschiefer vorkommen.

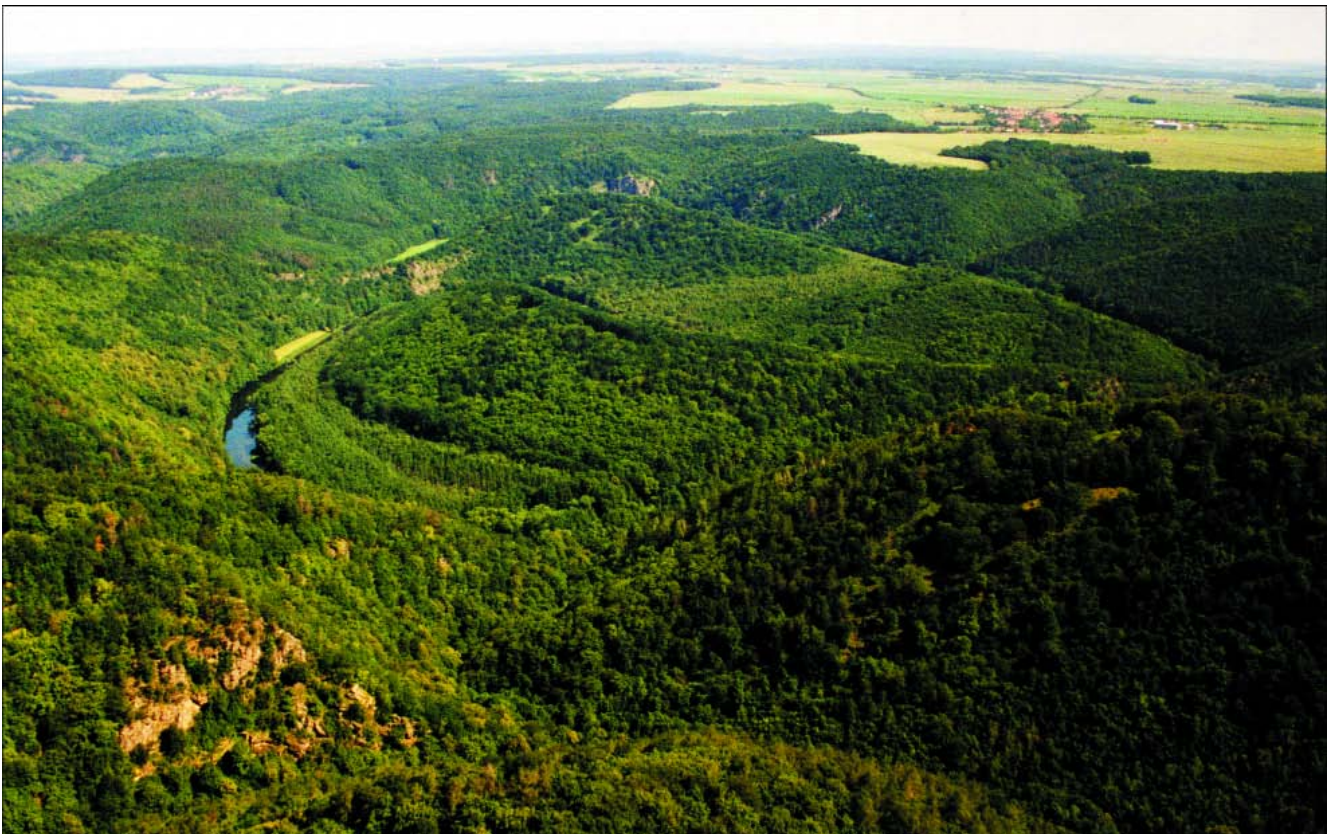


Abb. 99.
Von der Luft aus sind die vollkommenen Mäander von Umlauf und Ostroh (Stallfirst) nochmals in ihrer ganzen Pracht zu überschauen.

Geologische Naturdenkmale

Von den, nach dem NÖ. Naturschutzgesetz unter Schutz gestellten Naturdenkmälern wurden auf der Karte jene dargestellt, die für dieses Gebiet besondere erdgeschichtliche Bedeutung haben. Es handelt sich hier um so genannte „Geotope“ (vgl. HOFMANN, 2003; HOFMANN & ZORN, 1999).

In Analogie zum Biotop handelt es sich beim Geotop um einen Ort (griech.: τοπος), an dem nicht die belebte Natur (griech.: βίος) sondern Entwicklung, Aufbau und Eigenschaften der Erde (griech.: γη) von herausragender Bedeutung sind.

Neben den unten angeführten geologischen Naturdenkmälern sind auch der Reginafelsen (**Exkursionspunkt 9**), der Johannesfelsen (**Exkursionspunkt 10**) und der Einsiedlerfelsen (**Exkursionspunkt 11**) im Nationalpark Thayatal Naturdenkmale und Geotope. Die Beschreibung derselben erfolgt unter den betreffenden Exkursionspunkten.

Naturdenkmal 1 Heiliger Stein – Mitterretzbach

Nahe der österreichisch-tschechischen Staatsgrenze, in den Weingärten nordwestlich von Mitterretzbach, liegt das Naturdenkmal „Heiliger Stein“. Dieser so genannte „Schalenstein“ wurde mit Bescheid der Bezirkshauptmannschaft Hollabrunn vom 4. 9. 1980 (Naturschutzbuch, Einlageblatt 57) unter Schutz gestellt.

Der ovale, satteldachförmig aus dem Boden ragende, ca. 2 m lange und rund 1,3 m breite Stein besitzt an seiner nördlichen Abdachung 8 und auf der südlichen Seite 4 ovale bis runde, 15–30 cm tiefe Vertiefungen (Abb. 100). Der Stein besteht, so wie die anderen, durch Wollsackverwitterung geformten Gesteinsblöcke in der näheren Umgebung, aus Thaya-Granit.

In unmittelbarer Nähe des „Heiligen Steines“ stand die Wallfahrtskirche „Unsere liebe Frau am Stein“. Sie wurde nach einer 1647 urkundlich erwähnten Heilung an diesem Stein zuerst als einfache Kapelle errichtet und danach im Laufe der Jahrzehnte zu einer großen und weithin bekannten Wallfahrtskirche ausgebaut. Ende des 18. Jhs. wurde diese auf Verordnung von Josef II. abgetragen. Durch den „Heiligen Stein“ und eine kleine Kapelle über einer Quelle



Abb. 100.
Vor einer kleinen Kapelle in den Weingärten bei Mitterretzbach liegt der „Heilige Stein“, ein Granitblock mit 12 schalenförmigen Vertiefungen.

geriet der Wallfahrtsort aber nie ganz in Vergessenheit und so ranken sich um den „Heiligen Stein“ viele Geschichten und Legenden (vgl. z.B. LUKAN, 1995). In den Jahren 1995–1997 wurden die Grundmauern der Wallfahrtskirche mit Apsis, Turm und Seitenkapelle von einem Archäologenteam freigelegt. Seither überspannt ein ellipsenförmiger Besuchersteg aus Metall und Holz als Kunstobjekt die Mauerreste. Von dem Platz hat man einen herrlichen Ausblick auf die Weingärten und das Gebiet um Hnanice (Gnadlersdorf).

Der „Heilige Stein“ und seine schalenartigen Vertiefungen werden in der Literatur häufig mit einem urgeschichtlichen Kultplatz in Verbindung gebracht (vgl. z.B. PUSCHNIK & PUSCHNIK, 1993). Derartige Schalen und auch Rinnen wie die am „Heiligen Stein“ wurden und werden z.T. noch immer in der heimatkundlichen Literatur als „Opferschalen“ oder „Blutrinnen“ u.ä. bezeichnet. Damit wurden sie immer mit urgeschichtlichen, rituellen Handlungen in Verbindung gebracht und ihre primäre Entstehung durch menschliche Tätigkeit erklärt. Die primäre Entstehung der Schalen in dem „Heiligen Stein“ erfolgte jedoch auf jeden Fall auf natürliche Weise und ist auf die selektive, punktuelle, natürliche Verwitterung zurückzuführen, die typisch für granitische Gesteine ist. Die Verwitterung setzt dabei auf waagrecht oder kaum geneigten Felsoberflächen in kleinen, seichten, oft von Haarrissen oder Klüften prädestinierten Grübchen an. Das darin sich sammelnde Niederschlagswasser wird durch Nadel- und Blattstreu stark angesäuert und wirkt auf kleinstem Raum korrodierend und bei Frost sprengend. Hinzu kommt die zerstörende Kraft angesiedelter Bakterien Flechten, Pilze und Moose, vor allem aber von Algen. Im Laufe von vielen Jahrhunderten und Jahrtausenden entstehen dadurch Felsschüsseln mit steilen, senkrechten oder überhängenden Wänden und waagrecht Böden (vgl. HUBER, 1999).

Ob diese natürlich gebildeten Schalen am „Heiligen Stein“ aber dennoch in späterer Zeit für kultische Zwecke oder andere Handlungen benutzt wurden, kann aufgrund fehlender ur- und frühgeschichtlicher Funde im unmittelbaren Umkreis nicht bewiesen werden. Auch ist die spätere Nachbearbeitung durch Ausreiben von Gesteinspulver für Heilzwecke hier nicht auszuschließen. Sowohl die Lage als auch die ehemalige Wallfahrtskirche und die Kapelle über einer Quelle lassen dies hier möglich erscheinen.

Naturdenkmal 2 Heidenstein – Hofern (Hardegger Berg)

Das als Heidenstein oder Opferstein benannte Naturdenkmal liegt im Wald ca. 1,2 km ostnordöstlich von Hofern, am Gipfel des Hardegger Berges. Der Stein wurde am 15. 4. 1981 von der Bezirkshauptmannschaft Hollabrunn (Naturschutzbuch, Einlageblatt 59) unter Schutz gestellt.

Er ist am Hardegger Berg in diesem Bereich einer von mehreren Blöcken des Thaya-Granites, die durch die Wollsackverwitterung geformt wurden (vgl. unten: Eierstein). Er hat eine Länge von 4,4 m und ist 1,9 m breit und 1,7 m hoch. An der Oberseite befindet sich eine zungenförmige, ca. 1 m lange und rund 30 cm tiefe Rinne. In dem Stein wittert ein aplitisch-pegmatitischer Gang als markante Rippe heraus.

Wie bereits beim „Heiligen Stein“ (siehe oben) ausgeführt, sind derartige Rinnen und Schalen fast immer natürlich entstanden und wurden in den meisten Fällen nicht von Menschen aus früheren Kulturen eingetieft. Beim Heidenstein am Hardegger Berg ist die Rinne an der Oberseite des Steines auf jeden Fall ausschließlich auf natürlichem Weg durch Verwitterung entstanden (siehe oben: „Heiliger Stein“).

Naturdenkmal 3 Eierstein – Retz (Parapluieberg)

Das Naturdenkmal Eierstein befindet sich ca. 1,4 km nordwestlich von Retz, am Wegrand zwischen dem Windmühlberg und dem Parapluieberg, auf der Ried Weinen. Er wurde am 16. 4. 1981 mit Bescheid der Bezirkshauptmannschaft Hollabrunn (Naturschutzbuch, Einlageblatt Nr. 60) unter Schutz gestellt.

Der 80 cm hohe und 1,4 m lange eiförmige Stein zeigt eine schichtweise, konvexe, schalenförmige Granitverwitterung, die als Exfoliation (Abblätterung) bezeichnet wird. Die dabei entstehenden Formen erinnern an Schalen einer Zwiebel. Diese Verwitterungsform ist typisch für granitische Gesteine bei der so genannten „Wollsackverwitterung“. Dabei wurde zuerst der Kornverband in den Gesteinen unter der Bodenoberfläche durch eindringendes Boden- und Grundwasser entlang von Klüften und Rissen aufgelöst. Danach rückte diese Vergrusung allmählich von diesen, meist an ein tektonisch bedingtes Kluffnetz gebundenen Klufflächen konzentrisch immer weiter gegen die Mitte der Kluffkörper vor, bis zunächst nur noch ein kugelförmiger oder ellipsoider, fester Granitkern mitten im Grus zurückblieb (vgl. auch Abb. 9). Die spätere Ausräumung der gelockerten Gesteinsbereiche im Miozän, Pliozän und Pleistozän führte dann zur Freilegung der gerundeten Blöcke, der so genannten Wollsäcke.

Die „Wollsackverwitterung“ geht auf die tropischen Klimabedingungen im Eozän (Paläogen) vor ca. 56–34 Millionen Jahren zurück.

Naturdenkmal 4 Hangenstein – Obernalb

Der Hangenstein liegt ca. 2,5 km westlich von Retz, nahe dem Feldweg zwischen Obernalb und der Sandgrube Diem. Dieses „Felsgebilde“ im Bereich der Stadtgemeinde Retz, KG Obernalb, Riede Hangenstein ist eine „große liegende Platte, 5 m lang, Höhe über Grund 2,5 m, Gesamtlänge des Steingebildes ungefähr 9 m“, das am 31. 7. 1981 mit Bescheid der Bezirkshauptmannschaft Hollabrunn unter Schutz gestellt wurde (Naturschutzbuch, Einlageblatt Nr. 61).

Der Hangenstein ist eine der zahlreichen Aufragungen des Thaya-Granites am Ostrand der Böhmisches Masse (vgl. HOFMANN, 1999). Er erinnert durch den horizontalen

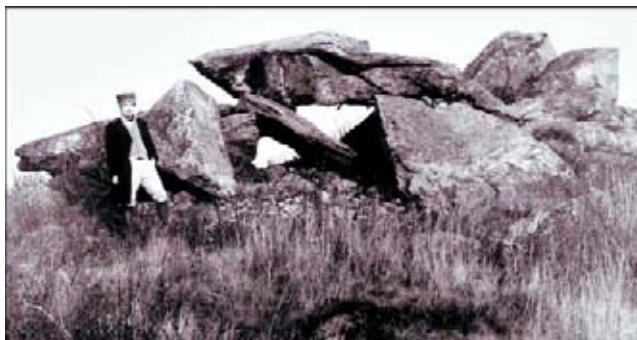


Abb. 101.
In früheren Zeiten sicherten regelmäßige Beweidung und Mahd das Trockenrasenvorkommen rund um den Hangenstein bei Obernalb.

Block, der punktuell auf drei Granitblöcken ruht, an einen Dolmen, und würde somit menschlichen Einfluss nahe legen (Abb. 101). Auffallend beim Hangenstein sind jedoch die Klufflächen. Die Kluffrichtungen an der Platte (145/60, 260/45) stimmen mit denen der Blöcke darunter (130/50, 235/70) weitgehend überein. Daraus kann abgeleitet werden, dass der Hangenstein wohl auf natürliche Weise, ohne menschliches Zutun entstand. Die Kluffrichtungen korrelieren mit der Nordost-Südwest streichenden Waitendorfer Störung bzw. stehen normal darauf.

Bei den unteren Blöcken des Hangensteins sind Phänomene der Wollsackverwitterung zu sehen. Bemerkenswert ist die „Pseudoschichtung“ des Granites, die ein flaches (30°) Schichteinfallen nach Nordnordwest bzw. Nord vortäuscht. Dieses Phänomen wurde z.B. im Südböhmischen Batholith detailliert beschrieben (CHÁBERA & HUBER, 1998) und stellt eine häufige Erscheinung in plutonischen Gesteinen dar.

Die heute weitgehend von Gesträuch verdeckte Felsgruppe war ursprünglich von Trockenrasen umwachsen, was ein dem Naturschutzbuch beigezeichnetes historisches Foto (Abb. 101) zeigt. Dies ist auf die damalige Bewirtschaftung der Hutweide durch Beweidung, bzw. regelmäßiges Mahden zurückzuführen, die das Trockenrasenvorkommen sicherte. Im Sinne einer gesamtethischen Naturbetrachtung handelt es sich daher hier um ein „Geobiotop“, was in Anbetracht der vielen gegenseitigen Wechselwirkungen und Abhängigkeiten von „belebter“ (Biosphäre) und „unbelebter“ (Geosphäre) Natur gerechtfertigt erscheint (vgl. HOFMANN, 1999).

Bohrungen

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

Bohrung 1

BMN-Koordinaten M34: Rechts 708545, Hoch 416178
Archiv Česká geologická služba
Lage ca. 0,7 km ost-südöstlich Nový Petřín (Neupetřein)

- Pleistozän
– 2,0 m deluviale Ablagerungen
- Langau-Formation
–16,4 m Silt, Ton, z.T. siltig bis kiesig
- Drosendorf-Einheit
darunter Biotitparagneis, feinkörnig

Bohrung 2

BMN-Koordinaten M34: Rechts 708338, Hoch 414139
Archiv Česká geologická služba
Lage ca. 2,2 km südsüdöstlich Nový Petřín (Neupetřein)

- Eluvium der Riegersburg-Formation
– 1,0 m Lehm, sandig
- Drosendorf-Einheit
darunter Biotitparagneis, feinkörnig

Bohrung 3

BMN-Koordinaten M34: Rechts 719641, Hoch 414928
Archiv Česká geologická služba
Lage ca. 1,2 km nordnordöstlich Lukov (Luggau)

- Pleistozän
–11,0 m Löss, Lösslehm mit Kristallinbruchstücken, gelb
- Therasburg-Gruppe (Lukov-Gruppe, unterer Teil)
–25,0 m Schiefer, glimmerig, feinkörnig, grau, mit Granat, häufig Magnetit führend

Bohrung 4

BMN-Koordinaten M34: Rechts 720031, Hoch 414093
Archiv Česká geologická služba
Lage ca. 1 km ostnordöstlich Lukov (Luggau)

- Pleistozän
 - 4,7 m Löss und Lösslehm, gelb
- Miozän ?
 - 30,0 m Ton, graubraun, Sand, lehmige Kiese
- Therasburg-Gruppe (Lukov-Gruppe, unterer Teil)
 - 54,0 m Schiefer, grau, glimmerig

Bohrung 5

BMN-Koordinaten M34: Rechts 719712, Hoch 413409
Archiv Česká geologická služba
Lage ca. 0,8 km südöstlich Lukov (Luggau)

- Pleistozän
 - 7,5 m Löss und Lösslehm, gelbbraun
- Miozän ?
 - 19,0 m Ton, graubraun, Sand, an der Basis lehmige Kiese
- Therasburg-Gruppe (Lukov-Gruppe, unterer Teil)
 - 35,0 m Zweiglimmerschiefer, grau, z.T. Granat- und Staurolith führend

Bohrung 6

BMN-Koordinaten M34: Rechts 721600, Hoch 413131
Archiv Česká geologická služba
Lage ca. 0,5 km nordnordöstlich Podmolí (Baumöhl)

- Pleistozän
 - 5,3 m Löss, gelb
- Miozän ?
 - 22,0 m Sand, graubraun, mit Tonlagen, an der Basis lehmige Kiese
- Thaya-Granit
 - 26,0 m Granit bis Granodiorit

Bohrung 7

BMN-Koordinaten M34: Rechts 722333, Hoch 412853
Archiv Česká geologická služba
Lage ca. 1,1 km östlich Podmolí (Baumöhl)

- Pleistozän
 - 2,1 m Löss, gelb
- Miozän ?
 - 13,0 m Sand, graubraun
 - 21,7 m Ton, graugrün
 - 23,0 m Kies, lehmig, graubraun
- Thaya-Granit
 - 29,0 m Zweiglimmergranit, blastomylonitisch, grau

Bohrung 8

BMN-Koordinaten M34: Rechts 722087, Hoch 412495
Archiv Česká geologická služba
Lage ca. 0,9 km ostnordöstlich Podmolí (Baumöhl)

- Pleistozän
 - 2,3 m Lösslehm, gelbbraun
- Miozän
 - 20,0 m Sand, siltig, grau, Tonlinsen, an der Basis Kiese
- Thaya-Granit
 - darunter Zweiglimmergranit, grau, kaolinitisiert

Bohrung 9

BMN-Koordinaten M34: Rechts 730732, Hoch 411936
Archiv Česká geologická služba
Lage ca. 2 km südöstlich Znojmo (Znaim), an der Straße von Starý Šaldorf (Altschallersdorf) nach Dobšic

- Pleistozän
 - 8,0 m Löss, gelb
 - 14,0 m Terrassenschotter der Thaya
- Miozän
 - 37,0 m Ton, graugrün
 - 40,5 m Kies, tonig, grüngrau
- Thaya-Granit
 - 43,0 m Granodiorit, kaolinitisiert
 - 50,0 m Biotitgranodiorit

Bohrung 10

BMN-Koordinaten M34: Rechts 731009, Hoch 407862
Archiv Česká geologická služba
Lage ca. 2,7 km nordnordwestlich Chvalovice (Kallendorf)

- Pleistozän
 - 6,0 m Löss, gelb
- Grund-Formation
 - 118,0 m Ton, grüngrau, Silt, z.T. Feinsand, kalkig

Bohrung 11

BMN-Koordinaten M34: Rechts 730564, Hoch 405681
Archiv Česká geologická služba
Lage ca. 1,1 km westnordwestlich Chvalovice (Kallendorf)

- Pleistozän
 - 6,0 m Löss, gelb
- Miozän
 - 147,0 m Ton und Sand, glimmerig, graugrün, kalkig
- Kristallin
 - 151,0 m Gneis, kaolinitisiert

Bohrung 12

BMN-Koordinaten M34: Rechts 730917, Hoch 404168
Archiv Česká geologická služba
Lage ca. 1,4 km südwestlich Chvalovice (Kallendorf)

- Pleistozän
 - 3,5 m Löss, gelb
- Laa-Formation ?
 - 9,6 m Silt und Ton, grau, kalkig
 - 12,5 m Ton, grau
- Zellerndorf-Formation ?
 - 30,0 m Ton, graugrün, kalkig

Bohrung 13

Bohrung Mallersbach 9/80 (AUSTROMINERAL, 1981)
BMN-Koordinaten M34: Rechts 710444,63, Hoch 412890,25
Lage ca. 1,4 km nordwestlich Mallersbach

- 0,4 m Boden
- 1,2 m Ton, siltig-sandig, braun
- 2,8 m Sand, kiesig, glimmerig, braun
- 15,0 m Bittescher Gneis, verwittert, gegen Liegend zunehmend weniger verwittert

Bohrung 14

Bohrung Mallersbach 10/80 (AUSTROMINERAL, 1981)
BMN-Koordinaten M34: Rechts 711507,22, Hoch 411956,19
Lage ca. 0,6 km nordöstlich Mallersbach

- 0,7 m Boden
- 5,3 m Ton, siltig-sandig, kaolinitisch, grau
- 17,0 m Bittescher Gneis, verwittert, gegen Liegend zunehmend weniger verwittert

Bohrung 15

Bohrung Mallersbach 11/80 (AUSTROMINERAL, 1981)
BMN-Koordinaten M34: Rechts 711781,02, Hoch 411714,53
Lage ca. 0,8 km ostnordöstlich Mallersbach

- 0,5 m Boden
- 8,9 m Ton, siltig-sandig, kaolinitisch, braun-ocker, an Basis stark sandig, gelbgrau
- 17,0 m Bittescher Gneis, verwittert, gegen Liegend zunehmend weniger verwittert

Bohrung 16

Kartierungsbohrung 8-15-90 (ROETZEL, 20. 03. 1990)
Archiv Geologische Bundesanstalt
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, 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 17

Kartierungsbohrung 8-13-90 (ROETZEL, 20. 03. 1990)

Archiv Geologische Bundesanstalt

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
 - 4,4 m Ton, siltig, blaugrau-gelbbraun fleckig

Bohrung 18

Kartierungsbohrung 8-14-89 (Roetzel, 20. 11. 1989)

Archiv Geologische Bundesanstalt

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, sandig-tonig, kiesig, rotbraun-ziegelrot
 - 2,3 m Mittelsand, grobsandig-feinsandig, rotbraun-ziegelrot
 - 2,4 m Mittelkies-Grobkies, sandig, gelbbraun
 - 3,5 m Mittelsand-Grobsand, feinsandig, gelbbraun-rötlich-braun
 - 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, ziegelrot
 - 5,5 m Silt-Mittelsand-Grobsand-Feinkies, gelbbraun-rotbraun
- Weitersfeld-Formation
 - 7,4 m Silt-Ton, grüngrau-blaugrau

Bohrung 19

Kartierungsbohrung 8-11-89 (ROETZEL, 20. 11. 1989)

Archiv Geologische Bundesanstalt

BMN-Koordinaten M34: Rechts 711353, Hoch 403036, KG Prutzendorf, Parzelle 150

Lage ca. 0,9 km südöstlich Prutzendorf

- Holozän
 - 1,0 m Boden (Silt, 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 20

Kartierungsbohrung 8-7-89 (ROETZEL, 20. 11. 1989)

Archiv Geologische Bundesanstalt

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 21

Kartierungsbohrung 8-6-89 (ROETZEL, 20. 11. 1989)

Archiv Geologische Bundesanstalt

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, oliv-grüngrau fleckig

Bohrung 22

Kartierungsbohrung 8-4-90 (ROETZEL, 21. 03. 1990)

Archiv Geologische Bundesanstalt

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, 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 23

Bohrung Niederfladnitz 1/80 (AUSTROMINERAL, 1981)

BMN-Koordinaten M34: Rechts 718398,00, Hoch 405589,98

Lage ca. 0,8 km südsüdöstlich Niederfladnitz, an der Straße nach Retz

- Pleistozän
 - 2,3 m Lehm (Silt, tonig, grobsandig (Gesteinsbruch), hellbraun)
- Langau-Formation
 - 4,0 m Ton, stark siltig, grobsandig (Quarz), gelbbraun-ocker fleckig
 - 9,0 m Ton, sandig, grobsandig (Quarz), gelbgrau-weißgrau
 - 18,0 m Feinsand, kaolinitisch, weißgrau, Mittelsand-Grobsandlagen
- Thaya-Granit
 - 23,0 m Kristallin (Granitgneis), in situ verwittert

Bohrung 24

Bohrung Niederfladnitz 2/80 (AUSTROMINERAL, 1981)

BMN-Koordinaten M34: Rechts 718510,85, Hoch 405538,59

Lage ca. 0,9 km südsüdöstlich Niederfladnitz

- Pleistozän
 - 1,8 m Lehm (Silt, tonig, grobsandig (Gesteinsbruch), hellbraun)
- Langau-Formation
 - 5,2 m Feinsand-Silt, kaolinitisch, weißgrau-grau gebändert
 - 12,0 m Feinsand, grobsandig, kaolinitisch, weißgrau-gelbbraun
 - 21,0 m Feinsand, mittelsandig, kaolinitisch, ocker-weißgrau
- Thaya-Granit
 - 24,0 m Kristallin (Granitgneis), wenig verwittert

Bohrung 25

Bohrung Niederfladnitz 3/80 (AUSTROMINERAL, 1981)

BMN-Koordinaten M34: Rechts 718194,71, Hoch 407217,75

Lage ca. 0,7 km nordnordöstlich Niederfladnitz

- Holozän-Pleistozän
 - 0,8 m Ton, siltig, schwarzgrau, anmoorig
 - 3,0 m Ton, siltig, grobsandig-feinkiesig, plastisch, hellgraugrün
 - 3,2 m Grobkies (Dm. 5–7 cm, Quarz), gerundet, in grobsandiger Matrix
- Langau-Formation
 - 6,4 m Grobsand, bis 4,0 m siltig-feinsandig, gelbgrau-graugelb
 - 6,5 m Mittelkies (Quarz), sandig
 - 12,0 m Ton, siltig, weißgrau-hellgraugrün, z.T. oliv-braun fleckig
 - 18,0 m Feinsand, tonig-siltig, kaolinitisch, weißgrau (Kernverlust von 15,2–18,0 m)
 - 18,3 m Kies (Quarz, Kristallin), gut gerundet
- Thaya-Granit
 - 22,0 m Kristallin (Granitgneis), in situ verwittert

Bohrung 26

Bohrung Niederfladnitz 4/80 (AUSTROMINERAL, 1981)
BMN-Koordinaten M34: Rechts 718411,79, Hoch 407093,75
Lage ca. 0,7 km nordöstlich Niederfladnitz

- Holozän-Pleistozän
 - 1,0 m Boden (Silt, tonig, lehmig, mittelbraun)
 - 3,5 m Ton, siltig, dunkelbraun-schwarzbraun, anmoorig, plastisch
- Langau-Formation
 - 11,0 m Feinsand-Grobsand, siltig, braungrau-weißgraugraugrün, kaolinitisch, reichlich Quarz-Kristallinkomponenten, vereinzelt umgelagerte Kohlestücke
- Thaya-Granit
 - 14,0 m Kristallin (Granitgneis), in situ kaolinitisch verwittert
 - 18,0 m Kristallin (Granitgneis), geringer verwittert

Bohrung 27

Bohrung Niederfladnitz 5/80 (AUSTROMINERAL, 1981)
BMN-Koordinaten M34: Rechts 718000,30, Hoch 407192,25
Lage ca. 0,8 km nördlich Niederfladnitz

- Pleistozän
 - 3,2 m Lehm (Silt, sandig-tonig, z.T. grobsandig (Gesteinsbruch), mittelbraun)
- Langau-Formation
 - 5,0 m Silt, feinsandig, plastisch, grüngrau, weißgraue Schlieren
 - 11,0 m Feinsand, siltig, glimmerig, gelbgrau-graugelb
 - 12,0 m Kernverlust
 - 13,7 m Grobsand-Mittelsand-Feinsand, siltig-tonig, schlecht sortiert, graugelb, ab 13,0 m mittelgrau-gelb, ab 12,9 m stark tonig
 - Übergang ins Liegende
 - 17,6 m Ton, sandig-siltig, z.T. kiesig-grobsandig, dunkelgrau-braungrau
 - 31,6 m Wechsel von Grobsand-Mittelsand, kiesig und Feinsand-Silt (Horizonte von 30–165 cm), alles siltig-tonig, schlecht sortiert, kaolinitisch, weißgrau-hellgrau, (Kernverlust von 28,0–31,0 m)
 - 31,9 m Kies, kantengerundet, in siltiger Matrix, weißgrau
 - 32,0 m Holzrest, dunkelbraun
 - 34,0 m Kernverlust
 - 35,6 m Kies (hpts. Quarz, dazu Kristallin, Dm. bis 5 cm), kantengerundet, siltige Matrix, weißgrau
- Thaya-Granit
 - 37,0 m Kristallin (Granitgneis), geringer verwittert

Bohrung 28

Bohrung Niederfladnitz 6/80 (AUSTROMINERAL, 1981)
BMN-Koordinaten M34: Rechts 717264,49, Hoch 407368,25
Lage ca. 1,3 km nordwestlich Niederfladnitz, an der Straße nach Merkersdorf

- Pleistozän
 - 5,5 m Lehm (Silt, tonig, grobsandig (Gesteinsbruch), hellbraun)
- Langau-Formation
 - 6,0 m Grobsand, siltig, gelborange
 - 13,0 m Grobsand, gut sortiert, grauweiß-gelbgrau
 - 13,2 m Feinsand, gut sortiert, grauweiß-gelbgrau
 - 16,8 m Grobsand, gut sortiert, grauweiß-gelbgrau
 - 26,3 m Feinsand-Mittelsand, siltig, grüngrau, gegen Liegend größer, vereinzelt mit Quarzgeröllen
 - 31,5 m Grobsand, gut sortiert, braungrau-graugrün, gegen Hangend feiner
 - 32,2 m Kies (Quarz), gut gerundet
 - 35,0 m Kernverlust
 - 37,5 m Mittelsand-Feinsand, siltig, grauweiß-gelbgrau
- Thaya-Granit
 - 47,0 m Kristallin (Granitgneis), verwittert (Kernverlust von 38,0–41,0 m)

Bohrung 29

Bohrung Niederfladnitz 7/80 (AUSTROMINERAL, 1981)
BMN-Koordinaten M34: Rechts 716940,00, Hoch 406326,15
Lage ca. 1,3 km westlich Niederfladnitz, südlich der Bahnlinie nach Pleißing

- Holozän–Pleistozän
 - 0,5 m Boden (Silt, tonig, mittelbraun)
 - 1,8 m Lehm (Silt, tonig, grobsandig (Gesteinsbruch), hellbraun)
- Langau-Formation
 - 4,0 m Grobsand, sandig-siltig, graugelb
 - 5,0 m Feinsand, siltig, glimmerig, gelbgrau
 - 5,7 m Feinsand, siltig-tonig, glimmerig, hellgrau, gelb-orange fleckig (?verwühlt)
 - 9,0 m Feinsand, grobsandig, siltig, hellgrau-weißgrau, z.T. ocker fleckig, kaolinitisch; undeutliche Grenze zu Kristallin
- Thaya-Granit
 - 18,0 m Kristallin (Granitgneis), stark in situ kaolinitisch verwittert, gegen Liegend geringer verwittert

Bohrung 30

Bohrung Niederfladnitz 8/80 (AUSTROMINERAL, 1981; vgl. BATÍK et al., 1993; ROETZEL et al., 1994)
BMN-Koordinaten M34: Rechts 716337,20, Hoch 406435,65
Lage ca. 1,8 km westlich Niederfladnitz, südlich der Bahnlinie nach Pleißing

- Pleistozän
 - 4,60 m Lehm (Silt, tonig-sandig, z.T. kiesig (Quarz bis 2 cm), z.T. plastisch), dunkelbraun-mittelbraun, vereinzelt Kalkkonkretionen
- Langau-Formation
 - 5,00 m Silt-Ton, sandig-kiesig (Quarzkies bis 1 cm), schlecht sortiert, graugrün-graubraun
 - 5,20 m Ton, siltig, plastisch, graugrün
 - 6,75 m Silt, tonig-sandig, z.T. fein-mittelkiesige Lagen, plastisch, mittelbraun
 - 9,40 m Ton, siltig, im Hangenden sandiger, plastisch, grüngrau
 - 9,55 m Ton, gegen Liegend sandiger, hart, ockergelb
 - 11,00 m Feinsand-Mittelsand, grobsandig, ocker-graugelb-rotbraun-karminrot
 - 16,00 m Feinsand, siltig, glimmerig, ocker-graugelb-rotbraun-karminrot, Übergang ins Liegende
 - 22,00 m Silt, feinsandig-tonig, glimmerig, fein geschichtet, hart, hellgrau-gelbgrau
 - Übergang ins Liegende
 - 22,07 m Silt, mittelbraun (Tuffit)
 - 22,75 m Silt, feinsandig, glimmerig, fein geschichtet, hellgrau-gelbgrau (tuffitisch ?)
 - 30,60 m Feinsand, siltig, gut sortiert, hellgelb-graugelb-braungelb
 - 30,70 m Silt-Ton, sandig, hellgrau-gelbgrau, verwühlt (senkrechte Gänge mit hangendem Sand verfüllt, Dm. ca. 3 cm)
 - 30,74 m Ton, weißgrau (Tuffit)
 - 31,90 m Silt-Ton, sandig, hellgrau-gelbgrau, 30,74–30,9 m weißgrau fleckig (aufgearbeiteter und umgelagerter Tuffit)
 - 32,10 m Ton, porös, leicht, weißgrau (Tuffit)
 - 32,90 m Silt-Ton, hart, speckig, mittelgrau, weiße Belege auf Klüfte und Flächen
 - Übergang ins Liegende
 - 39,00 m Silt, sandig, kaolinitisch, mittelgrau-hellgrau
 - 39,10 m Kies (Quarz, Dm. bis 1 cm) gut gerundet
 - 42,30 m Grobsand, siltig, kaolinitisch, mittelgrau-hellgrau
 - 42,55 m Kies (Quarz, Dm. bis 5 cm) kantengerundet
- Thaya-Granit
 - 53,00 m Kristallin (Granitgneis), in situ kaolinitisch verwittert, gegen Liegend geringer verwittert

Bohrung 31

Bohrung Niederfladnitz 14/80 (AUSTROMINERAL, 1981)
BMN-Koordinaten M34: Rechts 718441,16, Hoch 406412,68
Lage ca. 0,3 km östlich Niederfladnitz

- Holozän–Pleistozän
 - 0,8 m Ton, siltig, plastisch, schwarzgrau-dunkelbraun
 - 3,5 m Ton, siltig, plastisch, hellbraun-graubraun

Langau-Formation

- Langau-Formation
 - 5,2 m Grobsand, siltig, wechselnd mit Silt, tonig, ockerbraun-gelb
 - 6,3 m Feinsand-Silt, mittelsandig, braungelb-hellbraun
 - 12,0 m Sand, siltig, tw. kiesig, kaolinitisch, weißgrau, tw. Feinsand-Siltlagen
 - 25,0 m Feinsand, siltig, mittel-grobsandig, kaolinitisch, weißgrau-weißbraun
 - 26,5 m Feinsand-Silt, mittel-grobsandig, kaolinitisch, weißgrau-weißbraun (Kernverlust von 25,0 – 26,0 m)
 - 26,9 m Feinsand, siltig, mittel-grobsandig, kaolinitisch, weißgrau-weißbraun
- Thaya-Granit
 - 38,0 m Kristallin (Granitgneis), in situ kaolinitisch verwittert, gegen das Liegende zunehmend geringer verwittert (Kernverlust von 30,0–32,0 m)

Bohrung 32

Bohrung Niederfladnitz 15/80 (AUSTROMINERAL, 1981)
BMN-Koordinaten M34: Rechts 718273,75, Hoch 405884,96
Lage ca. 0,5 km südsüdöstlich Niederfladnitz

- Holozän-Pleistozän
 - 1,00 m Boden (Silt, tonig, mittelbraun)
 - 6,50 m Silt-Ton, sandig, mittelbraun-braungelb, Ca-Konkretionen
 - 7,50 m Ton, siltig, sandig, humos, schwarz-braunschwarz
- Langau-Formation
 - 10,50 m Kernverlust
 - 12,00 m Feinsand, weißgrau-weißgelb-ocker, dünne Lagen von Ton-Silt, hellbraun, orangebraune Schlieren (? Spuren)
 - 12,05 m Kies (Quarz), gut gerundet
 - 13,50 m Ton-Silt, grüngrau, reichlich Molluskenschill (Austern etc.)

Bohrung 33

Bohrung Niederfladnitz 16/80 (AUSTROMINERAL, 1981; vgl. BATÍK et al., 1993)
BMN-Koordinaten M34: Rechts 718245,86, Hoch 405678,11
Lage ca. 0,8 km südlich Niederfladnitz, an der Straße nach Retz

- Holozän-Pleistozän
 - 0,50 m Boden (Silt, tonig, mittelbraun)
 - 5,90 m Ton-Silt, hellbraun-mittelbraun, lehmig, Ca-Konkretionen
 - 6,00 m Ton-Silt, schwarzbraun
- Langau-Formation
 - 7,00 m Silt, tonig, grobsandig, schlecht sortiert, gelbbraun-gelbgrau
 - 10,80 m Silt, tonig, grobsandig, (toniger als im Hangenden) hellbraun-mittelbraun-gelbbraun
 - 12,50 m Feinsand, mittelsandig, hellbraun
 - 13,00 m Feinsand, siltig, ockergelb
 - 13,50 m Ton, fett, grünbraun
 - 13,65 m Ton, schwarzbraun, in Klüften Samenreste, (*Stratiotes kaltennordheimensis*: det. H.J. GREGOR)
 - 16,50 m Ton, grüngrau, z.T. sandig-siltig, reichlich Molluskenschill (*Crassostrea gryphoides* im Hangenden, *Granulolabium moravicum* im Liegenden: det. P. ČTYROKÝ), Klüfte mit Samen vom Hangenden bis 14,0 m
 - 16,55 m Ton, intensive Wechsellagerung (0,3 - 0,5 cm) von grauem und grauweißem Ton (?Tuffit)
 - 17,55 m Ton-Silt, sandig, grüngrau-mittelgrau
 - 20,50 m Silt, sandig (bis 18,5 m grobsandig), weißgrau, kaolinitisch
 - 21,50 m Silt-Sand, kiesig (Quarz, gut gerundet), weißgrau, kaolinitisch
 - 23,70 m Kernverlust
 - 26,00 m Feinsand, kaolinitisch, weißgrau (umgelagerte, verwitterte Kristallinschwarte)
- Thaya-Granit
 - 29,50 m Kristallin (Granitgneis), in situ kaolinitisch verwittert

Bohrung 34

Bohrung Untermixnitz 5y/1 (NÖ-Landesregierung, 1987)
BMN-Koordinaten M34: Rechts 714875,00, Hoch 402382,60
Lage ca. 1,2 km nordöstlich Untermixnitz, Flur Hungerfeld

- Holozän-Pleistozän
 - 0,3 m Boden (Silt, sandig, braun)
- Burgschleinitz-Formation?
 - 3,0 m Mittelsand, siltig-tonig, gelbbraun
 - 3,6 m Sand, stark siltig-tonig, gelbbraun
 - 5,0 m Sand, siltig-tonig, hellgrau
- Thaya-Granit
 - 5,7 m Grus, tonig, ziegelrot (? vergruster Granit)
 - 6,5 m Grus, tonig-sandig, grau (? vergruster Granit)
 - 7,4 m Granit, stark sandig verwittert, hellgrau, steile Klüfte mit rostrotem Belag
 - 22,0 m Granit, etwas geschiefert, hellgrau, Klüfte mit ca. 45° oder etwas steiler einfallend, eng bis geschlossen, mit braunen Belägen, Kluftabstand im Hangenden um 10 cm, darunter 20–40 cm, von 10,7–11,0 m eine 2 cm breite, steil stehende Kluft mit tonigen Letten gefüllt
 - 24,0 m Granit, deutlich geschiefert, hellgrau, wenige, flache Klüfte, Kluftabstand 20 – 50 cm, von 22,6 – 23,0 m senkrechte Kluft mit braunem Belag
 - 26,0 m Granit bis Granitgneis, sehr kompakt, hellgrau, Schieferung 20°–30° einfallend, Trennflächenabstand 10–30 cm, auf Flächen braune Beläge
 - 28,0 m Granit, hellgrau, weitständig geklüftet, Klüfte durchwegs geschlossen, Einfallen 45° bis senkrecht, auf Klüften braune Beläge
 - 30,0 m Granit, hellgrau, wie oben, weitständig geklüftet, auf Klüften braune Beläge, von 29,0–30,0 m senkrechte Kluft

Bohrung 35

Bohrung Hofern 5x/1 (NÖ-Landesregierung, 1987)
BMN-Koordinaten M34: Rechts 719815,4, Hoch 403590,7
Lage ca. 1,6 km südöstlich Hofern, östlich Konstantinhütte

- Holozän-Pleistozän
 - 0,05 m Humus
 - 1,00 m Gesteinszersatz, lehmig, mittelbraun
- Thaya-Granit
 - 2,70 m Gesteinsgrus, lehmig, hellbraun-grau, ab 2,0 m mit Gesteinsbrocken
 - 4,60 m Granit, mittelkörnig, hellgrau, mürbe verwittert, grusig, kleinstückig zerfallend
 - 5,00 m Granit, hellgrau, leicht rostig, mürbe verwittert, in größere Stücke zerfallend
 - 8,00 m Granit, mürbe verwittert, bei 6,0 m grusig zerfallend, steile, engständige Klüfte, rostig, bei 7,6 m steile Kluft mit hellgrüner Kluftletten
 - 8,80 m Granit, stark verwittert, rostig, Quarzverheilungen
 - 10,00 m Granit, verwittert, etwas rostig
 - 12,50 m Granit, stark grusig zersetzt, grünlich-weiß, braun gefleckt, Feldspäte kaolinitisiert
 - 14,00 m Granit, etwas kompakter, braun verfärbt, Klüfte mit etwa 45° einfallend, Kluftabstand 20 cm
 - 15,00 m Granit, etwas fester, grau-weiß gesprenkelt, einzelne flache Klüfte mit hellgrünen Belägen
 - 15,20 m Granit, stark zerbrochen, mit braunen und hellgrünen Kluftbelägen
 - 19,00 m Granit, etwas fester, Klüfte mit ca. 45° einfallend, braune, tonige Beläge
 - 21,60 m Granit, enger geklüftet, Kluftkörpergröße 5–20 cm
 - 22,00 m Granit, stark zerbrochen, Kluftkörper 5 cm, braun-grünliche, tonige Beläge
 - 25,00 m Granit, mürbe, grau-weißlich, braun gefleckt, Klüfte mit ca. 45° einfallend, braune, tonige Beläge, Kluftabstand 10–30 cm
 - 26,30 m Granit, stark zerbrochen bis grusig zerfallend, Kluftkörper maximal 5 cm
 - 28,90 m Granit, etwas fester, weißlich-rosa, steile Klüfte, Kluftabstand 10–30 cm
 - 31,00 m Granit, stärker geklüftet, braun verfärbt, steile und flachere Klüfte, Kluftabstand 20 cm
 - 38,00 m Granit, sehr stark geklüftet, z.T. grusig zerfallend, braun zersetzt, Klüfte mit braunen Belägen
 - 42,40 m Granit, etwas fester, braun verfärbt, steile Klüfte mit braunen Belägen und z.T. Zerreibsel
 - 45,00 m Granit, deutlich fester, grau, steile Klüfte, von 44,0–45,0 m wieder stärker rostbraun verfärbt

- 45,10 m Granit, zerbrochen, offene Kluft mit brauner Kluftfüllung
- 48,00 m Granit, kompakt, einige steile Klüfte mit braunen, tonigen Belägen
- 50,00 m Granit, relativ kompakt, grau, stark braunfleckig, Klüfte mit ca. 70° einfallend, von 49,0–49,2 m stark zerbrochen, braun; von 49,7–50,0 m blaugrau, sehr hart, mit Quarz durchsetzt
- 54,00 m Granit, mittelkörnig, frisch, weitständige Klüftung, Klüfte meist geschlossen, um Klüfte vergrünt (chloritisiert)
- 55,15 m Granit, mittelkörnig, von 54,0 – 54,2 m sehr grobkörnig (rose Feldspäte), frisch, zwischen 54,5 und 54,7 m geschlossene Kluft, mehrere Zentimeter breiter, rostiger Hof
- 58,00 m Granit, mittelkörnig, nach unten zu engständig geklüftet, bei 55,15 m und 56,2 m rostige Kluftflächen
- 58,40 m Granit, mittelkörnig, stark geklüftet, in Kluftbereichen stark vergrünt
- 60,40 m Granitgrus, unverwittert, vergrünt, in grüner, toniger Grundmasse, Steine bis 5 cm Dm., von 59,6–59,8 m und bei 60,4 m rostig, ab 60,0 m Lehmgehalt geringer
- 62,00 m Granit, kleinstückig zerbrochen, etwas tonig (grün), bereichsweise etwas braun verfärbt

Bohrung 36

Bohrung Retz – Sandweg B1 (Stadtgemeinde Retz, 1994)
 BMN-Koordinaten M34: Rechts 722792, Hoch 402776, KG Retz, Parzelle 1955/1

Lage ca. 0,8 km nordöstlich Retz, ca. 130 m westlich ÖBB-Lokalbahn Retz-Drosendorf

- Holozän–Pleistozän
 - 0,30 m Boden (Sand, kiesig, siltig, dunkelbraun, locker, Pflanzenreste)
 - 2,85 m Sand, schwach siltig und kiesig, Kies eckig, hellbraun-graubraun
 - 4,00 m Feinsand-Mittelsand, schwach grobsandig-kiesig, selten Steine bis 10 cm, eckig und rund, braun-grau
- Retz-Formation
 - 4,35 m Feinsand-Mittelsand, gelbbraun-graubraun
 - 5,90 m Sand, von 4,85–5,2 m schwach kiesig-steinig (Komponenten gerundet, Dm. bis 8 cm), braun-grau
 - 6,40 m Feinsand-Mittelsand, sehr schwach siltig, braun
 - 7,25 m Sand, sehr schwach siltig, graubraun-grau
 - 8,00 m Sand, feinkiesig-mittelkiesig, sehr schwach siltig, grau-braun
 - 24,00 m Feinsand-Mittelsand, schwach grobsandig - grobsandig, z.T. schwach siltig und kiesig, graubraun
 - 25,00 m Sand, schwach kiesig - kiesig, graubraun-grau
 - 25,15 m Sandstein, graubraun, fest
 - 25,60 m Mittelsand-Grobsand, kiesig - stark kiesig, kantig – rund, graubraun
 - 26,00 m Kies, stark mittelsandig-grobsandig, schwach feinsandig, kantig – rund, glimmerig, graubraun
 - 28,00 m Sand, kiesig – stark kiesig, glimmerig, braun-graubraun-grau; von 27,0 -27,15 m Kies, gerundet
 - 28,90 m Kies, stark sandig, kantig – rund, braun
 - 29,05 m Sand, sehr schwach kiesig, graublau
 - 29,70 m Kies, sandig – stark sandig, graublau, Aufarbeitungshorizont von Kristallin
 - 29,80 m Kristallingerölle (Kies – Steine), gerundet
- Thaya-Granit
 - 32,00 m Kristallin (Thaya-Granit), geschiefert, tw. klüftig, graubraun

Bohrung 37

Bohrung Retz – Brunnen Sandweg (Werk II) (Stadtgemeinde Retz, 1977)

BMN-Koordinaten M34: Rechts 722863, Hoch 402670, KG Retz, Parzelle 1983/3

Lage ca. 0,7 km nordöstlich Retz, ca. 9 m westlich ÖBB-Lokalbahn Retz-Drosendorf

- Holozän–Pleistozän
 - 6,5 m Anschüttung, Lehm, etc.

- Retz-Formation
 - 9,0 m Sand, lehmig (siltig), graugelb, fest gelagert
 - 9,5 m Lehm (Silt), sandig, graubraun
 - 9,8 m Sand, kiesig, gelbgrau, resch
 - 10,8 m Feinsand, graugelb
 - 11,6 m Feinsand, kiesig, graugelb
 - 13,2 m Feinsand, graugelb
 - 16,4 m Sand, graugelb, resch
 - 17,5 m Feinsand, kiesig, gelbgrau
 - 20,0 m Feinsand, gelbgrau
 - 20,1 m Sandstein, graugelb
 - 21,0 m Feinsand, graugelb
 - 21,3 m Sandstein, gelbgrau
 - 21,7 m Feinsand, gelbgrau
 - 22,0 m Feinsandstein, gelbgrau, Mollusken
 - 22,6 m Feinsand, gelbgrau
 - 22,8 m Sandstein, grau
 - 24,2 m Feinsand mit Kristallingeröllen, grau
 - 24,7 m Kies (Kristallingerölle) in Sand, graugelb
 - 25,1 m Feinsand, graugelb
 - 25,4 m Kies bis 3 cm Dm., Sand, graugelb
 - 25,6 m Kies, verfestigt, Mollusken, graublau
 - 25,8 m Sand, lehmig (siltig), graublau, Mollusken
 - 26,0 m Sandstein, graublau
 - 28,7 m Sand mit dünnen Kieslagen, blaugrau
 - 29,0 m Sand, Mollusken
 - 30,0 m Kies und Steine, verfestigt, graublau, Mollusken
 - 30,9 m Sand, Sandstein, graublau

- Thaya-Granit
 - 32,1 m Kristallin

Bohrung 38

Bohrung Retz – Ziegelei (Fa. Frings, 1967)

Archiv Geologische Bundesanstalt

BMN-Koordinaten M34: Rechts 723204, Hoch 401575

Lage ca. 1,3 km südöstlich Retz, Mülldeponie (ehemalige Ziegelei Schwach)

- Holozän–Pleistozän
 - 1,0 m Abraum
 - 7,0 m Lehm
- Zellerndorf-Formation
 - 22,0 m Ton
- Retz-Formation
 - 29,0 m Sand

Bohrung 39

Bohrung Unterretzbach (NÖ-Landesregierung, 1953; vgl. GRILL, 1959)

BMN-Koordinaten M34: Rechts 726260, Hoch 403040

Lage ca. 0,2 km östlich der Kirche von Unterretzbach, östlich Bahnlinie nach Šatov (Schattau)

- Holozän–Pleistozän
 - 0,3 m Humus
 - 4,0 m Lehm, sandig, gelb
 - 8,0 m Lehm, sandig, gelb, braune Zwischenlagen
- Laa-Formation
 - 11,2 m Tegel, sandig, grau, braune Zwischenlagen
 - 15,4 m Sand, tegelhältig, grau
 - 16,8 m Schwimmsand, grau
 - 17,4 m Sandstein, grau
 - 18,2 m Sand, tegelhältig, grau, fest gelagert
 - 35,3 m Tegel, grau, trocken
 - 35,4 m Sandstein, grau
 - 37,5 m Tegel, grau, hart
 - 38,5 m Sand, lettig (siltig-tonig)
 - 44,5 m Tegel, sandig, trocken
 - 45,8 m Sand, lettig (siltig-tonig)
 - 46,1 m Sandstein, grau
 - 51,4 m Sand, lettig (siltig-tonig), trocken

Literatur

- AUSTROMINERAL: Kaolinprospektion im Raum Retz, N.Ö. Endbericht 1981 über Durchführung von Kernbohrungen und abschließende Projektbeurteilung. – Unveröff. Bericht für Bundesminist. Wiss. u. Forschung und Land Niederösterreich., 108 S., 19 Abb., 23 Tab., 8 Beil., Wien 1981.
- BATÍK, P.: Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 9 Retz. – Jb. Geol. Bundesanst., **135/3**, 674–675, Wien 1992a.
- BATÍK, P.: Geologická Mapa Národního Parku Podyjí (Geologische Karte des Nationalparks Thayatal) 1:25.000. – Praha (ČGÚ) 1992b.
- BATÍK, P.: Bericht 1994 über geologische Aufnahmen im Moravikum auf Blatt 8 Geras. – Jb. Geol. Bundesanst., **138/3**, 474–475, Wien 1995.
- BATÍK, P., ČTYROKÁ, J. & ČTYROKÝ, P.: Bericht 1992 über geologische Aufnahmen auf Blatt 9 Retz. – Jb. Geol. Bundesanst., **136/3**, 546–548, Wien 1993.
- BATÍK, P., ČTYROKÁ, J. & ČTYROKÝ, P.: Bericht 1993 über die Revision geologischer Aufnahmen und Kartierungsbohrungen auf Blatt 9 Retz. – Jb. Geol. Bundesanst., **137/3**, 426–427, Wien 1994.
- BATÍK, P. et al.: Vysvětlivky k základní geologické mapě ČR 1:25.000, 33-224 Kravsko (Erläuterungen zur Grundlagenkarte der ČR 1:25.000, 33-224 Kravsko). – Čes. Geol. Ústav, Praha 1995.
- BERGER, F. & PRIEMETZHOFFER, F.: Flechten im Nationalpark Thayatal. – Unveröff. Liste mit Erläuterungen, 12 S., 2004.
- BERGER, W.: Eine neue fossile Wassernuß aus den untermiozänen Braunkohlenablagerungen von Langau bei Geras in Niederösterreich. – Phytol., **7/1–3**, 152–158, Horn 1957.
- BERNHAUSER, A.: Zur Kenntnis der Retzer Sande. – Sitzber. österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., Abt. I, **164/3**, 163–192, 12 Abb., 1 Taf., Wien 1955.
- BERNROIDER, M.: Zur Geologie und Petrographie moravischer Gesteine im Gebiet NW Weitersfeld, Niederösterreich. – Diss. naturwiss. Fak. Univ. Salzburg, 8+240 S., 1 geol. Kt., Salzburg 1986.
- BERNROIDER, M.: Zur Petrogenese präkambrischer Metasedimente und cadomischer Magmatite im Moravikum. – Jb. Geol. Bundesanst., **132/2**, 349–373, Wien 1989.
- BRIX, F.: Bericht über die Kohlenexploration im Gebiet Langau-Riegersburg-Geras (niederösterreichisches Waldviertel). – Unveröff. Bericht ÖMV-AG, TDG-ESB-Geologie, 17 S., Tab., Beil., Wien 1981.
- BRZÁK, M.: Entwicklung des Thayatales im Nationalpark Podyjí (Tschechische Republik) aufgrund der Morphographie und Schöteranalyse. – Mitt. Österr. Geograph. Ges., **139**, 261–275, 4 Abb., 2 Tab., Wien 1997.
- BRZÁK, M.: Balvanové proudy a skalní tvary v údolí Dyje (NP Podyjí) [Blockströme und Felsenformen im Thayatal (NP Podyjí)]. – Acta Mus. Moraviae, Sci. geol., **LXXXV** (2000), 135–150, 5 Abb., Brno 2000.
- CHÁBERA, S. & HUBER, K.-H.: Pseudoschichtung (pseudobedding) in Granitoiden des Südböhmischen Plutons. – Sbor. Jihočes. muz. v. Čes. Budějovicích, Přír. vědy, **38**, 5–17, 8 Fotos, České Budějovice 1998.
- CHYTRÝ, M. & VICHEREK, J.: Lesní vegetace Národního Parku Podyjí. – 168 S., Praha (Academia) 1995.
- CICHA, I.: Die miozäne Foraminiferenfauna der Bohrung Laa Thermal Süd 1. – Exkursionsführer Österr. Geol. Ges., **17** (Das Land um Laa an der Thaya), 71–74, Wien 1997.
- CÍLEK, V., HRADILOVÁ, J. & LOŽEK, V.: Sprašová sedimentace v západní části NP Podyjí (Löss-Sedimentation im westlichen Teil des Nationalparks Podyjí). – Příroda, Sborník prací z ochrany přírody, **3**, 73–81, Praha 1996.
- ČTYROKÝ, P.: K paleontologické charakteristice a rozšíření spodnotortonických sedimentů v okolí Šatova na jižní Moravě (Zur paläogeographischen Charakteristik und Verbreitung der unterortonischen Sedimente in der Umgebung von Šatov in Südmähren) M-33-117-C-a. – Zpr. o. geol. výzk. v. roce 1966, **1**, 267–268, Praha 1968.
- ČTYROKÝ, P.: Das Untermiozän (Eggenburg-Ottang) im SW-Teil der Karpatischen Vortiefe in Mähren. – Zemny plyn a nafta, **27**, 379–394, Hodonin 1982.
- ČTYROKÝ, P.: Das Tertiär der Böhmisches Masse in Südmähren. – Jb. Geol. Bundesanst., **136/4**, 707–713, Wien 1993.
- DEMEK, J.: Etchplain, rock pediments and morphostructural analysis of the Bohemian Massif (Czech Republic). – In: DRBOHLAV, D., KALVODA, J. & VOŽENÍLEK, V. (eds.): Czech Geography at the dawn of the Millennium. – 69–81, Olomouc (Palacky Univ. Olomouc) 2004.
- DEMEK, J. & KOPECKÝ, J.: Slope failures in metamorphic basement rocks of the Dyje river valley, Podyjí National Park, Czech Republic. – Moravian Geographical Rep., **4/2**, 2–11, Brno 1996.
- DRAXLER, I., 1991: Die untermiozäne Mikroflora aus dem Raum Eggenburg – Horn – Geras. – In: ROETZEL, R. (Hrsg.): Arbeitstagung Geol. Bundesanstalt 1991, 16.–20. 9. 1991, Eggenburg, 109–113, Wien 1991.
- DUDEK, A.: Zum Problem der moldanubischen Überschiebung im Nordteil der Thayakuppel. – Geologie, **11**, 757–791, Berlin 1962.
- DUDEK, A.: The crystalline basement block of the Outer Carpathians in Morava, Bruno-Vistulicum. – Rozpr. Českosl. akad. věd, řada mat. přírod. věd, **90**, 1–85, Praha 1980.
- DVOŘÁK, J.: Synsedimentary tectonics of the Palaeozoic of the Drahaný Uplands (Sudeticum, Moravia, Czechoslovakia). – Tectonophysics, **17/4**, 359–391, Amsterdam 1973.
- DVOŘÁK, J.: Beziehungen zwischen Tektonik und Paläogeographie im mährischen Karbon. – Geol. Jb. Hessen, **117**, 37–51, Wiesbaden 1989.
- DVOŘÁK, J.: 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 1990.
- FINGER, F. & BÜTTNER, S.: Bericht 1995 über petrographische Untersuchungen im Kristallin der Bohrungen Goggendorf und Glaubendorf auf Blatt 22 Hollabrunn. – Jb. Geol. Bundesanst., **139/3**, 375–378, Wien 1996.
- FINGER, F., FRASL, G., HÖCK, V. & STEYRER, H.P.: The Granitoids of the Moravian Zone in Northeast Austria: Products of a Cadomian Active Continental Margin? – Precambrian Res., **45** (1989), 235–245, Amsterdam (Elsevier) 1989.
- FINGER, F. & FRIEDL, G.: Bericht 1992 über petrographische Untersuchungen im Moravikum auf Blatt 9 Retz. – Jb. Geol. Bundesanst., **136/3**, 637–638, Wien 1993.
- FINGER, F., HANZL, P., PIN, C., VON QUADT, A. & STEYRER, H.P.: The Brunovistulian: Avalonian Precambrian sequence at the eastern end of the Central European Variscides? – In: FRANKE, W., HAAK, V., ONCKEN, O. & TANNER, D. (eds.): Orogenic processes: quantification and modelling in the Variscian Belt. – Geol. Soc. Lond. Spec. Publ., **179**, 103–112, Oxford – London – Edinburgh 2000.
- FINGER, F. & HORSCHINEGG, M.: A7 Oberhalb – Steinbruch Gollitsch. – In: ROETZEL, R. (Hrsg.): Arbeitstagung Geol. Bundesanstalt 1999, 3.–7. Mai 1999, Retz, 270–273, Wien 1999.
- FINGER, F. & RIEGLER, G.: Der Thayabatholith und der kristalline Untergrund des Weinviertels. – In: ROETZEL, R. (Hrsg.): Arbeitstagung Geol. Bundesanstalt 1999, 3.–7. Mai 1999, Retz, 23–31, Wien 1999.
- FINGER, F. & STEYRER, H.P.: A tectonic model for the eastern Variscides: indications from a chemical study of amphibolites in the south-eastern Bohemian Massif. – Geologica Carpathica, **46**, 137–150, Bratislava 1995.
- FRANKE, W.: Variscan plate tectonics in Central Europe – current ideas and open questions. – Tectonophysics, **169**, 221–228, Amsterdam 1989.
- FRANKE, W.: The mid-European segment of the Variscides; tectonostratigraphic units, terrane boundaries and plate tectonic evolution. – In: FRANKE, W., HAAK, V., ONCKEN, O. & TANNER, D. (eds.): Orogenic processes: quantification and modelling in the Variscian Belt. – Geol. Soc. Lond. Spec. Publ., **179**, 35–61, Oxford – London – Edinburgh 2000.
- FRANZ, H., mit Beiträgen von FRASL, G. & WEIDSCHACHER, K.: Zur Kenntnis der jungquartären Ablagerungen und Böden im Leithagebirge und im Raume von Retz. – Verh. Geol. Bundesanst., **1957/2**, 146–196, 9 Abb., Tab., 2 Kt., Wien 1957.
- FRASL, G.: 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, Wien 1983.
- FRASL, G.: Das Moravikum der Thaya-Kuppel als Teil der variszisch deformierten Randzone des Bruno-Vistulikum – eine Einführung. – In: ROETZEL, R. (Hrsg.): Arbeitstagung Geol. Bundesanstalt 1991, 16.–20. 9. 1991, Eggenburg, 49–62, Wien 1991.

- FRASL, G., FUCHS, G., MATURA, A. & THIELE, O.: Einführung in die Geologie des Waldviertler Grundgebirges. – In: Arbeitstagung Geol. Bundesanstalt 1977 – Waldviertel, 15.–20. Mai 1977, 5–10, Wien 1977.
- FRIEDL, G., FINGER, F., McNAUGHTON, N.J. & FLETCHER, I.R.: Deducing the ancestry of terranes: SHRIMP evidence for South America-derived Gondwana fragments in central Europe. – *Geology*, **28**/11, 1035–1038, Washington D.C. 2000.
- FRIEDL, G., FINGER, F., PAQUETTE, J.-L., VON QUADT, A., McNAUGHTON, N.J. & FLETCHER, I.R.: Pre-Variscan geological events in the Austrian part of the Bohemian Massif deduced from U-Pb zircon ages. – *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundschau)*, **93**, 802–823, Stuttgart 2004.
- FRITZ, H., DALLMEYER, R.D. & NEUBAUER, F.: Thick-skinned versus thin-skinned thrusting: Rheology controlled thrust propagation in the Variscan collision belt (the southeastern Bohemian Massif). – *Tectonics*, **15**, 1389–1413, Washington 1996.
- FRITZ, H. & NEUBAUER, F.: Kinematics of crustal stacking and dispersion in the southeastern Bohemian Massif. – *Geol. Rundschau*, **82**, 556–565, Stuttgart 1993.
- FUCHS, G.: Das Bild der Böhmisches Masse im Umbruch. – *Jb. Geol. Bundesanst.*, **134**/4, 701–710, Wien 1991.
- FUCHS, G.: Bericht 1992 über geologische Aufnahmen im Moravikum auf Blatt 9 Retz. – *Jb. Geol. Bundesanst.*, **136**/3, 549, Wien 1993.
- FUCHS, G.: Bericht 1994 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 9 Retz. – *Jb. Geol. Bundesanst.*, **138**/3, 477–478, Wien 1995.
- FUCHS, G.: Kritische Gedanken zur neueren geodynamischen Forschung in der östlichen Böhmisches Masse. – *Jb. Geol. Bundesanst.*, **141**/1, 39–43, Wien 1998.
- FUCHS, G.: Geologie des Moravikum im Thayatal zwischen Hardegg und Kaja. – In: ROETZEL, R. (Hrsg.): Arbeitstagung Geol. Bundesanstalt 1999, 3.–7. Mai 1999, Retz, 354–356, Wien 1999.
- FUCHS, G.: Bericht 1998 über geologische Aufnahmen im Moravikum auf den Blättern 8 Geras und 9 Retz. – *Jb. Geol. Bundesanst.*, **142**/3, 267, Wien 2000.
- GABRIELOVÁ, N.: Die mikropaläobotanische Erkundung des Untermiozäns in der Umgebung von Šafov bei Vranov nad Dyjí. – *Věst. Ústř. úst. geol.*, **48**/1, 11–16, Praha 1973.
- GASPAR, B.: Der „Weiße Stein von Eggenburg“ Der Zogelsdorfer Kalksandstein und seine Meister. – *Das Waldviertel*, **44**/4, 331–367, Horn 1995.
- GASPAR, B.: Das Steinmetzhandwerk in Eggenburg. – *Denkmalpflege in Niederösterreich (Waldviertel)*, **31**, 20–25, Abb., St. Pölten 2004.
- GREGOR, H. J.: *Trapa zapfei* BERGER aus dem Untermiozän von Langau bei Geras (NÖ.) - eine Hydrocharitacee. – *Ann. Naturhist. Mus. Wien*, **83**, 105–118, Wien 1980.
- GRILL, R.: Bericht zur Wasserversorgung der Gemeinde Unterretzbach. – Unveröff. Bericht, *Bibl. Geol. Bundesanst.*, *Wiss. Archiv Nr. A 09830–R.3*, 5 Bl., 1 Kt., 1 Anl., Wien 1959.
- HARZHAUSER, M., BÖHME, M., MANDIC, O. & HOFMANN, Ch.-Ch.: The Karpatian (Late Burdigalian) of the Korneuburg Basin. A Palaeogeological and Biostratigraphical Syntheses. – In: SOVIS, W. & SCHMID, B. (Hrsg.): *Das Karpat des Korneuburger Beckens*, Teil.2. – *Beitr. Paläont.*, **27**, 441–456, 7 Abb., 1 Tab., Wien 2002.
- HARZHAUSER, M., DAXNER-HÖCK, G., KOLLMANN, H., KOVAR-EDER, J., RÖGL, F., SCHULTZ, O. & SUMMESBERGER, H.: 100 Schritte Erdgeschichte. Die Geschichte der Erde und des Lebens im Naturhistorischen Museum Wien. – 96 S., Wien (Naturhistorisches Museum) 2004a.
- HARZHAUSER, M., DAXNER-HÖCK, G. & PILLER, W.E.: An integrated stratigraphy of the Pannonian (Late Miocene) in the Vienna Basin. – *Austrian Journ. Earth Sciences*, **95/96**, 6–19, 7 figs., Wien 2004b.
- HARZHAUSER, M. & KROH, A.: Paläökologie der Echinidenfaunen von Unterhalb (Retz-Formation - Eggenburgium). – In: ROETZEL, R. (Hrsg.): *Arbeitstagung Geol. Bundesanstalt 1999*, 3.–7. Mai 1999, Retz, 221–222, Wien 1999.
- HAVLÍČEK, P.: Bericht 1994 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 9 Retz. – *Jb. Geol. Bundesanst.*, **138**/3, 478, Wien 1995.
- HAVLÍČEK, P.: NP Podyjí: Revizní kvartérně-geologický výzkum a mapování v letech 2001 a 2002 (Nationalpark Podyjí: Revision der quartärgeologischen Untersuchung und Kartierung in den Jahren 2001 - 2002). – *Zpr. o. geol. výzk. v. roce 2002*, 71–73, Praha 2002.
- HAVLÍČEK, P.: NP-Thayatal: Erläuterungen zur quartär-geologischen Revisiersonforschung und Kartierung 2001–2002. – Unveröff. Ber. Česká geologická služba, 5 S., Fotos, Praha 2003.
- HAVLÍČEK, P., HOLÁSEK, O., SMOLÍKOVÁ, L. & ROETZEL R.: Zur Entwicklung der Quartärsedimente am Südostrand der Böhmisches Masse in Niederösterreich. – *Jb. Geol. Bundesanst.*, **141**/1, 51–71, 15 Abb., 1 Tab., 2 Taf., Wien 1998.
- HAVLÍČEK, P. & SMOLÍKOVÁ, L.: Sprašový profil v Šatově, okres Znojmo. (Lössprofil in Šatov, Bezirk Znojmo). – *Zpr. o. geol. výzk. v. roce 1997*, 67–68, Praha 1998.
- HAVLÍČEK, P. & SMOLÍKOVÁ, L.: Spraše a fosilní půdy v NP Podyjí (Konice, Lukov) (Löss und fossile Böden im Nationalpark Podyjí (Konice, Lukov)). – *Zpr. o. geol. výzk. v. roce 2001*, 129–131, Praha 2002.
- HAVLÍČEK, P. & SMOLÍKOVÁ, L.: 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 2003a.
- HAVLÍČEK, P. & SMOLÍKOVÁ, L.: Neolitický rondel v Mašovicích: kvartérní a paleopedologické výzkumy (Neolithischer Kreisgraben in Mašovice: Quartärgeologische und paläopedologische Untersuchungen). – *Thayensia*, **5**, 3–9, Znojmo 2003b.
- HOCHULI, P.: Palynologische Untersuchungen im Oligozän und Untermiozän der Zentralen und Westlichen Paratethys. – *Beitr. Paläont. Österr.*, **4**, 1–132, Wien 1978.
- HÖCK, V.: Bericht 1968 über geologische Aufnahmen auf den Blättern Geras (8) und Retz (9). – *Verh. Geol. Bundesanst.*, **1969**/3, A32–A33, Wien 1969.
- HÖCK, V.: Bericht 1969 über geologische Aufnahmen auf den Blättern Geras (8), Retz (9) und Horn (21). – *Verh. Geol. Bundesanst.*, **1970**/5, A32–A33, Wien 1970.
- HÖCK, V.: Haltepunkt 8: Weitersfeld. – 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**, 46–47, Wien 1983.
- HÖCK, V.: Das Moravikum der Thaya-Kuppel in Österreich – Lithologie und Metamorphose. – In: ROETZEL, R. (Hrsg.): *Arbeitstagung Geol. Bundesanstalt 1991*, 16.–20. 9. 1991, Eggenburg, 63–74, Wien 1991a.
- HÖCK, V.: Haltepunkt 19. Weitersfeld – Kirchenbruch. – In: ROETZEL, R. (Hrsg.): *Arbeitstagung Geol. Bundesanstalt 1991*, 16.–20. 9. 1991, Eggenburg, 204, Wien 1991b.
- HÖCK, V.: Der geologische Bau des Grundgebirges. – In: STEININGER, F.F. (Hrsg.): *Erdgeschichte des Waldviertels. – 2. Aufl., Schriftenreihe Waldv. Heimatbund*, **38**, 37–60, Horn – Waidhofen/Thaya 1999.
- HÖCK, V., MARSCHALLINGER, M. & TOPA, D.: Granat-Biotit-Geothermometrie in Metapeliten der Moravischen Zone in Österreich. – *Österr. Beitr. Met. Geoph.*, **3**, 149–167, Wien 1991.
- HÖCK, V., MONTAG, O. & LEICHMANN, J.: Ophiolite remnants at the eastern margin of the Bohemian Massif and their bearing on the tectonic evolution. – *Mineralogy and Petrology*, **60**, 267–287, Wien – New York (Springer) 1997.
- HÖCK, V. & VETTERS, W.: Bericht 1974 über geologische Aufnahmen auf Blatt 21 Horn. – *Verh. Geol. Bundesanst.*, **1975**/1, A-22–A25, Wien 1975.
- HOFMANN, E.: Eine verkieselte Palme im Tertiär von Retz in Österreich. – *Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., Abt. I*, **145**/1–2, 59–62, 2 Taf., Wien 1936a.
- HOFMANN, E.: Verkieselte Hölzer aus dem Tertiär von Retz in Niederösterreich. – *Unsere Heimat*, **9**/2, 57–60, 1 Abb. (S.52), Wien 1936b.
- HOFMANN, Th.: Naturdenkmal Hangenstein. – In: ROETZEL, R. (Hrsg.): *Arbeitstagung Geol. Bundesanstalt 1999*, 3.–7. Mai 1999, Retz, 265–266, 1 Abb., Wien 1999.
- HOFMANN, Th.: Geotope in Niederösterreich – Schlüsselstellen der Erdgeschichte. – 96 S., St.Pölten (Amt NÖ Landesreg.) 2003.
- HOFMANN, Th. & ZORN, I.: Geotope im Waldviertel. – In: STEININGER, F.F. (Hrsg.): *Erdgeschichte des Waldviertels. – 2. Aufl., Schriftenreihe Waldv. Heimatbund*, **38**, 133–162, Horn – Waidhofen/Thaya 1999.
- HÖNING, J. & HORKEL, A.: Kaolinprospektion im Raum Retz. – *Archiv f. Lagerstättenforschung Geol. Bundesanst.*, **2**, 109–115, 5 Abb., 2 Tab., Wien 1982.
- HUBER, K.H.: Zum Formenschatz der Granitverwitterung und –abtragung im nordwestlichen Waldviertel. – In: STEININGER, F.F. (Hrsg.): *Erdgeschichte des Waldviertels. – 2. Aufl., Schriftenreihe Waldv. Heimatbund*, **38**, 113–132, Horn-Waidhofen/Thaya 1999.

- HUBER, K. H.: Some field observations and remarks on the Grmünd Beds of the northwestern Waldviertel region (Lower Austria). – Jb. Geol. Bundesanst., **143/4**, 543–566, Wien 2003.
- IVAN, A. & KIRCHNER, K.: Geomorphology of the Podyjí National Park in the southeastern part of the Bohemian Massif (South Moravia). – Moravian Geograph. Rep., **1/1994**, Vol. 2, 2–25, Brno 1994.
- IVAN, A. & KIRCHNER, K.: Granite landforms in the Podyjí National Park, South Moravia. – Acta Montana IRSM AS CR (1995), Ser. A, No. 8 (97), 17–27, 3 figs., 2 phot., Praha 1995.
- IVAN, A. & KIRCHNER, K.: Granite landforms in South Moravia (Czech Republik). – Geogr. Fis. Dinam. Quat., **21** (1998), 23–26, 2 figs., Torino 1998.
- JAROŠ, J. & MISAŘ, Z.: Deckenbau der Svratka-Kuppel und seine Bedeutung für das geodynamische Modell der Böhmisches Masse. – Sbor. geol. v.ěd., Geologie, **29**, 69–82, Praha 1974.
- JENČEK, V. et al.: Vysvětlivky ke geologické mapě ČSSR 1:25.000 33–223 Vranov n.D. (Erläuterungen zur geologischen Karte der ČSSR 1:25.000 Vranov n.D.). – Ústř. úst. geol., Praha 1984.
- JENČEK, V. & DUDEK, A.: Beziehungen zwischen dem Moravikum und Moldanubikum am Westrand der Thaya-Kuppel. – Věst. Ústř. úst. geol., **46**, 331–338, Praha 1971.
- JENČEK, V. & MATĚJOVSKÁ, O.: Erläuterungen zur geologischen Karte im Maßstab 1:50.000 Blatt 8 Geras. – Unveröff. Manuskript, Bibl. Geol. Bundesanst., Wiss. Archiv Nr. A-06166–RA-8/86, 82 S., Praha 1986.
- JIRÁNEK, J., MÜLLER, H.W. & SCHWAIGHOFER, B.: 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 1990.
- KERNEY, M.P.: Die Landschnecken Nord- und Mitteleuropas. – In: KERNEY, M.P., CAMERON, R.A.D. & JUNGBLUTH, J. H. – Bestimmungsbuch für Biologen und Naturfreunde. – 387 S., 890 Abb., Hamburg – Berlin (Parey) 1983.
- KIRCHNER, K., IVAN, A. & BRZÁK, M.: K rozšíření kvartérních fluvialních sedimentů v NP Podyjí (Zur Verbreitung der quartären fluvialen Sedimente im Nationalpark Podyjí). – In: Zprávy o geologickém výzkumu na Moravě a ve Slezsku v roce 1995, 3, Brno 1996.
- KLAUS, W.: Bemerkungen zur Palynologie der Hausruck-Kohlen (Vorläufige Mitteilung). – Anz. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., **89/9**, 69–77, Wien 1952.
- KLAUS, W.: Über eine bemerkenswerte fossile *Pinus*-Art aus dem Unter-Miozän von Niederösterreich. – Ann. Naturhist. Mus. Wien, **83**, 169–180, Wien 1980.
- KLEMM, W.: Die Verbreitung der rezenten Land-Gehäuse-Schnecken in Österreich. – Denkschriften Österr. Akademie Wiss., **117**, 503 S., 6 Abb., 156 Karten, Wien (Springer Verlag) 1973.
- KNOBLOCH, E.: Die untermiozäne Flora von Šafov in Südmähren. – Věst. Ústř. úst. geol., **53/3**, 153–162, Praha 1978.
- KNOBLOCH, E.: Megasporen, Samen und Früchte aus dem österreichischen Tertiär. – Věst. Ústř. úst. geol., **56/2**, 87–97, Praha 1981.
- KOPECKÝ, J.: Výzkum a dokumentace pseudokrasových jeskyní „Ledové sluje“ v Národním parku Podyjí (Untersuchung und Dokumentation der Pseudokarst-Höhlen „Ledové sluje“ im Nationalpark Podyjí). – Příroda, Sborník prací z ochrany přírody, **3**, 7–26, Praha 1996.
- KROH, A. & HARZHAUSER, M.: An Echinoderm Fauna from the Lower Miocene of Austria: Paleogeology and Implications for Central Paratethys Paleobiogeography. – Ann. Naturhist. Mus. Wien, **101A**, 145–191, Wien 1999.
- KÜHN, O.: Die Bryozoen der Retzer Sande. – Sitz.ber. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., Abt.I, **164/4–5**, 231–248, 2 Taf., Wien 1955.
- LEICHMANN, J.: Geologie und Petrologie des Brünner Massivs. – Diss. Univ. Salzburg, 108 S., Salzburg 1996.
- LIBOWITZKY, E.: Mineralogische Untersuchungen einer magnetischen Anomalie im Moravikum der Böhmisches Masse in Österreich. – Diss. Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 126 S., Wien 1989.
- LIBOWITZKY, E.: Precambrian Black Sands as Precursors of Magnetit and Ilmenite Bearing Chlorite-Micaschists, Bohemian Massif, Austria. – Mineralogy and Petrology, **43**, 147–160, Wien – New York (Springer) 1990.
- LINTON, D.L.: The Problems of Tors. – Geogr. Jb., **121**, 470–487, London 1955.
- LOŽEK, V. & VAŠÁTKO, J.: Mollusken des Nationalparks Thayatal. – Library of the Czech Speleological Society, **31**, 68 S., Praha 1997.
- LUKAN, K.: Das Weinviertelbuch. – 3. Aufl., 224 S., Wien (Verlag Jugend & Volk) 1995.
- LUKENEDER, A., HARZHAUSER, M., MANDIC, O. & ROETZEL, R.: Schalen-Akkumulationen des Nautiloiden *Aturia (Aturia) aturi* (BASTEROT, 1825) in der Retz-Formation (Untermiozän, Ober-Eggenburgium) in Niederösterreich. – In: ROETZEL, R. (Hrsg.): Arbeitstagung Geol. Bundesanstalt 1999, 3.–7. Mai 1999, Retz, 229–230, Wien 1999.
- MALZER, O., RÖGL, F., SEIFERT, P., WAGNER, L., WESSELY, G. & BRIX, F.: III.4. Die Molasse und deren Untergrund. – In: BRIX, F. & SCHULTZ, O. (Hrsg.): Erdöl und Erdgas in Österreich. – 2. Aufl., 281–358, Wien (Naturhist. Museum) 1993.
- MANDIC, O. & HARZHAUSER, M.: Pectiniden (Bivalvia) als Faziesindikatoren im Eggenburgium der Retz-Formation. – In: ROETZEL, R. (Hrsg.): Arbeitstagung Geol. Bundesanstalt 1999, 3.–7. Mai 1999, Retz, 231–232, Wien 1999.
- MANDIC, O. & STEININGER, F.F.: Computer-based mollusc stratigraphy – a case study from the Eggenburgian (Lower Miocene) type region (NE Austria). – Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **197**, 263–291, Amsterdam (Elsevier) 2003.
- MATURA, A.: Hypothesen zum Bau und zur geologischen Geschichte des kristallinen Grundgebirges von Südwestmähren und dem niederösterreichischen Waldviertel. – Jb. Geol. Bundesanst., **119/1**, 63–74, Wien 1976.
- MATURA, A.: Zur tektonischen Gliederung der variszischen Metamorphite im Waldviertel Niederösterreichs. – Jb. Geol. Bundesanst., **143/2**, 221–225, 3 Abb., Wien 2003.
- MELLER, B. & VAN BERGEN, P.F.: The problematic systematic position of *Ceratotratiotes* GREGOR (Hydrocharitaceae?) – morphological, anatomical and biochemical comparison with *Stratiotes* L. – Plant Syst. Evol., **236**, 125–150, Wien – New York (Springer) 2003.
- MILLES, R. & PAPP, A.: Über das Vorkommen sarmatischer Schichten im Außer-alpinen Wiener Becken. – Verh. Geol. Bundesanst., **1957/2**, 130–136, Wien 1957.
- NANCE, R.D. & MURPHY, J.B.: Basement isotopic signatures and Neoproterozoic paleogeography of Avalonian-Cadomian and related peri-Gondwana terranes of the circum-North Atlantic. – Geol. Soc. Am. Spec. Paper, **304**, 333–346, Boulder (Colorado) 1996.
- NEHYBA, S. & ROETZEL, R.: Lower Miocene Volcaniclastics in South Moravia and Lower Austria. – Jb. Geol. Bundesanst., **141/4**, 473–490, Wien 1999.
- NEHYBA, S. & ROETZEL, R.: The Hollabrunn-Mistelbach Formation (Upper Miocene, Pannonian) in the Alpine-Carpathian Foredeep and the Vienna Basin in Lower Austria - An example of a coarse-grained fluvial system. – Jb. Geol. Bundesanst., **144/2**, 191–221, 21 figs., 4 tabs., Wien 2004.
- OBRITZHAUSER-TOIFL, H.: Pollenanalytische (palynologische) Untersuchungen an der untermiozänen Braunkohle von Langau bei Geras, N.-Ö. – Sitz.ber. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., Abt.I, **163**, 325–374, Wien 1954.
- PAPP, A.: Das Sarmat von Hollabrunn. – Verh. Geol. Bundesanst., **1948/4–6**, 110–112, Wien 1950.
- PRECLIK, K.: Zur Analyse des moravischen Faltenwurfes im Thayatal. – Verh. Geol. Bundesanst., **1924/10–11**, 180–192, Wien 1925.
- PRECLIK, K.: Die moravische Phyllitzone im Thayatal. – Sbor. státn. geol. Ústav. českosl. rep., **6**, 221–274, Praha 1926.
- PRECLIK, K.: Das Nordende des Thayabatholithen. – Sbor. geol. Ústav., **12**, 34–61, Praha 1937.
- PUSCHNIK, H. & PUSCHNIK, H.: Urgeschichtswanderweg Eggenburg – Pulkau – Retz – Znaim. – 10 + 140 S., Pulkau (Fremdenverkehrsverein Pulkau) 1993.
- ŘEHÁKOVÁ, Z.: Bericht 1991 über die Bearbeitung der Diatomeenflora der Miozänsedimente auf den Blättern 8 Geras, 9 Retz und 22 Hollabrunn. – Jb. Geol. Bundesanst., **135/3**, 775, Wien 1992.
- REITER, A., HANÁK, V., BENDA, P. & BARČIOVÁ, L.: Netopýří jihozápadní Moravy. (Bats of the south-western Moravia). – Lynx, n. s. **34**, 79–180, Praha 2003.
- RIEGLER, G.: Chemismen und Th-U-Pb Modellalter akzessorischer Monazite aus kristallinen Bohrkernen des Weinviertels und ihre Bedeutung für das Verständnis der geologischen Situation am Ostrand der Böhmisches Masse. – Diplomarb. Univ. Salzburg, 72 S., 28 Abb., Salzburg 2000.
- ROETZEL, R.: Bericht 1982 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 8 Geras. – Jb. Geol. Bundesanst., **126/2**, 297–298, Wien 1983.
- ROETZEL, R.: Bericht 1987 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 8 Geras. – Jb. Geol. Bundesanst., **131/3**, 401–402, Wien 1988.

- ROETZEL, R.: Bericht 1988 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 8 Geras. – Jb. Geol. Bundesanst., **132/3**, 537–538, Wien 1989.
- ROETZEL, R.: Bericht 1989 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 8 Geras. – Jb. Geol. Bundesanst., **133/3**, 417–418, Wien 1990.
- ROETZEL, R.: Bericht 1990 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 8 Geras. – Jb. Geol. Bundesanst., **134/3**, 453–454, Wien 1991.
- ROETZEL, R.: Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 8 Geras. – Jb. Geol. Bundesanst., **135/3**, 673–674, Wien 1992.
- ROETZEL, R.: Bericht 1992 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 8 Geras und Bemerkungen zur Lithostratigraphie des Tertiärs in diesem Raum. – Jb. Geol. Bundesanst., **136/3**, 542–546, Wien 1993.
- ROETZEL, R.: Bericht 1993 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär im Raum Grafenberg – Maissau auf Blatt 22 Hollabrunn. – Jb. Geol. Bundesanst., **137/3**, 435–438, Wien 1994a.
- ROETZEL, R.: Der Braunkohlenbergbau von Langau. – In: BRANDTNER, A.J. (Hrsg.): Langau im Waldviertel. Heimatbuch der Gemeinde Langau. – 299–319, Langau 1994b.
- ROETZEL, R.: Bericht 1994/1995 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär mit Bemerkungen zur Tektonik am Diendorfer Störungssystem auf Blatt 22 Hollabrunn. – Jb. Geol. Bundesanst., **139/3**, 286–295, Wien 1996.
- ROETZEL, R.: The Karpatian Sediments in the Alpine-Carpathian Foredeep in Austria. – In: BRZOBOHATÝ, R., CÍCHA, I., KOVAČ, M. & RÖGL, F. (eds.): The Karpathian – A Lower Miocene Stage of the Central Paratethys. – 97–100, 1 fig., Brno 2003.
- ROETZEL, R.: Vom Kohlesumpf zum Freizeitparadies. Die Geschichte des Braunkohlenbergbaues Langau-Riegersburg. – Das Waldviertel, **53/4**, 341–362, 14 Abb., Horn 2004a.
- ROETZEL, R.: Bericht über die Kartierung von Standorten von *Kochia prostrata* (Halbstrauch Radmelde) im Bereich von Jetzelsdorf – Kleinhöflein – Retz. – Unveröff. Bericht, 3 S., 1 Abb., Wien 2004b.
- ROETZEL, R., mit Beiträgen von HOCHULI, P. & STEININGER, F.: Die Faziesentwicklung des Oligozäns in der Molassezone zwischen Krems und Wieselburg (Niederösterreich). – Jb. Geol. Bundesanst., **126/1**, 129–179, Wien 1983.
- ROETZEL, R., CÍCHA, I., HAVLÍČEK, P., HOLÁSEK, O., SMOLÍKOVÁ, L., KOVANDA, J., WIMMER-FREY, I. & PAPP, H.: C1 Zellerndorf – aufgelassene Ziegelei. – In: ROETZEL, R. (Hrsg.): Arbeitstagung Geol. Bundesanstalt 1999, 3.–7. Mai 1999, Retz, 315–321, Wien 1999a.
- ROETZEL, R. & FUCHS, G.: Der geologische Aufbau der Landschaft um Langau. – In: BRANDTNER, A.J. (Hrsg.): Langau im Waldviertel. Heimatbuch der Gemeinde Langau. – 284–298, Langau 1994.
- ROETZEL, R. & FUCHS, G. (Bearb.): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000 – 8 Geras. – Wien (Geol. Bundesanst.) 2001.
- ROETZEL, R., FUCHS, G., BATÍK, P. & ČTYROKÝ, P. (Bearb.): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000 – 9 Retz. – Wien (Geol. Bundesanst.) 1999b.
- ROETZEL, R. & HEINRICH, M.: A1 Obermarkersdorf – Sandgrube Diem. – In: ROETZEL, R. (Hrsg.): Arbeitstagung Geol. Bundesanstalt 1999, 3.–7. Mai 1999, Retz, 261–263, Wien 1999.
- ROETZEL, R., MANDIC, O. & STEININGER, F.F.: Lithostratigraphie und Chronostratigraphie der tertiären Sedimente im westlichen Weinviertel und angrenzenden Waldviertel. – In: ROETZEL, R. (Hrsg.): Arbeitstagung Geol. Bundesanstalt 1999, 3.–7. Mai 1999, Retz, 38–54, Wien 1999.
- ROETZEL, R., OTTNER, F., SCHWAIGHOFER, B. & MÜLLER, H.W.: Tertiäre Tone am Ostrand der Böhmisches Masse. – In: KOHLER, E.E. (Hrsg.): Berichte der Deutschen Ton- und Tonmineralgruppe e.V. – DTTG 1994, Beiträge zur Jahrestagung Regensburg, 13.–14. Okt. 1994, 111–122, Regensburg 1994.
- ROETZEL, R. & PERVESLER, P.: Storm-induced event deposits in the type area of the Grund Formation (Middle Miocene, Lower Badenian) in the Molasse Zone of Lower Austria. – In: PERVESLER, P., HOHENEGGER, J., RÖGL, F., PERYT, T. & MICHALÍK, J. (eds.): Marine Middle Miocene in the Alpine-Carpathian Foredeep. – Geol. Carpathica, **55/2**, 87–102, 12 figs., 1 tab., Bratislava 2004.
- ROETZEL, R. & ŘEHÁKOVÁ, Z.: Haltepunkt 20 Weitersfeld – Lagerhaus. – In: ROETZEL, R. (Hrsg.): Geologie am Ostrand der Böhmisches Masse in Niederösterreich. Schwerpunkt Blatt 21 Horn. – Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt, Eggenburg, 16.–20. 9. 91, 204–206, Wien 1991.
- ROETZEL, R., ŘEHÁKOVÁ, Z., CÍCHA, I., DECKER, K. & WIMMER-FREY, I.: B6 Parisdorf – Diatomitbergbau Wienerberger. – In: ROETZEL, R. (Hrsg.): Arbeitstagung Geol. Bundesanstalt 1999, 3.–7. Mai 1999, Retz, 306–311, Wien 1999c.
- ROETZEL, R., ŘEHÁKOVÁ, Z. & RUPP, Ch.: F/10: Limberg, Diatomitbergbau. – In: ROETZEL, R. & NAGEL, D. (Hrsg.): Exkursionen im Tertiär Österreichs. – 114–117, Wien (Österr. Paläont. Ges.) 1991.
- ROETZEL, R., SCHARBERT, S., WIMMER-FREY, I. & DECKER, K.: B3 Straning – Bahneinschnitt. – In: ROETZEL, R. (Hrsg.): Arbeitstagung Geol. Bundesanstalt 1999, 3.–7. Mai 1999, Retz, 290–293, Wien 1999d.
- ROETZEL, R. & STEININGER, F.F.: Die tertiären Ablagerungen im weiteren Raum von Eggenburg. – In: STEININGER, F.F. & PILLER, W. (Hrsg.): Eggenburg am Meer - Eintauchen in die Erdgeschichte. – Katalogreihe des Krahuletz-Museums, **12**, 27–32, Eggenburg 1991.
- ROETZEL, R. & STEININGER, F.F.: Älteres Tertiär. – In: STEININGER, F.F. (Hrsg.): Erdgeschichte des Waldviertels. – 2. Aufl., Schriftenreihe Waldv. Heimatbund, **38**, 75–78, Horn-Waidhofen/Thaya 1999.
- RÖGL, F.: Migration pathways between Africa and Eurasia - Oligocene-Miocene Palaeogeography. – Europal, **10**, 23–26, Strasbourg 1996.
- RÖGL, F.: Palaeogeographic Considerations for Mediterranean and Paratethys Seaways (Oligocene to Miocene). – Ann. Naturhist. Mus. Wien, **99/A**, 279–310, Wien 1998.
- RÖGL, F. & STEININGER, F.F.: Vom Zerfall der Tethys zu Mediterran und Paratethys. – Ann. Naturhist. Mus. Wien, **85/A**, 135–163, Wien 1983.
- RÖGL, F., STEININGER, F. & VASICEK, W.: Riesen der Vorzeit – Urelentanten und Nashörner im Weinviertel vor 10 Millionen Jahren. – Katalogreihe des Krahuletz-Museums, **6**, 32 S., Eggenburg 1986.
- ROŠTÍNSKÝ, P. & ROETZEL, R.: Exhumed Cenozoic landforms on the SE flank of the Bohemian Massif in the Czech Republic and Austria. – Z. Geomorph. N.F., **49/1**, 23–45, 13 figs., Berlin – Stuttgart 2005.
- SCHARBERT, S. & BATÍK, P.: The Age of the Thaya (Dyje) Pluton. – Verh. Geol. Bundesanst., **1980/3**, 325–331, Wien 1980.
- SCHERMANN, O.: Über Horizontalseitenverschiebungen am Ostrand der Böhmisches Masse. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien, **16** (1965), 89–103, 8 Abb., Wien 1966.
- SCHERMANN, O.: Geologische Beobachtungen im Kaolinbergbau Maltersbach (N.-Ö.). – Verh. Geol. Bundesanst., **1968/3**, A76, Wien 1968.
- SCHUBERT, G.: Zu den hydrogeologischen Verhältnissen im Obermarkersdorfer Becken. – In: ROETZEL, R. (Hrsg.): Arbeitstagung Geol. Bundesanstalt 1999, 3.–7. Mai 1999, Retz, 171–178, Wien 1999.
- SCHUBERT, G., SAFOSCHNIK, T., SUPPER, R., BERNHARD, M., FELDER, W. & ROETZEL, R.: B1 Das Becken von Obermarkersdorf. – In: ROETZEL, R. (Hrsg.): Arbeitstagung Geol. Bundesanstalt 1999, 3.–7. Mai 1999, Retz, 279–286, Wien 1999.
- SEIBERL, W. & ROETZEL, R.: Aerogeophysikalische Vermessung im Bereich von Pulkau-Nord/NÖ. – Unveröff. Bericht Bund-Bundesländer-Rohstoffprojekt Ü-LG-020/95–2, Bibl. Geol. Bundesanst., Wiss. Archiv Nr. A 11102–R, 49 Bl., 7 Abb., Anh. A, 10 Blg., Wien 1997.
- SEIBERL, W. & ROETZEL, R.: Aerogeophysikalische Vermessung im Bereich Geras / NÖ. – Unveröff. Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt Ü-LG-020/96–97, Bibl. Geol. Bundesanst., Wiss. Archiv Nr. A 11308–R, 48 Bl., 7 Abb., Anh. A, Blg.-Band: 11 Abb. (Karten), Wien 1998.
- SEIBERL, W., ROETZEL, R. & PIRKL, H.: Aerogeophysikalische Vermessung im Bereich von Pulkau / NÖ. – Unveröff. Bericht Bund-Bundesländer-Rohstoffprojekt Ü-LG-020/94–1, Bibl. Geol. Bundesanst., Wiss. Archiv Nr. A 11118–R, 52 Bl., 12 Beil., Wien 1996.
- SMOLÍKOVÁ, L. & ZEMAN, A.: Fossilböden im Profil von Sedlešovice und ihre Beziehung zu den Flussablagerungen. – Věst. Ústř. úst. geol., **54**, 215–224, Praha 1979.
- SOVIS, W. & SCHMID, B.: Das Karpat des Korneuburger Beckens. 1. Teil. – Beitr. Paläont., **23**, 413 S., Wien 1998.
- STEININGER, F.: Bericht 1977 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 21, Horn (Waldviertel) mit Bemerkungen zum Artikel von W. Fuchs (1977). – Verh. Geol. Bundesanst., **1978/1**, A47–A49, Wien 1979.

- STEININGER, F.: Kohlebohrungen Langau, Bearbeitung der aus den Bohrproben stammenden Molluskenfaunen. – Unveröff. Bericht, 4 S., Wien 1982.
- STEININGER, F.F.: The Continental European Miocene. Chronostratigraphy, Geochronology and Biochronology of the Miocene "European Land Mammal Mega-Zones" (ELMMZ) and the Miocene "Mammal-Zones (MN-Zones)". – In: RÖSSNER, G. & HEISSIG, K. (eds.): The Miocene Land Mammals of Europe. – 9–24, München (F. Pfeil) 1999.
- STEININGER, F.F., BERGGREN, W.A., KENT, D.V., BERNOR, R.L., SEN, S. & AGUSTI, J.: Circum-Mediterranean Neogene (Miocene and Pliocene) Marine-Continental Chronologic Correlations of European Mammal Units. – In: BERNOR, R.L., FAHLBUSCH, V. & MITTMANN, H.-W.: The Evolution of Western Eurasian Neogene Mammal Faunas. – 7–46, New York (Columbia Univ. Press) 1996.
- STEININGER, F.F. & ROETZEL, R.: Beiträge zu einer präquartären Landschaftsgeschichte des östlichen Waldviertels und des Kamp-tales. – 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 1994.
- STEININGER, F.F. & ROETZEL, R.: Mesozoikum (Erdmittelalter). – In: STEININGER, F.F. (Hrsg.): Erdgeschichte des Waldviertels. – 2. Aufl., Schriftenreihe Waldv. Heimatbund, **38**, 73–74, Horn-Waidhofen/Thaya 1999a.
- STEININGER, F.F. & ROETZEL, R.: Jüngerer Tertiär. – In: STEININGER, F.F. (Hrsg.): Erdgeschichte des Waldviertels. – 2. Aufl., Schriftenreihe Waldv. Heimatbund, **38**, 79–88, Horn-Waidhofen/Thaya 1999b.
- STEININGER, F.F., RÖGL, F., HOCHULI, P. & MÜLLER, C.: 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 1989.
- STEININGER, F. & SENEŠ, J.: M1 Eggenburgien. Die Eggenburger Schichtengruppe und ihr Stratotypus. – Chronostratigraphie und Neostatotypen, **2**, 827 S., Bratislava 1971.
- SUCESS, F.E.: Bau und Bild der Böhmisches Masse. – In: DIENER, C., HOERNES, R., SUCESS, F.E. & UHLIG, V.: (Hrsg.): Bau und Bild Österreichs. – 1–322, Wien – Leipzig (Tempus – Freytag) 1903.
- SUCESS, F.E.: Die moravischen Fenster und ihre Beziehung zum Grundgebirge des Hohen Gesenkes. – Denkschr. k. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., **88**, 541–624, Wien 1912.
- SUK, M., et al.: Geological history of the territory of the Czech Socialist Republic. – 400 S., Praha (Geol. Surv.) 1984.
- SVOBODA, J. et al.: Regional Geology of Czechoslovakia. Part I. The Bohemian Massif. – 668 S., Praha (Geol. Surv.) 1966.
- TAIT, J.A., BACHTADSE, V., FRANKE, W. & SOFFEL, H.C.: Geodynamic evolution of the European Variscan fold belt: Palaeomagnetic and geological constraints. – Geol. Rundschau, **86**, 585–598, Stuttgart 1997.
- TEJKAL, J.: Spodnomiocenní (?) písky mezi Šatovem a Chvalovicemi a jejich fauna (Untermiozäne (?) Sande zwischen Šatov und Chvalovice und ihre Fauna). – Čas. Mor. Muzea, **43/1958**, 85–94, Brno 1958.
- THENIUS, E.: Niederösterreich. – Geologie der österreichischen Bundesländer in kurzgefaßten Einzeldarstellungen, 2.Aufl., 280 S., Wien (Geol. Bundesanst.) 1974.
- THENIUS, E.: Niederösterreich im Wandel der Zeiten. – Katalog des Niederösterr. Landesmus., N.F., **144**, 3. Aufl., 156 S., 63 Abb., 4 Tab., 9 Taf., Wien 1983.
- TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich. Band II. – 710 S., Wien (Deuticke) 1985.
- VASICEK, W.: Das Jungpaläozoikum von Zöbing. – In: ROETZEL, R. (Hrsg.): Arbeitstagung Geol. Bundesanstalt 1991, 16.–20. 9. 1991, Eggenburg, 98–101, Wien 1991.
- VASICEK, W. & STEININGER, F.F.: Jungpaläozoikum von Zöbing. – In: STEININGER, F.F. (Hrsg.): Erdgeschichte des Waldviertels. – 2. Aufl., Schriftenreihe Waldv. Heimatbund, **38**, 63–72, Horn-Waidhofen/Thaya 1999.
- VAVRA, N.: Die Bryozoenfauna des österreichischen Tertiärs. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **157/3**, 366–392, 2 Abb., 4 Tab., Stuttgart 1979.
- VAVRA, N.: Bryozoa from the Eggenburgian (Lower Miocene, Central Paratethys) of Austria. – In: LARWOOD, G.P. & NIELSEN, C.: Recent and fossil bryozoa. – 273–280, 3 Fig., 1 Tab., Fredensborg 1981.
- VETTERS, H.: Geologisches Gutachten über die Wasserversorgung der Stadt Retz. – Jb. Geol. Reichsanst., **67(1917)/3–4**, 461–480, Wien 1918.
- WALDMANN, L.: Vorläufiger Bericht über die Aufnahme des moravischen Gebietes südlich der Bahnlinie Eggenburg – Siegmundshenberg. – Anz. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., **61/5(1924)**, 53–56, Wien 1925.
- WALDMANN, L.: Zum geologischen Bau der Thayakuppel und ihre Metamorphose. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **21(1928)**, 133–152, Wien 1930.
- WALDMANN, L.: Führer zu geologischen Exkursionen im Waldviertel. B. Exkursion in die nördlichen und westlichen Teile des Waldviertels. – Verh. Geol. Bundesanst., Sonderheft **E**, 14–26, Wien 1958.
- WEINHANDL, R.: Aufnahmen 1953 auf den Blättern Hollabrunn (22) und Hadres (23) (früher Blatt Hollabrunn, 4556, 1:75.000). – Verh. Geol. Bundesanst., **1954/1**, 83–87, Wien 1954.
- WEINHANDL, R.: Aufnahmen 1954 auf den Blättern Hollabrunn (22) (früher Blatt Hollabrunn, 4565 [4556], 1:75.000) und Retz (9) (früher Blatt Znaim, 4456, 1:75.000). – Verh. Geol. Bundesanst., **1955/1**, 81–85, Wien 1955.
- WIEDEN, P.: Exkursion II/4: Kaolinlagerstätte Mallersbach. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **57(1964)/1**, 169–179, 3 Abb., Wien 1964.
- WIEDEN, P.: Der Kaolin von Mallersbach. – Österr. Keramische Rundschau, Heft **11/12** (1968), 4 S., 6 Abb., Wien 1968.
- WIEDEN, P.: Genese und Alter der österreichischen Kaolinlagerstätten. – Schriftenreihe geol. Wiss., **11(1978)**, 335–342, 1 Abb., Berlin 1978.
- WINCHESTER, J.A., PHARAOH, T.C. & VERNIERS, J.: Palaeozoic amalgamation of Central Europe. An introduction and synthesis of new results from recent geological and geophysical investigations. – In: WINCHESTER, J.A., PHARAOH, T.C. & VERNIERS, J. (eds.): Palaeozoic amalgamation of Central Europe. – Geol. Soc. Lond. Spec. Publ., **201**, 1–18, Oxford-London-Edinburgh 2002.
- WRBKA, T.: Zur Landschafts- und Vegetationsökologie des Waldviertels. – 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, 41–58, Rosenberg 1994.
- WRBKA, T., THURNER, B. & SCHMITZBERGER, I.: Vegetationskundliche Untersuchung der Trockenstandorte im Nationalpark Thayatal. – Typoskript. Institut für Ökologie und Naturschutz, Wien 2001.
- ZAPPE, H.: Zur Altersfrage der Braunkohle von Langau bei Geras in Niederösterreich. – Berg-Hüttenm. Mh., **98/1**, 12–16, Wien 1953.
- ZARRABI, A.: 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 1972.
- ZORN, I.: Neogene Ostracoden des ÖK50-Blattes 22 (Hollabrunn) und angrenzender Gebiete. – In: ROETZEL, R. (Hrsg.): Arbeitstagung Geol. Bundesanstalt 1999, 3.–7. Mai 1999, Retz, 254–255, Wien 1999.
- ZULAUF, G.: Von der Anchizone bis zur Eklogitfazies: Angekippte Krustenprofile als Folge der cadomischen und variscischen Orogenese im Teplá-Barrandium (Böhmisches Masse). – Geotekt. Forsch., **89**, 302 S., Stuttgart 1997.
- ZVELEBIL, J., NOVOTNÝ, J., KOŠTÁK, B. & ŽIKA, P.: Předběžné výsledky inženýrskogeologického studia svahové deformace hřebene Ledových slují (Vorläufige Ergebnisse der ingenieurgeologischen Untersuchungen der Hangeformation des Ledové sluje Rückens). – Příroda, Sborník prací z ochrany přírody, **3**, 41–54, Praha 1996.

Weiterführende Literatur und Karten

- BATÍK, P.: Geologická Mapa Národního Parku Podyjí (Geologische Karte des Nationalparks Thayatal) 1:25.000. – Praha (ČGÚ) 1992.
- BERGMANN, Th.: Die Windmühle in Retz. – 136 S., Wien – Retz (Verlag Profildruck) 2002.
- BORNEMANN, H.: Land an der Thaya. Eine europäische Region. – 160 S., 130 Abb., Wien-München (Amalthea) 2001.
- BRAUNEIS, W. & VAN DER KALLEN, W.: Das Thayatal. Landschaft Geschichte Kultur. – 96 S., St. Pölten (Verlag NÖ. Pressehaus) 1983.
- HARZHAUSER, M., DAXNER-HÖCK, G., KOLLMANN, H., KOVAR-EDER, J., RÖGL, F., SCHULTZ, O. & SUMMESBERGER, H.: 100 Schritte Erdgeschichte. Die Geschichte der Erde und des Lebens im Naturhistorischen Museum Wien. – 96 S., Wien (Naturhistorisches Museum) 2004.
- HOFMANN, Th., mit Beiträgen und Unterstützung von BRAUNEIS, H., CHVOJKA, E., KRAUS, F., ROETZEL, R. & ÜBL, Ch.: Nationalpark Thayatal Podyjí. Natur verbindet. – 192 S., Retz (Verlag Günther Hofer) 2003.

- KRAUS, F., BRUNNER, R., POLLAK, W., PORTELE, M., ÜBL, Ch. & WEITSCHACHER, H.: Nationalpark Thayatal. – 173 S., Wien (Verlag Portele & Partner) 2000.
- KRAUSE, W. & ENZENHOFER, W. (Hrsg.): Hardegg – 700 Jahre Stadt. – 275 S., Hardegg 1990.
- KREISSL, E.: NaturGeschichten – ThayaTales. Begleitheft für Kinder zum Vorlesen oder selbst Entdecken. – Broschüre bebildert für Ausstellung Nationalparkhaus Hardegg, 15 S., Hardegg 2003.
- KREISSL, E. & ROETZEL, R.: NaturGeschichten – ThayaTales. Begleitheft. – Broschüre bebildert für Ausstellung Nationalparkhaus Hardegg, deutsch/tschechisch/englisch, 55 S., Hardegg 2003.
- KRENMAYR, H.G. (Red.): Rocky Austria. Eine bunte Erdgeschichte von Österreich. – 63 S., 1 Geol. Karte, 1 Profiltafel, Wien (Geol. Bundesanst.) 1999.
- PILLER, W.E., EGGER, H., ERHART, C.W., GROSS, M., HARZHAUSER, M., HUBMANN, B., VAN HUSEN, D., KRENMAYR, H.-G., KRZYSTYN, L., LEIN, R., LUKENEDER, A., MANDL, G.W., RÖGL, F., ROETZEL, R., RUPP, C., SCHNABEL, W., SCHÖNLAUB, H.P., SUMMESBERGER, H., WAGREICH, M. & WESSELY, G.: Stratigraphische Tabelle von Österreich 2004 (sedimentäre Schichtfolgen). – 1. Aufl., Wien (Österr. Akad. Wiss.) 2004.
- PRUCKNER, O.: Das Waldviertel. – 400 S., Wien (Falter Verlag) 2002.
- ROETZEL, R. (Bearb.): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000 – 22 Hollabrunn. – Wien (Geol. Bundesanst.) 1998.
- ROETZEL, R. (Hrsg.): Arbeitstagung Geologische Bundesanstalt 1999. Geologische Karten ÖK 9 Retz und ÖK 22 Hollabrunn. Geogenes Naturraumpotential der Bezirke Horn und Hollabrunn, 3.–7. Mai 1999, Retz. – 366 S., 1 Geol. Karte, Wien (Geologische Bundesanstalt) 1999.
- ROETZEL, R. & FUCHS, G. (Bearb.): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000 – 8 Geras. – Wien (Geol. Bundesanst.) 2001.
- ROETZEL, R., FUCHS, G., BATÍK, P. & ČTYROKÝ, P. (Bearb.): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000 – 9 Retz. – Wien (Geol. Bundesanst.) 1999.
- SCHULTZ, O., mit Beiträgen von RÖGL, F.: Tertiärfossilien Österreichs. – 159 S., Korb (Goldschnecke-Verlag) 1998.
- STEININGER, F.F. (Hrsg.): Erdgeschichte des Waldviertels. – 2. Aufl., Schriftenreihe Waldv. Heimatbund, **38**, 8+200 S., 1 Kte., Horn – Waidhofen/Thaya 1999.
- STEININGER, F.F. & PILLER, W.E. (Hrsg.): Eggenburg am Meer. Eintauchen in die Erdgeschichte. – Katalogreihe des Krahuletz-Museums, **12**, 174 S., Eggenburg 1991.
- STEININGER, H. & STEINER, E.: Meeresstrand am Alpenrand. Molassemeer und Wiener Becken. – 102 S., Weitra (Verlag Bibliothek der Provinz) 2005.
- WESSELY, G. (Hrsg.): Niederösterreich. – Geologie der österreichischen Bundesländer. – Wien (Geol. Bundesanst.) 2005 (in Vorbereitung).
- WIESER, H. & SCHREINER, W.E.: Retzer Land – Faszination einer Region. – 208 S., Retz (Verlag Günther Hofer) 2001.

Adressen und Links

- **Nationalpark Thayatal**
www.np-thayatal.at
 Nationalparkhaus: A-2082 Hardegg
 Öffnungszeiten: April bis Sept.:
 Di–So, Feiertag 10.00 Uhr–18.00 Uhr
 März, Okt.–Nov.:
 Do–So, Feiertag 10.00 Uhr–16.00 Uhr
 Tel.: ++43 (0) 2949 7005 – 0
 Fax: ++43 (0) 2949 7005 – 50
 e-mail: office@np-thayatal.at
- **Národní park Podyjí**
www.nppodyji.cz
 Verwaltung: Na Vyhlídce 5, CZ-669 01 Znojmo
 Tel.: ++420 (0) 515226722
 Fax: ++420 (0) 515 221 115
 e-mail: info@nppodyji.cz
 Besucherzentrum des Nationalparks Podyjí
 Čížov 176, CZ-671 02 Šumná
 Tel.: ++420 (0) 515 291 630
 e-mail: infocentrum@nppodyji.cz
- **Weitere Nationalparks in Österreich**
www.nationalparks.or.at
 Nationalpark Donauauen
www.donauauen.at
 Nationalpark Gesäuse
www.nationalpark.co.at
 Nationalpark Hohe Tauern
www.hohetauern.at
 Nationalpark Kalkalpen
www.kalkalpen.at
 Nationalpark Neusiedler See
www.nationalpark-neusiedlersee.org
- **Regionale Information / Tourismus**
 Regionaler Tourismusverband Thayatal
www.thayatal.com
 Waldviertel Tourismus
www.waldviertel.or.at
 Retzer Land
www.retzer-land.at
 Gemeinde Hardegg
www.tiscover.at
- Burg Hardegg
<http://hardegg.museum.com>
- Stadt Retz
www.riskommunal.at/retz/
- Windmühle Retz
www.windmuehle.at
- Perlmutterdrechslerei Felling
www.perlmutter.at
- Schloss Riegersburg
www.schloss.riegersburg.at
- Marktgemeinde Langau
www.langau.at
- Stift Geras
www.stiftgeras.at
- Stadt Znojmo (Znaim)
www.znojmocity.cz
- Vranov nad Dyjí
www.vranovnaddyji.cz
- **Geologie, Museen**
 Geologische Bundesanstalt
www.geologie.ac.at
 Česká geologická služba Praha
www.geology.cz
 Österreichische Geologische Gesellschaft
www.geol-ges.at
 Österreichische Paläontologische Gesellschaft
www.paleoweb.net/pal-ges/
 Krahuletz-Museum Eggenburg
www.krahuletzmuseum.at
 Höbarthmuseum Horn
www.members.aon.at/museum.horn/
 Das Waldviertel
www.daswaldviertel.at
 Amethystwelt Maissau
www.maissau.at
 Kulturgeologie
www.oeab.at/kulturgeologie

Bildnachweis

- Bergbau-Betriebs-Gesellschaft Langau
Abb. 66, 68
- Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen
Abb. 22
- Franz BERGER
Abb. 55
- Ron BLAKEY
Abb. 4
- Fritz FINGER
Abb. 31, 36, 39, 49, 53
- Gertrude FRIEDL und Fritz FINGER
Abb. 3
- Pavel HAVLIČEK
Abb. 74
- Historisches Foto
Abb. 101
- Thomas HOFMANN
Abb. 35, 75, 98
- Krahuletz-Museum Eggenburg
Abb. 67
- Krahuletz-Museum Eggenburg – JARMER
Abb. 13
- Petr LAZAREK
Abb. 29, 54, 87
- Oleg MANDIC
Abb. 64
- Národní park Podyjí
Abb. 27
- Nationalpark Thayatal
Abb. 21
- Nationalpark Thayata – Dieter MANHART
Abb. 1, 2, 41, 84
- Nationalpark Thayatal – Bohumir PROKUPEK
Abb. 89, 90, 96
- Nationalpark Thayata – Josef SCHÖNHOFER
Abb. 5
- Reinhard ROETZEL
Titelbild; Abb. 6–8, 9a, 9b, 10, 14–16, 18, 19, 23–26, 28, 32–34,
37, 38, 42–48, 50, 51, 52, 56–63, 65, 69–73, 77–83, 85–86, 91,
94–95, 99–100
- Fred RÖGL
Abb. 11
- Jiří RUDOLSKÝ
Abb. 92
- Christian ÜBL
Abb. 30, 40, 76, 93, 97
- Josef WAGNER
Abb. 88

Autoren	Anschriften
Reinhard ROETZEL	Geologische Bundesanstalt Neulinggasse 38, A 1030 Wien reinhard.roetzel@geologie.ac.at
Gerhard FUCHS	Windpasshof A 3665 Gutenbrunn 87
Pavel HAVLIČEK	Česká geologická služba Klárov 3/131, CZ 11821 Praha 1 havlicek@cgu.cz
Christian ÜBL	Nationalpark Thayatal A 2082 Hardegg uebl.christian@np-thayatal.at
Thomas WRBKA	Universität Wien, Departement für Naturschutzbiologie, Vegetations- und Landschaftsökologie Althanstraße 14, A 1090 Wien thomas.wrbka@univie.ac.at