©Amt der Niederösterreichischen Landesregierung,, download unter www.biologiezentrum.at

Wiss. Mitt. Niederösterr. Landesmuseum	**21**	35-66	St. Pölten 2010

Geologie und Geomorphologie im Nationalpark Thayatal-Podyjí

Reinhard Roetzel

Zusammenfassung

Im grenzüberschreitenden Nationalpark Thayatal-Podyjí eröffnet das tief eingeschnittene Tal entlang der Thaya (Dyje) beiderseits der österreichisch-tschechischen Grenze einen einmaligen geologischen Querschnitt durch die moravischen Gesteine der Böhmischen Masse. Der Taleinschnitt zeigt eine rasch wechselnde Gesteinsfolge von proterozoischen Plutoniten (Thaya-Granit, Weitersfelder Stängelgneis, Therasburger Gneis, Bittescher Gneis) und Paragesteinen (Paragneis, Glimmerschiefer, Quarzit, Marmor, Kalksilikatgneis), die detailliert beschrieben werden. Auf der Hochfläche beiderseits des Tales blieben Erosionsreste von marinen bis brackischen Sedimenten aus dem Untermiozän (Eggenburgium – Ottnangium) erhalten. Die Eintiefung der Thaya im Pleistozän dokumentieren vor allem Terrassensedimente, Lösse und Lösslehme mit Paläoböden, aber auch holozäne Erosionsstufen in der Talaue. Weiters werden zahlreiche geomorphologische Phänomene und die Bildung der einmaligen Talmäander der Thaya beschrieben.

Abstract

Geology and geomorphology in the Thayatal-Podyjí National Park

The deeply incised Thaya valley in the Thayatal-Podyjí National Park along the Austrian – Czech border reveals a unique cross section through Moravian rocks of the Bohemian Massif. Proterozoic plutonic rocks (Thaya granite, "Weitersfelder Stängelgneis", Therasburg gneiss, Bittesch gneiss) and metasediments (paragneiss, mica-schist, quartzite, marble, and calc-silicate-gneiss) are presented in detail. In the surroundings of the National Park marine to brackish sediments of the Lower Miocene (Eggenburgian – Ottnangian) also were conserved. The stepwise incision of the Thaya-river is reflected by Pleistocene terrace sediments, loess and loam with paleosoils, as well as Holocene erosional levels in the valley floors. Additionally numerous geomorphologic phenomena and the forming of the meanders of the incised valley are described.

Keywords: Bohemian Massif, Moravian unit, Proterozoic, Lower Miocene, Pleistocene, terraces, loess, Thaya valley, valley development

©Amt der Niederösterreichischen Landesregierung,, download unter www.biologiezentrum.at

Einleitung

Der grenzüberschreitende Nationalpark Thayatal-Podyjí liegt am Ostrand des Waldviertels, an der Grenze zum Weinviertel und gehört zur Böhmischen Masse, einer der geologisch ältesten Teile Österreichs und auch Europas. Wie in kaum einem anderen Teil Österreichs blieben Gesteine aus so weit auseinander liegenden Epochen der Erdgeschichte nebeneinander vereint. In der viele hundert Millionen Jahre dauernden geologischen Geschichte 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. 600 Millionen Jahren (cadomische Gebirgsbildung) bzw. vor ca. 340 Millionen Jahren (variszische Gebirgsbildung) stattfanden und bei denen große Kettengebirge mit Hochgebirgscharakter entstanden. Nach jeder Gebirgsbildung folgte eine mehrere hundert Millionen Jahre dauernde Abtragungs- und Einebnungsphase. Oftmals wurde das Gebiet von Meeren überflutet; von einer Meeresbedeckung vor rund 20 Millionen Jahren sind noch Spuren im Umkreis des Nationalparks erkennbar. Erst vor ca. 5 Millionen Jahren begann die Eintiefung der heutigen Flüsse und damit auch die Entstehung des Thayatales. Vor allem die „Eiszeiten“, der mehrmalige Wechsel von Kalt- und Warmzeiten im Pleistozän, hinterließen deutliche Spuren und prägten das heutige Landschaftsbild des einmaligen Tales der Thaya (Dyje) (Abb. 1).

Abb. 1: Talmäander der Thaya beim Stierwiesberg (Býčí hora) südöstlich von Vranov nad Dyjí.
Foto: R. Roetzel

©Amt der Niederösterreichischen Landesregierung,, download unter www.biologiezentrum.at

In den Gesteinen des Thayatales ist dem Geologen ein Fenster in die Erdgeschichte eröffnet und er kann in ihnen lesen, wie in einem aufgeschlagenen Buch. Die Einmaligkeit dieses tief eingeschnittenen Tales ist zwar auf den ersten Blick vor allem durch die außergewöhnliche Artenvielfalt von Flora und Fauna bestimmt. Diese hat jedoch einen ursächlichen Zusammenhang mit dem hier rasch wechselnden geologischen Untergrund und der bunten Gesteinsvielfalt. Die vielen Menschen fast unvorstellbar lange erscheinenden vergangenen Zeiträume sind hier in der Gegenwart mit den Tieren und Pflanzen eng vereint, denn ihr Leben und ihre Standorte sind auch abhängig vom Boden und den Gesteinen ihres Lebensraumes. So verschmilzt das Vergangene mit der Gegenwart und über das Wissen beider lässt es uns unsere Zukunft, aber auch die unseres Planeten erahnen.

Eine lange und wechselvolle geologische Geschichte

Die südöstliche Böhmische Masse wird 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 (Suess 1903, 1912). 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 der Großteil des Nationalparks Thayatal-Podyjí liegt, 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 Sedimente in Ozeanen gebildeten Gesteinsserien in die cadomische Gebirgsbildung einbezogen und dabei zum Teil zu metamorphen Gesteinen umgeformt. Dies geschah am Nordrand des ehemaligen Großkontinents Gondwana, in der Nähe des Südpols, wo zu dieser Zeit ein lang gestrecktes Küstengebirge entstand. Während dieser Gebirgsbildungsphase drangen aus der Tiefe große Mengen silikatischer Gesteinsschmelzen in die Erdkruste, die in vielen Kilometern Tiefe zu granitoiden Gesteinen erstarrten und heute u.a. in Form des Thaya-Batholiths oder des Bittescher Gneises in der Umgebung des Thayatales erhalten sind.

Während des unteren Erdaltertums (Altpaläozoikum: Ordovizium – Silur), rund 488–416 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

©Amt der Niederösterreichischen Landesregierung,, download unter www.biologiezentrum.at

Moravikum waren dabei Teile verschiedener, ursprünglich weit voneinander entfernter Mikroplatten. Im mittleren und oberen Erdaltertum (Devon – unteres Karbon), rund 416–318 Millionen Jahre vor heute, führte die Kollision dieser Mikroplatten und dem nachfolgenden Gondwana mit dem nördlichen Kontinent Laurussia (Baltika und Laurentia) zur Bildung des Superkontinents Pangäa und zur Auffaltung des variszischen Gebirges nahe des Äquators. Die Böhmische Masse in ihrer heutigen Form und Zusammensetzung ist Teil dieses variszischen Gebirgsgürtels, der sich zur Zeit seiner Bildung auf ca. 8000 km Länge vom heutigen Mexiko über Florida, die Appalachen, Marokko/Nordalgerien, West-, Mittel- und Südeuropa und Kleinasien bis zum Ural erstreckte. 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 und damit in ihre heutige Position gebracht. Ebenso drangen zu dieser Zeit aus der Tiefe neue Magmen in das Gebirge ein, wie z.B. die variszischen Granite des Mühlviertels und westlichen Waldviertels oder Ganggesteine.

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.

Noch vor der Hauptphase der variszischen Gebirgsbildung wurde die Böhmische Masse im mittleren Erdaltertum (Devon, ca. 416–359 Millionen Jahre vor heute) von Norden her von einem seichten Meer überflutet. Gesteine aus dieser Epoche blieben im Mährischen Karst, am Rand des Brünner Batholiths, erhalten. Dort findet man kontinentale, wahrscheinlich fluviatile Konglomerate und Sandsteine als Abtragungsprodukte der angrenzenden Granitoide, die von mächtigen, seichtmarinen Kalken überlagert werden. Die darüber folgenden Schiefer, Grauwacken und Konglomerate aus dem oberen Erdaltertum (unteres Karbon: ca. 359–318 Millionen Jahre vor heute) weisen mit ihrem flyschartigen Charakter bereits auf die im Hinterland stattfindende variszische Gebirgsbildung hin.

Als Folge dieser Gebirgsbildung wurden weite Teile des späteren Europas zu Festland. Mit dem Ausklingen der variszischen Gebirgsbildung vor ca. 330 Millionen Jahren zog sich das Meer auch von der Böhmischen Masse zurück. Gleichzeitig damit begann die Abtragung des Gebirges. Überwiegend terrestrische

©Amt der Niederösterreichischen Landesregierung,, download unter www.biologiezentrum.at

und limnische Reste dieser ersten Abtragungsphase im oberen Erdaltertum aus dem oberen Karbon und Perm (rund 330–251 Millionen Jahre vor heute) blieben nur in wenigen Bereichen vor der Abtragung verschont. Diese Ablagerungen findet man z.B. in tektonischen Grabenstrukturen, wie in der Furche von Boskovice oder im Bereich von Zöbing nahe Langenlois.

Im Erdmittelalter (Mesozoikum: 251–65 Millionen Jahre vor heute) entstand mit dem Zerfall des Großkontinents Pangäa südlich des europäischen Kratons das große Meeresbecken der Tethys. Dort wurden in dieser Zeit die Ablagerungen gebildet, aus denen große Teile der späteren Alpen und Karpaten entstanden. Im Bereich der Böhmischen Masse setzte sich jedoch während des gesamten Erdmittelalters die langsame Hebung fort; gleichzeitig ging die Abtragung weiter. Mit Ausnahme von kurzeitiger Süßwassersedimentation in der unteren Trias und der unteren Oberkreide und relativ kurzen, marinen Überflutungen im Jura und der mittleren Oberkreide war die Böhmische Masse während des Großteils des Erdmittelalters und auch im älteren Abschnitt der Erdneuzeit (Känozoikum: Paläogen), also durch rund 225 Millionen Jahre, Festland. Es ist anzunehmen, dass bis zur Oberkreide das ehemalige variszische Gebirge weitgehend zu einer flachwelligen Hügellandschaft eingeebnet und bis zu seinem innersten kristallinen Kern abgetragen war. Diese Einebnung setzte sich im Paläogen weiter fort (vgl. STEININGER & ROETZEL 1999).

Für die Bildung der heute noch sichtbaren Oberflächenformen der Böhmischen Masse war u.a. die Klimaentwicklung im mittleren Paläogen (Eozän; ca. 56–34 Millionen Jahre vor heute) von großer Bedeutung. In dieser Zeit herrschten hier tropische Klimabedingungen, sodass die Böhmische Masse einer tief greifenden, tropischen Verwitterung ausgesetzt war. Während dieser tropischen Klimaphase wurden mächtige Verwitterungsdecken gebildet, wobei Roterde (Laterit) und Porzellanerde (Kaolin) entstanden. Neben der intensiven flächigen Vergrusung der kristallinen Gesteine führte die tropische Verwitterung besonders bei den granitischen Gesteinen zur so genannten „Wollsackverwitterung“. Dabei wurde der Kornverband in den Gesteinen unter der Bodenoberfläche durch eindringendes Boden- und Grundwasser zuerst entlang von Klüften und Rissen aufgelöst, sodass nur noch ein kugelförmiger oder ellipsoidaler, 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 Granitblöcke, Blockgruppen, Felsburgen oder Wackelsteine, die die heutige Landschaft der Granitgebiete des westlichen Waldviertels, Mühlviertels und Südböhmens, aber auch des Südostrandes der Böhmischen Masse in der Umgebung des Nationalparks Thayatal-Podyjí prägen (vgl. STEININGER & ROETZEL 1994).

Mit der Auffaltung und Heraushebung der Alpen und Karpaten aus dem

©Amt der Niederösterreichischen Landesregierung,, download unter www.biologiezentrum.at

Tethysmeer bildete sich zwischen dem alpin-karpatischen Gebirgsbogen und der Böhmischen Masse ab dem mittleren Paläogen (Eozän) ein Meeresbecken, das als Paratethys bezeichnet wird. In diese Alpin-Karpatische Vortiefe (Molassezone) gelangte vor allem der Abtragungsschutt von den sich hebenden Alpen im Süden aber auch von der nördlich anschließenden Böhmischen Masse.

Im Laufe des oberen Paläogens (Oligozän), vor allem aber im unteren und mittleren Neogen war auch der Rand des heutigen Waldviertels von mehreren Meeresüberflutungen der Paratethys betroffen.

Im Oligozän (ca. 34–23 Millionen Jahre vor heute) reichte das Meer bis an den heutigen, obertags anstehenden Bereich der kristallinen Gesteine der Böhmischen Masse im Gebiet von Amstetten – Melk – Krems 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 (FUCHS et al. 1980). Die Gebiete des heutigen Waldviertels waren im Oligozän vermutlich landfest und 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 und České Budějovice ein großer Süßwassersee ausdehnte, ein breiter, weit verzweigter Fluss quer über das Waldviertel in das Horner Becken und mündete wahrscheinlich im Raum von Krems in das oligozäne Meer (vgl. ROETZEL & STEININGER 1999).

Erst im unteren und mittleren Miozän (ca. 23–14 Millionen Jahre vor heute) erreichten wiederholte Meeresspiegelanstiege (Transgressionen) auch den heutigen Ostrand der Böhmischen Masse und damit auch den Bereich des Nationalparks Thayatal-Podyjí.

Im unteren Untermiozän, vor ca. 21 Millionen Jahren, setzte ein weltweit erkennbarer Meeresspiegelanstieg ein, bei dem im niederösterreichischen Raum das Meer von Osten und Süden auf die Böhmische Masse und in Flusstäler vordrang. Durch das langsame, mehrphasige Vordringen des Meeres in eine Landschaft mit ausgeprägtem Relief entstanden lokal sehr unterschiedliche und rasch wechselnde Ablagerungsbereiche. So gab es z.B. hier stille, geschützte Strände und kleine Meeresbuchten, aber auch Küstenabschnitte mit starker Brandung und gleichzeitig daneben an Flussmündungen mit Süßwasserzufluss seichte, schlammige Meeresbereiche, in denen Austernbänke wuchsen. So wie heute beeinflussten die verschiedenen Umweltbedingungen in diesen Ablagerungsräumen die darin lebende Tier- und Pflanzenwelt. In diesen Bereichen wurden unterschiedliche Sedimentgesteine gebildet, die heute besonders im weiteren Raum von Horn und Eggenburg aber auch auf den Hochflächen rund um den Nationalpark Thayatal-Podyjí verbreitet sind (ROETZEL & STEININGER 1991, ROETZEL et al. 1999a, 2005). Aufgrund dieser

©Amt der Niederösterreichischen Landesregierung,, download unter www.biologiezentrum.at

vielfältigen und typischen Ausbildung der Sedimente und ihrer reichen und gut erhaltenen Fossilführung wird daher in der internationalen Zeitgliederung für die Paratethys dieser Zeitabschnitt der Erdgeschichte als Eggenburgium bezeichnet (Steininger & Seneš 1971).

Nach einem eher langsamen Anstieg des Meeres während des Eggenburgiums und einem darauf folgenden kurzzeitigen Rückzug des Meeres (Regression) begann der Meeresspiegel vor rund 18,5 Millionen Jahren (Zeitstufe oberes Eggenburgium - Ottnangium) wieder sehr rasch anzusteigen. Damit wurden die ehemaligen Küstenbereiche am Ostrand der Böhmischen Masse von einem offenen Meer bedeckt, wo nur mehr feinkörnige Sedimente abgelagert wurden. Das Meer drang gegen Nordwesten und Westen auf die Böhmische Masse vor, sodass die Küstenlinie beim Höchststand des Meeres, ca. 18–17,2 Millionen Jahre vor heute, bereits westlich des Nationalparkgebietes lag. Westlich anschließend wurden in seichten, isolierten Senken und in überfluteten ehemaligen Flusstälern seichtmarine bis brackische, von Süßwasserzufluss beeinflusste Sedimente abgelagert. Bei kurzen Unterbrechungen bzw. einer Verlangsamung des Meeresvorstoßes bildeten sich durch den hohen Grundwasserstand in meeresnahen Senken wiederholt Moore und Sumpfwälder, wo es zur Bildung von Braunkohle kommen konnte. Mit dem Höchststand des Meeresvorstoßes im Laufe des Ottnangiums wurden schließlich die kohleführenden Sedimente wieder von strandnahe Ablagerungen eines seichten, flachen Meeres überflutet.

Auch im oberen Untermiozän (Karpatium) und im unteren Mittelmiozän (Badenium), vor ca. 17–15 Millionen Jahren, überfluteten seichte Meere den Rand der Böhmischen Masse oder drangen zeitweise sogar weit nach Westen auf das Kristallin vor. Ablagerungen dieser Meeresvorstöße blieben in der Nähe des Nationalparks Thayatal-Podyjí jedoch nur in geringem Umfang vor der späteren Abtragung verschont (vgl. Roetzel et al. 2005).

Nach dem endgültigen Rückzug des Meeres gegen Osten entstanden im oberen Miozän, vor rund 11–5 Millionen Jahren, am Rand der Böhmischen Masse Flusssysteme, die auf den im Laufe des Erdmittelalters und der Erdneuzeit geschaffenen Verebnungsflächen weit mäandrierten. Im Pliozän und zu Beginn des Pleistozäns, vor ca. 5–1,8 Millionen Jahren, kam es durch Krustenbewegungen in Zusammenhang mit den weiterhin nordwärts vordringenden alpinen Einheiten zu einer bedeutenden Heraushebung von Teilen der Böhmischen Masse, bei gleichzeitiger Absenkung des Vorlandes. Unter Beibehaltung ihres Laufes schnitten sich die Flüsse am Rand der Böhmischen Masse tief in die miozänen Ablagerungen und den kristallinen Untergrund, wodurch auch die eindrucksvollen Talmäander der Thaya entstanden. Der Verlauf des Flusses blieb so weitgehend seit dem oberen Miozän

©Amt der Niederösterreichischen Landesregierung,, download unter www.biologiezentrum.at

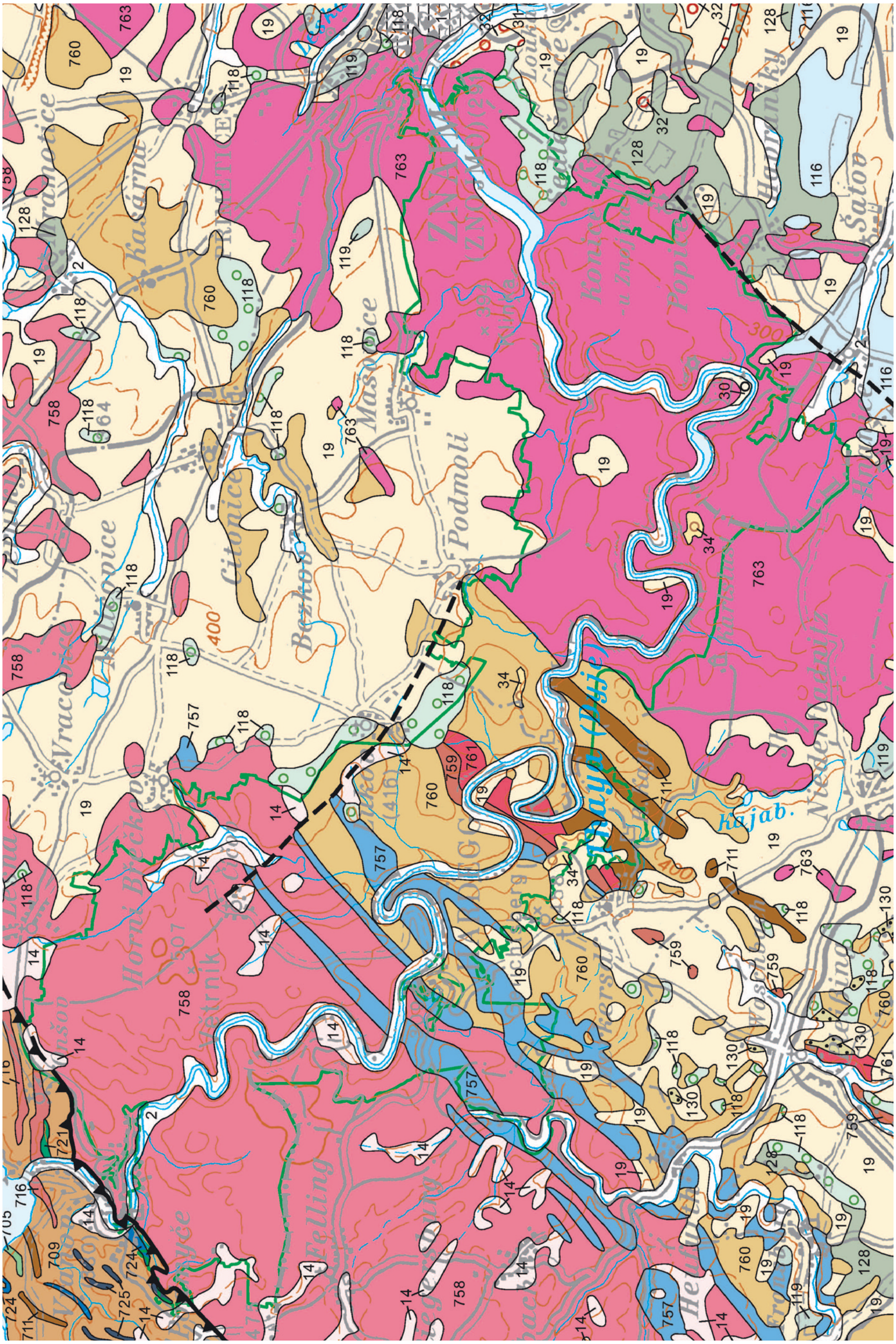
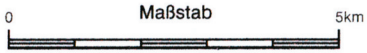


Abb. 2: Geologische Karte des Nationalparks Thayatal-Podyjí (vergrößerter Ausschnitt aus der geologischen Karte von Niederösterreich 1: 200 000 SCHNABEL et al. 2002, verändert)

Geologische Karte des Nationalparks Thayatal-Podyjí



Quartäre Sedimente

1 Anthropogene Ablagerung

2 Fluviatile Ablagerung; Holozän (Kies, Auelehm)

14 Lehm, Verwitterungslehm; Pleistozän - Holozän

19 Löss, Lösslehm; Pleistozän

30 Tiefere Terrassensedimente; Oberpleistozän (Kies, Sand)

31 Mittlere Terrassensedimente; Mittelpleistozän (Kies, Sand)

32 Höhere Terrassensedimente; Unterpleistozän (Kies, Sand)

34 Hochgelegene Terrassensedimente an der Thaya; Unterpleistozän (Kies, Sand)

Tektonische Linien

Störung

Moldanubische Überschiebung

Grenze des Nationalparks Thayatal-Podyjí

Molassesedimente

116 Grund-Formation; Unteres Badenium (Mergel, Sand)

118 Theras-Formation, Brennholz-Formation; Ottnangium (Sand, Kies; Quarzitschutt)

119 Langau-Formation, Riegersburg-Formation; Ottnangium (Ton, Silt, Sand, Braunkohle; Glimmersand)

128 Zellerndorf-Formation, Weitersfeld-Formation; Eggenburgium-Ottnangium (Ton, Diatomit)

130 Burgschleinitz-Formation; Eggenburgium-Ottnangium (Grob- bis Feinsand, Kies)

Kristalline Gesteine der Böhmischen Masse

Moldanubikum

716 Gföhler Gneis (Granitgneis)

709 Paragneis, Glimmerschiefer der Drosendorf-Einheit und Gföhl-Einheit

711 Quarzit

705 Amphibolit

721 Rehberger Amphibolit

724 Marmor, Silikatmarmor

725 Graphit

Moravikum

758 Bittescher Gneis (Granitgneis, z.T mit Amphibolit- und Paragneislagen)

757 Marmor, Kalksilikatgneis

759 Weitersfelder Stängelgneis (Granitgneis, Arkosegneis, Quarzit)

760 Glimmerschiefer, Paragneis, Amphibolit der Therasburg- und Pernegg-Gruppe

711 Quarzit

761 Therasburger Gneis (intermediärer Orthogneis: Granodiorit- bis Dioritgneis)

763 Thaya-Batholith (Granit-, Granodiorit-, Tonalitgneis)

©Amt der Niederösterreichischen Landesregierung, download unter www.biologiezentrum.at

©Amt der Niederösterreichischen Landesregierung,, download unter www.biologiezentrum.at

erhalten und nur wenige abgeschnittene Mäander lassen geringfügige Richtungsänderungen seit dieser Zeit erkennen (vgl. ROETZEL et al. 2005).

Während des Pleistozäns, im Laufe der letzten 2,6 Millionen Jahre, wurden die Gesteine an den Flanken des Thayatales weiter erodiert und modelliert. Vor allem in den Kaltzeiten des Pleistozäns wirkte die physikalische Verwitterung durch Schnee, Regen, Frost und Wind zerstörend und formend. Zusätzlich erfolgte durch die Tiefenerosion des Flusses die Entlastung der Gesteine und damit die weitere gravitative Zerlegung. So entstanden Felstürme, Blockfelder und Blockströme, die heute den Lauf der Thaya säumen.

Ein Schnitt durch die Zeit – kristalline Gesteine im Nationalpark Thayatal

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 (vgl. geologische Karte Abb. 2).

Die tiefste strukturelle Einheit des Moravikums ist im Osten der aus verschiedenen granitischen Gesteinen aufgebaute Tiefengesteinskomplex des **Thaya-Batholiths**. Die petrographische Zusammensetzung der granitoiden Gesteine reicht von Graniten über Granodioriten bis zu Tonaliten (Frasl in FINGER et al. 1989, FINGER & RIEGLER 1999). Bei der magmatischen Kristallisation bildeten sich die Hauptminerale Feldspat (zonierter Plagioklas, Alkalifeldspat), Quarz und Glimmer (Biotit) und die Nebenminerale Apatit und Zirkon. Im Zuge der variszischen Metamorphose entstanden zusätzlich rekristallisierter Quarz, metamorphe Feldspäte wie Albit und Oligoklas, 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 vom Proterozoikum zum Paläozoikum im Zuge der cadomischen Gebirgsbildung wird mittlerweile durch eine Vielzahl geochronologischer Datierungen bestätigt, welche Alter zwischen 550 und 600 Millionen Jahre ergaben (SCHARBERT & BATÍK 1980, FRITZ et al. 1996, FRIEDL et al. 2004).

Im Nationalpark Thayatal-Podyjí durchbricht die Thaya den Thaya-Batholith zwischen Znojmo und der Steinernen Wand, südlich von Podmolí (Abb. 3). Man findet in diesem Raum einen relativ gleichkörnigen, mittel- bis grobkörnigen Biotit- bis Zweiglimmergranit (FINGER & FRIEDL 1993, FUCHS 1993, FINGER & HORSCHINEGG 1999). Durch die stärkere variszische metamorphe Überprägung sind die Gesteine des Thaya-Batholiths gegen Westen zunehmend geschiefert (FRASL et al. 1977,

©Amt der Niederösterreichischen Landesregierung,, download unter www.biologiezentrum.at

FRASL 1991). Dadurch bekommt das Gestein gegen Westen eine intensiv kataklastische Struktur oder sogar Mörtelstruktur und kann gegen den Westrand in einen blastomylonitischen Zweiglimmergranit übergehen (BATÍK et al. 1993).

An der Waitzendorfer Störungszone, die zwischen Pulkau und Znojmo die Böhmische Masse gegen die Alpin-Karpatische Vortiefe (Molassezone) begrenzt, sind die Gesteine in manchen Bereichen durch laterale, sinistrale (linksseitige) Bewegungen an der Störungszone ebenfalls kataklastisch zerbrochenen und zerriebenen.

Abb. 3: Blockfeld beim Kirchenwald im Südosten des Nationalparks. Darüber die Abbruchwände im Thaya-Granit. Foto: R. Roetzel

Über dem Thaya-Batholith folgen im Westen jene Gesteine, die bereits im Proterozoikum, vor dem Eindringen der Gesteinsschmelzen des Thaya-Batholiths, als Tone, Sande, tonig-sandige Kalke und Kalke in Ozeanen abgelagert wurden. Vermutlich schon während der cadomischen Gebirgsbildung vor rund 600 Millionen Jahren erfolgten eine erste Metamorphose dieses Materials und die Umwandlung in Glimmerschiefer, Quarzit, Kalksilikatgneis und Marmor. 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 Sedimentgesteine (Paragesteine) ein. Diese werden in Österreich in die direkt

©Amt der Niederösterreichischen Landesregierung,, download unter www.biologiezentrum.at

über dem Thaya-Batholith liegende Therasburg-Gruppe und die darüber folgende Pernegg-Gruppe unterteilt (HÖCK & VETTERS 1975, HÖCK et al. 1991, FUCHS 1999).

Die Gesteine der **Therasburg-Gruppe** liegen direkt über dem Thaya-Batholith und begleiten diesen im Westen in einem ca. 2–2,5 km breiten Streifen. Sie sind im Thayatal zwischen der Steinernen Wand und dem Umlaufberg, im Kajabach-Tal und zwischen der Ruine Kaja und Merkersdorf besonders gut aufgeschlossen. Im tschechischen Teil des Nationalparks sind die Gesteine gut im Bereich der Ruine Nový Hrádek (Neuhäusl) und am westlich anschließenden Umlaufberg (Ostroh = Stallfirst) gut einzusehen.

Die häufigsten darin vorkommenden Gesteine sind silbrige, graue bis grünliche, flatschige (Zwei)Glimmerschiefer. Die Hauptgemengteile dieser Metapelite (ehemalige, jetzt metamorphe Tonschiefer) sind Quarz, Muskovit, Serizit und Chlorit. Biotit ist meist untergeordnet und kann auch fehlen. Plagioklas (Albit-Oligoklas) kann in manchen Bereichen in nicht unbeträchtlicher Menge auftreten, sodass feinkörnige Paragneise entstehen. Untergeordnet treten Granat, Staurolith, blaugrüner Turmalin und z.T. beträchtliche Mengen von Magnetit, der über Ilmenit vorherrscht, auf (BATÍK et al. 1993). Am Kontakt zum Thaya-Batholith, wie z.B. im Thayatal, im Tal des Kajabaches und im Žlebský potok, durchschwärmen Dezimeter bis mehrere Meter mächtige Gänge von Granit und Aplit die Glimmerschiefer und Quarzite. Dadurch wird das Eindringen der Granitschmelzen in die Sedimenthülle des „Alten Daches“ verdeutlicht (HÖCK 1970, ZARRABI 1972, BATÍK 1992, FUCHS 1993).

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

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

Im hangendsten Bereich der Therasburg-Gruppe wechseln Glimmerschiefer mit bis zu mehrere Zehnermeter mächtigen Zügen von Biotit- und Biotit-Hornblendegneis, so genannten intermediären Orthogneis. Sehr untergeordnet finden sich in diesem Verband auch gabbroide Gesteine (Metagabbro–Metadiorit), wie z.B. im Schwarzwald, nordöstlich von Merkersdorf oder auf der rechten Seite des Kajabaches (FUCHS 1993, 1995). Der graue, fein- bis mittelkörnige, porphyrische Orthogneis zeigt überwiegend linear-paralleles Gefüge und eine deutlich stängelige

©Amt der Niederösterreichischen Landesregierung,, download unter www.biologiezentrum.at

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). Der intermediäre Orthogneis kann als Abkömmlinge von granodioritischen bis dioritischen Gesteinen angesehen werden. Nach FUCHS (1993) ist er wahrscheinlich ein Äquivalent des Therasburger Gneises (HÖCK 1991) im Süden auf Blatt Horn. Es ist ein plattig-bankiger, blockig verwitternder Gneis mit gut ausgeprägter, Nordost-Südwest verlaufender Lineation (FUCHS 1993, 1995, 1999). Der granodioritische Gneis ist vom Umlaufberg durch den Schwarzwald nach Merkersdorf zu verfolgen. Er ist besonders gut am Umlaufberg zu studieren, wo er am Überstieg unterhalb des Aussichtsplateaus, am Weg zum Umlauf, wandförmig aufgeschlossen ist (Abb. 4; FUCHS 1999).

Abb. 4: Therasburger Gneis (intermediärer Orthogneis) am Überstieg beim Umlaufberg. Foto: Ch. Übl

Im zentralen Teil des Moravikums liegt zwischen Therasburg-Gruppe und Pernegg-Gruppe der Gesteinskomplex des **Weitersfelder Stängelgneises**. Dies ist ein Granitgneis, in dessen Verband häufig auch Paragesteine (metamorphe Sedimentgesteine) vorkommen (FUCHS 1999, 2000). Die grauen Zweiglimmeraugengneise mit der namensgebenden stängeligen Textur sind jedoch nach FUCHS (2000) weitgehend auf das Typusgebiet um Weitersfeld beschränkt (vgl. HÖCK 1983,

©Amt der Niederösterreichischen Landesregierung,, download unter www.biologiezentrum.at

BERNROIDER 1986). In anderen Gebieten, wie z.B. auch im Thayatal auf dem schmalen Grat am Umlaufberg, wird der Gesteinskomplex vorwiegend von fein- bis grobkörnigen, weißen bis gelblichen, plattigen Arkosegneisen aufgebaut, die häufig mit Quarziten und untergeordnet Glimmerschiefer wechseln. Nach FUCHS (1995, 1999) handelt es sich beim Komplex des Weitersfelder Stängelgneises im Thayagebiet vermutlich um tektonische, granitische Scherlinge mit einer primären, sedimentären Auflage ihrer Aufarbeitungsprodukte. Er vermutet in den häufig verquetschten und geringmächtigen Glimmerschiefern über den Orthogneisen eine tektonische Bewegungsbahn. Diese Paragesteine leiten wahrscheinlich 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.

Die westlich darüber anschließende **Pernegg-Gruppe** streicht in einem ca. 2–3 km breiten Streifen von Lukov über Hardegg, Heufurth und Fronsburg und weiter gegen Südwesten. Im Nationalpark Thayatal-Podyjí ist die Pernegg-Gruppe zwischen dem Umlaufberg und der Stadt Hardegg und besonders gut auch im Fugnitztal aufgeschlossen.

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 ton- und sandreiche Kalke). Die mächtigen Züge von Marmoren und Kalksilikatgneisen sind besonders im hangenden Bereich der Pernegg-Gruppe konzentriert, treten aber auch manchmal nahe der Liegendgrenze auf. Ein sehr konstant durchstreichendes Band von Kalksilikatgesteinen ist der Fugnitzer Kalksilikatschiefer, der meist die hangendste Lage der Pernegg-Gruppe bildet.

In dieser Gruppe dominieren dunkelgraue, feinschuppige, manchmal quarzitisch dünn gebänderte, phyllitische Granatglimmerschiefer, wie sie z.B. in Hardegg im Straßenaufschluss vor der Burg anstehen (FUCHS 1999) oder auch im Ochsengraben nordöstlich des Nationalparkhauses aufgeschlossen sind (Abb. 5a). Die Glimmerschiefer bestehen aus einem feinschuppigen Gewebe aus Hellglimmer und Biotit, die dem Gestein oft einen seidigen Glanz verleihen. Darin sind manchmal zahlreiche, z.T. Millimeter-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). Selten treten in den Glimmerschiefern Graphitschiefer oder Züge pegmatitischer Gneise (verschieferte Turmalinpegmatite) auf (FUCHS 1995).

Die Marmore und Kalksilikatgneise treten in Dezimeter-Lagen bis hin zu Gesteinszügen von hunderten Metern Mächtigkeit auf. Beim Einsiedler im Thayatal,

©Amt der Niederösterreichischen Landesregierung,, download unter www.biologiezentrum.at

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.

Die grauen, oft dickbankigen, meist mittelkörnigen und manchmal gebänderten Marmore zeigen häufig Wechsel von biotitreichen und biotitarmen Lagen. Dies verursacht oft gemeinsam mit dunklen Substanzen, wie Graphit, aber auch unterschiedliche Gehalte von Phlogopit, Muskovit, Albit, Diopsid oder Tremolit 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 starrerer Lagen von Gneis oder Glimmerschiefer.

Die Kalksilikatgneise können in einige, z.T. ineinander übergehende Gesteinsvarietäten unterteilt werden (BERNROIDER 1986, 1989). Sie sind meist dunkelgrüne bis grüngraue, z.T. auch grasgrüne, graubraun gebänderte, dünnplattige, scharfkantige und splitterig brechende Gesteine. In einem Grundgewebe aus Kalifeldspat, Plagioklas und Quarz finden sind Amphibol, Klinozoisit und Pyroxen, wobei Amphibol in manchen Gesteinsvarietäten auch fehlen und besonders in den Kalksilikatgneisen innerhalb des Bittescher Gneises Granat (Grossular) als Hauptmineral hinzutreten kann. 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.

Ein sehr konstant durchstreichender Zug von Kalksilikatgesteinen, der Fugnitzer Kalksilikatschiefer (vgl. SUESS 1912) bildet meist das hangendste Band der Pernegg-Gruppe. Es ist ein feinkörniges, graugrünes bis dunkelgrünes und dünn gebanktes Gestein, das meist durch feine, Millimeter-dünne, helle und graugrüne Lagen gebändert ist. Die Hauptgemengteile dieses Gesteins sind Quarz, Hornblende, Epidot, Plagioklas, Alkalifeldspat und Karbonat; als Nebengemengteile treten Biotit, Titanit und Erz auf.

©Amt der Niederösterreichischen Landesregierung,, download unter www.biologiezentrum.at

Im Thayatal und südwestlich anschließend dominieren im liegenden Abschnitt dieses Gesteinszuges Marmore, im Hangendteil plattige Kalksilikatgneise und -schiefer. Auf dem Reginafelsens und dem Burgfelsen in Hardegg gehen die Marmore gegen das Hangende in plattige Kalksilikatgneise über, die am Reginafelsen wiederum von Bittescher Gneis überlagert werden (WALDMANN 1958, ZARRABI 1972, FUCHS 1999). Der Zug setzt gegen Südwesten ins Fugnitztal und von dort über die Hohe Sulz in den Bereich des Tiergartens nordwestlich von Fronsburg und weiter in den Sulzwald fort. Im Fugnitztal durchbricht der Fluss entlang des Marmors im Fugnitzer Kalksilikatschiefer eine Mäanderschlinge wodurch der abgeschnittene Mäander in der Flur „See“ entstand.

In den hangendsten 10 m des Fugnitzer Kalksilikatschiefers wechsellagern Meter-mächtige Bänke von Bittescher Gneis mit den Kalksilikatschiefern. Dies und auch das geringmächtige Marmor-Glimmerschieferband im Bittescher Gneis an der Ostflanke des Maxplateaus belegen nach FUCHS (1995) einen eindeutigen, allerdings durchwegs konkordanten Intrusionskontakt.

Abb. 5: (a) Glimmerschiefer der Pernegg-Gruppe im Bachbett des Ochsengrabens (links). (b) Turmfelsen im Bittescher Gneis südöstlich vom Stierwiesberg (Býčí hora) (rechts). Fotos: R. Roetzel

Als höchste strukturelle Einheit des Moravikums folgt über der Pernegg-Gruppe die **Bittesch-Einheit** mit dem Bittescher Gneis als Leitgestein. Dieses Gestein, das

©Amt der Niederösterreichischen Landesregierung,, download unter www.biologiezentrum.at

nach seinem Typusgebiet bei Velká Bíteš (Groß-Bittesch) in Mähren benannt ist, hat am Westrand des Moravikums enorme Verbreitung. Im Thayatal ist es zwischen Hardegg und Vranov nad Dyjí anzutreffen. Sehr gute Aufschlüsse von Bittescher Gneis finden sich auch im Fugnitztal zwischen Hardegg und Heufurth und entlang der Straße von Heufurth nach Riegersburg im Pleißinger Tal. Westlich von Hardegg bildet der Orthogneis das Maxplateau und nordwestlich dieser Stadt den Schwalbenfelsen und die Turmfelsen beim Stierwiesberg (Býčí hora) (Abb. 5b) und reicht in das Fugnitztal zur Flur „See".

Der Bittescher Gneis ist ein bei der variszischen Gebirgsbildung extrem deformierter Granitgneis mit typischer Augenstruktur. 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). Nur selten findet man gefaltete Gesteine, meist im hangendsten Abschnitt des Gesteinszuges, wie z. B. am Nordufer der Thaya, zwischen Vranov nad Dyjí und Hamry.

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 Feldspataugen 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 Feldspataugen. 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 schwach geschieferte Biotitorthogneise mit bedeutend geringerer Deformation und noch gut erhaltenem, ursprünglichem, granitischem Gefüge auf (BERNROIDER 1986, 1989). Dieser Gesteinstyp tritt in Südwest-Nordost streichenden, schmalen Körpern im Hangenden des höchsten, im Bittescher Gneis eingeschalteten Kalksilikatzuges

©Amt der Niederösterreichischen Landesregierung,, download unter www.biologiezentrum.at

auf. 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 Feldspataugen.

Besonders in den Hangendpartien des Bittescher Gneises sind geringmächtige Einschaltungen von Amphibolit und feinkörnigem Biotitparagneis verbreitet. Besonders schön ist dies u.a. im Thayatal östlich und südlich von Vranov nad Dyjí, z.B. am Schlossfelsen und am Weg nach Hamry zu beobachten (SUESS 1912, JENČEK & MATĚJOVSKÁ 1986, BATÍK 1992). 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 eindrangen (Frasl in FRASL et al. 1977, FRASL 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).

So wie in den hangendsten Abschnitten der Pernegg-Gruppe sind auch in den liegenden Abschnitten der Bittesch-Einheit Züge von Kalksilikatgneisen und Marmoren, aber auch Glimmerschiefer, Aplite und Pegmatite eingeschaltet (BERNROIDER 1986, 1989). Aus dieser innigen Wechselfolge des Granitgneises mit den Paragesteinen im Grenzbereich von Pernegg-Gruppe und Bittesch-Einheit kann auch hier auf einen primären Intrusionskontakt geschlossen werden.

Der mächtigste Kalksilikatzug streicht aus dem Bereich von Horní Břečkov in Richtung Thayatal 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 Heufurther 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 (BERNROIDER 1986). Die Kalksilikatgneise sind ähnlich ausgebildet wie jene im oberen Teil der Pernegg-Gruppe. Die Kalksilikatmarmore haben als Hauptminerale Kalzit, Klinizoisit, Pyroxen und z.T. auch Granat (Grossular).

Zwischen Bittescher Gneis und dem Weitersfelder Stängelgneis, aber auch der Hauptmasse des Thaya-Batholiths bestehen auffallende Ähnlichkeiten z.B. im Mineralbestand oder in der Geochemie (BERNROIDER 1989, FINGER et al. 1989). Wie schon von WALDMANN (1925) vermutete, erscheint es daher möglich in den drei Orthogesteinskörpern ein ursprünglich geschlossenes, jedoch in sich differenziertes Granitareal zu sehen. Unterstützt wird diese Vermutung durch neuere Zirkon-

©Amt der Niederösterreichischen Landesregierung,, download unter www.biologiezentrum.at

Datierungen vom Bittescher Gneis (FRIEDL et al. 2004), welcher demnach mit ca. 585 Millionen Jahren ein ähnliches magmatisches Bildungsalter wie der Thaya-Granit besitzt.

Die Obergrenze des Bittescher Gneises wird nach dem tektonischen Konzept von SUESS (1903, 1912) mit der Westgrenze des Moravikums gleichgesetzt, an der das Moldanubikum auf das Moravikum aufgeschoben wurde. Diese tektonische Grenze ist bei Vranov nad Dyjí nahezu deckungsgleich mit der Grenze des Nationalpark-Gebietes. Die Gesteine im Hangenden des Bittescher Gneises werden aufgrund ihres ähnlichen Gesteinsbestandes zur Drosendorf-Einheit bzw. Gföhl-Einheit des Moldanubikums gestellt (vgl. geologische Karten ROETZEL et al. 1999b und ROETZEL & FUCHS 2001 sowie Fuchs in ROETZEL et al. 2005 und ROETZEL & FUCHS 2008). Tschechische Geologen zählen dagegen die Vranov-Olešnice-Serie im Hangenden des Bittescher Gneises noch zum Moravikum und bezeichnen die Gesteinseinheit über dem Bittescher Gneis im Gebiet von Vranov nad Dyjí als Vranov-Šafov-Einheit. JENČEK & DUDEK (1971) unterscheiden dabei die unmittelbar über dem Bittescher Gneis folgende Paragneis-reiche Vranov-Gruppe von der westlich bzw. nördlich anschließenden Šafov-Gruppe mit Zweiglimmerschiefer.

Detaillierte Beschreibungen der dort vorkommenden Gesteine und Diskussionen zu den unterschiedlichen tektonischen Konzepten finden sich in ROETZEL et al. (2005) und ROETZEL & FUCHS (2008).

Die kristallinen Gesteine sind besonders auf den Hochflächen beiderseits des Thayatales meist stark verwitter und vergrust. Besonders zu erwähnen sind in der Umgebung des Nationalparks die Vorkommen von Kaolin, die wahrscheinlich zur Zeit der tropischen Klimaphase im Eozän an Ort und Stelle durch die tief greifende Verwitterung entstanden. Der Kaolin von Mallersbach wurde durch die Verwitterung des Bittescher Gneises gebildet, jener von Únanov nördlich von Znojmo entstand aus dem Thaya-Granit. Sie blieben in tektonisch abgesenkten Zonen vor der Abtragung verschont. Die Kaolinlagerstätte Niederfladnitz, die zur Langau-Formation gerechnet wird (siehe unten), wurde dagegen wahrscheinlich erst im Miozän (Ottnangium) durch Abtragung und Umlagerung der paläogenen, kaolinitischen Verwitterungsdecke gebildet (ROETZEL 1993).

Erinnerungen an das Meer – Molassesedimente im Umkreis des Nationalparks

Auch auf den relativ flachwelligen Hochflächen beiderseits des tief eingeschnittenen Thayatales treten die kristallinen Gesteine besonders in den aufragenden Kuppen hervor. In den flachen, meist landwirtschaftlich intensiv genutzten Senken dazwischen, wie z. B. in den Becken von Weitersfeld, Niederfladnitz, Merkersdorf oder

©Amt der Niederösterreichischen Landesregierung,, download unter www.biologiezentrum.at

westlich von Znojmo, liegen oft Erosionsreste der marinen Sedimente aus dem Neogen (unteres Miozän) über dem Kristallin. Sie werden dort aber häufig von einer unterschiedlich mächtigen quartären Sedimentdecke bedeckt. In weit größerer Mächtigkeit findet man unter- und mittelmiozäne Meeresablagerungen dagegen im Weinviertel östlich der zwischen Waitzendorf, Retz und Znojmo verlaufenden Waitzendorfer Störung.

Die marine Transgression während des Eggenburgiums erreichte erst im oberen Eggenburgium den Raum um Retz. Nach einer kurzzeitigen Regressionsphase an der Wende Eggenburgium – Ottnangium setzte sich danach im Ottnangium der Meeresvorstoß gegen Westen und Nordwesten auf die Böhmische Masse fort (ROETZEL et al. 1999a).

Am Beginn der Meeresüberflutung wurden hier in seichtmarinen, küstennahen Bereichen z.T. geröllführende und fossilführende Fein-, Mittel- und Grobsande der **Burgschleinitz-Formation** abgelagert. Diese verzahnen an der Basis und in der Nähe von Kristallinaufragungen mit gut gerundeten, sandigen Fein- bis Grobkiesen mit Granitgeröllen. Die mit einer Erosionsdiskordanz über der Burgschleinitz-Formation folgenden und 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. Auch in diesen Sanden schalten sich in Kristallinnähe sandige Fein- bis Grobkiese mit Granitgeröllen ein. Eine manchmal erkennbare Erosionsdiskordanz innerhalb der Sedimentfolge der Burgschleinitz-Formation ist vermutlich auch mit der Regressionsphase an der Wende Eggenburgium – Ottnangium in Verbindung zu bringen, sodass zumindest ein Teil der Burgschleinitz-Formation in diesem Raum wahrscheinlich schon ins Ottnangium zu stellen ist. Die Sande und Kiese der Burgschleinitz-Formation treten hier vor allem östlich der Waitzendorfer Störung, im Becken von Obermarkersdorf auf, sind aber auch kleinräumig um Untermixnitz, westlich Niederfladnitz, östlich Pleißing, nördlich Waschbach, östlich Heufurth und im Ortsbereich von Weitersfeld zu finden. Die Sande der Retz-Formation sind dagegen in diesem Bereich ausschließlich östlich der Waitzendorfer Störung, vor allem in der Stadt Retz und in deren näheren Umgebung bis südlich von Unternalb verbreitet (vgl. ROETZEL et al. 2005).

Durch das weitere Vordringen des Meeres im Ottnangium gegen Westen und Nordwesten auf die Böhmische Masse wurden über den küstennahen, sandreichen Ablagerungen, mit diesen aber auch seitlich verzahnend, die feinkörnigen, tonigen

©Amt der Niederösterreichischen Landesregierung,, download unter www.biologiezentrum.at

Beckensedimente der **Zellerndorf-Formation** abgelagert. Es sind dies meist kalkfreie Tone und Silte, manchmal mit dünnen Feinsandlagen, Pflanzenhäcksel und Fischschuppen. Die klebrigen, im trockenen Zustand sehr harten Ablagerungen führen manchmal weiße Karbonatausfällungen und nicht selten Gipskristalle und sind sonst meist vollkommen entkalkt. 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 zu erkennen. Die vollmarinen, sehr smektitreichen Tone bis Silte findet man im hier beschriebenen Gebiet 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. In Südmähren sind sie vor allem zwischen Znojmo und Šatov und südwestlich von Chvalovice verbreitet.

Nach Westen werden die vollmarinen Sedimente der Zellerndorf-Formation von einer marin-brackischen Fazies abgelöst. In isolierten Becken auf der Hochfläche, wie z.B. in den Becken von Weitersfeld und Niederfladnitz, liegen meist kalkfreie, smektitreiche, sehr feinkörnige Tone der **Weitersfeld-Formation**. Sie folgen dort über den grobklastischen, seichtmarinen Sedimenten der Burgschleinitz-Formation, z.T. aber auch direkt über dem Kristallin. Im basalen Teil treten häufig Silte bis siltige Feinsande, oft mit großen Mengen von Schwammnadeln auf. Einschaltungen von Diatomit mit brackischen Kieselalgen lassen einen bereits verminderten Salzgehalt des Wassers erkennen.

Noch weiter westlich, im Raum von Langau, aber auch 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. Diese Braunkohleflöze wurden von 1948 bis 1963 in Tagbauen bei Langau und Riegersburg abgebaut (Zapfe 1953, Roetzel 2004). Auf der Hochfläche beiderseits des Thayatales findet man an der Oberfläche hauptsächlich rasch wechselnde, sandige bis kiesige Silte bis Tone, untergeordnet treten aber auch Kiese und stark siltigtonige Fein- bis Grobsande auf. Die sehr kaolinreichen Sedimente wurden ehemals in einer Kaolingrube in Niederfladnitz abgebaut. Der Kaolinreichtum der Sedimente kann durch die untermiozäne Abtragung und Umlagerung der kaolinreichen Verwitterungsdecke, wie wir sie als Relikte aus Mallersbach und Únanov kennen, erklärt werden. In der Langau-Formation vorkommende Horizonte aus smektitreichen Tonen mit vulkanischen Quarzen sind rhyolith-tuffitische Einschaltungen, die

©Amt der Niederösterreichischen Landesregierung,, download unter www.biologiezentrum.at

wahrscheinlich auf die intensive vulkanische Tätigkeit zu dieser Zeit in den Vulkangebieten in Nordungarn und der Westslowakei zurückzuführen sind (ROETZEL et al. 1994, NEHYBA & ROETZEL 1999).

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

Im oberen Ottnangium begann sich das Meer wiederum von der östlichen Böhmischen Masse zurückzuziehen. Zeugen des marinen Hochstandes und der anschließenden Rückzugsphase sind wahrscheinlich die schlecht sortierten, rotbraunen bis gelbbraunen, siltig-sandigen Quarzkiese, Sande und Silte der **Theras-Formation** im Gebiet von Weitersfeld, Pleißing, Niederfladnitz und nordwestlich von Znojmo. Diese folgen dort meist direkt über dem Kristallin, liegen im Becken von Weitersfeld jedoch auf einer Erosionsfläche über den älteren Meeresablagerungen. Da in diesen Sedimenten bisher keine Fossilreste gefunden werden konnten, ist die Alterseinstufung jedoch nicht genau belegbar. Ebenso zeitlich nicht eindeutig einstufbar ist die Bildung der **Brennholz-Formation**, eines grobklastischen Quarz- und Quarzitschuttes in rotbrauner, siltig-sandiger Matrix im Raum von Pleißing. Darin sind bereits wieder Komponenten der Theras-Formation aufgearbeitet und resedimentiert. Sie stehen daher entweder mit der Rückzugsphase im oberen Ottnangium in Zusammenhang oder sind noch jünger.

Ablagerungen weiterer mariner Transgressionen im oberen Untermiozän (Karpatium) und im unteren Mittelmiozän (Badenium) blieben in der Umgebung des Nationalparks nur im Weinviertel, östlich der Waitzendorfer Störung, erhalten. Die Sedimente der **Laa-Formation** (Karpatium) sind meist kalkige Tone bis Silte und glimmerreiche Feinsande, die oft mit quarzreichen sandigen Kiesen wechsellagern. Die sehr ähnlichen, über der Laa-Formation folgenden Sedimente der **Grund-Formation** (unteres Badenium) im Raum von Mitterretzbach – Hnanice bestehen überwiegend aus kalkigen, z.T. feinsandigen Silten und Tonen mit glimmerreichen Fein- bis Mittelsandlagen. Untergeordnet treten darin geringmächtige Einschaltungen von polymikten, fossilführenden, quarzreichen Kiesen auf (vgl. ROETZEL et al. 2005).

Die Geburt der Thaya – quartäre Ablagerungen im Nationalpark

Geologisch junge Ablagerungen aus dem Pleistozän und Holozän (Quartär) haben im

©Amt der Niederösterreichischen Landesregierung,, download unter www.biologiezentrum.at

unmittelbaren Bereich des Nationalparks Thayatal-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 des Nationalparks sind im Gegensatz dazu die geologisch jungen, quartären Sedimente weit verbreitet.

Die Bildung des heutigen, engen, tief eingeschnittenen und stark mäandrierenden Tales der Thaya, aber auch anderer ähnlicher Täler am Rand der Böhmischen Masse, wie z.B. des Pulkautales, Kamptales oder Kremstales, steht in Zusammenhang mit tektonischen Bewegungen im Pliozän und zu Beginn des Pleistozäns (vgl. Roštínský & Roetzel 2005). Aufgrund geologischer und geomorphologischer Hinweise kann zu dieser Zeit aufgrund von Krustenbewegungen in Zusammenhang mit den nordwärts vordringenden alpinen Einheiten eine bedeutende Heraushebung von Teilen der Böhmischen Masse, bei gleichzeitiger Absenkung des Vorlandes, angenommen werden.

Die eindrucksvollen, 120–230 m tiefen Talmäander und Biegungen der Thaya entstanden gleichzeitig mit dem Eintiefen des Flusses. 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 schnitten sich diese zuerst weiter in die Sedimentdecke, später allmählich in die kristalline Basis darunter 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 Býčí hora (Stierberg oder Stierwiesberg) südöstlich von Vranov nad Dyjí, wo die Thaya den Berg zwischen seinen höchsten Punkten in einem ca. 230 m tiefen Tal durchschneidet (Abb.1) (Ivan & Kirchner 1994, Brzák 1997).

Während der Verlauf des Flusses oftmals den Richtungen der Hauptstörungen folgt, ist die Talmorphologie dagegen stark von der unterschiedlichen Beschaffenheit der durchflossenen Gesteine (Härte, Streichrichtung) abhängig. Während in den Flussabschnitten der Pernegg-Gruppe und Therasburg-Gruppe, wo Glimmerschiefer vorherrschen, eher sanfte und weite Talformen überwiegen, sind in den Abschnitten, in denen der Fluss die Bittesch-Einheit und den Thaya-Batholith 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

©Amt der Niederösterreichischen Landesregierung,, download unter www.biologiezentrum.at

Hälsen (z.B. Einsiedler, Umlauf, Ostroh; Abb. 6). Im Bittescher Gneis oder Thaya-Granit sind dagegen die Mäander oft deformiert (z.B. Kirchenwald, Šobes) (vgl. IVAN & KIRCHNER 1994, BRZÁK 1997).

Das wohl schönste Beispiel vollkommener Mäander findet man nördlich von Merkersdorf um den Umlauf und den Ostroh (Stallfirst) (Abb. 6). Durch die verwitterungsresistenten Gesteine des Weitersfelder Stängelgneises und des intermediären Orthogneises (Therasburger Gneis) am Hals des Umlaufberges beim Überstieg konnte dort der Fluss nicht durchbrechen, wodurch diese einmalige Doppelschlinge erhalten blieb.

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 Mäander findet sich in der Flur Lipina bei Devět mlýnů (Neun Mühlen) im Bereich des Thaya-Granits (IVAN & KIRCHNER 1994, BRZÁK 1997).

Abb. 6: Luftbild des Doppelmäanders der Thaya mit dem Umlaufberg (unten) und Ostroh (Stallfirst, oben). Foto: Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen

Der schönste abgeschnittene Mäander im österreichischen Teil des Nationalparks ist an der Fugnitz, in der Flur „See“ zu finden. Dort durchschnitt dieser rechte Nebenfluss der Thaya den Hals eines Mäanders im Streichen eines leichter erodierbaren Marmor- und Kalksilikatzuges. 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 unten).

Eine große Bedeutung für das Verständnis der Talentwicklung haben die fluviatilen **Terrassenschotter** im unmittelbaren Talbereich der Thaya. Sie bezeugen die langsame Eintiefung des Flusses im Laufe der Zeit. Leider blieben nur wenige Reste von Schotterakkumulationen erhalten, da der Großteil der Schotter nachträglich wie-

©Amt der Niederösterreichischen Landesregierung,, download unter www.biologiezentrum.at

der erodiert wurde.

Die ältesten und höchsten sandigen Kiese liegen rund 110 –135 m über der heutigen Thaya in ungefähr 360–400 m Seehöhe. Kleine Reste dieser polymikten, quarz- und kristallinreichen Fein- bis Grobkiese in siltig-sandiger Matrix findet man im Bereich des Schwarzwaldes nordöstlich von Merkersdorf und des Kirchenwaldes ostnordöstlich von Schloss Karlslust. Auf tschechischer Seite liegen kleine Reste nordöstlich der Ruine Nový Hrádek, südöstlich der ehemaligen Grubermühle (Gruberův mlýn) bei Devět mlýnů (Neun Mühlen) und westlich von Sealsfieldův kámen (Sealsfieldstein: Nad novou cestou) (HAVLÍČEK 2002, ROETZEL et al. 2005). 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 unterste Pleistozän (ehemals Oberpliozän) zu stellen.

Quarzreiche, sandige, z.T. lehmige, fluviatile Kiese aus dem Unterpleistozän mit der Basis 75–90 m über dem Flussniveau blieben im Thayatal nur am Šobes erhalten. Sie sind aber außerhalb des Nationalparks am Ausgang des Thayatales aus dem Kristallin der Böhmischen Masse südwestlich, südlich und östlich von Znojmo großflächig verbreitet.

Die meisten Reste fluviatiler Terrassenschotter liegen im Nationalpark in verschiedenen Niveaus zwischen 12 und 50 m über dem Flussniveau. Diese können daher dem Mittelpleistozän zugeordnet werden. So findet man fluviatile Kiese in Höhen von 50–45 m über dem Fluss z. B. bei Býčí skála (Stierfelsen) und im Wegeinschnitt östlich des Gališ, westlich des Umlaufberges. Morphologisch am besten erhalten ist das Terrassenniveau um 30–35 m über dem Fluss im Bereich der Kirchenwaldwiese und des Šobes, aber auch unterhalb von Králův stolec (Königstisch) sind in dieser Höhe in einem Wegeinschnitt kiesige Grob- bis Mittelsande und kantengerundete Schotter und Blockwerk aufgeschlossen (vgl. BRZÁK 1997). An der Mündung des Trauznitzký potok (Trausnitztal) nordwestlich von Konice liegen in 20–25 m relativer Höhe ca. 2 m mächtige fluviatile Schotter.

Das tiefste erhaltene mittelpleistozäne Niveau befindet sich 12–15 m über dem Fluss. In dieser Höhe liegen Schotter im Wald östlich der Umlaufwiese. Weitere parallelisierbare Schottervorkommen befinden sich westlich des Umlaufberges im Wegeinschnitt östlich des Gališ, beim verlassenen Mäander in der Flur Lipina bei Devět mlýnů (Neun Mühlen) und auf dem flachen Gleithang von Široké pole nordwestlich von Hardegg. Mittelpleistozäne Terrassenschotter treten auch in der unmittelbaren Umgebung von Znojmo auf.

Oberpleistozäne Terrassenschotter mit der Basis 8–10 m über dem Flussniveau findet man nur im Fugnitztal, in der Flur „See“. Vereinzelt liegen auch an den Nebenbächen der Thaya sandige Kiese, die nicht einem bestimmten Niveau zuge-

©Amt der Niederösterreichischen Landesregierung,, download unter www.biologiezentrum.at

ordnet werden können und daher nur allgemein ins Pleistozän gestellt werden.

Löss findet sich vor allem auf den Hochflächen oberhalb des Thayatales, aber auch auf den Abhängen gegen das Weinviertel entlang der Waitzendorfer Störung. In geringem Ausmaß wurde Löss auch im Tal selbst, wie z. B. südlich der Staumauer bei Vranov nad Dyjí, im Gebiet östlich des Schwalbenfelsens nordwestlich von Hardegg, an den Ost schauenden Hängen von Gališ und Barák westlich des Umlaufberges und des Kirchenwaldes sowie im Trauznitzký potok (Trausnitztal) nordwestlich von Konice (Abb.7) abgelagert.

Dieser feine Staub wurde besonders in den Kaltzeiten 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 Lösse im Bereich des Nationalparks wurden meist aus den benachbarten miozänen Ablagerungen und den periglazialen Verwitterungsdecken der kristallinen Gesteine der Böhmischen Masse ausgeblasen. Durch das feuchtere Klima im Bereich der Böhmischen Masse ist der Löss stellenweise lokal verlehmt, sodass dort meist entkalkte **Lösslehme** vorkommen. **Staublehme** entstanden vermutlich durch Auswehung aus oberflächig schon entkalktem Löss und **Verwitterungslehme** bildeten sich durch die tiefgründige Verwitterung von kristallinen Gesteinen im Pleistozän und Holozän.

In den wärmeren und feuchteren Perioden des Pleistozäns, den Interglazialen und Interstadialen, 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 (Abb.7). Diese fossilen **Paläoböden** weisen einerseits auf Änderungen des Klimas hin und zeigen auch Unterbrechungen in der Sedimentation, andererseits haben sie große Bedeutung für die zeitliche Rekonstruktion der Talentwicklung. Solche Böden sind im Nationalpark und dessen näherer Umgebung innerhalb der Lösse jedoch nur an wenigen Stellen erhalten geblieben. Detaillierte mikroskopische (mikromorphologische) Analysen dieser Paläoböden lassen eine komplexe Entwicklungsgeschichte des Tales während des Pleistozäns erkennen. Die fossilen Böden in den Lössen haben im Thayatal sehr häufig mittel- bis unterpleistozäne Alter. Es zeigt sich daher, dass neben den jungen, oberpleistozänen Lössen auch ältere Lösse und dazwischen liegende, durch Erosion bedingte Schichtlücken innerhalb der Lösspakete auftreten (vgl. Havlíček 2002, Roetzel et al. 2005).

Weitere pleistozäne Sedimente sind **deluviale Ablagerungen**, die überwiegend durch Hangabwärtskriechen von aufgetauten, wasserübersättigten, tonig-siltig-sandig-steinigen Massen über Dauerfrostböden entstanden. Deluviale Sedimente sind an den steilen Hängen des Thayatales häufig entwickelt. Am weitesten verbreitet sind meist schlierige bis lagige, sehr schlecht sortierte, tonig-siltig-sandige, z.T. kiesige

©Amt der Niederösterreichischen Landesregierung,, download unter www.biologiezentrum.at

Sedimente in Mulden, flachen Dellen und in Hangfußlagen. Deluviale Ablagerungen in Kristallinnähe oder in der Nähe von Kiesablagerungen führen vermehrt Kristallinbruchstücke oder Kiesanteile und gehen in Kristallinnähe in Kristallinschutt über.

Abb. 7: Löss mit zwei eingelagerten, mittelpleistozänen, fossilen Böden im Trausnitztal (Trauznitzký potok) nordwestlich von Konice.
Foto: Th. Hofmann

Durch Frostverwitterung und Frostsprengung wurden besonders in den Kaltzeiten des Pleistozäns die Gesteine im Thayatal geformt und zerstört, aber auch durch Felsstürze aufgrund von Felsentlastung und die damit verbundene gravitative Zerlegung erfolgte eine weitere Gesteinszerlegung. Schutt (Kristallinschutt, Blockschutt) tritt im Thayatal vor allem in **Schutt- und Blockfeldern** sowie **Blockströmen** unterhalb von steilen Felswänden und Felstürmen auf. Sie treten bevorzugt im Bereich des primär schon stark geklüfteten und blockig zerfallenden Thaya-Granits und des Bittescher Gneises auf, aber auch Quarzite und der intermediäre Orthogneis (Therasburger Gneis) im Bereich des Umlaufberges bilden derartige Schutt- und Blockfelder. 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. 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. 3), in Tschechien sind es die Blockfelder Výří skály und Nad papírnou, östlich des Šobes (vgl. Brzák 2000).

Eine Sonderform von Blockfeldern sind jene im Bereich von Ledové sluje (Eisleiten) südöstlich von Vranov nad Dyjí. Dort entstanden durch Felsentlastung, Blockgleitungen und andere Massenbewegungs-Mechanismen Spalten und mehrere hundert Meter lange und bis zu einige Zehnermeter in die Tiefe reichende Höhlensysteme, die zum Teil mit grobem, verstürztem Blockwerk gefüllt sind (vgl.

©Amt der Niederösterreichischen Landesregierung,, download unter www.biologiezentrum.at

DEMEK & KOPECKÝ 1996, ZVELEBIL et al. 1996). Durch die besondere geomorphologische Situation und das geeigneten 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.

Mit dem Beginn des Holozäns vor ca. 11 700 Jahren begann es wieder deutlich wärmer und feuchter zu werden. Die Durchflussmenge der Thaya wurde größer und der Fluss konnte die vorher angehäuften Ablagerungen nun wieder abtragen. Diese Dynamik und die etappenweise Eintiefung des Flusses spiegeln im Nationalpark mehrere **Erosionsstufen in der Talaue** 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 erhalten. Sehr häufig ist dagegen eine Flur mit der Oberkante 3–4 m über dem Flussniveau ausgebildet, auf der viele der z.T. noch heute genutzten Wiesen liegen. Die Flur mit der Oberkante 2–3 m über dem Flussniveau ist oft an den Gleithängen der Mäander entwickelt, bildet aber manchmal nur einen schmalen Saum entlang der Thaya. Die tiefste, rezente Stufe liegt schließlich nur ca. 0,5–1 m über dem Niveau des heutigen Normalwasserspiegels (vgl. ROETZEL et al. 2005).

Die rezenten, **fluviatilen** und **deluvio-fluviatilen** Ablagerungen bilden in nahezu allen Tälern, Gräben und Dellen unterschiedlich mächtige Akkumulationskörper. Sie bestehen je nach Lage und Einzugsgebiet aus tonigen bis lehmigen Silten, Sanden oder Kiesen und führen z.T. Kristallinbruchstücke und Kristallinblöcke.

Das von der Hochfläche abgespülte und in den Seitenbächen und Gräben abgetragene Material wird an deren Mündungen bis heute oft in kleinen **Schwemmfächern** aufgeschüttet.

Die geologischen Veränderungen dauern bis in unsere Gegenwart an und in manchen Fällen beeinflusst hier auch der Mensch die geologischen Prozesse. Bedingt durch die weiträumige Drainagierung feuchter Wiesen in den letzten Jahrzehnten ist die Anzahl von **Vernässungen** und **Anmooren** drastisch reduziert worden. Großflächig ausgebildete Vernässungen sind daher fast nur mehr auf der Hochfläche in Waldgebieten des Thaya-Granits und des Bittescher Gneises zu finden. Eine Besonderheit ist die Flur „See“ im Fugnitztal, wo in einem verlassenen Mäander noch immer stark vernässte Flächen, in einem Bereich sogar eine offene Wasserfläche („See“), mit einem ausgedehnten Seggenbestand und einem nahen Eschen-Birken Bruchwald auftreten.

©Amt der Niederösterreichischen Landesregierung,, download unter www.biologiezentrum.at

Danksagung

Der Autor dankt Herrn Direktor DI Robert Brunner, Mag. Claudia Wurth-Waitzbauer und Christian Übl vom Nationalpark Thayatal, ebenso wie den Mitarbeitern vom Národní park Podyjí für die vielfältige Hilfe und Unterstützung bei den geologischen Arbeiten in den beiden Nationalparks. Die hier dargestellten geologischen und geomorphologischen Ergebnisse stammen aus der viele Jahre andauernden Zusammenarbeit von tschechischen und österreichischen Geologen und Geomorphologen von Česká geologická služba (Geologischer Dienst) in Praha und Brno, von der Akademie věd České republiky (Tschechische Akademie der Wissenschaften) in Brno und von der Geologischen Bundesanstalt in Wien. Besonders sei hier Herrn Dr. Gerhard Fuchs (Geologische Bundesanstalt), Herrn Dr. Pavel Havlíček (Česká geologická služba Praha) und Herrn Dr. Karel Kirchner (Ústav geoniky AV ČR Brno) für ihre Kooperation gedankt. Herrn Thomas Hofmann (Geologische Bundesanstalt) und Herrn Christian Übl (Nationalpark Thayatal) danke ich für die zu Verfügung gestellten Fotos und Frau Monika Brüggemann-Ledolter (Geologische Bundesanstalt) für die graphische Gestaltung der geologischen Karte in dieser Arbeit.

Literatur

Batík, P. (1992): Geologická Mapa Národního Parku Podyjí [Geologische Karte des Nationalparks Thayatal] 1:25.000. – Český geologický ústav: Praha

Batík, P., Čtyroká, J., Čtyroký, P. (1993): Bericht 1992 über geologische Aufnahmen auf Blatt 9 Retz. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt 136: 546-548

Bernroider, M. (1986): Zur Geologie und Petrographie moravischer Gesteine im Gebiet NW Weitersfeld, Niederösterreich. – Dissertation naturwissenschaftliche Fakultät der Universität Salzburg, 8+240 pp.

Bernroider, M. (1989): Zur Petrogenese präkambrischer Metasedimente und cadomischer Magmatite im Moravikum. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt 132: 349-373

Brzák, M. (1997): Entwicklung des Thayatales im Nationalpark Podyjí (Tschechische Republik) aufgrund der Morphographie und Schotteranalyse. – Mitteilungen der Österreichischen Geographischen Gesellschaft 139: 261-275

Brzák, M. (2000): Balvanové proudy a skalní tvary v údolí Dyje (NP Podyjí) [Blockströme und Felsenformen im Thayatal (NP Podyjí)]. – Acta Musei Moraviae, Scientiae Geologicae 85: 135-150

Demek, J. & Kopecký, J. (1996): Slope failures in metamorphic basement rocks of the Dyje river valley, Podyjí National Park, Czech Republic. – Moravian Geographical Reports 4/2: 2-11

Finger, F., Frasl, G., Höck, V., Steyrer, H.P. (1989): The Granitoids of the Moravian Zone in Northeast Austria: Products of a Cadomian Active Continental Margin? – Precambrian Research 45: 235-245

Finger, F. & Friedl, G. (1993): Bericht 1992 über petrographische Untersuchungen im Moravikum auf Blatt 9 Retz. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt 136: 637-638

©Amt der Niederösterreichischen Landesregierung,, download unter www.biologiezentrum.at

FINGER, F. & HORSCHINEGG, M. (1999): A7 Obernalb - Steinbruch Gollitsch. – In: R. Roetzel (Hrsg.), Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 1999, 3.-7. Mai 1999, Retz, 270-273, Geologische Bundesanstalt: Wien

FINGER, F. & RIEGLER, G. (1999): Der Thayabatholith und der kristalline Untergrund des Weinviertels. – In: R. Roetzel (Hrsg.), Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 1999, 3.-7. Mai 1999, Retz, 23-31, Geologische Bundesanstalt: Wien

FRASL, G. (1983): Einführung in die Geologie der Moravischen Zone. – In: V. Höck, G. Frasl, F. Steininger, W. Vetters, Zur Geologie des Kristallins und Tertiärs der weiteren Umgebung von Eggenburg, Exkursionsführer Österreichische Geologische Gesellschaft 1, 4-18, Wien

FRASL, G. (1991): Das Moravikum der Thaya-Kuppel als Teil der variszisch deformierten Randzone des Bruno-Vistulikums - eine Einführung. – In: R. Roetzel (Hrsg.), Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 1991, 16.-20. 9. 1991, Eggenburg, 49-62, Geologische Bundesanstalt: Wien

FRASL, G., FUCHS, G., MATURA, A., THIELE, O. (1977): Einführung in die Geologie des Waldviertler Grundgebirges. – In: Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 1977 - Waldviertel, 15.-20. Mai 1977, 5-10, Geologische Bundesanstalt: Wien

FRIEDL, G., FINGER, F., PAQUETTE, J.-L., VON QUADT, A., MCNAUGHTON, N.J., FLETCHER, I.R. (2004): Pre-Variscan geological events in the Austrian part of the Bohemian Massif deduced from U-Pb zircon ages. – International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau) 93: 802-823

FRITZ, H., DALLMEYER, R.D., NEUBAUER, F. (1996): Thick-skinned versus thin-skinned thrusting: Rheology controlled thrust propagation in the Variscan collision belt (the southeastern Bohemian Massif). – Tectonics 15: 1389-1413

FUCHS, G. (1993): Bericht 1992 über geologische Aufnahmen im Moravikum auf Blatt 9 Retz. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt 136: 549

FUCHS, G. (1995): Bericht 1994 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 9 Retz. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt 138: 477-478

FUCHS, G. (1999): Geologie des Moravikum im Thayatal zwischen Hardegg und Kaja. – In: R. Roetzel (Hrsg.), Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 1999, 3.-7. Mai 1999, Retz, 354-356, Geologische Bundesanstalt: Wien

FUCHS, G. (2000): Bericht 1998 über geologische Aufnahmen im Moravikum auf den Blättern 8 Geras und 9 Retz. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt 142: 267

FUCHS, R., GRÜN, W., PAPP, A., SCHREIBER, O., STRADNER, H. (1980): Vorkommen von Egerien in Niederösterreich. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt 1979/3: 295-311

HAVLÍČEK, P. (2002): 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]. – Zprávy o geologických výzkumech v roce 2002: 71-73

HÖCK, V. (1969): Bericht 1968 über geologische Aufnahmen auf den Blättern Geras (8) und Retz (9). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt 1969/3: A32-A33

HÖCK, V. (1970): Bericht 1969 über geologische Aufnahmen auf den Blättern Geras (8), Retz (9) und Horn (21). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt 1970/5: A32-A33

HÖCK, V. (1983): Haltepunkt 8: Weitersfeld. – In: V. Höck, G. Frasl, F. Steininger, W. Vetters, Zur Geologie des Kristallins und Tertiärs der weiteren Umgebung von Eggenburg, Exkursionsführer Österreichische Geologische Gesellschaft 1, 46-47, Wien

HÖCK, V. (1991): Das Moravikum der Thaya-Kuppel in Österreich – Lithologie und Metamorphose. – In: R. Roetzel (Hrsg.), Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 1991, 16.-20. 9. 1991, Eggenburg, 63-74, Geologische Bundesanstalt: Wien

©Amt der Niederösterreichischen Landesregierung,, download unter www.biologiezentrum.at

HÖCK, V. (1999): Der geologische Bau des Grundgebirges. – In: F. F. Steininger (Hrsg.), Erdgeschichte des Waldviertels, 2. Auflage, Schriftenreihe des Waldviertler Heimatbundes 38, 37-60, Horn-Waidhofen/Thaya

HÖCK, V., MARSCHALLINGER, M., TOPA, D. (1991): Granat-Biotit-Geothermometrie in Metapeliten der Moravischen Zone in Österreich. – Österreichische Beiträge zu Meteorologie und Geophysik 3: 149-167

HÖCK, V. & VETTERS, W. (1975): Bericht 1974 über geologische Aufnahmen auf Blatt 21 Horn. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt 1975/1: A-22-A25

IVAN, A. & KIRCHNER, K. (1994): Geomorphology of the Podyjí National Park in the southeastern part of the Bohemian Massif (South Moravia). – Moravian Geographical Reports 1/1994, Vol.2: 2-25

JENČEK, V. & DUDEK, A. (1971): Beziehungen zwischen dem Moravikum und Moldanubikum am Westrand der Thaya-Kuppel. – Věstník Ústředního ústavu geologického 46: 331-338

JENČEK, V. & MATĚJOVSKÁ, O. (1986): Erläuterungen zur geologischen Karte im Maßstab 1:50 000 Blatt 8 Geras. – Unveröffentlichtes Manuskript, Bibliothek der Geologischen Bundesanstalt, Wissenschaftliches Archiv Nr. A-06166-RA-8/86, 82 p.

NEHYBA, S. & ROETZEL, R. (1999): Lower Miocene Volcaniclastics in South Moravia and Lower Austria. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt 141: 473-490

ROETZEL, R. (1993): Bericht 1992 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 8 Geras und Bemerkungen zur Lithostratigraphie des Tertiärs in diesem Raum. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt 136: 542-546

ROETZEL, R. (2004): Vom Kohlesumpf zum Freizeitparadies. Die Geschichte des Braunkohlenbergbaues Langau-Riegersburg. – Das Waldviertel 53: 341-362

ROETZEL, R., mit Beiträgen von FUCHS, G., HAVLÍČEK, P., ÜBL, CH., WRBKA, TH. (2005): Geologie im Fluss. Erläuterungen zur Geologischen Karte der Nationalparks Thayatal und Podyjí. – Geologische Bundesanstalt: Wien, 92 pp.

ROETZEL, R. & FUCHS, G. (Bearb.) (2001): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50 000 - 8 Geras. – Geologische Bundesanstalt: Wien

ROETZEL, R. & FUCHS, G., mit Beiträgen von AHL, A., SCHUBERT, G., SLAPANSKY, P. (2008): Erläuterungen zu Blatt 8 Geras. – Geologische Bundesanstalt: Wien, 136 pp.

ROETZEL, R., FUCHS, G., BATÍK, P., ČTYROKÝ, P. (Bearb.) (1999b): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50 000 - 9 Retz. – Geologische Bundesanstalt: Wien

ROETZEL, R., MANDIC, O., STEININGER, F.F. (1999a): Lithostratigraphie und Chronostratigraphie der tertiären Sedimente im westlichen Weinviertel und angrenzenden Waldviertel. – In: R. Roetzel (Hrsg.), Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 1999, 3.-7. Mai 1999, Retz, 38-54, Geologische Bundesanstalt: Wien

ROETZEL, R., OTTNER, F., SCHWAIGHOFER, B., MÜLLER, H.W. (1994): Tertiäre Tone am Ostrand der Böhmischen Masse. – In: E.E. Kohler (Hrsg.), Berichte der Deutschen Ton- und Tonmineralgruppe e.V. - DTTG 1994, Beiträge zur Jahrestagung Regensburg, 13.-14. Okt. 1994: 111-122

ROETZEL, R. & STEININGER, F.F. (1991): Die tertiären Ablagerungen im weiteren Raum von Eggenburg. – In: F.F. Steininger, W. Piller (Hrsg.), Eggenburg am Meer - Eintauchen in die Erdgeschichte, Katalogreihe des Krahuletz-Museums 12: 27-32

ROETZEL, R. & STEININGER, F.F. (1999): Älteres Tertiär. – In: F.F. Steininger (Hrsg.), Erdgeschichte des Waldviertels, 2. Aufl., Schriftenreihe des Waldviertler Heimatbundes 38: 75-78

ROŠTÍNSKÝ, P. & ROETZEL, R. (2005): Exhumed Cenozoic landforms on the SE flank of the Bohemian Massif in the Czech Republic and Austria. – Zeitschrift für Geomorphologie, Neue Folge 49: 23-45

©Amt der Niederösterreichischen Landesregierung,, download unter www.biologiezentrum.at

SCHNABEL, W., BRYDA, G., EGGER, H., FUCHS, G., KRENMAYR, H.G., MANDL, G.W., MATURA, A., NOWOTNY, A., ROETZEL, R., SCHARBERT, S., WESSELY, G. (2002): Geologische Karte von Niederösterreich 1:200 000. – Geologische Bundesanstalt: Wien.

SCHARBERT, S. & BATÍK, P. (1980): The Age of the Thaya (Dyje) Pluton. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt 1980: 325-331

STEININGER, F. F. & ROETZEL, R. (1994): Beiträge zu einer präquartären Landschaftsgeschichte des östlichen Waldviertels und des Kamptales. – In: G. Dick (Hrsg.), Das Waldviertel als Natur- und Kulturraum, Festschrift aus Anlass des 10-jährigen Bestandsjubiläums des Instituts für angewandte Öko-Ethologie in Rosenburg, Beiträge zur Waldviertel-Forschung 1994: 111-118

STEININGER, F. F. & ROETZEL, R. (1999): Mesozoikum (Erdmittelalter). – In: F. F. Steininger (Hrsg.), Erdgeschichte des Waldviertels, 2. Aufl., Schriftenreihe des Waldviertler Heimatbundes 38: 73-74

STEININGER, F. F. & SENEŠ, J. (1971): M1 Eggenburgien. Die Eggenburger Schichtengruppe und ihr Stratotypus. – Chronostratigraphie und Neostratotypen 2, Vydavatel'stvo Slovenskej akadémie vied: Bratislava, 827 pp.

SUESS, F .E. (1903): Bau und Bild der Böhmischen Masse. – In: C. Diener, R. Hoernes, F. E. Suess, V. Uhlig (Hrsg.), Bau und Bild Österreichs, Tempsky-Freytag: Wien-Leipzig, 1-322

SUESS, F. E. (1912): Die moravischen Fenster und ihre Beziehung zum Grundgebirge des Hohen Gesenkes. – Denkschrift der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse 88: 541-624

WALDMANN, L. (1925): Vorläufiger Bericht über die Aufnahme des moravischen Gebietes südlich der Bahnlinie Eggenburg - Siegmundsherberg. – Anzeiger der Akademie der Wissenschaften, mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse 61/5(1924): 53-56

WALDMANN, L. (1958): Führer zu geologischen Exkursionen im Waldviertel. B. Exkursion in die nördlichen und westlichen Teile des Waldviertels. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, Sonderheft E: 14-26

ZAPFE, H. (1953): Zur Altersfrage der Braunkohle von Langau bei Geras in Niederösterreich. – Berg- und hüttenmännische Monatshefte 98/1: 12-16

ZARRABI, A. (1972): Zur Geologie der Moravischen Zone im Thayatal zwischen Schloss Karlslust und Hardegg (Niederösterreich). – Dissertation Philosophische Fakultät der Universität Wien, 168 pp.

ZVELEBIL, J., NOVOTNÝ, J., KOŠTÁK, B., ZIKA, P. (1996): Předběžné výsledky inženýrskogeologického studia svahové deformace hřebene Ledových slují [Vorläufige Ergebnisse der ingenieurgeologischen Untersuchungen der Hangdeformation des Ledové sluje Rückens]. – Příroda, Sborník prací z ochrany přírody 3: 41-54

Anschrift des Verfassers:

Reinhard Roetzel, Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, A 1030 Wien
reinhard.roetzel@geologie.ac.at

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Wissenschaftliche Mitteilungen Niederösterreichisches Landesmuseum

Jahr/Year: 2010

Band/Volume: 21

Autor(en)/Author(s): Roetzel Reinhard

Artikel/Article: Geologie und Geomorphologie im Nationalpark Thayatal-Podyjí. 35-66