

LEGENDE

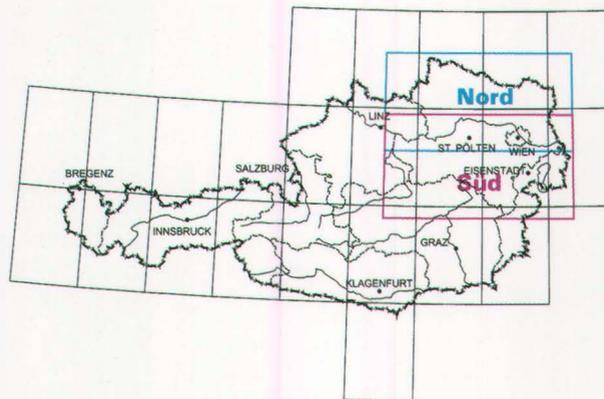
und

KURZE ERLÄUTERUNG

WOLFGANG SCHNABEL (Redaktion)

Mit Beiträgen von
HANS-GEORG KRENMAYR
GERHARD W. MANDL
AXEL NOWOTNY
REINHARD ROETZEL
SUSANNA SCHARBERT
WOLFGANG SCHNABEL

2 Farbtafeln:
Tektonische Übersicht
Verteilung der verwendeten Unterlagen



Land Niederösterreich

Gemeinschaftsprojekt



Geologische Bundesanstalt

Wien 2002

LEGENDE

und

KURZE ERLÄUTERUNG

Inhalt

Legende	5
Quartär – Oberpliozän	5
Molasse, Waschbergzone, Paläogen und Neogen auf der Böhmisches Masse	7
Intramontane Becken	9
Grestener Klippenzone und Hauptklippenzone (Helvetikum i.w.S.)	9
Penninikum	11
Oberostalpin	13
Unter- und Mittelostalpin	15
Böhmische Masse und Autochthones Paläozoikum und Mesozoikum	17
Einleitung (W. SCHNABEL)	19
Tektonische Großgliederung (W. SCHNABEL)	20
1. Quartär – Ober-Pliozän (H.G. KRENMAYR & W. SCHNABEL)	20
1.1. Allgemeine Ausscheidungen	20
1.2. Fluviale Terrassen im Waldviertel, Weinviertel und in Tschechien	22
1.3. Fluviale Terrassen im Alpenvorland, im Wiener Becken, im Gebiet des Neusiedler Sees und in den inneralpinen Tälern	22
1.4. Fluviale Terrassen an der Südost-Abdachung der Alpen und im Pannonischen Raum	23
1.5. Glaziale Ablagerungen	23
2. Molasse, Waschbergzone, Paläogen und Neogen auf der Böhmisches Masse (R. ROETZEL & W. SCHNABEL)	23
2.1. Paläogene und Neogene Sedimente auf der Böhmisches Masse (R. ROETZEL)	23
2.2. Molasse (R. ROETZEL)	24
2.2.1. Pliozän	24
2.2.2. Miozän	24
2.2.3. Oligozän – Unteres Miozän (Kiscellium – Egerium)	28
2.2.4. Oberes Oligozän – Unteres Miozän (Egerium – Eggenburgium)	28
2.3. Inneralpine Molasse (W. SCHNABEL)	28
2.4. Waschbergzone, Steinitzer Einheit, Pausramer Einheit (R. ROETZEL)	29
3. Intramontane Becken (H.G. KRENMAYR & W. SCHNABEL)	30
3.1. Neogen: Wiener Becken, Pannonisches Becken und andere intramontane Becken	31
3.2. Paläogen	33
4. Die Alpen	33
4.1. Grestener Klippenzone und Hauptklippenzone (Helvetikum i.w.S.) (W. SCHNABEL)	33
4.2. Penninikum und Äquivalente (W. SCHNABEL)	33
4.2.1. Rhenodanubische Flyschzone i.w.S.	33
4.2.2. Rechnitzer Einheit	35
4.3. Oberostalpin	36
4.3.1. Nördliche Kalkalpen und Äquivalente in den Karpathen (G.W. MANDL)	36
4.3.2. Meliatikum (G.W. MANDL)	39
4.3.3. Grauwackenzone (A. NOWOTNY)	39
4.3.4. Grazer Paläozoikum (W. SCHNABEL)	41
4.4. Unter- und Mittelostalpin („Zentralalpin“) (A. NOWOTNY)	41
4.4.1. Zentralalpines Permo-Mesozoikum	41
4.4.2. Mittelostalpines Kristallin	42
4.4.3. Unterostalpines Kristallin	42
5. Kleine Karpaten – Tatrikum (W. SCHNABEL)	43
6. Böhmische Masse und Autochthones Paläozoikum und Mesozoikum (R. ROETZEL & S. SCHARBERT)	43
6.1. Autochthones Paläozoikum und Mesozoikum (R. ROETZEL)	44
6.2. Kristallin der Böhmisches Masse (S. SCHARBERT)	44
6.2.1. Gesteine genereller Verbreitung	44
6.2.2. Moldanubikum	45
6.2.3. Bavarikum	46
6.2.4. Südböhmischer Pluton	46
6.2.5. Moravikum	47

Anschrift der Verfasser:
Geologische Bundesanstalt
Rasumofskygasse 23
Postfach 127
A 1031 Wien

Alle Rechte vorbehalten

ISBN 3-85316-017-4

Redaktion: WOLFGANG SCHNABEL

Satz und Gestaltung: Dr. Albert Daurer, Geologische Bundesanstalt
Druck: Ferdinand Berger & Söhne GesmbH, A 3580 Horn

Quartär – Oberpliozän

Allgemeine Ausscheidungen

-  1 Anthropogene Ablagerung (Deponie, Bergbauhalde, etc.)
-  2 Talfüllung – Jüngster Talboden (Kies, Auelehm)
-  3 Schwemmfächer
-  4 Trockental
-  5 Vernässung, Moor
-  6 Seeton, limnisches Sediment
-  7 Hangschutt
-  8 Bergsturzmaterial, Blockwerk
-  9 Talfüllung – Älterer Talboden (Kies, Sand)
-  10 Rutschhang, Massenbewegung, Sackungsmasse
-  11 Fluviale Ablagerung i.A. (Kies, Sand)
-  12 Fluviale Ablagerung im Neusiedlerseegebiet, z.T. mit äolischen Deckschichten; Oberes Pleistozän (Kies, Sand, Flugsand)
-  13 Quartärer Kies und Sand i.A.
-  14 Lehm, Verwitterungslehm, Hanglehm
-  15 Lehm, Löss, undifferenziert
-  16 Flugsand
-  17 Jüngerer Flugsand; Holozän
-  18 Älterer Flugsand; Pleistozän
-  19 Löss, Lösslehm
-  20 Schuttkomplex des Mitterriegels und Äquivalente
-  21 Hangbrekzie i.A.
-  22 Hangbrekzie; ?Mindel-Riss-Interglazial
-  23 Blockgletscher (Blockwerk)
-  24 Terrassensedimente i.A. (Kies, Sand)
-  25 Tiefere Terrassensedimente i.A.
-  26 Höhere Terrassensedimente i.A.
-  27 Schwemmfächer im Bereich der Kleinen Karpaten
-  28 Hochgelegene Terrassensedimente; Oberes Pliozän (Kies und Sand, z.T. verfestigt)

Fluviale Terrassen im Waldviertel, Weinviertel und in Tschechien

-  29 Terrassensedimente im Kampthal und Thayatal (Kies, Sand)
-  30 Tiefere Terrassensedimente; Oberes Pleistozän (Kies, Sand)
-  31 Mittlere Terrassensedimente; Mittleres Pleistozän (Kies, Sand)
-  32 Höhere Terrassensedimente; Unteres Pleistozän (Kies, Sand)
-  33 Fluvio-lakustrine Ablagerung in Tschechien (Kies, Sand, Ton)
-  34 Hochgelegene Terrassensedimente an der Thaya und im Weinviertel; Oberes Pliozän – Pleistozän (Kies, Sand, z.T. verfestigt)

Postglazial (Holozän)

Pleistozän – Holozän

Pleistozän i.A.

Pleistozän

Fluviale Terrassen im Alpenvorland, Wiener Becken, im Gebiet des Neusiedlersees und in den inneralpinen Tälern

-  35 Niederterrasse (Kies, Sand)
-  36 Seewinkelschotter (Kies)
-  37 Steinfeldschotter; Riss – Würm (Kies, Grobsand)
-  38 Hochterrasse (lokal tektonisch abgesenkt), meistens mit Deckschichten von Löss und Lehm; Riss (Kies, Sand)
-  39 Jüngerer Deckenschotter i.A., meistens mit Deckschichten von Löss und Lehm
-  40 Jüngerer Deckenschotter (tieferes Niveau), meistens mit Deckschichten von Löss und Lehm
-  41 Jüngerer Deckenschotter (höheres Niveau), meistens mit Deckschichten von Löss und Lehm
-  42 Älterer Deckenschotter, meistens mit Deckschichten von Löss und Lehm; Günz
-  43 Plio-Pleistozäne Schotter in verschiedenen Höhenlagen, meistens mit Deckschichten von Löss und Lehm, westl. Amstetten z.T. nur Verebnungsniveaus
-  44 Steinbrunner Schotter, Zillingdorfer Schotter (Kies, Sand)

Würm

Mindel

Oberes Pliozän –
Unteres Pleistozän

Fluviale Terrassen an der Südost-Abdachung der Alpen und im Pannonischen Raum

-  45 Tiefere Terrassensedimente im Donauraum östlich der Kleinen Karpaten; Pleistozän – Holozän (Kies, Sand)
-  46 Fluviale Ablagerung; Würm (Kies, Sand)
-  47 Fluviale Ablagerung (Kies, Sand), z.T. mit Deckschichten aus Löss und Lehm; Mittleres Pleistozän
-  48 Fluviale Ablagerung (Kies, Sand), z.T. mit Deckschichten aus Löss und Lehm; Unteres bis Mittleres Pleistozän
-  49 Fluviale Ablagerung (Kies, Sand), z.T. mit Deckschichten aus Löss und Lehm; Unteres Pleistozän

Glaziale Ablagerungen

-  50 Moräne (Gemenge von Ton bis Blockwerk)
-  51 Eisrandterrasse (Kies, Sand, Bänderschluff)
-  52 Moräne (Gemenge von Ton bis Blockwerk)
-  53 Eisrandterrasse (Kies, Sand, Bänderschluff)

Würm

Riss

Molasse, Waschbergzone, Paläogen und Neogen auf der Böhmisches Masse

Paläogene und Neogene Sedimente auf der Böhmisches Masse

Südböhmische Becken

-  Ledence-Formation; Pliozän (Ton, Sand)
-  Korosecke-Sand und -Schotter; Mittel-Miozän (Sand, Kies mit Moldaviten)
-  Domanin-Formation; Badenium – Sarmatium (Ton, Kohleton, Kies)
-  Mydlovary-Formation; Badenium (Sandstein, Ton, Kohle, Diatomit)
-  Zliv-Formation; Otnangium – Karpatium (Ton, Sandstein, Konglomerat)
-  Lipnice-Formation; Oligozän (Kies, Sand, Sandstein, Ton)

Molasse

-  Kies (Tschechien); Pliozän
-  Irrfritz-Radessen-Formation (Kies, Sand, tonreich)
-  Kies und Sand i.A.
-  Ton und Sand i.A.
-  Sedimente von Laimbach-Trandorf (Kies, Sand, Schluff)
-  Hollabrunn-Mistelbach-Formation (auch im nördlichen Wiener Becken) (Kies, Sand, Schluff)
-  Ziersdorf-Formation und Äquivalente; Sarmatium (Ton, Schluff, Mergel, Sand, Kies)
-  Tonmergel (Tegel)
-  Sand, Kies
-  Hollenburg-Karlstetten-Formation, Sedimente des Badenium in der Kremser Bucht und der Wachau (Konglomerat, Mergel, Sand)
-  Grund-Formation, Gaidorf-Formation, Mailberg-Formation (Mergel, Sand, Kalkstein)
-  Laa-Formation, Flyschkonglomerat vom Haberg; Karpatium (Mergel, Mergelstein, Blockwerk aus Sandstein)
-  Theras-Formation, Brennholz-Formation (Sand, Kies, Quarzschutt)
-  Langau-Formation, Riegersburg-Formation (Ton, Schluff, Sand, Braunkohle, Glimmersand)
-  Oncophora-Schichten (Schluff, Sand)
-  Eichberg-Konglomerat (Konglomerat und Blockwerk aus Sandstein)
-  Plesching-Formation (Sand, Mergel, z.T. mit Phosphoritknollen)
-  Robulus-Schlier (Mergel, Sand- und Sandsteinlagen)
-  Mauer-Formation (Kristallinblockwerk, Sand, Mergel)
-  Prinzersdorfer Sande (Sand, Mergel)
-  Blockmergel und Blocksande von Königstetten, Blockschichten vom Heuberg (Mergel und Sand mit Blockwerk aus Kristallin und Sandstein)
-  Sandstreifenschlier (Mergel, Sand und Sandsteinlagen)
-  Zellerndorf-Formation, Limberg-Subformation, Weitersfeld-Formation, Sedimente des Eggenburgium – Otnangium i.A. in Tschechien (Ton, Diatomit)
-  Zogelsdorf-Formation, Retz-Formation, Sedimente des Eggenburgium i.A. (Tschechien) (Kalksandstein, Sand)
-  Gauderndorf-Formation, Burgschleinitz-Formation, Kühnring-Subformation (Feinsand, Grob- bis Feinsand, Ton, Schluff, Sand)
-  Loibersdorf-Formation (Grob- bis Feinsand)
-  Mold-Formation (Ton, Schluff)
-  Fels-Formation (Grob- bis Feinsand)
-  Haller Schlier und Äquivalente (Mergel, Sand und Sandstein)
-  Buchberg-Konglomerat (Konglomerat und Blockwerk aus Sandstein)

Miozän

Pannonium

Badenium

Unteres Badenium

Otnangium

Oberes Otnangium

Unteres Otnangium

Eggenburgium

Otnangium

Eggenburgium

-  Sedimente des Egerium i.A.
-  Älterer Schlier (Ton, Schluff, Mergel, braun und schwarz)
-  Ollersbach-Konglomerat (Konglomerat und Blockwerk aus Kristallin, Quarz, Sandstein)
-  Melker Sand, Linzer Sand, Sandstein von Wallsee und Perg (Grob- bis Feinsand, Kies, Sandstein)
-  Pielacher Tegel; Kiscellium – Egerium (Ton, Schluff, toniger Sand)
-  Sedimente von Freistadt – Kefermarkt, einschließlich Vorkommen in Tschechien (Kies, Sand, Schluff)
-  St. Marein-Freischling-Formation (Kies, Sand, Schluff)

Egerium

-  Sedimente der Subalpiner Molasse zwischen Enns und Mank; Egerium – Eggenburgium (Mergel, Sand, Sandstein)

Inneralpine Molasse

-  Rogatsboden-Formation und Äquivalente (z.B. Wolfsgraben-Formation); Oberes Eozän – Oligozän (Tonmergel, Sandsteinlagen)

Waschbergzone (WZ), Steinitzer Einheit (SE), Pausramer Einheit (PE)

-  Eisenschüssige Tone und Sande (WZ), Krepice-Formation (PE), Pavlovice-Formation (SE); Oberes Eggenburgium – Otnangium (Schluff, Sand, Kies, Ton mit Eisenoxidkalk, Diatomit)
-  Sakvice-Formation, Uvaly-Formation (SE); Eggenburgium, Otnangium (Tonmergel)
-  Schieferige Tonmergel (WZ); Eggenburgium – Otnangium, Zdanice-Hustopece-Formation (SE); Egerium (Ton, Tonmergel, Sand, Sandstein)
-  Blockschichten in Schieferige Tonmergel und Zdanice-Hustopece-Formation (Blöcke aus Sandstein, Mergelstein, Granit, Gneis)
-  Michelstetten-Formation (WZ), Boudky-Formation (PE); Egerium – Eggenburgium (Mergel, Ton)
-  Thomasl-Formation, Ottenthal-Formation (WZ), Pouzdrany-Formation (PE), Menilithschichten, Nemcice-Formation (SE); Priabonium – Unteres Egerium (Tonmergel, Tonstein, Sand, Diatomit)
-  Reingrub-Formation, Niederhollabrunner Kalk (Hollingsteinkalk, Pfaffenholzschichten); Priabonium (Sand, Sandstein, Kalkstein)
-  Haidhof-Formation; Lutetium (Sandstein, Kalkstein mit Bohnerz)
-  Waschberg-Formation; Ypresium – Lutetium (Kalkstein)
-  Bruderndorf-Formation, Zaya-Formation; Danium – Thanetium (Mergel, Sandstein, Glaukonitsandstein)
-  Mucronaten-Schichten (WZ), Palava-Formation (SE); Maastrichtium – Campanium (glaukonitischer Tonmergel, Sand, Sandstein)
-  Klement-Formation; Oberes Turonium – Santonium (glaukonitischer Sandstein, Tonstein, Mergelkalk)
-  Ernstbrunn-Formation; Tithonium (organodetritischer Kalkstein)
-  Klentnitz-Formation; Oxfordium – Tithonium (Mergelkalk)

Intramontane Becken

Neogen: Wiener Becken, Pannonische Becken und andere intramontane Becken

200	Blockschotter, Blockkonglomerat, Kies (u.a. Wülfacher Blockschotter); Pliozän
201	Bunte Lehmserie (nördliches Wiener Becken); Unteres Pliozän (Lehm, rötlich, Kies, Blockwerk)
202	Loipersbach-Formation (südliches Wiener Becken); Unteres Pliozän (Lehm, rötlich, Kies, Blockwerk)
203	Rohrbach- und Ternitz-Formation; Unteres Pliozän (Konglomerat)
204	Tihany-Formation; Oberes Pannonium – Pliozän (Ton, Sand)
205	Sedimente des Pannonium i.A.
206	Inzersdorfer Tegel, Congerientegel
207	Sand, Sandstein, Mehlsand
208	Kies
209	Leobersdorf-Formation; Unteres Pannonium (mergeliger Sand, Feinsand, Kies)
210	Ton, Sand, Kies, lokal Lignit und Süßwasserkalk – Gbely-Formation i.d. Slowakei
211	Neufeld-Formation, Dubnany-Formation; Oberes Pannonium (Sand, Kies, Ton, Braunkohle)
212	Ivanka-Formation (Donau-Becken – Sand, Ton, z.T. Konglomerat, Mergel); Zahorie-Formation (Wiener Becken – Ton, Sand)
213	Kapfensteiner Schotter
214	Triesting- und Piesting-Schotter (Unteres Pannonium)
215	Basalt von Oberpullendorf, Pauliberg (basischer Vulkanismus); Pannonium – Sarmatium
216	Sedimente des Sarmatium i.A.
217	Ton vorwiegend
218	Sand vorwiegend
219	Kies vorwiegend
220	Detritärer Leithakalk
221	Holic-Formation (Mergel, Sand); Skalica-Formation (Mergel)
222	Sedimente des Badenium i.A.
223	Ton vorwiegend
224	Sand vorwiegend
225	Kies vorwiegend, Bannholzschotter
226	Brekzie (u.a. Gainfarner Brekzie)
227	Leithakalk, Süßwasserkalk von Ameis
228	Blockschotter
229	Sedimente des Karpatium i.A.
230	Korneuburg-Formation (Tonmergel, Feinsand)
231	Brennberger Blockstrom (Kristallinblockwerk in sandig-lehmigem Bindemittel)
232	Sinnersdorf-Formation (Blockwerk, Konglomerat, Tufflagen)
233	Rust-Formation (Sand, Kies)
234	Hochriegel-Formation (Sand, Ton)
235	Kohleführende Süßwasserschichten (Kies, stark verlehmt, Ton, Braunkohle)
236	Neogen von Hiefiau; ?Karpatium (Mergel, Sandstein, Konglomerat, Kohleflöze)
237	Neogen der Norischen Senke (Krieglach, St. Kathrein, Aflenz); ?Ottangium – Karpatium (Kies, stark verlehmt, Ton, Braunkohle)

Pannonium

Sarmatium

Badenium

Karpatium

238	Oberer Auwaldschotter (Kies aus Grauwackenzone und Kalkalpen)
239	Unterer Auwaldschotter (Kies aus Kristallinkomponenten)
240	Neogen von Kirchberg am Wechsel (Blockwerk, Sand, Ton)
241	Krumbach-Formation (Kies, Sand, Ton)
242	Mönichkirchen-Formation, Zöbern-Formation (Kristallinblockwerk, Rotlehm)
243	Schliermergel; Eggenburgium – Ottangium
244	Ritzendorf-Formation; Eggenburgium (Tonmergel, Sand, geröllführend)

Ottangium

Paläogen

245	Augenstein führende Sedimente; Oligozän – ?Unter-Miozän (Kies, Sand, ortsfremd)
246	Sedimente von Wimpassing an der Leitha; Oberes Eozän (gelber und rötlicher Kalk, Sandstein)

Grestener Klippenzone und Hauptklippenzone (Helvetikum i.w.S.)

300	Buntmergelserie, Klippenhülle i.A.; Oberste Unter-Kreide (Albium) – Mittleres Eozän (Tonmergel, bunt, z.T. Blockeinstreuung)
301	"Klippen"; Mittel-Jura bis Unter-Kreide (Kalkstein, Mergelstein, z.T. bankig)
302	Gresten-Formation; Unter- bis Mittel-Jura (Sandkalk, schiefriger Tonmergel, Kohle)

Penninikum

Rhenodanubische Flyschzone i.w.S.

Tulbingerkogel-Schuppe (Nördliche Randzone)

- 400 Wolfpassing-Formation und Nordzone i.A.; Unter-Kreide – ?Cenomanium (dunkler schieferiger Flysch, z.T. quarzitisch)
- 401 Kalkiger Flysch ("Klippen"); Obere Unter-Kreide
- 402 Serpentin (Kilb und Umgebung); ?Obere Unter-Kreide

Flysch-Hauptdecke und Greifensteiner Decke, Maguradecke

- 403 Flysch i.A.; Obere Unter-Kreide – Mittleres Eozän (rhythmische Wechsellagerung von Sandstein, Ton- und Mergelstein)
- 404 Greifenstein-, Gablitz-, Irenental-Formation, Zlin-Formation i.d. Karpaten; Thanetium – Ypresium (z.T. dickbankiger Quarzsandstein)
- 405 Höhere Flyschschichten i.A.; Obere Ober-Kreide – Paleozän
- 406 Altengbach-Formation; Maastrichtium – Paleozän (kalkhaltiger Quarzsandstein, Ton- und Mergelstein)
- 407 Zementmergelerde und Perneck-Formation; Santonium – Campanium (Kalksandstein und Mergelstein, hellgrau)
- 408 Tiefere Flyschschichten i.A.; Unter-Kreide – Untere Ober-Kreide
- 409 Reiselsberg-Formation; Cenomanium – Turonium (kalkhaltiger Quarzsandstein, Ton- und Mergelstein)
- 410 Unterkreide i.A. (Gaultflysch, Neokomflysch); Obere Unter-Kreide (dunkler, quarzitischer Sandstein, Tonmergel, Kalksandstein, Brekzie)

Laaber Decke

- 411 Laab-Formation – Agsbach-Subformation; Unteres – Mittleres Eozän (vorw. Ton- und Mergelstein)
- 412 Laab-Formation – Hois-Subformation; Maastrichtium – Paleozän (vorw. Quarzsandstein)
- 413 Kaumberg-Formation; Santonium – Maastrichtium (Silt- und Tonstein, dünnbankig, bunt)

Kahlenberger Decke und Klippenzone von St. Veit

- 414 Sievering-Formation; Maastrichtium – Paleozän (kalkhaltiger Quarzsandstein, Ton- und Mergelstein)
- 415 Kahlenberg-Formation; Campanium – Unteres Maastrichtium (Kalksandstein und Mergelstein, hellgrau)
- 416 Hütteldorf-Formation; Cenomanium – Santonium (Sandstein, Ton- und Mergelstein, z.T. bunt)
- 417 Gaultflysch; Aptium – Albium (dunkler, quarzitischer Sandstein, Tonstein, schieferig)
- 418 Pikrit, Vulkanit i.A.; ?Obere Unter-Kreide
- 419 Jura und Unter-Kreide der Klippenzone von St. Veit und Baunzen; Jura – Unter-Kreide (Kalkstein, Kieselgestein, Kalkmergel)
- 420 Gresten-Formation und terrestrischer Dogger; Unter- bis Mittel-Jura (Sandkalk, schieferiger Tonmergel, dunkelgrau)
- 421 Quarzsandstein (klastischer Keuper) und Kössen-Formation; Ober-Trias (Quarzsandstein; fossilreicher, dunkler Kalk)

Ybbsitzer Klippenzone

- 422 Ybbsitzer Klippenzone i.A.; Mittel-Jura – Mittleres Eozän
- 423 Ybbsitzer Flysch i.A.; Obere Unter-Kreide – Campanium (Flysch: Kalksandstein und Mergelstein, grau, z.T. bunt)
- 424 Neokomflysch; Obere Unter-Kreide (Silt- und Tonstein, z.T. kieselig, Brekzie)
- 425 Radiolarit, Kieselkalk, Kieselschiefer, Aptychenkalk; Mittel- bis Ober-Jura
- 426 Ophiolit, Serpentin; Mittel-Jura, Unter-Kreide

Klippenzone von Sulz und Mauer

- 427 Sulz-Formation; Ober-Kreide (Flysch – Quarzsandstein und Tonstein, Kalkmergel, z.T. bunt)
- 428 Klippen von Sulz; Ober-Trias – Unter-Kreide (Kalk, Dolomit, Fleckenkalkmergel)

Rechnitzer Einheit

- 429 Serpentin
- 430 Metagabbro
- 431 Grünschiefer
- 432 Phyllit (meist Kalkphyllit)
- 433 Quarzphyllit
- 434 Serizitkalkschiefer; Kreide
- 435 Marmor (Ophikalzit)
- 436 Caker Konglomerat
- 437 Rauhwacke; ?Permotrias

?Jura – Kreide

Oberostalpin

Nördliche Kalkalpen und Äquivalente in den Karpaten

Kreide – Paläogen

500	Gosau-Gruppe i.A.
501	Obere Gosau-Subgruppe; Campanium – Eozän
502	Gießhübl-Formation; Maastrichtium – Paleozän (Sandstein, Mergelstein, Brekzie)
503	Zwieselalm-Formation; Maastrichtium – Eozän (Sandstein, Mergelstein, Brekzie)
504	Nierental-Formation; Campanium – Paleozän (Mergelkalkstein, bunt)
505	Brunnbach-Formation; Campanium – Paleozän (Sandstein, Mergelstein, Konglomerat)
506	Spitzenbach-Formation, Karbonatbrekzie, Hieselberg-Formation; Santonium – Campanium (Karbonatbrekzie)
507	Untere Gosau-Subgruppe; Turonium – Maastrichtium
508	Kohleführende Serie, Dreistettener Konglomerat; Campanium
509	Grobklastika der Gießhübler Mulde; Coniacium – Santonium (Konglomerat, Sandstein, kohlige Lagen)
510	Weisswasser-Formation ("Inoceramenmergel"); Coniacium – Santonium (Kalkmergelstein)
511	Kreuzgraben-Formation; Turonium – Campanium (Konglomerat, rot, basales Konglomerat i.A.)
512	Kreide i.A.
513	Mergel, Brekzie und Karbonatsandstein (Gießhübler Mulde)
514	Losenstein-Formation (Tonmergelstein, Sandstein, Konglomerat)
515	Roßfeld-Formation (Kalkmergelstein, Sandstein)
516	Schrambach-Formation (Mergelkalkstein, Mergelstein, schiefrig)

Unter-
Kreide

Jura

517	Ammergau-Formation (= Aptychenschichten, z.T. inkl. Schrambach-Formation); Ober-Jura – Unter-Kreide (Mergelkalkstein, hell, dünnbankig)
518	Jura i.A.
519	Ober-Jura (Malm-)Kalk i.A.
520	Oberalm-Formation; Ober-Jura (Kalkstein, hell, bankig)
521	Plassenkalk, Tressensteinkalk; Ober-Jura (Riffkalkstein, Feinschuttalkstein, hell)
522	Schwellenfazies; Unter – Ober-Jura (Kalkstein, überwiegend rot, z.T. spätig)
523	Jura-Beckenfazies i.A.
524	Ruhpolding-Formation; Ober-Jura (Radiolarit – Kieselgestein)
525	Chiemgau-Formation; Mittel-Jura (Kieselchiefer, Kieselkalkstein)
526	Scheibelberg-Formation; Unter-Jura (Kalkstein mit Hornsteinknollen, dickbankig)
527	Allgäu-Formation; Unter-Jura (Fleckenmergelkalk)
528	Kalksburg-Formation, Kieselkalk; Unter-Jura (Mergel- und Sandkalkstein)
529	Oberseebrekzie; Unter- bis Mittel-Jura (Kalkbrekzie mit Großschollen aus Dachsteinkalk)

Trias

HF = Hallstätter Fazies

530	Oberrhät- (Rhätolias-) Riffkalk
531	Kössen-Formation (Mergel- bis Kalkstein, dunkel); Schattwald-Formation (Tonmergel, rot)
532	Zlambach-Formation (HF – Mergelstein, Kalkstein, dunkel)
533	Dachsteinkalk, Anningerkalk; Norium-Rhätium (Kalkstein, dickbankig)
534	Dachsteinkalk-Riffentwicklung (Kalkstein, massig)
535	Dachsteindolomit; Norium-Rhätium
536	Aflenzerkalk (HF); Norium (Kalkstein, Feinschuttalkstein, bankig, dunkel)
537	Pedataschichten (HF); Norium (Feinschuttalkstein, bankig)
538	Pötschenkalk (HF); Oberes Karnium – Norium (Kalkstein mit Hornsteinknollen, bankig, grau)
539	Hallstätter Kalk (oberer) (HF); Oberes Karnium – Norium (Kalkstein, knollig, massig und bankig, bunt)
540	Plattenkalk; Norium – Rhätium (Kalkstein-Dolomitstein-Wechselfolge)
541	Hauptdolomit; Norium (Dolomitstein, bankig)
542	Opponitz-Formation; Oberes Karnium (Kalkstein, Mergelstein, Rauhwanke, Gips)
543	Waxeneckkalk; Oberes Karnium (Kalkstein, massig)
544	Lunz-Formation; Unterer Karnium (Sandstein, feinkörnig, Steinkohle)
545	Reingrabener Schiefer, Hornsteinkalk, Leckkogel-Schichten; Unterer Karnium (Schieferonstein, Kalkstein, dunkel)
546	Nordalpine Raibl-Formation; Unterer Karnium (Schieferonstein, Kalkstein, Dolomitstein, dunkel)
547	Wettersteinkalk; Ladinium – Unterer Karnium
548	Wettersteinkalk-Lagune; Ladinium – Unterer Karnium (Kalkstein, bankig bis massig)
549	Wettersteinkalk – Riff und Riffschutt; Ladinium – Unterer Karnium (Kalkstein, massig)
550	Wettersteindolomit, Ramsadulomit; Ladinium – Unterer Karnium (Dolomitstein)
551	"Sonderentwicklung"; Mittleres Anisium – Unterer Karnium (Kalkstein/Dolomitstein, bankig, dunkel)
552	Partnach-Formation; Ladinium – Unterer Karnium (Tonmergelstein)
553	Raminger Kalk; ?Anisium – Unterer Karnium (Feinschuttalkstein, massig bis bankig)
554	Reifling-Formation; Anisium – Karnium (Kalkstein mit Hornsteinknollen, bankig)
555	Grafensteigkalk; Mittleres Anisium – Unterer Karnium (Feinschuttalkstein, bankig, dunkel)
556	Grauer und bunter pelagischer Kalk mit distalem Plattformdetritus; Mittleres Anisium – Unterer Karnium
557	Hallstätter Kalk (unterer) (HF); Anisium – Unterer Karnium (Kalkstein, knollig, massig und bankig, bunt)
558	Steinalmkalk, Steinalmdolomit; Anisium (Kalkstein, Dolomitstein, massig, hell)
559	Gutensteiner Kalk + Dolomit; Anisium (Kalkstein, Dolomitstein, bankig, dunkel)
560	Rauhwanke ("Reichenhall-Formation"); Anisium
561	Werfen-Formation; Unter-Trias (Sandstein, Siltstein, schieferig, Kalkstein)
562	Serpentinit, Gabbro, Melaphyr; ?Perm, ?Trias

Rhätium

Perm

563	Haselgebirge; Perm (Tonstein, Gips, Salz)
564	Prebichl-Formation; Perm (Konglomerat, Sandstein, Siltstein)

Meliatikum

565 Kieselschiefer mit Olistholithen (u.a. Trias–Radiolarit, "Erzmarmor"); Mittel–Jura

Grauwackenzone

- 566 Silbersberg–Gruppe i.A.
- 567 Riebeckitgneis; ?Jura
- 568 Schiefer, Serizitquarzit, Metakonglomerat; ?Perm
- 569 Sandstein, Schiefer, Konglomerat; Unter–Karbon
- 570 Triebenstein–Kalk, Steinberg–Kalk, Dolomit; Unter–Karbon
- 571 Bänderkalk; Ober–Silur – Unter–Devon
- 572 Radschiefer; Ordovizium – Silur.
Eisenerzer Schichten; Karbon (Phyllit, Tonschiefer, Quarzit)
- 573 Quarzit i.A., Polsterquarzit; Ordovizium – Silur
- 574 Metabasit, Metatuffit, Metadiabas, Grünschiefer;
Ordovizium – Devon
- 575 Cystoideenkalk; Ober–Ordovizium
- 576 Blasseneck–Porphyroid, Klastika unter dem Porphyroid; Ober–
Ordovizium
- 577 Vöstenhofer Kristallin und Kaintaleckschollen
(Glimmerschiefer, Amphibolit, Marmor)

Grazer Paläozoikum

- 578 Laufnitzdorf–Gruppe; Silur – Ober–Devon (Schiefer, Lydit,
Karbonat, Sandstein = Dornerkogel–Formation)
- 579 Basische Lava und Tuff darin
- 580 Hochschlag–Formation, Schöckl–Kalk und Karbonat i.A.;
?Devon (Kalk–Kalkmarmor, Dolomit–Dolomitmarmor)
- 581 Kogler–Formation; Silur – Mittel–Devon (Plattenkalk)
- 582 Schönberg–Formation ("Arzberger Schichten"); Devon (Kalk,
Schwarzschiefer)
- 583 Passail–Gruppe; Silur – Unter–Devon (Phyllit)
- 584 Anger–Kristallin (Glimmerschiefer, phyllitischer
Glimmerschiefer)

Unter- und Mittelostalpin ("Zentralalpin")

Zentralalpines Permo–Mesozoikum

- 600 Dünnplattiger Kalk; Rhätium
- 601 Serizitschiefer; "Bunter Keuper"; Karnium – Norium
- 602 Anhydrit, Gips, Dolomit, schwarzer Tonschiefer (Kapellener
Schiefer); Karnium
- 603 Karbonate der Mitteltrias i.A.; Anisium – Ladinium
- 604 Wettersteindolomit; Anisium – Ladinium
- 605 Dunkler, geschichteter Dolomit, Tonschiefer; Anisium –
Ladinium
- 606 Kalk, Bänderkalk bis Kalkmarmor; Anisium
- 607 Rauhwanke; Anisium
- 608 "Permoskyth" i.A.
- 609 Semmeringquarzit, Luzna–Formation; Unter–Trias
- 610 Alpiner Verrucano, Tattermann–Schiefer, Devin–Formation;
Perm (Meta–Konglomerat, Quarzit, Serizitphyllit)
- 611 Roßkogelporphyroid

Mittelostalpines Kristallin

- 612 Aplit, Pegmatit
- 613 Orthogneis
- 614 Glimmerschiefer, Paragneis
- 615 Amphibolit, Hornblendengneis, Serpentin
- 616 Marmor
- 617 Schwarzglimmerschiefer ("Schwarze Serie")
- 618 Amphibolit, Bänderamphibolit, Speikkomplex

Unterostalpin Kristallin

Semmering–Einheit

- 619 Strallegger Gneis und Äquivalente
- 620 Amphibolit
- 621 Gabbro (Birkfelder Gabbro)
- 622 Pegmatit
- 623 Granitgneis
- 624 Grobgneis, Randquarzit, Leukophyllit
- 625 Hüllschiefer (Glimmerschiefer, Phyllit)
- 626 Biotit–Plagioklas–Gneis bis Glimmerschiefer

Wechsel–Einheit

- 627 Feinkörniger Orthogneis
- 628 Augengneis
- 629 Heller, phyllonitischer Glimmerschiefer (Waldbach–
Phyllit), Phyllonit
- 630 Hornblendegneis
- 631 Amphibolit, Bänderamphibolit
- 632 Schwarzphyllit
- 633 Erzführende Serie: Phyllit und Hornblende–Gesteine
- 634 Granitgneis
- 635 Wiesmather Gneis und Äquivalente (Granitgneis, feinkörnig,
hell)
- 636 Glimmerschiefer, z.T. Granat–Chloritoid führend
- 637 Wechselschiefer (Graphitphyllit, Graphitquarzit, Phyllit)
- 638 Wechselgneis
- 639 Amphibolit, Chlorit–Epidot–Blastenschiefer

Waldbach–Kristallin

Kleine Karpaten – Tatrikum

Sedimentäre Hülle

- 640 Somar–Formation; Mittel–Jura (Brekzie mit kristallinen
Komponenten)
- 641 Slepý- und Korenec–Formation; Mittel–Jura (Turbidit in
dunklen Schiefen)
- 642 Marianka–Formation (Marientaler Schichten); Unter–Jura
(dunkler Schiefer)
- 643 Prepadle–Formation (Ballensteiner Kalk); Unter–Jura
- 644 Autochthone/Parautochthone Sedimente; Jura – Kreide

Borinka–
Gruppe

Kristalline Kerne

- 645 Diorit
- 646 Mittelkörniger, leukokrater, muskovitreicher
Zweiglimmergranit bis Granodiorit
- 647 Grobkörniger Muskovit bis Muskovit–Biotit–Granit,
Granodiorit i.A.
- 648 Dunkler Schiefer, Graphitphyllit, Metaquarzit
- 649 Chlorit–Biotit–Phyllit, Meta–Sandstein, Meta–Rauhwanke
- 650 Grünschiefer der Harmonia–Serie
- 651 Amphibolit

Böhmische Masse und Autochthones Paläozoikum und Mesozoikum

Autochthones Paläozoikum und Mesozoikum

-  700 Klıkov-Formation ("Gmünder Schichten"); Ober-Kreide (Tonstein, Sandstein, Konglomerat)
-  701 Zöbing-Formation; Ober-Karbon – Perm (Sandstein, Tonschiefer, Kalk)
-  702 Grauwacke, Konglomerat (Boskowitz Furche, Budweiser Becken); Karbon
-  703 Lesonice-Kalk; Devon
-  704 "Old Red" (über Brünnner Pluton, Mähren); Kambrium – Devon (Konglomerat, Sandstein, Tonstein)

Kristallin der Böhmischen Masse

Gesteine genereller Verbreitung

-  705 Amphibolit i.A.
-  706 Diorit, Gabbro
-  707 Ultrabasis, Serpentin
-  708 Mylonit, Störungszone i.A.

Moldanubikum

-  709 Paragneis, Mischgneis, Glimmerschiefer (Drosendorf-Einheit, Gföhl-Einheit)
-  710 Granitgneis Typ Weiterndorf, Meires, Lancov u.a.
-  711 Quarzit
-  712 Granat-Pyroxenit, Eklogit

Gföhl-Einheit

-  713 Granulit
-  714 (Granat-)Pyroxen-Amphibolit
-  715 Wolfshofer Syenitgneis
-  716 Gföhler Gneis (Granitgneis)
-  717 Migmatitgneis, migmatischer Paragneis (Mähren)
-  718 Graphitquarzit
-  719 Mischserie von Biotitgneis, Amphibolit, Augitgneis
-  720 Augitgneis
-  721 Buschhandwand- und Rehberg-Amphibolit
-  722 Leukoquarzdioritgneis (Hartenstein-Gneis)

Raabs-Einheit

Drosendorf-Einheit (= "Bunte Serie")

-  724 Marmor, Silikatmarmor
-  725 Graphit
-  726 Kalksilikatgneis
-  727 Granodioritgneis von Spitz
-  728 Dobra-Gneis (Granitgneis, stellenweise mit Amphibolitlagen)

Ostrong-Einheit (= "Monotone Serie")

-  729 Cordierit-Sillimanit-Gneis, Biotit-Plagioklas-Gneis, Zweiglimmergneis
-  730 Leukokrater, häufig Sillimanit führender Orthogneis

Bavarikum

-  731 Schiefergneis
-  732 Metatexit (Perlgneis)
-  733 Übergangszzone von Schiefergneis zu Perlgneis

Südböhmischer Pluton

-  734 Eisgarner Granit i.A. (Zweiglimmer-Granitgneis)
-  735 feinkörnig
-  736 mittel- bis grobkörnig
-  737 porphyrisch (Typ Cimer)
-  738 Muskovitgranit, Typ Galthof (Homolka)
-  739 Zweiglimmergranit i.A.
-  740 Altenberger Granit
-  741 Granit mit Molybdänvererzung (Kozi Hora und Nebelstein-Suite)
-  742 Mauthausener Granit, Schremser Granit, Leukogranite und Feinkorngranite i.A. (fein- bis mittelkörnige Granite)
-  743 Aplit
-  744 Granitporphyr, Granitgänge
-  745 Jüngere Granitstöcke im Weinsberger Granit (Typ Plochwald etc.)
-  746 Weinsberger Granit (grob- bis riesenkörnig, mit porphyrischem Alkalifeldspat)
-  747 Migmagranit
-  748 Übergangszzone Weinsberger Granit – Grobkorngneis, Vermischungszzone von Weinsberger Granit mit Migmagranit bzw. Engerwitzdorfer Granit
-  749 Schlierengranit (Diatexit mit porphyrischem Kalifeldspat, Grobkorngneis)
-  750 Wolfsegger Granit (Biotitgranit)
-  751 Rastenberger Granodiorit (Durbachit) (grobkörnig, mit porphyrischem Alkalifeldspat und Hornblende)
-  752 Randgranit des Rastenberger Granodioritplutons (feinkörniger Biotitgranit)
-  753 Freistädter Granodiorit, grobkörnig
-  754 Freistädter Granodiorit, feinkörnig
-  755 Karlstifter Granit (mittelkörniger Biotitgranit mit porphyrischer Randfazies)
-  756 Engerwitzdorfer Granit (mittelkörniger Biotitgranit mit porphyrischem rosa Alkalifeldspat)

Moravikum

-  757 Metamorphe Karbonatgesteine i.A. (Marmor, Silikatmarmor, Kalksilikatgneis)
-  758 Bittescher Gneis (Granitgneis, stellenweise mit Amphibolitlagen)
-  759 Weitersfelder Stengelgneis, Arkose-Grauwackengneis
-  760 Glimmerschiefer, Paragneis, Quarzit, Amphibolit der Therasburg- und Pernegg-Gruppe
-  761 Therasburg-Gneis (Granodioritgneis)
-  762 Porphyroid von Zeletice
-  763 Thaya-Batholith/Brünnner Pluton (Granit bis Granodiorit)

Diverse Zeichen

-  Störung (gesichert, vermutet)
-  Geneigte Störung im Bereich des Wiener Beckens (gesichert, vermutet)
-  Deckengrenze 1. Ordnung (gesichert, vermutet)
-  Deckengrenze 2. Ordnung (gesichert, vermutet)
-  Teildecken- und Schuppengrenze (gesichert, vermutet)
-  Seitenverschiebung (gesichert, vermutet)

Einleitung

(WOLFGANG SCHNABEL)

Von allen Bundesländern Österreichs ist Niederösterreich wohl das landschaftlich vielfältigste. Vielfältig wie die Landschaft ist natürlich auch der geologische Aufbau, der ja die natürliche Voraussetzung dafür ist. Die inmitten Niederösterreichs liegende Bundeshauptstadt Wien ist als eigenes Bundesland nur politisch abgetrennt, landschaftlich aber untrennbar von ihrer Umgebung, die in einmaliger Weise in die Stadtlandschaft einbezogen ist.

Hochgebirge, Mittelgebirge, flachwelliges Hügelland und weite Ebenen in räumlich enger Nachbarschaft prägen das Land, einmal dicht bewaldet, dann wieder fast steppenartig weit, in wechselnden Perspektiven beliebig nebeneinander gestellt. Es fehlt eigentlich nur das Meer, das aber gedanklich leicht zu ergänzen ist in der Vorstellung, dass an der Stelle des Wiener Beckens vor geologisch kurzer Zeit noch ein solches war.

Was ist die Ursache für dieses Zusammentreffen so vieler verschiedener Landschaften? Wir befinden uns am nordöstlichsten Eck der Alpen, wo diese gegen Norden flach gegen das Alpenvorland auslaufen, gegen Osten aber scharf vom Wiener Becken im wahrsten Sinn des Wortes „durchgeschnitten“ werden. Dieses hat sich in geologisch junger Zeit, „erst“ vor rund 15 Millionen Jahren, an Nord-Süd verlaufenden Brüchen gebildet und die schon fast „fertigen“ Alpen entzweigeschnitten in die Alpen im Westen und die Karpaten im Osten. Die noch heute spürbaren Erdbeben zeigen an, dass diese Bewegungen noch nicht zu Ende sind. In dieser Senke hat sich ein Meer gebildet, das gegen Südosten weit über das Pannonische Becken hinaus reichte und mehr als 10 Millionen Jahre bestand. Unter dessen Ablagerungen, deren Erdölvorkommen Anstoß zur besonders genauen Erforschung des tiefen Untergrundes gaben, bietet sich ein Einblick in eine außerordentliche Vielfalt an geologischen Strukturen. Das Wiener Becken ist mit über 2000 Tiefbohrungen das detailliertest erforschte geologische Becken der Welt. Unter den jungen Ablagerungen setzen sich hier die Alpen mit allen ihren geologischen Großeinheiten in Tiefen von über 5 km fort, intensiv verfaltet und verschuppt, und kommen als die Karpaten im Osten wieder an die Oberfläche. Gleichsam als Tüpfelchen auf dem „i“ hat Niederösterreich in den Hainburger Bergen auch an der Oberfläche noch Anteil an den Karpaten.

In der Eiszeit, der jüngsten, letzten geologischen Periode, haben hier wie im Alpenvorland die Flüsse mächtige Schotterablagerungen gebildet, namengebend für z.B. das Steinfeld.

Aber auch nördlich des Alpenvorlandes verdankt Niederösterreich den geologischen Gegebenheiten viele landschaftliche Besonderheiten. Das alte Kristallgebiet der Böhmisches Masse springt mit einem auffallenden Sporn gegen Süden, die Donau in dieselbe Richtung bis fast an den Alpenrand drängend. Im Strudengau und der Wachau in diesen Sporn tief eingeschnitten, dann wieder in die Ebene des Alpenvorlandes eintretend, gibt das Donautal der Landschaft ein stets wechselvollen Gepräge. Und wieder weiter nördlich hat Niederösterreich im Waldviertel, einer uralten Hochfläche auf dem kristallinen Grundgebirge, ein fast nordisches Flair.

Die Geologische Karte von Niederösterreich 1 : 200.000 zeigt die Verteilung der geologischen Einheiten an der Oberfläche. Das dargestellte Gebiet ist rund 38.000 km² groß, reicht weit über die Landes- und Staatsgrenzen nach Tsche-

chien, die Slowakei und Ungarn und stellt damit die Geologie eines wesentlichen Teils des mitteleuropäischen Zentralraumes im Übersichtsmaßstab dar. Ihr liegt die Topographische Karte ÖK 200 Niederösterreich des Bundesamtes für Eich- und Vermessungswesen zugrunde. Dass ein am Nordrand auf tschechischem Staatsgebiet liegender Streifen geologisch nicht dargestellt ist, hat seinen Grund darin, dass unverhältnismäßig viele weitere Gesteinsformationen einzubeziehen gewesen wären.

Die Karte ist eine Übersichtskarte im verhältnismäßig kleinen Maßstab von 1 : 200.000, der geologische Inhalt eine Generalisierung von vielen sehr detailliert und modern aufgenommenen Spezialkarten, gebietsweise aber auch solchen mit nicht zeitgemäßem Stand. Dementsprechend ist zu beachten, dass kleinräumige lokale Gegebenheiten nicht dargestellt sind. Sie ersetzt keine Spezialkarte, was bei der Verwendung für spezielle Fragestellungen zu berücksichtigen ist.

Der Karteninhalt ist der an der Geologischen Bundesanstalt in Arbeit befindlichen digitalen geologischen Karte 1 : 200.000 der Republik Österreich entnommen, die Karte ist ein für einen Auflagedruck speziell bearbeiteter Ausschnitt daraus. Sie beinhaltet rund 35.000 geologische Eintragungen. Es handelt sich um eine Momentaufnahme eines Bearbeitungsstandes, der entsprechend dem wissenschaftlichen Fortschritt laufend verbessert wird.

Der annähernd gleichzeitig erscheinende, reich illustrierte Band „Niederösterreich“ von G. WESSELY in der Reihe „Geologie der österreichischen Bundesländer“ ergänzt diese Kurzerläuterung in ausführlicher, wissenschaftlich fundierter Weise und stellt die Verbindung zur Fachliteratur her, weshalb Literaturangaben hier nur fallweise im Text angeführt werden. Eine kurzgefasste, allgemein verständliche Übersicht der Geologie Österreichs ist in „Rocky Austria – eine bunte Erdgeschichte von Österreich“ (Red. H.G. KRENMAYR, Geologische Bundesanstalt, Wien 1999) zu finden.

In dieser Kurzerläuterung sind die Bezüge zur Hauptlegende durch die entsprechenden Nummern in Klammer neben den Bezeichnungen hergestellt (z.B. 202), jene zur Legende der Tektonischen Übersicht mit dem vorgestellten „T“ (z.B. T24).

Die hiermit der Öffentlichkeit übergebene „Geologische Karte von Niederösterreich 1 : 200.000“ ist ein Gemeinschaftsprojekt der Geologischen Bundesanstalt mit dem Land Niederösterreich. Die Bearbeitung der unterschiedlichen geologischen Großlandschaften erforderten ein entsprechend großes Team an Fachleuten, bestehend aus: Alois MATURA, Susanna SCHARBERT (Böhmisches Masse), Hans-Georg KRENMAYR, Reinhard ROETZEL (Molassezone und Intramontane Becken), Hans EGGER und Wolfgang SCHNABEL (Flyschzone und Klippenzonen), Gerhard BRYDA und Gerhard W. MANDL (Kalkalpen) und Axel NOWOTNY (Grauwackenzone und Zentralalpen).

Besonders zu danken ist den EDV-Bearbeitern Johannes REISCHER und Werner STÖCKL sowie der Fachabteilung für Kartographie und Reproduktion unter Leitung von Siegfried LASCHENKO für die laufende Beratung an der Gestaltung. Für alle anderen namentlich nicht Genannten innerhalb und außerhalb der Geologischen Bundesanstalt, die die Arbeit mit Rat und Tat unterstützt haben, sei stellvertretend Godfrid WESSELY genannt, Autor des oben erwähnten Buches.

Tektonische Großgliederung

(WOLFGANG SCHNABEL)

Das Bundesland Niederösterreich hat Anteil an mehreren geologischen Großeinheiten Europas. Im Norden hat es mit dem Waldviertel Anteil an der Böhmisches Masse, einem Teil des alten „stabilen“ variszischen Kristallinsockels Europas. Im Süden und Osten schließt die Molassezone an, welche das Alpenvorland, das Tullner Feld und den westlichen Teil des Weinviertels einnimmt und sich gegen Nordosten nach Mähren fortsetzt.

Südlich des schmalen Alpenvorlandes ist die Front der Alpen morphologisch deutlich sichtbar, deren nördlichste Einheit hier die sandsteinreiche Flyschzone ist. Entlang der Linie Waidhofen an der Ybbs – Ybbsitz – Gresten – Scheibbs – Texing und weiter durch das Gölsen- und Triestingtal streicht durch dieses Voralpengebiet die Nordfront der Nördlichen Kalkalpen mit der kompliziert gebauten Klippenzone. Bei Altenmarkt an der Triesting teilt sie sich, ihr südlicher Ast trennt den Wienerwald in den nördlichen Sandstein- und den südlichen kalkalpinen Wienerwald. Die Nördlichen Kalkalpen sind die bestimmende geologische Einheit des südwestlichen Niederösterreich, in ihnen vollzieht sich der Übergang vom Mittel- zum Hochgebirge.

Eine Sonderstellung nimmt das Semmeringgebiet ein. Mit einem sehr komplizierten Deckensystem unter Einschluss eines schmalen Anteils der Grauwackenzone vollzieht sich

der Übergang in die Zentralzone der Alpen, welche das Wechselgebiet und die Bucklige Welt aufbaut.

Schon bei oberflächlicher Betrachtung der Karte fällt die Änderung der geologischen Streichrichtung von West–Ost im Westen nach Südwest–Nordost gegen Osten auf, solcherart den Übergang der Alpen in die Karpaten aufzeigend. Dieser Übergang ist allerdings durch das Wiener Becken verhüllt, welches sich von Neunkirchen im Süden über Wien bis zur March und Thaya und darüber hinaus in die Slowakei und nach Südmähren auf tschechisches Staatsgebiet erstreckt. Nur entlang des Rohrerwaldes und des Waschbergzuges ist der Nordrand des Alpen-Karpatenbogens auch an der Oberfläche markiert.

Der alpine Bereich Niederösterreichs hat somit Anteil an allen großen tektonischen Einheiten der Alpen, dem helvetischen, dem penninischen und dem ostalpinen Deckensystem.

Das „Helvetikum“ hat ein Äquivalent in der Grestener Klippenzone und der Hauptklippenzone des Wienerwaldes, das „Penninikum“ ist i.w. durch die Flyschzone repräsentiert, dessen zentraler Anteil aber auch durch Ausläufer des Rechnitzer Fenstersystems im südlichsten Zipfel der Buckligen Welt auf niederösterreichisches Gebiet reicht und das „Ostalpin“, welches die Nördlichen Kalkalpen, die Grauwackenzone und die Zentralzone der Alpen umfasst.

1. Quartär – Ober-Pliozän (T1)

(HANS GEORG KRENMAYR & WOLFGANG SCHNABEL)

Die jüngste und zugleich kürzeste Periode der Erdgeschichte, das Quartär, ist weitestgehend durch die Eiszeiten geprägt. In dieser etwa 2 Mio. Jahre dauernden Zeit waren die Alpen von mindestens vier, anhand ihrer sedimentären Hinterlassenschaft gut fassbaren Eiszeiten betroffen: der Günz-, Mindel-, Riss- und Würm-Eiszeit. Dazwischen lagen Warmzeiten, in denen es z.T. beträchtlich wärmer war als heute. Die intensiven Klimaschwankungen mit dem regelmäßigen Wechsel von Ablagerung und Erosion begannen bereits im Ober-Pliozän, der quartäre Anteil dieses Zeitraums wird als Pleistozän bezeichnet. Die jüngste Vereisungsperiode, die Würm-Eiszeit, hatte ihren Höhepunkt vor rund 20.000 Jahren. Die Zeit ab rund 8.000 Jahre vor heute wird als Holozän bezeichnet, es ist die „geologische Gegenwart“.

Die geschlossene Vergletscherung der Alpen in Form eines Eisstromnetzes endete gegen Osten bereits in Oberösterreich. Es löste sich in Niederösterreich rasch auf, wo nur mehr die Göstlinger Alpen sowie Rax und Schneeberg von nennenswerten Lokalgletschern bedeckt waren, der Rest war periglaziales Gebiet (Tundra). Im Vorland der Gletscher lagerten die Flüsse in den Kaltzeiten große Mengen von Kies in den teils breiten vegetationslosen Tallandschaften ab. Aus ihnen hat der Wind feinen Staub verfrachtet, der auf den Hängen und umliegenden Hügeln als Löss abgelagert wurde. Die in diesen Sedimenten erhaltenen Fossilien zeigen uns die reiche Tierwelt des eiszeitlichen Niederösterreich mit den bekannten Mammutfunden, die damals als große Herden die Ebenen durchstreiften.

Während der Warmzeiten, mit ihren vermehrten Niederschlägen und einem deutlich geringeren Schuttanfall aus der Frostverwitterung, wurden die Kieskörper von den Flüssen wieder zerschnitten und zu Terrassenkörpern geformt. Der klimatisch gesteuerte Wechsel von Akkumulation und Erosion wirkte auch im Periglazialraum in Flusstälern, die von der Dynamik der Gletschereismassen nicht berührt wurden, weshalb es auch dort zur Ausbildung eiszeitlicher Flusster-

rassen kommen konnte, andere Gebiete unterlagen einer tief greifenden Auflockerung und Verwitterung.

Die geologischen Bildungen des Quartär haben erst sehr spät ein vorrangiges wissenschaftliches Interesse gefunden, heute ist die Bedeutung unumstritten, lebt doch ein Großteil der Bevölkerung auf diesen jüngsten geologischen Ablagerungen. Sie liefern das Ausgangsmaterial für die fruchtbarsten Böden und die quartären Kiese (vulgo „Schotter“) sind ein wichtiges Baumaterial. Im Bereich der tiefsten Flussniveaus aus der Zeit des Holozän, hat der Mensch mit der Dynamik ihrer Bildungsbedingungen zu kämpfen, da jedes Hochwasser große Mengen an Kies, Sand und Schlamm verfrachtet. Aber auch Hanginstabilitäten, die sich durch langsame Kriech- und Gleitbewegungen oder auch plötzlich in Form von Rutschungen oder Felsstürzen äußern, gefährden Infrastruktur und menschliches Leben. So wird bewusst, dass der geologische Untergrund kein erstarrtes Gebilde ist, sondern sich in Bewegung befindet und unsere Aufmerksamkeit ständig herausfordert.

1.1. Allgemeine Ausscheidungen

- **Anthropogene Ablagerungen (1).** Umfangreiche künstlich geschaffene Ablagerungen wie Deponien, Bergbauhalden, Aufschüttungen u.Ä., meist in freiem Gelände. Die Tatsache, dass im geschlossen verbauten Gebiet und in unmittelbarer Nähe von Großbauten und Industrien bedeutende Veränderungen der natürlichen Gegebenheiten stattgefunden haben, ist unberücksichtigt.
- **Talfüllung – Jüngster Talboden (2).** Die Flussablagerungen des jüngeren Holozän, bestehend aus Kies, Sand, Ton, Auelehm und anderem Schwemmmaterial, nur wenig über dem Niveau der heutigen Fließgewässer bei normaler Wasserführung.
- **Schwemmfächer (3).** Holozäne Mündungskegel der Flüsse und Bäche an Einmündungen von Seitentälern und

- an Beckenrändern, aus dem Abtragungsmaterial der Einzugsgebiete aufgebaut.
- **Trockental (4).** Langgezogene Senken heute funktionsloser Täler in der Löss- und Terrassenlandschaft des Wiener Beckens.
 - **Vernässung, Moor (5).** Feuchtf Flächen und Moore verschiedener Entwicklungsstufen.
 - **Seeton, limnisches Sediment (6).** Ablagerungen verlandeter Seen, meist sehr feinkörnig und feingeschichtet (Ton, Silt).
 - **Hangschutt (7).** Schuttkegel- und Halden unter felsigen Steilstufen und mächtiger Verwitterungsschutt.
 - **Bergsturzmaterial, Blockwerk (8).** Grobblockwerk größeren Ausmaßes, oft infolge von Bergstürzen.
 - **Talfüllung – Älterer Talboden (9).** Flussablagerungen des älteren Holozän aus Kies, Sand und Ton, durch meist niedrige Terrassenstufen von den Jüngsten Talböden (2) abgesetzt. In zahlreichen Tälern erfolgte im Postglazial keine wesentliche Tieferlegung der Gerinneböden mehr, es kam also nicht zur Ausbildung einer Niederterrassenstufe und die rezenten Hochwässer überschwemmen daher das Würm-zeitliche Flussniveau, wo sie auch entsprechende Sedimente hinterlassen. In diesen Tälern liegen daher die holozänen Sedimente über den letzt-glazialen Flussablagerungen.
 - **Rutschhang, Massenbewegung, Sackungsmasse (10).** Instabile Hangareale, die von gravitativ bewegtem, ungeordnetem Material von oft bedeutender Mächtigkeit bedeckt sind. Typisch sind die unruhigen Geländeformen (z.B. „Buckelwiesen“). Die betreffenden Areale sind baugologisch bedenklich.
 - **Fluviatile Ablagerung i.A. (11).** Flussablagerungen des jüngeren Pleistozän bis Holozän im Donautal südlich Preßburg (vor allem Sande) und an der Rabnitz auf ungarischem Staatsgebiet.
 - **Fluviatile Ablagerung im Neusiedlerseegebiet, z.T. mit äolischen Deckschichten (12).** Über dem würmzeitlichen Seewinkelschotter (36) liegen lokal geringmächtige Feinsande äolischen Ursprungs, geringmächtige Kieslinsen zeigen aber auch die Beteiligung aquatischer Sedimentationsprozesse an.
 - **Quartärer Kies und Sand i.A. (13).** Stratigraphisch und niveaumäßig, z.T. auch infolge veralteter Kartengrundlagen nicht näher zuzuordnen, zumeist fluviatile Sand- und Kieskörper, z.B. im Raum Ybbs a.d. Donau – Pöchlarn, südlich von Horn oder im südlichen Traisental bei St. Aegyd. Ein größerer Terrassenkörper im Rabnitztal, südwestlich Frankenu, wird als Mindel-zeitlich oder jünger angesehen.
 - **Lehm, Verwitterungslehm, Hanglehm (14).** Lehme die entweder durch die in-situ-Verwitterung der unterlagernden Gesteine oder durch die flächenhafte Abspülung von lehmigem Material sowie solifluidale Umlagerungsprozesse entstanden sind. Größere Flächen finden sich z.B. im Bereich der Kleinen Karpaten, des Eisenstädter Beckens, der Parndorfer Platte und verbreitet im östlichen Waldviertel.
 - **Lehm, Löss undifferenziert (15).** Die geologischen Kartengrundlagen unterscheiden auch in Gebieten wo Löss vorkommt, häufig nicht zwischen diesem und den genetisch andersartigen Hang- und Verwitterungslehmen, weshalb diese Zusammenfassung in weiten Gebieten übernommen werden musste.
 - **Flugsand (16).** Äolisch abgelagerte Sande des Pleistozän bis Holozän die weite Areale über tertiären und quartären Sedimenten entlang der Flüsse Thaya und March (vor allem auf tschechischem Staatsgebiet), in geringerem Umfang auch entlang der Lainsitz und ihrer Nebengerinne bedecken.
 - **Jüngerer Flugsand; Holozän (17).** Äolisch abgelagerter Sand, der weite Areale im Niveau des Älteren Talbodens (9) östlich der March und im Marchfeld, in geringerem Umfang auch im Donauraum bei Preßburg (Bratislava) bedeckt.
 - **Älterer Flugsand; Pleistozän (18).** Äolisch abgelagerter Sand, der im Bereich östlich der March auf slowakischem Staatsgebiet und im Marchfeld südlich Gänserndorf weite Gebiete über jungtertiären und quartären Sedimenten bedeckt.
 - **Löss, Lösslehm (19).** Löss ist ein äolisches Sediment mit einem dominanten Grobschluff-Anteil und wechselnd hohen Karbonatgehalten bis etwa 30 %. Er wurde vor allem im Pleistozän während der Kaltzeiten gebildet. Das Material stammt vorwiegend aus den damals fast vegetationslosen und daher vor dem Angriff des Windes ungeschützten Schwemmebenen der großen Flüsse. Durch Paläoböden gegliederte Lössprofile belegen aber, dass die Lössbildung bereits im Ober-Pliozän einsetzte. Der Löss bedeckt in Mächtigkeiten bis zu wenigen Zehnermetern riesige Flächen im Bereich der großen Flusslandschaften und der angrenzenden Hügelländer, wo er das Substrat für wertvolle landwirtschaftliche Böden bildet. Typisch ist seine für ein Lockersediment unerwartet hohe Standfestigkeit, die die Voraussetzung für die Entstehung tief eingeschnittener Hohlwege und Gräben darstellt und zur Ausbildung einer spezifisch vom Löss geprägten Kulturlandschaft (Kellergassen) führte. Durch die Tiefenverwitterung wird Löss zu Lösslehm umgewandelt und ist dann an der Oberfläche häufig nicht von Verwitterungs- oder Hanglehmen zu unterscheiden. Löss und Lösslehm wechseln lateral oft kleinräumig ab und sind dann kaum mehr flächig kartierbar.
 - **Schuttkomplex des Mitterriegel und Äquivalente (20).** Lokalschutt im Gebiet nordöstlich Eisenstadt aus Quarz, Quarzit, Glimmerschiefer und Mitteltriaskarbonaten des Leithagebirges, schlecht gerundet und klassiert, nach seiner vermutlich alt-pleistozänen Bildung solifluidal weiter verfrachtet.
 - **Hangbrekzie i.A. (21).** Präwürm-zeitliche, durch Sickerwässer verkittete Schuttkörper, die häufig Hanglagen über Werfen-Formation (561) aber auch in Kalk- und Dolomitarealen einnehmen. Die Mächtigkeit kann zehn Meter übersteigen.
 - **Hangbrekzie; ? Mindel-Riss-Interglazial (22).** Analog zu Hangbrekzien i.A. (21), die genaue Einstufung ergibt sich aus dem Auftreten dieser Hangbrekzien als Komponenten in der benachbarten Riss-Moräne im Rax-Schneeberg-Gebiet.
 - **Blockgletscher (23).** Durch solifluidale Prozesse im ehemaligen Periglazialraum hangabwärts verfrachtetes, matrixfreies Blockwerk aus massigem Festgestein. Meist im Hochgebirge verbreitet, finden Blockgletscher erst seit kurzer Zeit Beachtung (im Blattbereich ist nur ein Vorkommen an der Krümmen Steyrling ausgeschieden).
 - **Terrassensedimente i.A. (24).** Terrassenschotter der Leitha im Gebiet östlich von Seibersdorf, die an tektonischen Brüchen mehrfach abgesetzt und daher nicht näher stratigraphisch eingestuft sind. Die höchsten Anteile reichen eventuell bis ins Ober-Pliozän zurück. Weiters sind vermutlich alte, ebenfalls an Bruchlinien versetzte fluviatile Kiese östlich der March und kleine Terrassenkörper im Mürztal nordöstlich Kindberg unter dieser Signatur zusammengefasst.
 - **Tiefere Terrassensedimente i.A. (25).** Terrassenschotter der Wulka im Eisenstädter Becken mit vermutlich Präwürm-zeitlichem Alter, außerdem mittel- bis jungpleistozäne Terrassenschotter entlang verschiedener Täler in den Kalkalpen und nordwestlich Draßmarkt im Oberpuldorfer Becken.

- **Höhere Terrassensedimente i.A. (26).** Terrassenschotter der Wulka im Eisenstädter Becken, vermutlich aus dem Alt-Quartär und mittel- bis alt-pleistozäne Terrassenschotter in verschiedenen alpinen Tälern, z.B. dem Gölzen- und Pittental.
- **Schwemmfächer im Bereich der Kleinen Karpaten (27).** Im südöstlichen als auch nordwestlichen Fußbereich der Kleinen Karpaten wurden im Mittleren und Oberen Pleistozän weitgespannte flache Schwemmfächer abgelagert, die aus unsortiertem, schlecht-gerundetem bis ungerundetem Kies und Blockwerk, untergeordnet auch Sand, bestehen.
- **Hochgelegene Terrassensedimente; Oberes Pliozän (28).** Fluviale Kiese im Oberpullendorfer Becken, hauptsächlich Quarz- und Quarzitzerölle, untergeordnet Gneis und Glimmerschiefer, oft gelblich bis rötlich verfärbt, vermutlich aus mehreren Niveaus mit geringen Höhenunterschieden hervorgegangen. Sie sind durch die solifluidale Umlagerung nicht mehr voneinander zu trennen. Stellenweise sind die Schotter von lehmigem Schluff bedeckt, der sich durch das häufige Auftreten von eisenreichen Konkretionen auszeichnet. Eine vergleichbare Kiesflur im Mattersburger Becken ist ebenfalls unter dieser Legendausscheidung zusammengefasst.

1.2. Fluviale Terrassen im Waldviertel, Weinviertel und in Tschechien

- **Terrassensedimente im Kamptal und Thayatal (29).** Fluviale Kiese und Sande des Pleistozän in unterschiedlichen Niveaus, die aufgrund der kleinräumigen Verbreitung auf der Karte nicht weiter untergliedert wurden.
- **Tiefere Terrassensedimente (30).** Tiefste Stufe der fluvialen Terrassentreppe aus Kies und Sand, entlang von Thaya und Jihlava, aus dem Oberen Pleistozän (Würm).
- **Mittlere Terrassensedimente (31).** Mittlere Stufe der fluvialen Terrassentreppe aus Kies und Sand, entlang von Thaya, Jihlava, Lainsitz und der Moldau bei Budweis (Ceské Budejovice), aus dem Mittleren Pleistozän (Mindel und Riss).
- **Höhere Terrassensedimente (32).** Höhere Stufe der fluvialen Terrassentreppe aus Kies und Sand, entlang von Thaya, Jihlava und der Moldau bei Budweis (Ceské Budejovice), aus dem Unteren Pleistozän (Günz und Prägünz).
- **Fluvio-lakustrine Ablagerung in Tschechien (33).** Von Flüssen und in Seen abgelagerte, sandig dominierte Sedimente in der Thaya-Niederung südöstlich von Znojmo (Znojmo) aus dem Pleistozän.
- **Hochgelegene Terrassensedimente an der Thaya und im Weinviertel (34).** Zusammenfassung von fluvialen Terrassen des Ober-Pliozän bis älteren Pleistozän in verschiedenen Höhenlagen und mit unterschiedlichem Sedimentaufbau. Einerseits handelt es sich um ferntransportierten, quarzreichen Kies und Sand im nordöstlichen Weinviertel. Sie werden z.T. von dünnen Rotlehmdecken überlagert, die abgesehen von ihrer Höhenlage ein entsprechend hohes Alter anzeigen. Andererseits sind mit dieser Signatur eine Reihe teils recht grober und deutlich höher gelegener Lokalschotter im nordöstlichen Weinviertel zusammengefasst, deren Geröllspektrum auch verschiedene Sedimentgesteine umfasst. Darüber hinaus treten westlich von Znojmo (Znojmo) entlang der Thaya kleinräumige Reste von fluvialen Kies und Sand eines lokalen Einzugsgebietes auf.

1.3. Fluviale Terrassen im Alpenvorland, im Wiener Becken, im Gebiet des Neusiedler Sees und in den inneralpinen Tälern

- **Niederterrasse (35).** Fluviale Kiese und Sande der Würm-Eiszeit, ohne äolische Deckschichten und mit einer nur geringmächtigen Bodenbildung aus postglazialer Zeit. Die Terrassenkörper bilden entsprechend dem geringen Alter typisch frische Geländeformen. In zahlreichen kleineren und mittleren Tälern reichte im Postglazial die Erosionskraft der Gerinne nicht zur Schaffung einer Niederterrasse aus, weshalb diese mit der „Talfüllung – Älterer Talboden“ (9) in einem Niveau zusammenfällt.
- **Seewinkelschotter (36).** Fein- bis mittelkörnige fluviale Kiese einer riesigen würm-zeitlichen Schwemmebene der Donau und/oder der Raab östlich vom Neusiedler See, mit wechselnd hohem Anteil an Karbonat- und Kristallingeröllen. Die fluvialen Sedimente werden stellenweise von jungen äolischen Deckschichten überlagert (siehe: „Fluviale Ablagerung im Neusiedlerseegebiet, z.T. mit äolischen Deckschichten“ – 12).
- **Steinfeldschotter (37).** Eine Zusammenfassung von fluvialen Kies- und Grobsandkörpern im südlichen Wiener Becken, die, vor allem aus dem Schwarza-, Piesting- und Triesting-Tal kommend, im Zeitraum von Riss bis Würm nebeneinander geschüttet wurden, in Verbindung mit synsedimentärer tektonischer Absenkung z.T. auch übereinander. Das Material wird von kalkalpinen Geröllen dominiert. Die Mächtigkeit der Sedimentkörper nimmt von wenigen Metern am Beckenrand, mit jeder Bruchstufe gegen das Beckeninnere hin zu und erreicht dort bis über 70 Meter. An der Oberfläche findet sich häufig noch ein dünner postglazialer Kiesschleier. In den riesigen Schottergruben im südlichen Wiener Becken wird der obere Teil dieser Kieskörper abgebaut.
- **Hochterrasse (38).** Fluvialer Kies und Sand der Riss-Eiszeit, häufig mit einer würm-zeitlichen äolischen Deckschicht aus Löss und/oder Lehm sowie deutlichen Spuren der Tiefenverwitterung und im Vergleich zur Niederterrasse (35) bereits stärker abgerundeten Geländeformen. Im Wiener Becken ist die Hochterrasse z.T. tektonisch abgesenkt.
- **Jüngerer Deckenschotter i.A. (39).** Fluvialer Kies und Sand der (mehrteiligen) Mindel-Eiszeit, die häufig weit gespannte Hochflächen aufbauen und daher im Unterschied zu den teilweise schmalen Terrassenleisten der Nieder- und Hochterrasse als Deckenschotter bezeichnet werden. Zumeist sind sie von einer mächtigen Deckschicht aus Lehm und/oder Löss bedeckt, die während der nachfolgenden Eiszeiten gebildet wurde. Je nach Art der vorhandenen Kartengrundlage wurde diese Deckschicht auch in die Karte übernommen.
- **Jüngerer Deckenschotter – tieferes Niveau (40) und Jüngerer Deckenschotter – höheres Niveau (41).** Im Donautal werden von Pöchlarn flussabwärts zwei Höhen-niveaus im Jüngerer Deckenschotter unterschieden, wodurch die aus Lössprofilen bekannte komplexe Mehrteiligkeit der Mindel-Eiszeit auch anhand der Terrassenkörper zum Ausdruck kommt. Die Tiefenverwitterung ist kräftig entwickelt und die Morphologie zeigt stark abgerundete Terrassenkanten sowie eine deutliche Zertalung der Oberfläche. Für die Deckschichten gilt dieselbe Feststellung wie für die Jüngerer Deckenschotter i.A. (39).
- **Älterer Deckenschotter (42).** Fluviale Kiese und Sande der Günz-Eiszeit, der ältesten im Alpenraum fassbaren, vermutlich ebenfalls mehrteiligen Vereisungsperiode (vergleiche Jüngerer Deckenschotter – tieferes und höheres Niveau, 40, 41). Im Alpenvorland und im Wiener Be-

cken bauen die Älteren Deckenschotter riesige, bereits stark zertalte Hochflächen auf. Die Tiefenverwitterung ist sehr kräftig entwickelt. Für die Deckschichten gilt dieselbe Feststellung wie für die Jüngeren Deckenschotter i.A. (39).

- **Plio-Pleistozäne Schotter in verschiedenen Höhenlagen (43).** Starke klimatische Schwankungen führten bereits im Oberen Pliozän und Unteren Pleistozän zu einem vielfachen Wechsel von Akkumulation und Erosion. Die fluviatilen Sande und Kiese dieser alten Flussniveaus sind in unterschiedlichen Höhenlagen erhalten, aber mangels geeigneter Datierungsmethoden, der massiven morphologischen Überprägung und der tektonischen Verstellungen schwer korrelierbar. Die Sedimente sind häufig kräftig verlehmt und rötlichbraun durchwittert. Für die Deckschichten gilt dieselbe Feststellung wie für die Jüngeren Deckenschotter i.A. (39). Große Vorkommen finden sich z.B. im Raum Melk, in Wien am Wienerberg oder im Arbesthaller Hügelland östlich von Wien. Im Amstettener Bergland sind mangels neuer Kartierungsergebnisse auch Verebnungsflächen mit dieser Signatur belegt, deren Zusammenhang mit fluviatilen Sedimentkörpern nicht nachgewiesen ist.
- **Steinbrunner Schotter, Zillingdorfer Schotter (44).** Fluviatile Kiese und Sande mit lehmigen Zwischenlagen östlich von Wiener Neustadt. Sie sind meist rotbraun bis gelbbraun verwittert und führen überwiegend Quarz- und Kristallingerölle. Aufgrund von Höhenlage, Verwitterungsbild und morphologischer Überprägung werden sie mit den plio-pleistozänen Kiesen am Wienerberg (siehe Plio-Pleistozäne Schotter in verschiedenen Höhenlagen – 43) parallelisiert.

1.4. Fluviatile Terrassen an der Südost-Abdachung der Alpen und im Pannonischen Raum

- **Tiefere Terrassensedimente im Donauraum östlich der Kleinen Karpaten (45).** Fluviatile Kiese, untergeord-

net Sande des Pleistozän bis Holozän. Die „Fluviatilen Sedimente i.A.“ (11), die u.a. ebenfalls im Donauraum südlich Preßburg (Bratislava) ausgeschieden sind und zeitgleich eingestuft werden, unterscheiden sich von dieser Signatur durch die Dominanz der Sandfraktion.

- **Fluviatile Ablagerung; Würm (46).** Fluviatile Kiese und Sande der letzten Eiszeit, die große Flächen im Raum südlich und östlich des Neusiedler Sees aufbauen.
- **Fluviatile Ablagerung, z.T. mit Deckschichten aus Löss und Lehm; Mittleres Pleistozän (47).** Fluviatile Kiese und Sande aus der Mindel- und Riss-Eiszeit, die große Flächen südlich und östlich des Neusiedler Sees aufbauen.
- **Fluviatile Ablagerung, z.T. mit Deckschichten aus Löss und Lehm; Unteres bis Mittleres Pleistozän (48).** Fluviatile Kiese und Sande aus dem Zeitraum von Günz bis Mindel, die große Flächen südlich des Neusiedler Sees aufbauen.
- **Fluviatile Ablagerung, z.T. mit Deckschichten aus Löss und Lehm; Unteres Pleistozän (49).** Fluviatile Kiese und Sande aus dem Zeitraum des Günz bis Prägünz, die riesige Flächen südlich des Neusiedler Sees aufbauen.

1.5. Glaziale Ablagerungen

Von den vier großen alpinen Eiszeiten (Günz-, Mindel-, Riss- und Würm-Eiszeit) finden wir in Niederösterreich im Gebiet der Lokalglotzer der Göstlinger Alpen bis ins obere Ybbstal und des Rax-Schneeberg-Gebietes hauptsächlich Reste der Würm-Eiszeit, untergeordnet der Riss-Eiszeit. Es sind meist **Moränen (50 – Würm und 52 – Riss)**, schichtungslose, sehr ungeordnete Ablagerungen von groben Blöcken bis sehr feinkörnigem Material, teils locker (End- und Seitenmoränen), teils fest (Grundmoränen). Sie bilden eine leicht wellige Landschaft mit Tümpeln, feuchten Wiesen und Mooren. Gesondert und sehr untergeordnet sind **Eisrandterrassen (51 – Würm und 53 – Riss)** vorhanden, Kies, Sand und Bänderschluft vom Rand der abschmelzenden Gletscher.

2. Molasse, Waschbergzone, Paläogen und Neogen auf der Böhmisches Masse

(REINHARD ROETZEL & WOLFGANG SCHNABEL)

2.1. Paläogene und Neogene Sedimente auf der Böhmisches Masse (T30)

(REINHARD ROETZEL)

Die Südböhmischen Becken von Budweis České Budějovice) und Třeboň (Wittingau) entwässerten im Paläogen und Neogen gegen Süden, bzw. Südosten. In dieser Zeit wurden überwiegend lakustrine bis fluvio-lakustrine Sedimente abgelagert. Diese Ablagerungen sind gegenüber den Oberkreide-Sedimenten der Klikov-Formation (700) häufig durch Störungen begrenzt.

Die jüngste lithostratigraphische Einheit in den Südböhmischen Becken ist die pliozäne **Ledenice-Formation (100)**, die aus lakustrinen, schlecht sortierten Tonen und Sanden aufgebaut wird.

Die **Sande und Schotter von Koroseky (101)** aus dem mittleren Miozän (?Sarmatium) sind vor allem als Erosionsrelikte auf dem Kristallin südlich des Beckens von Budweis (České Budějovice) in der Umgebung von Krumau (Ceské Krumlov) verbreitet und führen häufig umgelagerte Moldavite (glasiges, aufgeschmolzenes Material vom Auswurf des Meteoriteneinschlages im Nördlinger Ries auf der Schwäbischen Alb im unteren Abschnitt des mittleren Miozän).

Vermutlich aus dem (?) oberen Badenium bis unteren Sarmatium stammen die ebenfalls moldavitführenden Süßwasserablagerungen der **Domanin-Formation (102)** mit Kiesen, Sanden, Tonen und Kohletonen.

Während der marinen Transgression im unteren Badenium wurde über Täler auf der Böhmisches Masse eine Verbindung mit der Paratethys, dem Meer der Molasse, hergestellt. Die überwiegend im Süßwasser abgelagerten Sedimente der **Mydlovary-Formation (103)** sind daher teilweise auch brackisch beeinflusst und bestehen aus Sanden, Sandsteinen und Tonen mit z.T. mächtigen Einschaltungen von Diatomit und Kohle.

Die Tone, Sandsteine und Konglomerate der **Zliv-Formation (104)** stammen aus dem unteren Miozän (Ottungium-Karpatium) und sind im Becken von Třeboň (Wittingau) nordwestlich České Velenice/Gmünd und bei Trhové Sviny entwickelt.

Die über der Klikov-Formation (700) aus der Oberkreide folgenden Sedimente der **Lipnice-Formation (105)** wurden nach einem langen Hiatus – vermutlich im Eozän – abgelagert. Im Becken von Třeboň (Wittingau) sind in den Süßwasser-sedimenten neben Tonen und Sandsteinen z.T. limonitisch und quarzitisches verfestigte Kiese und Sandsteine charakteris-

tisch. Aufgrund der Entwässerung der Südböhmischen Becken gegen Süden und Südosten über die Böhmisches Masse zu dieser Zeit ist eine zeitliche Gleichstellung dieser oligozänen Ablagerungen mit den fluviatilen Sedimenten der St.-Ma-rein-Freischling-Formation (142) und den Sedimenten von Freistadt-Kefermarkt (141) anzunehmen.

2.2. Molasse (T2 – T5)

(REINHARD ROETZEL)

Die Molassezone bzw. die Karpatische Vortiefe bilden das Vorland des Alpen-Karpatenbogens. Geographisch entspricht die Molassezone im westlichen Niederösterreich südlich der Donau dem Alpenvorland und nimmt nördlich der Donau das Tullnerfeld und das westliche Weinviertel ein. Geologisch erstreckt sich die Molassezone zwischen dem Kristallin der Böhmisches Masse im Norden bzw. Nordwesten und den Sedimenten der Flyschzone im Süden sowie der Waschbergzone im Osten.

Die Molassezone ist ein von der engsten Stelle im Amstetener Bergland sowohl gegen Westen als auch gegen Osten stetig breiter werdender, weitgehend aus klastischen Sedimenten des Paläogen und Neogen aufgebauter Bereich. Während im Norden und Nordwesten die Molassesedimente transgressiv auf die Böhmisches Masse übergreifen, ist der Süd- und Ostrand ausschließlich tektonisch geprägt.

Der asymmetrisch gebaute, gegen Süden rasch tiefer werdende Molassetrog besteht in Niederösterreich über der kristallinen Basis und autochthonen paläozoischen bis mesozoischen Sedimentresten aus einer bis gegen 2000 m mächtigen Sedimentfolge des Oligozän bis Pliozän. Die Sedimente wurden vorwiegend von den in Hebung begriffenen Alpen bzw. Karpaten, untergeordnet auch von der Böhmisches Masse, in den Molassetrog eingetragen. Gleichzeitig wurden diese Sedimentmassen durch das Vorrücken des alpin-karpatischen Deckenstapels überschoben und geschuppt und so in den Orogenkörper einbezogen.

Die Molassezone besteht großteils aus der autochthonen Molasse, die sich im Süden, unter den alpinen Decken und unter der allochthonen („subalpinen“) Molasse fortsetzt. Letztere bildet oberflächennah südlich der Donau, nördlich der Überschiebungslinie der Flyschzone, eine schmale, gegen Osten etwas breiter werdende, mehrfach geschuppte Zone. Sie setzt sich nördlich der Donau in der Waschbergzone und in weiterer Folge in Südmähren in der Pausramer Einheit und Steinitzer Einheit fort. Die sogenannte Inneralpine Molasse, die in den Fenstern von Rogatsboden und Texing an die Oberfläche tritt, entspricht der parautochthonen Molasse, die mitsamt ihrem Untergrund in den alpinen Schuppenkörper eingebaut wurde. Sie reicht also tief unter den Alpenkörper und ist unter diesem in zahlreichen Tiefbohrungen nachgewiesen. In der Bohrung Berndorf 1 ist sie rund 40 km südlich des Nordrandes der Alpen in 5910 Meter Tiefe unter den Kalkalpen und dem Flysch angetroffen worden.

Die tektonische Entwicklung dieses östlichen Teiles der Molassezone ist neben syn- und postsedimentärer Bruchtektonik vorwiegend von intensiver, mehrphasiger Überschiebung und Verschuppung durch die bis zum unteren Miozän (Eggenburgium-Karpatium) vorrückende alpine Deckenfront geprägt. Die Überschiebung betrifft dabei von Westen gegen Osten immer jüngere Sedimente.

2.2.1. Pliozän

Quarzreiche, kantengerundete Kiese, die in Tschechien auf dem Kristallin der Böhmisches Masse nördlich von Vranov (Frain an der Thaya), aber auch in Südböhmen westlich von Suchdol nad Luňicí (Suchenthal an der Lainsitz) vorkommen und auf der Karte als **Kies (Tschechien – 106)** ausgetrennt sind, haben vermutlich pliozänes Alter.

2.2.2. Miozän

Bei den Sedimenten der **Irnritz-Radessen-Formation (107)**, die in der Umgebung dieser beiden Orte als tonreiche Kiese und Sande auf dem Kristallin der Böhmisches Masse abgelagert sind, kann durch das Fehlen von Fossilien miozänes Alter nur vermutet werden.

In ähnlicher Position, direkt auf dem Kristallin der Böhmisches Masse aufliegend, findet man nördlich und südlich von Drosendorf meist sehr gut gerundete bis kantengerundete und z.T. ferritisierte Quarzkiese, auf der Karte als **Kies und Sand i.A. (108)** ausgetrennt. Auch bei Messern, Ludweis, Rappolz, aber auch westlich von Zwettl und bei Gloxwald nördlich vom Strudengau können ähnliche Sedimente gefunden werden.

Als **Ton und Sand i.A. (109)** sind vermutlich fluviatile, sandige Tone und tonige Sande mit Kiesbeimengung auf tschechischem Staatsgebiet, nördlich von Drosendorf und südwestlich Rappottenstein abgegrenzt. Auch hier kann für beide Schichtglieder miozänes Alter nur vermutet werden.

Oberes Miozän (Pannonium)

Als **Sedimente von Laimbach-Trandorf (110)** sind fluviatile Kiese, Sande und Schluffe in der Senke von Laimbach – Pöggstall – Trandorf – Mühlendorf zusammengefasst. Aufgrund von Pollendaten ist ein Pannonium-Alter sehr wahrscheinlich. Sie können daher mit der Hollabrunn-Mistelbach-Formation (111) korreliert werden und sind vermutlich Sedimentreste eines Donauvorläufers in diesem Talzug.

Östlich von Krems sind die meist grobklastischen Sedimente der **Hollabrunn-Mistelbach-Formation (111)** aus dem Pannonium die Fortsetzung dieses fluviatilen Systems der Urdonau. Aufgrund einer Reliefumkehr findet man die oft schräggeschichteten und z.T. sandigen Kiese und Sande mit lokalen schluffig-tonigen Einschaltungen und typischen sedimentologischen Merkmalen der fluviatilen Fazies im Bereich eines meist bewaldeten Höhenzuges, der nördlich der Donau von Krems über Hohenwarth, Ziersdorf, Hollabrunn und den Ernstbrunner Wald zieht. Nach Durchquerung der Waschbergzone setzten die Ablagerungen im nördlichen Wiener Becken entlang der Zaya-Furche über Mistelbach bis zum Steinbergbruch fort.

Mittleres Miozän (Sarmatium)

Sedimente der **Ziersdorf-Formation und Äquivalente (112)** aus dem Sarmatium sind als meist eng begrenzte Vorkommen im Raum von Langenlois, Ziersdorf und östlich von Hollabrunn bekannt. Die Sande und Kiese mit mergeligen, schluffig-tonigen Zwischenlagen sind Ablagerungen des brackischen bis seichtmarinen, gezeitenbeeinflussten Bereiches mit terrestrischen Einflüssen. Sie führen eine für das Sarmatium typische Mollusken- und Ostracodenfauna. Die überwiegend aus Foraminiferen des Badenium zusammengesetzten Mikrofaunen bezeugen die hohe Umlagerungsrate dieser Sedimente.

Mittleres Miozän (Badenium)

Westlich der Waschbergzone, bzw. der Pausramer Einheit blieben in Österreich und in Tschechien östlich, nordöstlich und westlich von Laa a.d. Thaya marine **Tonmergel (Tegel –113)** und **Sand und Kies (114)** aus dem Badenium erhalten.

Südlich der Donau, zwischen Karlstetten und Hollenburg und am gegenüberliegenden Donauufer nordöstlich von Krems tritt die **Hollenburg-Karlstetten-Formation (in 115)** auf, mächtige Konglomerate in Wechsellagerung mit Mergeln und Sanden. Die Konglomerate sind reich an kalkalpinen Geröllen und werden als submarine Deltaschüttung eines Traisenvorläufers interpretiert. Aufgrund der typischen Foraminiferenfaunen in den pelitischen Zwischenlagen werden sie in das untere Badenium gestellt. Mit diesen Ablagerungen in di-

rekter Verbindung stehen die **Sedimente des Badenium in der Kremser Bucht und der Wachau (in 115)**. Diese fossilführenden mergeligen Tone, Schluffe und Sande sind in der Wachau bei Spitz, Wösendorf und Weißenkirchen zu finden und treten obertags auch nördlich, nordöstlich und südlich von Krems auf.

Die marinen Sedimente der **Grund-Formation (in 116)** sind vor allem nordwestlich bis nordöstlich von Hollabrunn im Bereich Großnondorf – Grund – Oberstinkenbrunn – Haslach verbreitet. Ein weiteres Vorkommen südlich von Znaim (Znojmo) reicht bei Unterretzbach auf österreichisches Staatsgebiet. Es überwiegen stark verwühlte, mergelige, tonige Schluffe mit dünnen Sandbestegen, die eine typische Foraminiferenfauna des unteren Badenium führen. Mächtigere Sandeinschaltungen mit sedimentologischen Merkmalen einer submarinen, energiereichen Rinnenfazies beinhalten die für die Grund-Formation charakteristische, extrem artenreiche, meist (synchron) allochthone Molluskenfauna. Gegen den höchsten Teil der Grund-Formation sind immer häufiger Einschaltungen von Corallinaceenkalk zu beobachten, die im Bereich vom Buchberg – Locatelliwald und Galgenberg, westlich und südwestlich von Mailberg die **Mailberg-Formation (in 116)** bilden. Gegen Westen geht die Grund-Formation in die lithologisch abwechslungsreichere **Gaindorf-Formation (in 116)** über, die vor allem südlich von Sitzendorf entlang des Tales der Schmida und zwischen Gaindorf und Mühlbach am Manhartsberg vorkommt. Diese Schichtfolge wird überwiegend von Sanden und Kiesen mit geringmächtigen schluffig-tonigen Einschaltungen aufgebaut. Aus der Foraminiferenfauna des unteren Badenium sind deutlich seichtere Ablagerungsbedingungen als in der Grund-Formation abzuleiten.

Unteres Miozän (Karpatum)

Sedimente der **Laa-Formation (in 117)** aus dem Karpatum haben nördlich der Donau, im nordwestlichen Weinviertel und im nördlich angrenzenden Südmähren die größte Verbreitung. Sie reichen von der Diendorfer Störung ostwärts bis an die Überschiebung der Waschbergzone und sind obertags auch südlich der Hollabrunn-Mistelbach-Formation des Pannonium zu finden. Im Westen sind am Aufbau der marinen Schichtfolge des Karpatum mergelige Schluffe, Sande und Kiese beteiligt, die sowohl horizontal als auch lateral sehr rasch wechseln. Gegen Osten und Südosten scheinen die Kieseinschaltungen weniger und geringmächtiger zu werden. Südlich der Hollabrunn-Mistelbach-Formation wird in der Laa-Formation die pelit-dominierte Sedimentation regelmäßig von Sandpaketen unterbrochen, deren sedimentologische Merkmale auf die Ablagerung während periodisch auftretender Sturmereignisse hinweisen. Einschaltungen von sandsteinreichem Konglomerat und Blockwerk, wie z.B. das **Flyschkonglomerat vom Haberg (in 117)**, westlich von Göllersdorf, können als submarine Massenstromsedimente im Zusammenhang mit dem Vorrücken und der Aufschiebung der Waschbergzone auf die Molassezone im Karpatum interpretiert werden. Aus der Foraminiferenfauna ist eine Vertiefung von Westen gegen Osten, von einem seichten sublitoralen Ablagerungsraum zu einem Beckenbereich abzuleiten.

Unteres Miozän (Ottngium)

Die sehr gut gerundeten und quarzreichen Kiese und Sande der **Theras-Formation (in 118)** sind am Ostrand der Böhmisches Masse vor allem im Becken von Weitersfeld und nach Südwesten bis nach Sigmundsherberg und Rodingersdorf, aber auch am Westrand des Beckens von Niederfladnitz verbreitet. Lithologisch ähnliche Sedimente treten auch nördlich und westlich von Znaim (Znojmo) auf. Im Becken von Weitersfeld liegen die vorwiegend sehr schlecht sortierten Grob- bis Feinkiese und Grobsande in rotbrauner bis ockerbrauner,

schluffig-sandiger Matrix über einem teilweise deutlich ausgebildeten Relief über der Weitersfeld-Formation (128). Oft ist ihr Vorkommen auch an Kristallinaufragungen gebunden. Die chronostratigraphische Einstufung der fossilieren Sedimente kann am ehesten mit dem marinen Hochstand im Ottngium in Zusammenhang gebracht werden. In der **Brennholz-Formation (in 118)** östlich von Pleißing, einem grobklastischen Quarz- und Quarzitschutt in rotbrauner, schluffig-sandiger Matrix, sind bereits wieder Komponenten der Theras-Formation resedimentiert. Sie ist daher entweder zeitgleich mit der Theras-Formation entstanden oder steht mit der Regressionsphase im oberen Ottngium in Zusammenhang.

Die überwiegend aus Bohrungen und aus den Aufschlüssen der ehemaligen Braunkohletagebaue bekannte **Langau-Formation (in 119)** in den Becken von Langau, Riegersburg und Niederfladnitz wird vor allem aus mittel- bis grobkörnigen, manchmal kiesigen oder tonigen Sanden, sandigen Tonen, Kohletonen und Kohle aufgebaut. Lithologisch ähnliche Sedimente sind auch in der Umgebung von Znaim (Znojmo) anzutreffen. Im Becken von Langau ist die sandige Fazies sehr oft im Liegenden entwickelt, während die pelitreichen Ablagerungen und die Kohle im Hangenden auftreten und die Tone und Schluffe unmittelbar unter oder über der Kohle liegen. Über einer basalen, fossilieren und stark sandigen (?Süßwasser-)Fazies erfolgt nach den Mollusken- und Foraminiferenfaunen im unmittelbaren Liegenden der Kohle die Ablagerung der Sedimente in einem brackischen bis schwach marinen Ästuarbereich. Eine Unterbrechung oder Verlangsamung dieses Meeresvorstoßes schaffte die Bedingungen für die Bildung von Kohlesümpfen in paralischer Fazies in der Umgebung von Langau. Die Einstufung in das Ottngium wird durch die Mollusken, Pollen und Säugerfaunen bestätigt. Auch Einschaltungen von Tuffen und Tuffiten zwischen den Flözen sind aufgrund von Zirkonstudien mit dem oberen vulkanoklastischen Horizont in Südmähren und im angrenzenden Niederösterreich aus dem Ottngium korrelierbar.

Mit der **Riegersburg-Formation (in 119)** werden durch die fortschreitende Transgression im Ottngium im Becken von Langau wiederum brackische bis seichtmarine Bedingungen hergestellt. Die über der Langau-Formation folgenden, sehr hellglimmerreichen, meist schluffigen Feinsande bis feinsandigen Schluffe mit geringmächtigen gröberen Einschaltungen gehen im Randbereich zu Kristallinkuppen in Kiese über. Aus der gleichmäßigen und relativ mächtigen lithologischen Ausbildung der Glimmersande und der kiesig-grobsandigen Randfazies sowie der wenigen Fossilreste, wie Schwammnadeln und Diatomeen, muß für die Riegersburg-Formation am ehesten ein sehr seichter mariner bis brackischer Ablagerungsraum angenommen werden.

Als **Oncophora-Schichten (120)** werden glimmerreiche, z.T. sandsteinartig verhärtete Mittel- bis Feinsande mit schluffigen Zwischenlagen und untergeordnet Kieseinschaltungen bezeichnet, die überwiegend beiderseits der Traisen und der Perschling zwischen St. Pölten und Tulln vorkommen. Neben häufigen Pflanzenresten führen die allgemein recht fossilarmen Sedimente selten vermutlich großteils umgelagerte Mollusken, u.a. auch die namengebende und für reduzierte Salinität charakteristische Bivalvengattung *Rzehakia* („*Oncophora*“). Aufgrund ähnlicher Molluskenassoziationen werden diese Ablagerungen mit den Oncophora-Schichten im westlichen Oberösterreich und in Niederbayern verglichen und ins obere Ottngium gestellt. Detailstudien über die Fazies dieser Sedimente stehen noch aus, eine fazielle Parallelisierung mit den brackischen bis seichtmarinen Oncophora-Schichten im westlichen Oberösterreich ist jedoch aufgrund sedimentologischer Merkmale nur bedingt möglich. Eine vollkommen andere Fazies beinhalten die z.T. ebenfalls als Oncophora-Schichten bezeichneten Eisenschüssigen Tone und Sande (145) in der Waschbergzone.

Als **Eichberg-Konglomerat (121)** werden grobklastische Einschaltungen innerhalb der Oncophora-Schichten bezeichnet, die südwestlich von Tulln zu finden sind. Die Grobkomponenten in den schwach verfestigten Konglomeraten und Sanden bestehen vorwiegend aus Sandstein, untergeordnet auch aus kalkalpinen und kristallinen Gesteinen. Anhand von Aufschlüssen kann die Ablagerung dieser Sedimente im Bereich eines Fan-Deltas vermutet werden.

Ablagerungen der **Plesching-Formation (122)** aus dem unteren Ottnangium sind auf dem Kartenblatt im Bereich des Typusgebietes östlich von Linz, im Raum Plesching, zu finden. Sie wurden ehemals als „Phosphoritsande“ oder „Fossilreiche Grobsande“ bezeichnet. Die quarz- und oft fossilreichen Mittel- bis Grobsande und Fein- bis Mittelkiese mit einem beträchtlichen Anteil an Feldspäten und Kristallinbruchstücken liegen entweder direkt dem Kristallin auf oder überlagern die Linzer Sande (139) oder den Älteren Schlier (137) des Egerium. Schrägschichtung, oft mit Pelitbelägen auf den Leebältern und Einschaltungen von Tonmergelhorizonten sind häufig. Die aus dem Älteren Schlier umgelagerten Phosphorknollen sind besonders in Sanden unmittelbar über oder in der Nähe dieses Schliers konzentriert. Aufgrund zahlreicher Sedimentmerkmale ist die Bildung in einem subtidalen, stark gezeitenbeeinflussten, zumindest aber mesotidalen Milieu anzunehmen.

Westlich der Enns und östlich der Mank wurde der sonst ungegliederte Sandstreifenschlier (127) durch neuere Kartierungen mikropaläontologisch in den Haller Schlier (134) aus dem Eggenburgium und den **Robulus-Schlier (123)** aus dem unteren Ottnangium unterteilt. Vom Tal der Pielach westwärts bis nach Oberösterreich ist der Robulus-Schlier von tektonischen Bewegungen relativ unbeeinflusst und liegt dort im Bereich der autochthonen Molasse. Vom Raum St. Pölten ostwärts wird er dagegen immer mehr in den alpinen Deckenbau einbezogen, wo er Teil der allochthonen („subalpinen“) Molasse ist. Der Robulus-Schlier besteht, ähnlich wie der Sandstreifenschlier (127), meist aus mergeligem bis sandigem Schluff, der regelmäßig von unterschiedlich mächtigen Horizonten aus Mittel- bis Feinsanden unterbrochen wird. Die Ablagerung erfolgte wahrscheinlich überwiegend im Bereich des tiefen Sublitorals, jedoch noch im Bereich der effektiven Sturmwellenbasis.

Die **Mauer-Formation (124)**, ehemals als „Blockschichten von Mauer bei Melk“ beschrieben, ist am Südrand des Dunkelsteiner Waldes zwischen Mauer und Flinsbach verbreitet. Sie wird zu großen Teilen von chaotischen Kristallinschuttbrekzien mit Einzelblöcken bis über 6 Meter Durchmesser aufgebaut. Weiters finden sich darin oft fossilführende Schollen von Pielacher Tegel (140), Älterem Schlier (137), Sandsteinen der Fels-Formation (133) und Robulus-Schlier (123). Die Matrix besteht einerseits aus Kristallingrus, andererseits aus Robulus-Schlier, der in Gegensatz zu jenem im Süden im Flachwasser abgelagert wurde. Die chaotischen Kristallinschutt-Brekzien können als submarine Massenstromsedimente („debris flows“) interpretiert werden. Die Megabrekzien der Mauer-Formation verzahnen lateral mit dem Robulus-Schlier (123) und in ihrem südöstlichen Verbreitungsgebiet mit den Prinzerdorfer Sanden (125) und können daher ebenfalls in das untere Ottnangium gestellt werden.

Die **Prinzerdorfer Sande (125)** sind glimmerreiche Fein- bis Mittelsande, die in enger Wechsellagerung mit dem Robulus-Schlier (123) stehen. Ihr Verbreitungsgebiet ist einerseits der Raum östlich von Prinzerdorf, andererseits findet man sie auch im Bereich der allochthonen Molasse östlich von St. Pölten. Sie repräsentieren im Ottnangium eine submarine Rinnen- und Gezeitenfazies innerhalb des Robulus-Schliers.

Südöstlich bis südwestlich von Tulln sind in die Sedimente des unteren Ottnangiums der allochthonen („subalpinen“)

Molasse mehrere grobklastische Horizonte eingeschaltet. Beim **Blockmergel von Königstetten (in 126)** südwestlich dieses Ortes und südlich von Grabensee bei Asperhofen handelt es sich um große, gerundete Granitblöcke und Quarzgerölle in schluffiger Matrix. In den **Blocksanden von Königstetten (in 126)** im Marleitengraben südöstlich von Königstetten wechsellagern dagegen Grobsande mit sandigen Geröll-Lagen, die überwiegend aus Sandstein- und Mergelgeröllen aus der FLYSCHZONE bestehen. Die **Blockschichten vom Heuberg (in 126)** östlich Siegersdorf, südwestlich von Judenau, sind vorwiegend aus Kristallinblockwerk zusammengesetzt. Obwohl keine modernen faziellen Bearbeitungen dieser grobklastischen Einschaltungen vorliegen, ist für alle die Ablagerung als submarines Massenstromsediment („debris flow“) wahrscheinlich.

Unteres Miozän (Eggenburgium – Ottnangium)

Während die Sedimente des unteren Miozän westlich der Enns und östlich der Mank in den Haller Schlier (Eggenburgium) und den Robulus-Schlier (Ottnangium) unterteilt wurden, blieben im westlichen Niederösterreich, zwischen den Flüssen Enns und Mank diese Sedimente bisher ungegliedert. Sie werden daher in diesem Raum auf der Karte weiterhin unter dem Arbeitsbegriff **Sandstreifenschlier (127)** zusammengefasst. Dieser Sandstreifenschlier besteht größtenteils aus mergeligem bis sandigem Schluff, der regelmäßig von unterschiedlich mächtigen Horizonten aus Mittel- bis Feinsanden unterbrochen wird. Als Ablagerungsraum kann, wie beim Robulus-Schlier, das tiefe Sublitoral, jedoch noch der Bereich der effektiven Sturmwellenbasis angenommen werden.

Die Sedimente der **Zellerndorf-Formation (in 128)** kommen vorwiegend östlich der kristallinen Gesteine der Böhmisches Masse zwischen Fels-Oberholz und Retz, stellenweise aber auch in der Eggenburger Bucht vor. Ablagerungen gleichen Alters setzten sich weiter nach Tschechien in den Raum von Znam (Znojmo) und Miroslav (Mislitz) fort, sind dort jedoch lithostratigraphisch nicht gegliedert und werden auf der Karte als **Sedimente des Eggenburgium-Ottnangium i.A. in Tschechien (in 128)** bezeichnet. Die vollmarinen Tone und Schluffe liegen in Österreich über der Zogelsdorf-Formation (in 129) bzw. der Retz-Formation (in 129), in vielen Fällen ist aber auch die transgressive Auflagerung der Pelite direkt am meist unverwitterten Kristallin festzustellen. Diese zuerst mit der Zogelsdorf- und der Retz-Formation lateral verzahnenden, später durch die fortschreitende Transgression auch im Hangenden beider Formationen abgelagerten Tone entsprechen der hochmarinen Beckenfazies des oberen Eggenburgium bis Ottnangium. Die Zellerndorf-Formation ist wahrscheinlich durch synsedimentäre anaerobe Bedingungen über weite Teile fossilarm bis weitgehend fossilleer. Die Pelite führen nur im liegenden Bereich (am Übergang aus der Zogelsdorf- und Retz-Formation) und im hangendsten Bereich (über der Limberg-Subformation) eine reiche, kalkige Mikrofauna des Ottnangium.

Als Einschaltung im hangenden Abschnitt der Zellerndorf-Formation treten im Raum Limberg-Parisdorf die wahrscheinlich durch aufsteigende kalte Tiefenströme („coastal upwelling“) entstandenen Diatomite der **Limberg-Subformation (in 128)** auf. In den Becken von Weitersfeld und Niederfladnitz liegen über grobklastischen, seichtmarinen Sedimenten der Burgschleinitz-Formation (130) bzw. Kühnring-Subformation (130) und im Liegenden der Theras-Formation (118) die Feinsande und Pelite der **Weitersfeld-Formation (in 128)**. Diese Ablagerungen führen in den basalen schluffigen Feinsanden oft große Mengen von Schwammnadeln. Die sehr feinkörnigen Tone darüber besitzen einen hohen Smektit-Anteil, der auf die Einwehung vulkanischer Aschen zurückzuführen ist. Einschaltungen von diatomitischen Tönen führen eine artenarme, aber individuenreiche marine bis leicht brackische

Diatomeenflora. Die Weitersfeld-Formation ist aufgrund dieser Diatomeenflora am ehesten in das Ottnangium zu stellen.

Unteres Miozän (Eggenburgium)

Die **Zogelsdorf-Formation** (in 129) ist vor allem im Raum Eggenburg, aber auch am kristallinen Außenrand zwischen Retz, Pulkau, Limberg, Maissau und Grübern aufgeschlossen und reicht im Westen bis an das Horner Becken heran. Die meist gut verfestigten Kalksteine und Kalksandsteine transgredieren nicht nur über der Burgschleinitz-Formation (in 130) und der Gauderndorf-Formation (in 130) sondern auch direkt auf das Kristallin.

Diese Sedimente markieren mit einer deutlichen Erosionsdiskordanz mit Aufarbeitung und Umlagerung an der Basis die neuerliche Transgression im jüngeren oberen Eggenburgium bis Ottnangium („Ottnang-Transgression“). Vor allem Bryozoen, Brachiopoden, Corallinaceen, verschiedene Bivalven (*Chlamys*, *Pecten*, *Anomia*, *Ostrea*), Echinodermen, Balaniden und Foraminiferen sind maßgeblich am Aufbau der karbonatreichen Fazies beteiligt.

In dem sublitoralen Ablagerungsraum ist sowohl anhand des Sedimentaufbaus als auch im biogenen Inhalt sehr deutlich ein karbonatreicher Bereich innerhalb der Eggenburger Bucht und eine stärker exponierte terrigenreiche Zone am Außenrand der Bucht zu unterscheiden.

Im Raum Retz entspricht die **Retz-Formation** (in 129) biostratigraphisch der Zogelsdorf-Formation, lithologisch ist diese jedoch in weiten Teilen mit der Burgschleinitz-Formation (in 130) vergleichbar und führt nur untergeordnet Einschaltungen von Kalksandstein. Die selten auftretenden, diversen Molluskenfaunen der glimmerreichen, unregelmäßig konkretionär verhärteten Fein- bis Grobsande weisen auf die Ablagerung im Eulitoral bis seichten Sublitoral hin. Sowohl Zogelsdorf-Formation als auch Retz-Formation können mit Hilfe der typischen Pectinidenfauna in das jüngere obere Eggenburgium gestellt werden. Biostratigraphisch und z.T. auch lithologisch mit der Retz-Formation vergleichbare Sedimente setzen sich gegen Norden in Tschechien fort, sind jedoch dort lithostratigraphisch nicht gegliedert und werden auf der Karte als Sedimente des **Eggenburgium i.A.** (Tschechien, in 129) bezeichnet.

Während im Raum Fels-Oberholz über der Fels-Formation (133) bereits Pelite der Zellerndorf-Formation (in 128) abgelagert werden und im Horner Becken die Transgression weiter nach Norden bzw. Westen vordringt, beginnt im älteren oberen Eggenburgium im Raum Eggenburg die Transgression mit der **Burgschleinitz-Formation** (in 130). Lokal treten an der Basis dieser litoralen Schichtfolge die äußerst schlecht sortierten fossilreichen Schluffe, Sande und Kiese der **Kühnring-Subformation** (in 130) auf. Die individuenreiche Molluskenfauna mit großen Austern und Mytiliden läßt die Ablagerung in einer seichten, schlammreichen, intertidalen bis flach sublitoralen Fazies mit zeitweiligen Salinitätsschwankungen erkennen. Diesen Sedimenten entstammen auch die meisten terrestrischen Wirbeltierreste des Eggenburgium.

Die Burgschleinitz-Formation besteht, wie die faziell ähnliche Fels-Formation (133) und die Loibersdorf-Formation (131) aus einer raschen Wechselfolge von gut bis mäßig sortierten Grob-, Mittel- und Feinsanden mit Kieseinschaltungen. Neben den Korngrößen- und Sortierungsmerkmalen weisen auch der Sedimentaufbau und typische Sedimentstrukturen auf die Ablagerung in einer wellendominierten, von Sturmereignissen geprägten marinen Seichtwasserfazies im Eulitoral bis seichten Sublitoral hin. Diese Faziesinterpretation steht in Einklang mit den artenreichen Molluskenfaunen und den Lebensspuren aller drei Formationen. Daneben ist die reiche Selachier- und Knochenfisch-Fauna und das häufige Vorkommen mariner Säugetiere wie Sirenen und Wale erwähnenswert.

Die vorwiegend in der Eggenburger Bucht auftretenden Feinsande und Schluffe der **Gauderndorf-Formation** (in 130) des älteren oberen Eggenburgium können als sandige Schlammböden in etwas tieferen und ruhigen und geschützten, sublitoralen Bereichen dieser Bucht interpretiert werden. Die arten- und individuenreiche Molluskenfauna ist charakterisiert durch das dominante Auftreten grabender Bivalven wie *Tellina*, *Pitar*, *Cardium*, *Paphia*, *Lutraria*, *Iphigenia*, *Mactra*, *Panopea*, *Thracia*, *Solen*. Die Sedimente der Gauderndorf-Formation gehen generell sukzessive aus den liegenden Grobsanden der Burgschleinitz-Formation hervor, bzw. verzahnen einerseits lateral mit der größeren Eulitoral- bis seichten Sublitoralfazies dieser Formation und greifen andererseits bei fortschreitender Transgression randlich über diese hinweg.

Die im Horner Becken mit der Mold-Formation (132) einsetzende Transgression des Eggenburgium wird bei fortschreitendem Meeresspiegelanstieg von der vollmarin ausgebildeten **Loibersdorf-Formation** (131) abgelöst. Sedimente mit einer Wechselfolge von gut bis mäßig sortierten Grob-, Mittel- und Feinsanden mit Kieseinschaltungen blieben ausschließlich am Ostrand des Horner Beckens als Erosionsreste erhalten und führen eine für das seichte Sublitoral typische großwüchsige Molluskenfauna. Aufgrund des Einsetzens einer Reihe neuer, rein miozäner Mollusken kann die Loibersdorf-Formation in das jüngere untere Eggenburgium gestellt werden.

Die Sedimente der **Mold-Formation** (132) markieren den Beginn der Eggenburg-Transgression im Horner Becken im jüngeren unteren Eggenburgium und sind, wie die Loibersdorf-Formation (131), nur mehr als Erosionsrelikte am Ostrand des Horner Beckens erhalten. Die pelitreichen Ästuar-Ablagerungen gehen transgressiv aus den fluviatil-limnischen Sedimenten der St.-Marein-Freischling-Formation (142) hervor. In dieser Formation überwiegen Feinkornsedimente des Stillwasserbereiches mit individuenreichen aber artenarmen Molluskenfaunen, wobei in abgeschlossenen Teilen zeitweise sogar Kohle gebildet wurde.

Die meist gut sortierten und fossilreichen Grob- bis Feinsande der **Fels-Formation** (133) im Raum Fels – Oberholz entstammen einer vollmarinen Litoralfazies und zeigen in geschlossenen Profilen (z.B. Oberholz) bereits den transgressiven Charakter. Die Fels-Formation wird aufgrund ihrer Molluskenfauna mit einer größeren Anzahl an oligozänen Reliktformen an den Beginn der Eggenburg-Transgression in das ältere untere Eggenburgium gestellt.

Westlich der Enns und östlich der Mank wurde der sonst ungliederte Sandstreifenschlier (127) durch neuere Kartierungen mikropaläontologisch in den Haller Schlier (134) aus dem Eggenburgium und den Robulus-Schlier (123) aus dem unteren Ottnangium unterteilt. Während der Haller Schlier westlich der Enns im Raum Steyr im Bereich der autochthonen Molasse zu finden ist, ist östlich der Mank seine Verbreitung weitgehend auf die allochthone („subalpine“) Molasse beschränkt. Zwischen Enns und Mank sind Anteile des Haller Schliers sowohl innerhalb des ungliederten Sandstreifenschliers der autochthonen Molasse als auch in den Sedimenten der allochthonen Molasse (143) enthalten.

Der vollmarine **Haller Schlier** und (seine sandreichen) **Äquivalente** (134) bestehen, so wie der Robulus-Schlier bzw. der Sandstreifenschlier meist aus mergeligen Schluffen mit unterschiedlich mächtigen Einschaltungen von Fein- bis Mittelsanden, die z.T. zu Sandstein verhärtet sind.

Das **Buchberg-Konglomerat** (135), das vom gleichnamigen Berg nordöstlich von Neulengbach gegen die Hohe Warte bei Rappoltenkirchen zieht und auch den Schloßberg von Neulengbach aufbaut, besteht überwiegend aus Sandsteingeröllen der Flyschzone in fein- bis grobkörniger Sandmatrix. Es verzahnt lateral mit dem Haller Schlier des Eggenburgiums. Wie bei den grobklastischen Einschaltungen des Ott-

nangiums ist auch beim Buchberg-Konglomerat die Ablagerung als submarines Massenstromsediment anzunehmen.

2.2.3. Oligozän – Unteres Miozän (Kiscellium – Egerium)

Als **Sedimente des Egerium i.A. (136)** wurden in der Karte die (ober)oligozänen Sedimente der allochthonen („subalpinen“) Molasse nördlich der Flyschzone zwischen Ollersbach und Rappoltenkirchen ausgeschieden. Es handelt sich um Tone, Tonschiefer und Kohle als Äquivalente des Pielacher Tegels und quarzreiche, z.T. verfestigte Fein- bis Grobsande, die dem Melker Sand entsprechen. Die Sedimente sind in mehrere tektonische Schuppen zerlegt, die z.T. mit Gesteinen der Flyschzone wechsellagern. Weitere kleine Schuppen gleichen Alters finden sich unmittelbar am Nordrand der Flyschzone südöstlich Obergrafendorf und südlich St. Pölten.

Der **Ältere Schlier (137)** aus dem Egerium tritt vor allem im Hangenden des Melker bzw. Linzer Sandes (139) auf, verzahnt mit diesen aber auch lateral. Der schwarze bis schwarzbraune, meist geschichtete, sandige bis tonige Schluff ist entlang des gesamten Randes der Böhmisches Masse vom Raum südlich Krems bis Oberösterreich verbreitet und ist dort die Ursache zahlreicher Hangrutschungen. Die Ablagerung des Älteren Schliers erfolgte am Schelf im Bereich der mittleren Sublittoralzone.

Das **Ollersbach-Konglomerat (138)** ist eine grobklastische Einschaltung innerhalb des Melker Sandes im Bereich der allochthonen („subalpinen“) Molasse. Das Quarz- und Kristallinkonglomerat mit sandiger Matrix führt überwiegend z.T. sehr große Granitblöcke, untergeordnet aber auch solche aus Sandstein und tritt zwischen Ollersbach und Hagenau auf.

Der am Südost- und Südrand der Böhmisches Masse in Niederösterreich zwischen Krems und dem Raum Amstetten verbreitete **Melker Sand (in 139)** reicht gegen Westen nach Oberösterreich bis in den Raum von Peuerbach und wird dort als **Linzer Sand (in 139)** bezeichnet. Der in der allochthonen („subalpinen“) Molasse nördlich der Flyschfront aufgeschuppte Melker Sand ist dort gemeinsam mit dem Pielacher Tegel als Sedimente des Egerium i.A. (136) ausgeschieden.

Am Rand des Böhmisches Massivs liegen die meist quarzreichen, karbonatfreien und meist fossileren Fein- bis Grobsande aus dem Egerium entweder direkt dem kristallinen Untergrund oder dem Pielacher Tegel (140) auf, bzw. verzahnen lateral mit diesem. Aus den Sedimentstrukturen ist die Ablagerung in strandnahen Bereichen, verbreitet aber auch auf einem gezeitenbeeinflussten flachen Schelf zu erkennen. Die quarzreichen Sande werden in zahlreichen Gruben abgebaut und unter anderem bei der Glaserzeugung verwendet. Sie sind im Wachberg, im Höhenzug östlich von Melk, gut sichtbar. Eine lokale, stark karbonatisch verfestigte Variante des Melker bzw. Linzer Sandes ist der **Sandstein von Wallsee und Perg (139)**.

Der **Pielacher Tegel (140)** aus dem Kiscellium bis Egerium tritt am Süd- und Südostrand der Böhmisches Masse, an der Basis der oligozänen Schichtfolge auf. Er ist aber auch im Bereich der allochthonen („subalpinen“) Molasse nördlich der Flyschfront zu finden, dort aber gemeinsam mit dem Melker Sand als Sedimente des Egerium i.A. (136) auf der Karte ausgeschieden. Am Rand des Böhmisches Massivs liegt er direkt dem z.T. stark verwitterten Kristallin auf und besteht aus z.T. sandigen Schluffen und Tonen mit Kohleinschlüssen, fein- bis grobkörnigen, wechselnd stark tonigen Sanden und Kristallinblockwerk in toniger Matrix. Die seltenen Molluskenfaunen weisen auf die Ablagerung in brackisch-lagunären Bereichen mit zeitweiliger fluviatil-ästuarer Beeinflussung hin.

Die fluviatilen, wahrscheinlich ober-oligozänen **Sedimente von Freistadt-Kefermarkt, einschließlich der Vorkommen in Tschechien (141)** findet man in einer schmalen, z.T. tekto-

nisch begrenzten Rinne innerhalb des Kristallins der Böhmisches Masse, die von Selker über Kefermarkt und Freistadt in Richtung Summerau verläuft und die sich in Tschechien in einigen Erosionsrelikten fortsetzen. In den Aufschlüssen wechseln feldspatreiche, oft schräggeschichtete, vorherrschend kiesige Grob- bis Mittelsande mit Feinsanden, sandigen Schluffen und Tonen. Die Sedimente führen häufig verkieselte Hölzer und entsprechen sowohl lithologisch als auch stratigraphisch jenen der St.-Marein-Freischling-Formation (142) und sind wahrscheinlich Reste eines Flusssystemes, das im Oligozän das Becken von Budweis (České Budějovice) gegen Süden entwässerte.

Die feldspat- und pelitreichen Grobsande, Kiese und Schluffe der fluviatilen, untergeordnet auch limnischen **St.-Marein-Freischling-Formation (142)** aus dem Oligozän bis tiefsten Unter-Miozän (Kiscellium bis unteres Eggenburgium) sind vor allem im Horner Becken zu finden. Als Erosionsrelikte setzen sie sich gegen Westen zwischen Großpöppeln und Schlagles, westlich von Allentsteig und im Raum Großglobnitz – Kirchberg am Wald fort. Diese Sedimente sind Erosionsrelikte eines Flusssystemes, das im Oligozän das Becken von Třeboň (Wittingau) gegen Osten über das Waldviertel in das Horner Becken und weiter in Richtung Krems entwässerte. Im Mündungsbereich südlich von Krems ist die Verzahnung mit dem höheren Teil des marinen Melker Sandes (139) zu vermuten. Die spärlichen Fossilreste, wie Pollen und Sporen, verkieselte Hölzer und Blattreste stammen ausschließlich von Pflanzen.

2.2.4. Oberes Oligozän – Unteres Miozän (Egerium – Eggenburgium)

Im westlichen Niederösterreich, nördlich der Flyschzone zwischen den Flüssen Enns und Mank, können die Sedimente der allochthonen („subalpinen“) Molasse aus dem Egerium und Eggenburgium aufgrund älterer Kartierungen nur ungliedert dargestellt werden. Sie werden dort zusammenfassend als **Sedimente der Subalpinen Molasse zwischen Enns und Mank (143)** ausgeschieden. Dabei handelt es sich vermutlich in der Hauptsache um Haller Schlier (134), wobei gegen Westen auch mit Sedimenten des Egerium gerechnet werden muss, für die eine lithologische Ausbildung analog zum Älteren Schlier (137) am wahrscheinlichsten wäre.

2.3. Inneralpine Molasse (T5) (WOLFGANG SCHNABEL)

In der Grestener Klippenzone (T9) am Südrand der Flyschzone tritt eine Schichtfolge auf, die durch ihre Ähnlichkeit mit Molassesedimenten und das verhältnismäßig junge Alter von oberem Eozän bis Oligozän deutlich von den umgebenden Gesteinserien unterschieden ist. Sie ist allseits von Gesteinen der Grestener Klippenzone (Helvetikum i.w.S.) umgeben, meist von der Buntmergelserie (300), mit der sie in komplizierter Weise verschuppt ist.

Diese Vorkommen werden als „Inneralpine Molasse“ bezeichnet. Es handelt sich um die ältesten Gesteine des Molassetroges, sie sind an deren Südrand sedimentiert worden, in einem Bereich, der heute von den alpinen Decken überschoben ist. Im Zuge der späteren Deckenüberschiebung wurden sie aus ihrer ursprünglichen Position gerissen, in den alpinen Deckenbau einbezogen und gegen Norden geschoben. Es ist noch nicht geklärt, in welcher Beziehung ihr ursprünglicher Ablagerungsraum zu dem der Gesteine der Grestener Klippenzone stand, eine enge Nachbarschaft ist aber anzunehmen. Es herrscht die Meinung vor, dass der Ablagerungsraum des „Helvetikums i.w.S.“ sich südlich befand und die Inneralpine Molasse von diesem überschoben wurde. Es wird daher allgemein von den „Fenstern der Inneralpinen Molasse“ gesprochen. Morphologisch fallen sie durch die flachen Ge-

ländeformen zwischen der Flysch-Hauptdecke im Norden und den Klippengesteinen und dem Kalkalpennordrand im Süden auf.

□ **Rogatsboden-Formation und Äquivalente (144).** Die Serie beginnt im oberen Eozän mit einer sandsteinreichen Folge, die Wechsellagerung aus Sand- und Tonstein und sedimentologische Merkmale erinnern an Flysch-Sedimente. Stellenweise sind konglomeratische Bildungen mit kristallinem Material zu beobachten. Nach oben hin geht diese Serie in eine einförmige Folge aus grauen und bräunlichen, geschichteten und gebänderten Tonmergeln über („Schlier“). Sie enthalten Fischreste und stellenweise Lagen und Klumpen von Corallinaceenkalk aus Lithothamnien (Rotalgen). Diese höhere Serie reicht in das Oligozän. Namegebend für diese Formation ist das „Molassefenster von Rogatsboden“ zwischen Gresten und Scheibbs. Innerhalb der Grestener Klippenzone ist das westlichste Vorkommen bei Waidhofen an der Ybbs, das östlichste bei Texing im Tal der Mank. Innerhalb der Hauptklippenzone des Wienerwaldes gibt es ein sehr ähnliches Vorkommen bei Wolfgraben südlich des Wienerwaldsees, welches als **Wolfgraben-Formation (in 144)** bezeichnet wurde.

2.4. Waschbergzone, Steinitzer Einheit, Pausramer Einheit

(REINHARD ROETZEL)

Die allochthone („subalpine“) Molasse findet ihre Fortsetzung nördlich der Donau in der Waschbergzone und in weiterer Folge in Mähren in der Steinitzer (Žďanice) Einheit und der Pausramer (Pouzdrány) Einheit. Sie sind die einzigen tektonischen Einheiten, in welchen der Übergang von den Alpen zu den Karpaten an der Oberfläche verfolgbar ist.

Die Waschbergzone reicht vom Rohrerwald nordöstlich von Stockerau bis zu den Pollauer Bergen (Pavlo vské) nördlich von Nikolsburg (Mikulov). Sie ist im Westen auf die Molassezone aufgeschoben und durch Querstörungen in mehrere Teilbereiche zerlegt. Im Südwesten, nördlich von Stockerau, ist der Waschbergzone im engen Sinne eine äußere Subeinheit, die Roseldorf-Zone, vorgelagert. Die Steinitzer Einheit ist als Teil der äußeren Westkarpaten auf die Pausramer Einheit und diese wiederum auf die Sedimente der Karpatischen Vortiefe (Molasse) aufgeschoben. Von Osten wurden die Waschbergzone und die Steinitzer Einheit von der Flyschzone flach überschoben.

Es ist hervorzuheben, dass die Pausramer Einheit (Pouzdřanská Jednotka) und die Steinitzer Einheit (Žďanická Jednotka) von tschechischen und slowakischen Geologen in den Karpaten der Flyschzone zugerechnet wird.

Die Ostgrenze der Waschbergzone bildet meist Abschiebungen gegen die neogene Beckenfüllung des Korneuburger und Wiener Beckens, z.T. transgredierte aber auch unter- und mittel-miozäne Sedimente direkt darauf und wurden während der Aufschiebung z.T. mittransportiert.

Die Waschbergzone besteht aus einer tektonisch in zahlreiche Schuppen zerlegten Schichtfolge, in der Gesteine des Ober-Jura, der Ober-Kreide, des Paleozän, Eozän und Oligozän in eine nahezu komplette sedimentäre Abfolge des unteren Miozän eingeschaltet sind. Im Gegensatz zur autochthonen („subalpinen“) Molasse südlich der Donau beinhaltet die Waschbergzone nicht nur Molassesedimente, sondern auch aufgeschuppten ehemaligen Molasseuntergrund. Die Aufschuppung erfolgte vermutlich während des unteren Miozän, im Eggenburgium und Karpatium.

Die **Eisenschüssigen Tone und Sande (in 145)** sind in der Waschbergzone im engeren Sinn vorgelagerten Roseldorf-Zone nördlich von Stockerau verbreitet. Dieses jüngste Schichtglied der Waschbergzone aus dem Ottnangium be-

steht aus einer Wechsellagerung von meist fossilereeren Schluffen und Sanden mit limonitischen Konkretionen. Die Sedimente können mit den sogenannten „Oncophora-Schichten“ in den zahlreichen Erdöl-Bohrungen der OMV-AG im nördlichen Weinviertel korreliert werden, die als vollmarine, turbiditische Ablagerung an der Front der Waschbergzone interpretiert werden. Als Äquivalente werden die limonitischen Schluffe und Sande der **Křepice-Formation (in 145)** in der Pausramer Einheit und die kalkfreien Tonsteine, Diatomite und Eisenoxidkalk der **Pavlovice-Formation (in 145)** in der Steinitzer Einheit aus dem oberen Eggenburgium bis Ottnangium betrachtet.

Ausschließlich in der Steinitzer Einheit finden sich die Tonmergel der **Šakvice-Formation** und **Úvalý-Formation (146)** aus dem Eggenburgium bis Ottnangium.

Die größte Verbreitung in der Waschbergzone haben die **Schieferigen Tonmergel (in147)**, die lithologisch mit den Sedimenten der **Žďanice-Hustopeče-Formation (in147)** in der Steinitzer-Einheit verglichen werden können. Während jedoch in der Steinitzer-Einheit die fossilarmen Tone und Schluffe mit Einschaltungen von Sanden und Sandsteinen hauptsächlich im Egerium abgelagert wurden, können ähnliche Ablagerungen im östlichen Teil der Waschbergzone durch reiche Mikrofaunen in das Eggenburgium bis Ottnangium gestellt werden. Bemerkenswert ist das Vorkommen von Schieferigen Tonmergeln bei Königsstetten, das die Verbindung zur allochthonen Molasse südlich der Donau herstellt.

Sowohl in die Schieferigen Tonmergel (147) als auch in die **Žďanice-Hustopeče-Formation (147)** sind **Blockschichten (148)** eingeschaltet, die aus z.T. riesigen exotischen Blöcken und Geröllen aus kristallinen Gesteinen, Hornsteinkalken, Hornstein und Flyschsandsteinen in sandig-toniger Matrix bestehen und möglicherweise aus submarinen Massenströmen („debris flows“) entstanden.

Die vollmarinen, schluffigen bis sandigen Mergel der **Michelstetten-Formation (in 149)** sind als isolierte Vorkommen auf den Außenrand der Waschbergzone konzentriert, wo sie vor allem nördlich der Leiser Berge in der Umgebung von Michelstetten und Pyhra und bei Altmanns vorkommen. Sie sind aber auch mit der Haidhof-Formation (152) verschuppt und treten bei Merkersdorf und östlich Herzogbierbaum an der Front der Roseldorf-Zone auf. In den Pollauer Bergen kommen sie bei Perna vor und südöstlich von Großrußbach liegen äquivalente Sedimente als Deckschollen auf dem Flysch. Sie werden in das Egerium bis Eggenburgium gestellt und können mit den kalkreichen marinen Tonen der **Boudky-Formation (in 149)** in der Pausramer Einheit gleichgesetzt werden.

Mehrere tektonische Schuppen in der Waschbergzone beinhalten auch Sedimente des Oligozän. Die aus dem oberen Kiscellium bis unteren Egerium stammenden, dunklen, meist sandigen Tonschiefer mit Sandsteinlagen der **Thomasl-Formation (in 150)** sind neben dem Typusprofil in der Bohrung Thomasl 1 obertags vor allem im Bereich Ottenthal aufgeschlossenen. Die Sedimente lassen in Gegensatz zum oberen Teil der Ottenthal-Formation wieder einen tieferen marinen Ablagerungsraum erkennen und entsprechen in der Steinitzer Einheit dem oberen Teil der **Menilithschichten (in 150)** (Šitbořice-Subformation).

Die ältere **Ottenthal-Formation (in 150)**, die aus mehreren Subformationen besteht, wird aus Mergel, bituminösen Tonen, Diatomit, Menilith und diatomitischer Kreide aufgebaut, deren Ablagerungen möglicherweise im oberen Eozän (oberstes Priabonium) beginnt und bis ins Oligozän (mittleres Kiscellium) reicht. Die Ablagerungen sind vor allem in der Umgebung von Ottenthal und bei Altruppersdorf, daneben aber auch westlich der Staatzer Klippe, in Wultendorf oder zwischen Simonsfeld und Haidhof zu finden. Die Sedimentfolge mit zuerst vollmarinen Tiefwasserablagerungen lässt gegen das Hangende eingeschränkte Verbindungen zu den Ozeanen mit sauerstoffarmen Bodenbedingungen und reduzierter Sa-

linität erkennen. Die oberen Teile der Ottenthal-Formation sind mit dem unteren Teil der Menilithschichten (in 150) („Subchert-Subformation“, „Chert-Subformation“, Dynow-Mergelstein) in der Steinitzer Einheit vergleichbar. Der unterste Teil der Ottenthal-Formation entspricht dagegen in der Steinitzer Einheit dem oberen Teil der **Němčice-Formation** (in 150), während er in der Pausramer Einheit mit dem unteren bis mittleren Teil der **Pouzďřany-Formation** (in 150) vergleichbar ist.

Vor allem im südlichen Teil der Waschbergzone treten an wenigen Stellen kleinräumig Sedimente des oberen Eozän (Priabonium) auf. Die auf der Reingruberhöhe nördlich von Bruderndorf bei Haslach und Simonsfeld aufgeschlossene **Reingrub-Formation** (in 151) besteht aus organogenem Discocyclinenkalk, Sandstein und glaukonitischem Sand mit z.T. reicher Fossilführung. Südöstlich von Niederhollabrunn kommen am Hollingstein (**Hollingsteinkalk** – in 151) und beim Pfaffenholz (**Pfaffenholzschichten** – in 151) altersgleiche, z.T. fossilführende Kalke vor, die zusammenfassend als **Niederhollabrunner Kalk** (in 151) bezeichnet werden. Die Reingrub-Formation kann mit dem unteren Teil der Němčice-Formation (in 150) in der Steinitzer Einheit korreliert werden.

Zur **Haidhof-Formation** (152) werden Sandstein und Kalk mit Bohnerz aus dem mittleren Eozän (Lutetium) zusammengefasst, die in kleinen Schollen bei Haidhof westlich von Ernstbrunn, im Sandgraben östlich von Zwentendorf an der Zaya und westlich Michelstetten vorkommen. Es handelt sich um marine Ablagerungen aus dem Innenschelf- und angrenzenden Außenschelfbereich.

Die aus dem unteren bis mittleren Eozän (Ypresium – Lutetium) stammenden Nummulitenkalke der **Waschberg-Formation** (153) treten vor allem in der südlichen Waschbergzone, am Waschberg, Michelberg und Praunsberg landschaftsbildend hervor. Die fossilreichen Kalke wurden im Bereich von Riffen und deren Umgebung gebildet.

In das obere Paleozän (Thanetium) werden die im Raum Michelstetten vorkommenden, z.T. sandigen und glaukonitischen Tonmergel und fossilreichen Kalke der **Zaya-Formation** (in 154) gestellt. Aus dem unteren Paleozän (Danium) stammen dagegen die Mergelsandsteine, Glaukonitsandsteine und Corallinaceenkalke der **Bruderndorf-Formation**

(in 154), die südöstlich und nördlich von Haidhof, nordöstlich von Bruderndorf und westlich Klement zu finden sind.

Sedimente der Oberkreide kommen einerseits als **Mucronaten-Schichten** (in 155) des Maastrichtium–Campanium mit glaukonitischen Tonmergeln, Sanden und Sandsteinen vor. Größere Verbreitung haben sie um Michelstetten, in Staatz und östlich vom Bahnhof Staatz, um Falkenstein und in Mikulov (Nikolsburg) und nördlich davon. Die Ablagerungen können mit den Tonen und Tonmergeln der **Pálava-Formation** (in 155) in der Steinitzer Einheit korreliert werden.

Ebenfalls aus der Oberkreide stammen der glaukonitische Sandstein und Mergel der **Klement-Formation** (156), die in das obere Turonium – Santonium gestellt wird. Neben dem Vorkommen an der Typuslokalität südöstlich Klement befinden sich weitere, sehr kleine Areale bei Wollmannsberg, südlich der Reingruberhöhe bei Bruderndorf, im Ernstbrunner Wald südwestlich Klement, nordwestlich Au und südlich vom Buschberg, sowie in den Pollauer Bergen (Pavlo vské) bei Mikulov (Nikolsburg) und Devín.

Aus dem Oberjura sind vor allem die besonders im mittleren und nördlichen Teil der Waschbergzone landschaftsprägend hervortretenden detritischen und teilweise dolomitisierten, oft fossilreichen Kalke der **Ernstbrunn-Formation** (157) des Tithonium hervorzuheben. Die auf einer Karbonatplattform in Lagunen- und Riff-Fazies gebildeten, z.T. aber auch als resedimentierte Brekzien und Konglomerate vorliegenden Kalke bilden die größten tektonischen Scherlinge in der Waschbergzone. Neben den großen Aufragungen in den Leiser Bergen zwischen Ernstbrunn und Klement sowie südwestlich Michelstetten und in den Pollauer Bergen (Pavlo vské) nördlich von Mikulov (Nikolsburg) sind noch die Klippen von Staatz, Falkenstein und Kleinschweinbarth erwähnenswert.

Ebenfalls aus dem Oberjura (Oxfordium–Tithonium) stammen die Mergel, Mergelkalke und Oolithe der **Klentnitz-Formation** – Klentnice-Formation (158). Die manchmal fossilreichen Sedimente verzahnen z.T. mit den Kalken der Ernstbrunn-Formation (157) bzw. unterlagern sie örtlich. Sie kommen vor allem im Bereich der Leiser Berge zwischen Ernstbrunn und Michelstetten vor, wo sie den Buschberg aufbauen, sind aber auch östlich von Bruderndorf, bei Falkenstein und in den Pollauer Bergen (Pavlo vské) zu finden.

3. Intramontane Becken (T6 – T7)

(HANS-GEORG KRENMAYR & WOLFGANG SCHNABEL)

Als solche werden Becken bezeichnet, welche innerhalb der bereits weitgehend gebildeten Gebirge des Alpen-Karpatenbogens im Miozän auf verschiedene Weise entstanden sind. In Niederösterreich und den angrenzenden Gebieten können unterschieden werden: Das **Wiener Becken (T6-WB)** mit seinen Randbuchten, dem Eisenstädter Becken und der Landseer Bucht, das im Osten anschließende **Pannonische Becken (T6-PB)** und das im Südosten anschließende Grazer oder **Steirische Becken (T6-GB)**, welches durch seine nördlichen Randbuchten noch auf die Karte reicht. Alle diese Becken weisen eine ähnliche Entwicklung auf. Die späteren Beckengebiete gehörten teilweise schon seit dem tiefen Unter-Miozän dem Meeresraum der Paratethys an, erfuhren aber durch die Eintiefung, die bis in das jüngste Miozän andauerte, eine eigenständige Entwicklung. Diese hinterließ eine differenzierte und fossilreiche Schichtfolge mit ausgedehnten feinkörnig-tonigen Beckensedimenten und großflächig verfolgbaren sandigen Deltaschüttungen sowie kleinräumig differenzierten Bildungen in den Randbereichen zu den Alpen, der Waschbergzone, dem Leithagebirge und den Kleinen Karpaten.

Davon abweichend entstanden bereits etwas früher, im Ottangium bis Karpathium entlang der Mur-Mürzfurche bis in

das südliche Niederösterreich eine Reihe kleiner Süßwasserbecken mit Kohlevorkommen, welche als die Becken der **Norischen Senke (T7)** zusammengefasst werden.

Für Niederösterreich und Wien ist das Wiener Becken sowohl geologisch als auch wirtschaftlich und als Siedlungsraum von entscheidender Bedeutung. Es ist ab dem Eggenburgium vor rund 16 Mio. Jahren entlang eines Bruchsystems entstanden, an welchem ein Krustensegment des vormals zusammenhängen Alpen- und Karpatenkörpers von bis zu 60 km Breite bis über 5 km tief abgesenkt und asymmetrisch verschoben wurde. Dabei wurde vom südlichen Wiener Becken ausgehend die Ostflanke gegen Norden versetzt. Wir sprechen von einem Pull-Apart-Becken an einem linkssinnigen Strike-Slip-System.

Das Wiener Becken bestand als eigenständiger Sedimentationsraum über einen Zeitraum von rund 10 Mio. Jahren. Bereits ab dem Sarmatium und dann vor allem im Pannonium erfolgte bei gleichbleibender Größe die kontinuierliche Verbrackung und schließliche Aussüßung des Beckens. Das Bruchsystem des Wiener Beckens ist bis heute aktiv, was die gegenwärtigen Erdbeben in diesem Raum beweisen. Die Warmbäder an der sogenannten Thermenlinie sind an die Westrand-Brüche des Wiener Beckens gebunden.

Aufgrund der Erdölvorkommen im Wiener Becken ist dieses mit weit über 2000 Tiefbohrungen mit bis zu 8.500 m Tiefe bestens erforscht. Unter den miozänen Sedimenten setzen sich sämtliche tektonische Einheiten der Alpen – Zentralalpen, Grauwackenzone, Nördliche Kalkalpen und Flyschzone – in Tiefen bis über 5000 m fort und kommen in den Karpaten wieder an die Oberfläche. Die größte Tiefe erreicht der miozäne Beckenuntergrund bei Schwechat mit rund 5.500 m.

Die gesamte Schichtfolge ist an der Oberfläche nur in den Randbereichen des Beckens und auch dort nur unzusammenhängend sichtbar, da die mächtigen quartären Sedimentkörper diese größtenteils verhüllen.

3.1. Neogen:

Wiener Becken, Pannonisches Becken und andere intramontane Becken

- **Blockschotter, Blockkonglomerat, Kies (200).** Eine Sammelausscheidung lokaler Wildbachschotter des Pliozän am Beckenrand, z.B. der Würflacher Blockschotter nordwestlich von Neunkirchen.
- **Bunte Lehmserie (201).** Im nördlichen Wiener Becken, im Gebiet östlich von Hohenruppersdorf bis gegen Zistersdorf, treten in einer schmalen Zone unmittelbar östlich vom Steinberg-Bruch an Muldenlagen gebundene, bis 100 m mächtige, terrestrische Sedimente auf, die von roten (daher auch als „Rote Lehmserie“ bezeichnet), gelben und grünen Lehmen, groben Quarzschottern und kiesigen Sanden aufgebaut werden. Da keine Fossilien vorhanden sind, beruht die Einstufung in das untere Pliozän auf Vergleichsannahmen.
- **Loipersbach-Formation (202).** Rötlicher Lehm mit lagenweise reichlich Blockschutt, z.T. mit großen Quarz- und Quarzitblöcken am Süden des Wiener Beckens. Dieser stellt eine terrestrische Bildung des unteren Pliozän dar und wurde in lateraler Position gleichzeitig mit der Rohrbach-Formation (203) abgelagert, mit der er wahrscheinlich auch verzahnt.
- **Rohrbach- und Ternitz-Formation (203).** Nördlich und südlich von Neunkirchen großflächig verbreiteter fluviatiler Konglomeratkörper aus überwiegend kalkalpinem Material, der im unteren Pliozän von einem Vorläufer der Schwarza vorgebaut wurde.
- **Tihany-Formation (204).** Ton und Sand, untergeordnet auch Kies und Lignit des oberen Pannonium bis Pliozän im Pannonischen Becken südlich des Neusiedler Sees auf ungarischem Staatsgebiet.
- **Sedimente des Pannonium i.A. (205).** Als Pannonium i.A. sind große Areale im Bereich der tektonischen Hochschollen im nördlichen Wiener Becken und bis in den Raum Wien und südlich der Hainburger Berge, weiters im Mattersburger und Oberpullendorfer Becken ausgeschieden. Es handelt sich um tonig-siltige, sandige und kiesige Sedimente, z.T. auch Sandsteine und Konglomerate, die in großen Deltakomplexen, im Küstenbereich und seichten Beckenarealen abgelagert wurden. Die Salinität des Wassers nahm im Laufe des Pannonium bis zur vollständigen Aussüßung ständig ab.
- **Inzersdorfer Tegel, Congerientegel (206).** „Tegel“ ist die Bezeichnung für die sehr feinkörnigen, stark klebrigen Tonmergel des Wiener Beckens, ein Sedimenttyp, der nicht auf das Pannonium beschränkt ist. Die brackischen Faziesverhältnisse im Pannonium begünstigten auf Kosten der Artenvielfalt das Massenaufreten der Muschelgattung *Congerina*, daher die Bezeichnung „Congerientegel“ für die feinkörnigen Beckensedimente des Pannonium. Der in der Gründerzeit in großen Ziegelgruben im Süden Wiens abgebaute Tonmergel, ging als Inzersdorfer Tegel in die Literatur ein. Im Raum Wien sind die Sedimente des Pannonium i.A. (205) aber nicht weiter differenziert. Inzersdorfer Tegel, Congerientegel (206) findet sich aber am Rande des Wiener Beckens südlich von Bad Vöslau bis westlich Winzendorf, sowie entlang der Nordwestseite des Leithagebirges.
- **Sand, Sandstein, Mehlsand (207).** Innerhalb der Sedimente des Pannonium i.A. (205) sind im Mattersburger Becken, westlich vom Leithagebirge, größere von sandigen Sedimenten dominierte Areale ausgeschieden.
- **Kies (208)** aus brackischem bis limnisch-fluviatilem Milieu, findet sich als eigene Ausscheidung innerhalb der Sedimente des Pannonium i.A.(205) im westlichen Stadtgebiet von Wien und als linsenartige Einschaltungen im Mattersburger Becken.
- **Leobersdorf-Formation (209).** Darunter werden mergeliger Sand, Feinsand und Kies des unteren Pannonium am Rande des Wiener Beckens bei Leobersdorf südlich von Bad Vöslau zusammengefasst. Sie enthalten eine brackische Molluskenfauna und stellen die randmarine Delta-Fazies zu den fluviatilen Triesting- und Piestingschottern (214) dar.
- **Ton, Sand, Kies, lokal Lignit und Süßwasserkalk – Gbely-Formation i.d. Slowakei (210).** Oberes (?) Pannonium, z.B. am Eichkogel bei Mödling, auch im Raum Gänserndorf und südlich Schwechat großflächig auf der Tiefscholle, so wie die Gbely-Formation nördlich Lundenburg (Breclav). Ihnen entspricht im Vorland der kleinen Karpaten auf der Hochscholle in der Slowakei die **Ivanka-** und die **Zahorie-Formation (212).**
- **Neufeld-Formation, Dubnany-Formation (211).** Die Neufeld-Formation des oberen Pannoniums besteht im unteren Abschnitt aus Tonmergel und Ton mit lignitischer Braunkohle, die in den ehemaligen Bergbauen bei Ebenfurt und Pötttsching (heute der Neufelder See) abgebaut wurde. Im oberen Abschnitt nehmen Sand- und Kieslagen zu. Die über 600 m mächtige Formation bildet den größten Teil der jung-miozänen Beckenfüllung unter dem Quartär im Gebiet von Wiener Neustadt. Ihr entspricht die Dubnany-Formation in der Slowakei.
- **Kapfensteiner Schotter (213).** Diese fluviatilen Ablagerungen des unteren Pannonium scheinen auf der Karte nur am Nordrand des Oststeirischen Becken auf.
- **Triesting und Piestingschotter (214).** Fluviatile Schotter, teilweise zu Konglomerat verfestigt. Der nördliche, von einer Ur-Triesting geschüttete Anteil wird von Flyschgeröllen dominiert, die bis zu 40 cm groß sind. Der südliche Anteil, von der Ur-Piesting im Pannonium geschüttet, besteht aus kalpinem Material mit bis zu 20 cm Gerölldurchmesser. Seltene Fossilfunde belegen das untere Pannonium. Die fluviatile Fazies verbindet sich beckenwärts, heute durch die Beckenrandbrüche verstellt, mit der marin-deltatischen Fazies der Leobersdorf-Formation (209).
- **Basalt von Oberpullendorf, Pauliberg (215; T8).** Der basische Vulkanit des Oberen Sarmatium/Unteren Pannonium ist obertags nur lokal im Oberpullendorfer Becken bei Oberpullendorf und am Nordwestrande des Beckens am Pauliberg aufgeschlossen. Der Vulkanismus hängt mit dem tektonischen Einbruch des Steirischen Beckens zusammen.
- **Sedimente des Sarmatium i.A. (216).** Vorwiegend **Ton (217)** und **Sand (218)** des Beckeninneren und **Kies (219)** des Beckenrandes zeigen durch gewaltigen Individuenreichtum endemischer Schnecken- und Muschelfaunen bei Zurücktreten der Mikrofossilien die schrittweise Aussüßung des Meeres im Sarmatium auf.
- **Detritärer Leithakalk (220).** Umgelagerter Leithakalk des Sarmatium, in Steinbrüchen bei Loretto, Mannersdorf und Breitenbrunn aufgeschlossen.

- **Holic- und Skalica-Formation (221).** Unter diesen Begriffen werden in der Slowakei Schichtfolgen des Sarmatium aus Mergel und Sand zusammengefasst.
- **Sedimente des Badenium i.A. (222).** Diese sind im Wiener Becken entlang seiner Ränder und auf den Hochschollen, im Mattersburger Becken, am Nordrand des Oberpullendorfer Beckens und am Nordrand des Grazer Beckens (südlich Friedberg) weit verbreitet. Die Lithologie dieser Sedimente ist sehr vielfältig, neben diversen Fein- und Grobklastika (Tonmergel, Sande, Sandsteine, Kiese, Brekzien, Blocksedimente) treten auch Kalksteine und Kalksandsteine (siehe Leithakalk – 227) auf. Innerhalb der Sedimente des Badenium i.A. sind Flächen ausgedehnten die vorwiegend aus **Ton (223), Sand (224) oder Kies (225)** aufgebaut sind. Kiesreiche Sedimente finden sich vornehmlich am Beckenrand und in weiten Buchten, wie z.B. die des Gaadener Beckens. Sie zeigen durch den außerordentlichen Reichtum an Makro- und Mikrofaunen ein vollmarines Milieu an. Besonders erwähnt seien noch die Bannholzsotter des untersten Badenium südwestlich von Mistelbach, die aus fein- bis grobkiesigem Material der Waschbergzone aufgebaut sind.

Die im Badenium erfolgende kräftige Dehnungstendenz legte die heutige Konfiguration des Wiener Beckens an, die rasche Absenkung führte zur Ablagerung von bis zu 1500 m mächtigen Gesteinspaketen. Aus den zahlreichen Sandpaketen stammen die ergiebigen Erdölfunde des Wiener Beckens (Feld Matzen).

Zu den besonderen Ausbildungen des Badenium zählen **Brekzien (226)**, wie sie z.B. in den Randbuchten des Wiener Beckens westlich Bad Vöslau (Gainfarnar Berkzie) und am Südrand des Gaadener Beckens auftreten. Der fossilreiche **Leithakalk (227)** ist auf ehemaligen Schwellenzonen im Wiener Becken (z.B. am Steinberg nordwestlich Zistersdorf) und entlang der Beckenränder weit verbreitet (besonders rund um das Leithagebirge und am Ruster Höhenzug) und besteht zum Großteil aus den Skelettfragmenten kalkabscheidender Rotalgen. Die hellen, porösen Kalksteine und Kalksandsteine erlangten große Bedeutung als Baustein für zahlreiche historische Bauten in Wien. Der **Süßwasserkalk von Ameis (227)** westlich Poysdorf belegt die Ausbildung eines fluviatil beeinflussten Faziesbereiches am Beckenrand.

- **Blockschotter (228)** finden sich ebenfalls westlich Poysdorf und stellen eine terrestrische Bildung aus Material der Waschbergzone dar.
- **Sedimente des Karpatium i.A. (229).** Räumlich begrenzte, nicht einer Formation zuordenbare Vorkommen.
- **Korneuburg-Formation (230).** Marin-brackisches Sedimentpaket des Karpatium im Korneuburger Becken aus einer Wechsellagerung von fossilreichem Tonmergel und Sand.

Im Gebiet der (späteren) südöstlichen Randbuchten des Wiener Beckens und im Übergang zum Oststeirischen Becken ist das Karpatium durch eine Reihe von sehr unterschiedlichen Formationen vertreten, welche in der Mehrzahl aus groben Wildbach- und Murenschüttungen in die von verschieden intensiven Absenkungen betroffenen Teilbecken bestehen. Der **Brennberger Blockstrom (231)** bei Siegraben, im Grenzbereich zwischen Mattersburger Bucht und Oberpullendorfer Becken, wurde über der Hochriegel-Formation abgelagert. Er besteht aus kubikmetergroßen Kristallinblöcken in sandig-lehmiger Grundmasse. Das Liefergebiet der Kristallinkomponenten ist das Rosaliengebirge. Ein Äquivalent am südlichen Sporn der Buckligen Welt ist die **Sinnersdorf-Formation (232)**, ein Blockschutt in feinsandiger bis schluffiger Grundmasse, der aus der Buckligen Welt stammt. Er erreicht in der Friedberg-Pinkafelder Bucht eine Mächtigkeit bis zu 600 m. Tuffe und Andesit- bzw. Dazit einschlüsse weisen auf vulkanische Tätigkeit hin. Die **Rust-Formation (233)** im Eisenstädter Becken am Ruster Höhenzug

besteht aus fluviatil geschütteten Sanden und Kiesen wahrscheinlich aus südlicher Richtung. Die **Hochriegel-Formation (234)** im nördlichen Oberpullendorfer Becken ist eine limnische, glanzführende Serie aus Sand, Tegel und Ton mit einem Glanzkohlenflöz. Sie überlagert die Auwaldschotter (238, 239).

- **Kohleführende Süßwasserschichten (235).** Darunter sind Vorkommen im Triestingtal, besonders aber im Südtteil des Wiener Beckens an der Nordabdachung der Buckligen Welt zusammengefasst. Letztere bestehen aus einer geringmächtigen Basis aus Sand und Ton mit früher abgebauten Braunkohleflözen und werden von mächtigen verlehten Grob- und Blockkiesen überlagert, die im Osten Kristallinmaterial führen, gegen Westen hauptsächlich Material aus den Kalkalpen. Die Serie ähnelt der Schichtfolge, wie sie in den südlich folgenden Becken der Norischen Senke (237) anzutreffen ist.
- **Neogen von Hieflau (236).** Ein isoliertes Vorkommen des unteren Miozän (Ottangium, Karpatium, ?Eggenburgium) mit limnisch-fluviatilen Sedimenten aus Konglomerat, Sand- und Tonstein und lokalen Kohleflözen. Komponenten aus kristallinen Gesteinen und marinen Seichtwasserkalken als Reste einer einstigen zusammenhängenden Sedimentdecke sind Zeugen einer Altlandschaft, die am Beginn des Miozän emporgehoben und erosiv zerstört wurde (siehe auch: Sedimente von Wimpassing an der Leitha – 246).
- **Neogen der Norischen Senke (237).** Vom Südzipfel des Wiener Beckens über die Mur-Mürzfurche und stellenweise auch östlich davon (z.B. bei Ratten) reihen sich Reste eines früher vermutlich zusammenhängenden Sedimentbeckens aus dem älteren Miozän, das als „Norische Senke“ in die Literatur eingegangen ist. Die zum überwiegenden Teil terrestrischen und limnisch-fluviatilen Schichtfolgen aus Mergel, Schiefer-ton, Sandstein, Konglomerat, Block- und Grobkies mit früher abgebauten Kohleflözen sind örtlich sehr variabel. Größere Vorkommen auf der Karte sind neben denen im Mürtal die Becken von Trofaiach und Aflenz in der Steiermark. Auf niederösterreichischem Gebiet sind außer dem kleinen Vorkommen von Hart bei Gloggnitz wohl auch die „Kohleführenden Süßwasserschichten“ (235) hier zuzuzählen.
- **Oberer Auwaldschotter (238)** mit Kies aus der Grauwackenzone und den Nördlichen Kalkalpen und
- **Unterer Auwaldschotter (239)** mit Kies aus Kristallinkomponenten sind fluviatile Blockschüttungen des Ottangium an der Westabdachung des Ödenburger Gebirges. Letzterer transgrediert auf der gleichaltrigen Brennberger Süßwasserserie aus Kohleschiefer, Ton und Sand.

Weitere Transgressionsserien des Ottangium liegen innerhalb der Kristallingebiete der Buckligen Welt und des Semmering-Gebietes und fügen sich in die Reihe der fluviatilen Sedimente und Wildbachablagerungen dieser Zeit am Ost- rand der Alpen ein. Die hohe Reliefenergie ist durch die Hebung der Alpen zu erklären. Das **Neogen von Kirchberg am Wechsel (240)** erfüllt ein isoliertes Becken mit einem Geröllbestand aus Blockschotter, Konglomerat und Brekzien. Feinklastische limnische Sedimente, z.T. Kohletone sind untergeordnet vorhanden. Das Material besteht aus der grundgebirgsnahen Umgebung, doch ist die große Menge und Größe (bis 3 m Durchmesser) der darin aufgearbeiteten eozänen Kalke bemerkenswert (siehe auch: Sedimente von Wimpassing an der Leitha – 246). Die rot gefärbten Basisbildungen können als Äquivalente der Zöbern-Formation (in 242), die basalen Blockschotter als Äquivalente der Mönichkirchen-Formation (in 242) angesehen werden. Die **Krumbach-Formation (241)** erfüllt das ebenfalls isolierte Becken von Krumbach in der Buckligen Welt und besteht aus Sanden, Tonen

und Kiesen, die mit dem Oberen Auwaldschotter (238) vergleichbar sind. **Die Mönichkirchen-Formation** und die **Zöbern-Formation (242)** sind grobkörnige Serien direkt über dem kristallinen Grundgebirge der südlichen Buckligen Welt in der Friedberg-Pinkafelder Bucht am Nordrand des Grazer Beckens. Letztere ist als Brekzie mit Rotlehmen ausgebildet, die vielleicht etwas jüngere Mönichkirchen-Formation ist ein rohes Blockwerk aus Grob- und Wechselgneis. Beide entsprechen dem Unteren Auwaldschotter (239).

- **Schliermergel (243)** umfasst im nördlichen Wiener Becken eine Schichtfolge aus grauem, festem, gut geschichtetem bis schiefriem, feinglimmrigem Tonmergel des Eggenburgium bis Ottnangium. Sie wird auch als „Luschitzer Serie“ zusammengefasst und tritt westlich des Schratzenberger Bruches nördlich Poysdorf an der Oberfläche auf.
- **Ritzendorf-Formation (244)**. Strandnahe Fazies aus geröllführendem Tonmergel und Sand des Eggenburgium am Ostrand des Korneuburger Beckens auf dessen östlichem Flyschrahmen.

3.2. Paläogen

- **Augenstein führende Sedimente (245)**. „Augenstein“-Gerölle auf den kalkalpinen Hochflächen sind die

letzten Zeugen einer alten Flusslandschaft aus dem Oligozän bis (?)unteren Miozän. Diese Flüsse schufen ausge dehnte Schotterflächen, während sie Material aus den langsam aufsteigenden Zentralalpen und der Grauwackenzonen über die noch nicht zum Gebirge gehobenen Kalkalpen hinweg in die älteste Molasse transportierten. Heute liegen diese Gerölle aus Quarz, Grauwacken und anderen ortsfremden Gesteinen mehrfach umgelagert dem Karstrelief der kalkalpinen Plateauberge auf (Hochschwab, Rax, Schneeberg) und werden gelegentlich auch in den Höhlensystemen gefunden. Mit den Augenstein-Schottern und Sanden sind oft auch „Bohnerze“ (millimeter- bis zentimetergroße Eisenkonkretionen) sowie rote Lehmböden vergesellschaftet. Ihr Mineralbestand weist auf eine Bildung unter tropisch warmem Klima hin.

- **Sedimente von Wimpassing an der Leitha (246)**. Gelber und rötlicher fossilführender hochmariner Kalk, untergeordnet Sandstein, als Erosionsrelikt aus dem oberen Eozän. Komponenten dieser Sedimente sind in zahlreichen jüngeren Formationen zu finden (Neogen von Hieflau – 236, Obere Auwaldschotter – 238, Neogen von Kirchberg am Wechsel – 240, u.a.) und weisen auf eine ursprünglich viel weitere, flächenmäßig von Osten übergreifende Transgression noch vor der Hebung der Alpen hin.

4. Die Alpen

4.1. Grestener Klippenzone und Hauptklippenzone (Helvetikum i.w.S. – T9)

(WOLFGANG SCHNABEL)

Mit der Grestener Klippenzone und der Hauptklippenzone des Wienerwaldes ist auch in Niederösterreich das Helvetikum, die tiefste großtektonischen Einheit der Alpen vertreten. Es handelt sich dabei um dessen östlichste Ausläufer, die in ihrer Ausbildung freilich schon sehr von der typischen helvetischen Fazies der Schweiz und der westlichen Ostalpen verschieden sind, weshalb hier von einem „Helvetikum i.w.S.“ gesprochen wird. Die Gesteine stammen vom Schelf und oberem Kontinentalrand des Südrandes der Europäischen Plattform des Jura bis zum mittleren Eozän, sind von der Hauptdecke des Rhenodanubischen Flysches zur Gänze überschoben und finden sich an deren Südrand in einer komplizierten Schuppenzone, der so genannten Klippenzone.

- **Buntmergelserie, Klippenhülle i. A. (300)**. Hauptsächlich rote und grüne Tonmergel, in den jüngsten Anteilen auch Sandstein, Brekzien und Blockeinstreuungen. Flache Wiesen und Waldhänge, instabil und stark zum Rutschen neigend (oberste Unter-Kreide bis mittleres Eozän).
- **„Klippen“ (301)**. Sammelbezeichnung mehrer Formationen, meist aus Kalkstein und Mergelstein unterschiedlicher Ausbildung, z.T. dünn- bis mittelbankig, hell, grau und bunt, Bildungen eines Schelfmeeres und Kontinentalhanges vom mittleren Jura bis in die untere Kreide. Größte Verbreitung in den Bergen um Scheibbs (z.B. Blassenstein, 844 m).
- **Gresten-Formation (302)**. Sehr landnahe Fazies eines Flachmeeres, Sandkalk, schiefrieger Tonmergel des Unter- bis Mittel-Jura, z.T. fossilreich. Im ältesten Abschnitt paralisch mit Steinkohleflözen, welche in zahlreichen, heute aufgelassenen Kohlegruben (z.B. bei Gresten) im 18. und 19. Jahrhundert, der Blütezeit der „Eisenwurzten“, große wirtschaftliche Bedeutung hatten.

4.2. Penninikum und Äquivalente (T10 – T15)

(WOLFGANG SCHNABEL)

Das Penninikum ist in Niederösterreich hauptsächlich durch die Rhenodanubische Flyschzone vertreten, mit geringen Anteilen aber auch durch die zentralalpiner Fenster der Rechnitzer Einheit in der südlichen Buckligen Welt. Obwohl Gesteinsbestand und räumliche Lage beider Einheiten grundsätzlich verschieden ist – Flyschzone unmetamorph am Alpennordrand, Rechnitzer Einheit metamorph als Fenster im zentralalpiner Teil – ist deren gemeinsame Zugehörigkeit zum Penninischen Deckensystem durch grundsätzliche geodynamische, fazielle und tektonische Beziehungen evident. Gemeinsam ist ihnen die Entstehung im penninischen Trog, der vom Mittel-Jura bis in das Eozän ein ozeanisch geprägter Raum zwischen der Europäischen Plattform im Norden und den nördlichen Ausläufern der Afrikanischen Platte im Süden war.

4.2.1. Rhenodanubische Flyschzone i.w.S. (T10 – T14)

Die Gesteine dieser vom Rheintal bis zur Donau und darüber hinaus in den Bisambergzug reichenden Zone sind in einem langgestreckten Tiefseetrog entstanden. Ab der höheren Unter-Kreide bis in das mittlere Eozän wurden mit so genannten Trübströmen riesige Mengen an Lockermaterial periodisch vom Beckenrand in den Trog verfrachtet, wo sie beckenparallel einschwenkten und eine rhythmische Wechsellagerung aus Sand-, Ton- und Mergelsteinen großer Mächtigkeit gebildet haben („Turbidite“). Auf Grund vorherrschender Gesteinsvergesellschaftungen werden mehrere Formationen unterschieden, wobei i.W. quarzreiche (siliziklastische) und kalkreiche (karbonatische) Flysche unterschieden werden können. Aus Strömungsmarken kann auf die ursprüngliche Transportrichtung und die Liefergebiete geschlossen werden, die aber größtenteils hypothetisch sind.

Obwohl es darüber hinaus auch andere, meist ältere Gesteine gibt, ist diese, allgemein als „Flysch“ bezeichnete Ge-

steinsserie für die gesamte Zone bestimmend, weshalb von einer „Flyschzone“ gesprochen wird. Darin eingeschuppte Elemente fraglicher, doch geodynamisch verwandter Herkunft sind darin einbezogen, weshalb sie hier als „Rhenodanubische Flyschzone i.w.S.“ bezeichnet wird.

Diese besteht im Westen nur aus einer Decke, der Flysch-Hauptdecke, die intern verfaultet und verschuppt ist. In Niederösterreich ist an deren Südrand die Ybbsitzer Klippenzone ein markantes Element. Die Flyschzone wird östlich der Traisen breiter mit einem komplexeren Bau. Im Wienerwald können drei größere Decken unterschieden werden; Die Greifensteiner Decke, die zugleich die Fortsetzung der Flysch-Hauptdecke im Westen ist, die Kahlenberger Decke mit der Klippenzone von St. Veit und die Laaber Decke. Daneben gibt es am Nordrand eine nördliche Randzone (Tulbingerkogel-Schuppe) und am Südrand die Klippenzone von Sulz und Mauer. Alle diese Einheiten sind weit nach Norden auf die Molassezone überschoben und reichen im Süden weit unter die Kalkalpen.

Die Flyschzone ist eine walddreiche Mittelgebirgslandschaft mit meist tiefen Verwitterungsböden und oberflächlichem Gekriech. Die Gesteinsfolgen sind weitgehend wasserundurchlässig, mergelreiche Partien sind rutschanfällig, bei Starkregen besteht Hochwassergefahr.

Tulbingerkogel-Schuppe (Nördliche Randzone – in T12)

Eine tektonisch sehr beanspruchte Einheit, hauptsächlich aus Gesteinen der höheren Unterkreide bestehend, die große Ähnlichkeit mit den gleichaltrigen Formationen der Kahlenberger Decke hat.

- **Wolfpassing-Formation und Nordzone i.A. (400).** Dunkler, manchmal auch rötlicher dünnbankig-schiefriger Flysch, z.T. quarzitischer, stark zu Rutschungen neigend (Unterkreide bis unterste Ober-Kreide).
- **Kalkiger Flysch („Klippen“ – 401).** Kleine Körper aus kalkigem Flysch der Oberen Unterkreide, meist extrem gefaltet. Typisch aufgeschlossen in einem kleinen Steinbruch hinter der Dopplerhütte an der Exelbergstrasse.
- **Serpentinit (402).** In der Gegend von Kilb gibt es etliche kleine Vorkommen, welche das tiefmeerische Milieu der Ablagerungen der Nördlichen Randzone belegen.

Flysch-Hauptdecke und Greifensteiner Decke, Maguradecke (T10)

Die Flysch-Hauptdecke, der im Wienerwald die Greifensteiner Decke entspricht, ist die dominierende tektonische Einheit der Flyschzone in Niederösterreich. Sie findet ihre östliche Fortsetzung in der Maguradecke, in den Weißen Karpaten Mährens scheinen etliche kleine Vorkommen noch auf der Karte auf.

- **Flysch i.A. (403).** Eine Sammelbezeichnung für nicht näher unterschiedene, meist kleine Vorkommen.
- **Greifenstein-, Gablitz-, Irenental-Formation, Zlin-Formation in den Karpaten (404).** Von diesen Formationen des Paläozän (Paläozän/Thanetium bis Eozän/Ypresium) weist die Greifenstein-Formation mit vielen hunderten Metern die größte Mächtigkeit auf. Die dickbankigen Folgen dieses siliziklastischen Flysches wurden früher in zahlreichen, heute verfallenen Steinbrüchen abgebaut und als Bausteine verwendet, z.B. beim Bau der Wiener Stadtbahn. Heute noch am besten zugänglich ist der aufgelassene Steinbruch des Strombauamtes in Greifenstein, dort weist das Material auf eine ursprüngliche Lieferung aus Norden, der Böhmisches Masse hin.
- **Höhere Flyschschichten i.A. (405).** Eine Sammelbezeichnung für nicht näher unterschiedene Formationen der oberen Ober-Kreide bis zum Paläozän.

- **Altenglbach-Formation (406).** Die beherrschende Formation der Flyschzone in Niederösterreich mit bis zu 1500 m Mächtigkeit. Der vorherrschend siliziklastische Flysch mit karbonatischem Bindemittel des Maastrichtiums bis in das Paleozän wurde früher ebenfalls in zahlreichen Steinbrüchen im Wienerwald abgebaut und für Bauzwecke verwendet, heute sind diese verfallen und oft rekultiviert.
- **Zementmergelserie und Perneck-Formation (407).** Ein vorherrschend kalkiger, hellgrauer Flysch des Santonium bis Campanium, ähnlich der Kahlenberg-Formation (415). Die dünne Perneck-Formation markiert mit ihren roten Mergeln die Grenze zur Altenglbach-Formation. Im westlichen Abschnitt der Flyschzone in Niederösterreich sind diese noch nicht detailliert aufgenommen.
- **Tiefere Flyschschichten i.A. (408).** Eine Sammelbezeichnung für nicht näher unterschiedene Formationen der Unter-Kreide bis unteren Ober-Kreide.
- **Reiselsberg-Formation (409).** Ein siliziklastischer Flysch der tieferen Ober-Kreide, ansonsten ähnlich der Altenglbach-Formation.
- **Unterkreide i.A. (410).** Sammelbezeichnung für den in Niederösterreich geringmächtigen quarzitischer, dunklen „Gaultflysch“ und den kalkigen „Neokomflysch“.

Laaber Decke (T11)

Die Laaber Decke im Wienerwald ist eine mächtige Einheit, welche südlich an die Hauptklippenzone anschließt und bis zum Nordrand der Kalkalpen reicht. Ihre Eigenständigkeit ist durch diese tektonische Stellung sowie die von den anderen Einheiten unterschiedliche Materialherkunft ausgezeichnet.

- **Laab-Formation (411, 412).** Die beherrschende Formation der Laaber Decke mit einer für alpine Verhältnisse auffallend ruhigen Lagerung in Form eines großen Faltenstetels. Sie kann in zwei Subformationen unterteilt werden, in die höhere **Agsbach-Subformation (411)** und in die tiefere **Hois-Subformation (412)**. Erstere besteht aus mächtigen Bänken mit vorwiegend Ton- und Mergelsteinen des Eozän und fällt morphologisch durch flacheres Relief mit zahlreichen Wiesen auf. Letztere besteht aus vorherrschend siliziklastischen Sandsteinen des Maastrichtium und Paleozän und formt ein steileres, meist waldbestandenes Relief mit dem Schöpfl, dem höchsten Berg des Wienerwaldes.
- **Kaumberg-Formation (413).** Eine markante Formation der Ober-Kreide (Santonium bis Maastrichtium) aus dünnbankigen roten, grünen und grauen Silt- und Tonsteinfolgen. Sie ist im Bachbett des Oberlaufes der Triesting und deren Nebenbächen meist gut zu sehen. Früher als das normale Liegende der Laab-Formation angesehen, ist deren Eigenständigkeit als tektonische Einheit heute evident durch ihre intensive Internverfaltung und den tektonischen Kontakt zur Laab-Formation, innerhalb der sie ein Fenster darstellt.

Kahlenberger Decke und Klippenzone von St. Veit (T12 – 13)

Die Kahlenberger Decke ist eine markante Einheit im östlichen Wienerwald und nimmt in mehrfacher Hinsicht eine Sonderstellung ein. Ihre ursprüngliche Schichtfolge ist zerglitten, vergleichbar einem Stapel Spielkarten, das teilweise schon gemischt in eine nördliche Richtung gekippt ist. Darüber hinaus wird sie durch die von unten durchspießende Hauptklippenzone in 2 Teile geschnitten, wobei der nördliche Teil (Kahlenberger Zug) auf der Greifensteiner Decke, der südliche (Satzberg-Zug) auf der Laaber Decke liegt. Sie offenbart sich dadurch als die höchste tektonische Einheit der Flyschzone des Wienerwaldes.

In der Klippenzone von St. Veit (Wien, 13. Bezirk) sowie eingeschuppt in die Hauptklippenzone in der Baunzen an der Einfahrt der Westautobahn nach Wien sind in einmaliger Weise Gesteine der ursprünglichen Basis des Flysches erhalten.

- **Sievering-Formation (414).** Sie bildet eine tektonisch eigenständige Schuppe am Südrand des Kahlenberger Zuges. Der Gesteinscharakter dieses aus mächtigen siliziklastischen Sandsteinen mit Zwischenpartien dünnbankiger Ton- und Mergelsteine bestehenden Flysches der jüngsten Kreide bis in das Paleozän ist in den alten Steinbrüchen in Wien-Sievering noch gut zu sehen.
- **Kahlenberg-Formation (415).** Die von hellem, kalkigem Flysch des Campanium und siliziklastischem Sandstein des Maastrichtium dominierte Formation ist landschaftsbestimmend und gibt den Wiener Hausbergen Kahlenberg, Leopoldsberg und Herrmannskogel ihr typisches Gepräge. Die meist dünnbankigen Kalkmergelsteine mit fossilen Wurmkrichspuren sind in den Abhängen des Leopoldsberges zur Donau und in alten Steinbrüchen des Bisamberges gut aufgeschlossen.
- **Hütteldorf-Formation (416).** Bunte (rote, grünliche und graue), dünnbankige Wechselfolgen von Ton- und Mergelstein mit zwischengeschalteten dickeren Partien von siliziklastischen Sandsteinzügen kennzeichnen diese heterogene Formation der unteren Ober-Kreide, welche in alten Steinbrüchen im Rosental (Wien-Hütteldorf) gut einzusehen sind. Kleine Vorkommen liegen isoliert als Deckschollen westlich auf der Laaber Decke bei Hochrotherd.
- **Gaultflysch (417).** Dunkle, z.T. grünliche harte Quarzsandsteine mit schwärzlichen Zwischenlagen von geschiefertem Tonstein der obersten Unter-Kreide mit stellenweise rötlichen Partien, die ganze Serie ist schlecht erschlossen und neigt zu Rutschungen.
- **Pikrit, Vulkanit i.A. (418).** Die dunkelgrün-schwärzlichen Gesteine sind Zeugen der Tiefsee, wo sie wahrscheinlich in der oberen Unter-Kreide als basische Lava in die Sedimente des Gaultflysches eingedrungen sind. Einzelstücke können in der Gipfelregion am Roten Berg in St. Veit (Wien 13. Bezirk) gefunden werden.
- **Jura und Unter-Kreide der Klippenzone von St. Veit und Baunzen (419).** Sammelbezeichnung für kleinräumige Vorkommen von kieseligem Radiolarit der Tiefsee und Kalk- und Mergelsteine aus seichterer Herkunft. Paläogeographisch wird damit ein rasches Absinken des Meeresbodens im Mittleren Jura belegt. Diese Gesteine haben im Lainzer Tiergarten größere Verbreitung, aus heute verbautem Gelände von St. Veit stammen zahlreiche berühmte Fossilfunde, die sowohl germanische als auch alpine Formen aufweisen.
- **Gresten-Formation und terrestrischer Dogger (420).** Flachwasserablagerungen des Unter- bis Mittel-Jura, ähnlich denen in der Grestener Klippenzone (302), doch ohne Kohlevorkommen.
- **Quarzsandstein (klastischer Keuper) und Kössen-Formation (421).** Der klastische Keuper ist ein kontinentales Sediment, die fossilreiche Kössen-Formation aus Korallenkalk und Mergelstein ein typisches Sediment des nördlichen Ablagerungsraumes der Kalkalpen (siehe auch 531). Paläogeographisch wird durch das Nebeneinander, ursprünglich vielleicht auch einer Verzahnung dieser genetisch verschiedenen Gesteine der Übergang vom germanischen zum alpinen Faziesraum in der Ober-Trias belegt.

Ybbsitzer Klippenzone (T14)

Die Ybbsitzer Klippenzone ist ein markantes Element in der Klippenregion des Voralpengebietes. Obwohl mit der Grestener Klippenzone tektonisch eng verbunden, zeigen ihre Ge-

steine im Gegensatz zu dieser eine betont tiefmeerische Fazies, die durch die zahlreichen Vorkommen von Ophioliten – Gesteine der ozeanischen Kruste – besonders betont wird. In dieses Bild fügt sich die Hülle dieser Gesteine aus Flyschserien. Es handelt sich damit um eine ozeanische Sutur. In der Umgebung von Ybbsitz ist sie besonders breit entwickelt, erstreckt sich aber entlang des Nordrandes der Kalkalpen bis in den Wiener Raum.

- **Ybbsitzer Klippenzone i.A. (422).** Eine Sammelbezeichnung für kleinräumige oder nicht detailliert kartierte Bereiche.
- **Ybbsitzer Flysch i.A. (423).** Bunter, siliziklastischer und kalkiger Flysch der Obersten Unter-Kreide bis ins Campanium.
- **Neokomflysch (424).** Eine Sammelbezeichnung für eine stark verfaltete und verschuppte Serie von dunkelgrauen Silt- und Tonsteinen, untergeordnet bunten Brekzien. Die z.T. kieselige Ausbildung zeigt deutliche Parallelen mit entsprechenden Serien im Südpenninikum der Westalpen. Sie sind an der „Luftstraße“ von Kirchberg an der Pielach nach Mank besonders gut aufgeschlossen.
- **Radiolarit, Kieselkalk, Kieselschiefer, Aptychenkalk (425).** Diese geringmächtigen Gesteine vom Mittel-Jura bis in die Unter-Kreide belegen extreme Meerestiefe. In einem kleinen Steinbruch westlich von Ybbsitz (Hofzufahrt zum Hof Raidl) ist die gesamte Serie fast ungestört mit Kontakten zu ophiolitischen Resten zu sehen, ein einmaliger Beleg unmetamorpher tiefmeerischen Penninikums in den Ostalpen.
- **Ophiolith, Serpentin (426).** Gesteine ozeanischer Kruste, meist dunkle oder grünliche ultrabasische Gesteine oder deren Kontaktbildungen mit Kalk („Ophikalzit“), stellenweise auch Pillowlaven. Sie sind oft nur in Blöcken zu finden, doch gibt es auch umfangreichere Vorkommen, z.B. der Serpentinbruch im Wald bei Gstadt zwischen Ybbsitz und Waidhofen an der Ybbs.

Klippenzone von Sulz und Mauer (in T13)

Diese Zone ist nur kleinräumig am Kalkalpenrand bei Sulz im Wienerwald und Mauer in Wien, 23. Bezirk, nachgewiesen. Die Gesteine der Ober-Kreide weisen Ähnlichkeiten mit der Klippenzone von St. Veit auf, aber auch mit Gosau-Vorkommen der Nördlichen Kalkalpen. Es scheint sich um kleine tektonische Späne aus einem paläogeographischen Gebiet zu handeln, das am nördlichen Kontinentalhang der Ostalpinen Platte gegen den Penninischen Trog gelegen war.

- **Sulz-Formation (427).** Siliziklastischer Flysch der Ober-Kreide mit geringmächtigen Zwischenlagen vom hellem rötlichen und grünlichen Kalkmergel, der an Gosau-Ablagerungen erinnert.
- **Klippen von Sulz (428).** Die kleinen und isolierten Vorkommen von Dolomit (Ober-Trias), Fleckenkalkmergel (Unter-Jura) und Aptychenkalk (Ober-Jura/Unter-Kreide) haben kalkalpine Fazies.

4.2.2. Rechnitzer Einheit (T15)

Diese geologisch markante Einheit erscheint am Ostrand der Alpen in Form mehrerer Fenster unter den Ostalpinen Decken. Ihre Hauptverbreitung liegt im Burgenland. Nur die westlichen Ausläufer des Fensters von Bernstein sowie das Fenster von Mültern südlich Bad Schönau liegen im östlichen Teil des Wechselgebietes auf niederösterreichischem Gebiet, wo sie morphologisch nicht hervortreten. Die epizonal metamorphe Gesteine – alter Ozeanboden (**Serpentin – 429** und **Metagabbro – 430**) und die verwandten bedeckenden Sedimente (**Grünschiefer – 431, Phyllite – 432 und 433, Serizitkalkschiefer – 434, ophikalzitischer Marmor – 435,**

u.a.) - sind im Einzelnen in SCHÖNLAUB, H.P.: Burgenland. Geologie der Österreichischen Bundesländer. – Wien 2000) modern und allgemein verständlich beschrieben.

4.3. Oberostalpin

Das Oberostalpin ist der tektonisch oberste Teil des Ostalpinen Deckensystems und umfasst mehrere über die gesamten Ostalpen verteilte Vorkommen meist großen Ausmaßes. Auf das Gebiet Niederösterreichs reichen von diesen der östliche Abschnitt der Nördlichen Kalkalpen und die im Süden anschließende Grauwackenzone. Auf das Kartenblatt reicht weiters noch der Nordteil des Grazer Paläozoikums.

4.3.1. Nördliche Kalkalpen und Äquivalente in den Karpaten (T16 – 20)

(GERHARD W. MANDL)

Die Nördlichen Kalkalpen sind das markanteste Bauelement des Oberostalpinen Deckensystems und erstrecken sich in einer Länge von rund 500 km mit einer sehr regelmäßigen Breite von 40 bis 50 km von der West-Ostalpengrenze am Rhein bis zum Wiener Becken. Dort sinken sie unter die jungen Ablagerungen des Wiener Beckens bis in eine Tiefe von 5 km. Östlich davon, in den Karpaten, kommen ihre Äquivalente wieder an die Oberfläche und scheinen am Nordrand der Kleinen Karpaten noch auf der Karte auf.

Die Gesteine der Nördlichen Kalkalpen umfassen den jüngeren Abschnitt der Gesteinsabfolge des Oberostalpinen Deckensystems und reichen vom Perm über die gesamte Trias, den Jura und die Kreide bis in das Eozän. Die ursprünglich darunter liegenden Gesteine des Paläozoikums sind in der im Süden anschließenden Grauwackenzone zu finden.

Die für die Kalkalpen namensgebenden Kalk- und Dolomitgesteine prägen auf weiten Strecken die Großformen der Landschaft im alpinen Teil von Niederösterreich. Die zweite wichtige Gruppe von Gesteinen, die terrigenen Sedimentgesteine, bleibt zumeist auf schmale Zwischenzonen beschränkt, sorgt aber für morphologische Kontraste und damit für den landschaftlichen Reiz der Kalkalpen.

Der große Altersumfang der Sedimentgesteine, vom Perm über das gesamte Mesozoikum bis in das Paläogen, und der glückliche Umstand, dass die Kalkalpen als tektonisch oberstes Stockwerk des Alpenkörpers von einer nennenswerten Metamorphose während der Gebirgsbildung verschont blieben, gestatten einen Einblick in die geologische Entwicklungsgeschichte, wie in keiner anderen Baueinheit der Alpen. So hatte bereits in der Frühzeit der geologischen Erforschung der lokale Reichtum an Fossilien das Interesse der Erdwissenschaftler geweckt und so zur Entschlüsselung des komplizierten Bauplanes der Alpen beigetragen.

Die Gesteine der Nördlichen Kalkalpen sind fast zur Gänze ehemalige Meeresablagerungen. Flüsse transportierten Verwitterungsschutt, Sand und Schlamm vom Festland des Großkontinents Pangäa auf den angrenzende Schelf des Tethysmeeres. Im seichten, tropisch warmen Meer bildeten Kalk abscheidende Organismen besonders während der Trias ausgedehnte Riffe und Lagunen und produzierten mit ihren zerfallenden Schalen und Skeletten große Mengen an kalkigem Sediment. Dieses vermischte sich in wechselndem Verhältnis mit dem terrigenen Sedimentmaterial und sammelte sich im Laufe der Zeit über dem langsam absinkenden Untergrund zu mächtigen Schichtfolgen von mehreren tausend Metern an. Je nach Zusammensetzung werden einzelne Abschnitte dieser Schichtfolge als Formationen zusammengefasst, die jeweils bestimmten Ablagerungs- und Umweltbedingungen zugeordnet werden können.

Während der Gebirgsbildung wurden diese Ablagerungen zusammengestaucht, verfaultet, von ihrem Untergrund abge-

schert und in „Decken“ übereinander geschoben. Die so entstandenen mehrfachen Aufeinanderfolgen von älteren über jüngeren Gesteinen lassen sich in drei große Deckensysteme gliedern:

- Im Norden das **Frankenfels-Lunzer Deckensystem (T17)**, das wegen seiner Ähnlichkeit mit den Kalkvorlpen der westlichen Ostalpen als Teil des „Bajuvarikum“ gesehen wird. Es ist die unterste tektonische Einheit und wird überlagert vom südlich anschließenden
 - **Ötscher-Deckensystem (T18)**, das wegen seiner Übereinstimmung mit dem im Westen anschließenden Gebiet dem „Tirolikum“ zugeordnet wird. An seiner Basis treten im östlichen Abschnitt **Schuppen mit kalkalpenfremden Schürflingen (T19)** auf. Über diesem liegt
 - das **Kalkhochalpine Deckensystem (T20)**, das mit seinen Ähnlichkeiten zu den Hallstätter Decken im Salzkammergut dem „Juvavikum“ zugezählt wird.
- Wo die Erosion im Laufe der Zeit tief genug in die Gesteine eingeschritten hat, kann in einem „Fenster“ die nächst tiefere Baueinheit sichtbar werden. In Niederösterreich finden sich Beispiele dafür in den Tälern der Großen und Kleinen Erlauf, bei Annaberg und im Schneeberg-Gebiet.

Kreide – Paläogen

Die Gebirgsbildung erfolgte nicht in einem einzigen Akt, sondern erstreckte sich über einen relativ langen Zeitraum, in dem Phasen der Bewegung mit Zeiten der Ruhe abwechselten.

Eine solche Ruheperiode stellt die Ober-Kreide dar. Ihre Sedimente – die Gesteine der Gosau-Gruppe – wurden quer über bereits bestehende Deckengrenzen abgelagert und in die nächstjüngeren Deckenbewegungen einbezogen.

Die überwiegend terrigenen Sedimente dieses Zeitabschnittes führen aufgrund ihres Verwitterungsverhaltens zu weichen, hügeligen Landschaftsformen. Die tonig-mergeligen Gesteine in der Schichtfolge begünstigen die Ausbildung tiefer Verwitterungsböden, haben wasserstauende Wirkung und neigen bei entsprechender Hanglage zu Rutschungen.

Gosau-Gruppe (500–511; T16)

Die überwiegend marinen Gesteine der Gosau-Gruppe verteilen sich heute auf zahlreiche, voneinander getrennte Vorkommen. Die größeren Vorkommen bilden hügelige Tal- und Beckenlandschaften (z.B. bei Gießhübl, Grünbach – Neue Welt), weshalb sie auch häufig „Gosaubecken“ genannt werden. Der Begriff „Becken“, im engeren Sinne eines jeweils eigenständigen Ablagerungsraumes, trifft jedoch nur für die ältesten Anteile zu, deren Sedimentation noch stark von der lokalen Geländeform des allmählich überfluteten Untergrundes abhängig war. Mit der starken Absenkung wuchsen die Teilbecken zu einem einzigen, kalkalpenweiten Ablagerungsraum zusammen, der im Norden fließend in den Penninischen Ozean überging. Erst die Abtragung nach der Gebirgsbildung hat den alles überdeckenden Schichtstapel wieder in isolierte Vorkommen getrennt.

Die Gesteine umfassen den Zeitraum vom Turonium bis in das Eozän und werden entsprechend der oben beschriebenen Entwicklung in zwei Subgruppen untergliedert:

- **Obere Gosau-Subgruppe (501, 502–506)**. Unter diesem Überbegriff werden marine Tiefwasserklastika zusammengefasst, für die auch die Bezeichnung „Flysch-Gosau“ geläufig ist.

Der kalkalpine Raum sank – beginnend im Westen im Campanium, im Osten erst ab dem Maastrichtium – in große Meerestiefen ab. Auf den marinen Hangbereichen wurden bunte Mergel mit zwischengeschalteten Turbiditen abgelagert (**Nierental-Formation – 504**), während Trübestrome (Turbidite) große Mengen klastischen Materials in die Tiefe transportierten und zu Tiefseefächern anhäuften. Entsprechend ihrer unterschiedlichen Ausbil-

dung und räumlichen Verbreitung wurden mehrere Formationen aufgestellt: Die **Gießhübl-Formation (502)** ist im Osten verbreitet, die **Zwieselalm-Formation (503)** im Westen und die **Brunnbach-Formation (505)** im niederösterreichisch-oberösterreichischem Grenzgebiet.

Entlang von Bruchstufen entstanden Tiefwasserbrekzien, wie beispielsweise die **Spitzenbach-Formation (506)**, auch als Einschaltungen in den anderen Formationen.

- **Untere Gosau-Subgruppe (507, 508–511)**. Darunter wird eine sehr heterogene Gruppe von Gesteinen zusammengefasst, deren Ablagerungsraum vom Festland bis in den flachmarinen Raum reichte. Nach den Bewegungsphasen in der Unter-Kreide, der „vorgosauischen Gebirgsbildung“, waren durch die Deckenstapelung weite Teile der Kalkalpen zu Festland geworden. Dieses Hügelland am Rand des Tethysmeeres war unter dem herrschenden subtropischem Klima einer starken Verwitterung und Abtragung ausgesetzt.

Flüsse transportierten den Verwitterungsschutt und lagerten Kies, Sand und Schlamm teils am Festland (**Kreuzgraben-Formation – 511**), teils als Deltasedimente an der Meeresküste ab (**Dreistettner Konglomerat – 508; Konglomerate der Gießhübler Mulde – 509**). Örtlich entwickelten sich ausgedehnte Sumpflandschaften, deren fossile Biomasse zu unserer Zeit als Steinkohleflöze wirtschaftliche Bedeutung erlangten, z.B. im ehemaligen Steinkohlebergbau von Grünbach/Neue Welt. Im Meer vermischte sich Sand und Schlamm mit Kalkablagerungen kleiner Riffe und anderer kalkbildenden Organismen zu flachmarinen sandig-mergeligen Sedimenten, wie z.B. die **Weisswasser-Formation (510)**.

Unter-Kreide (513-516)

Dieser Zeitabschnitt ist durch ein Wechselspiel von Sedimentablagerung und tektonischer Bewegung gekennzeichnet. Ein wesentlicher Teil des kalkalpinen Deckenbaues wurde zu dieser Zeit angelegt.

Zu Beginn der Kreide setzte sich vorerst in der **Schrambach-Formation (516)** die ruhige Sedimentation mariner Kalke und Mergel des Ober-Jura weiter fort, dann gewannen die Mergel die Vorherrschaft. In diese schalten sich gegen oben hin in der **Rosfeld-Formation (515)** Sandsteine ein, wodurch sich die im Südtail der Kalkalpen einsetzende Gebirgsbildung abzeichnet. Die beginnende Deckenstapelung sorgte für ein zunehmend akzentuiertes Relief des Meeresbodens. Auftauchende Schwellen und von Süden gegen Norden wandernde Deckenfronten lieferten grobe submarine Brekzien in benachbarte, verstärkt absinkende Meeresbecken. Mit der **Losenstein-Formation (514)** mit groben Konglomeratlagen und **brekzienreichen Abfolgen an der Basis der Gießhübler Mulde (513)** griff diese Art der Sedimentation auf den Nordteil der Kalkalpen über.

Gegen Ende der Unter-Kreide hatte schließlich die Deckenstapelung und die beträchtliche Einengung, Faltung und Hebung der Gesteine das Meer verdrängt, die Kalkalpen wurden Festland.

Jura

Mit der einsetzenden Mergel-Sedimentation hatte sich bereits in der obersten Trias eine Umstellung der Ablagerungsbedingungen angekündigt. Im Jura sank der bisherige Flachwasserschelf in größere Meerestiefen ab, die enorme Karbonatproduktion kam zum Erliegen. Das Entstehen des Atlantischen Ozeans und das Auseinanderbrechen des Großkontinents Pangäa in die heutigen Kontinente hatte Auswirkungen bis in den alpinen Ablagerungsraum. Brüche zerstückelten den ehemals einförmigen flachen Bereich der Hauptdolomit-Dachsteinkalk-Lagune in ein System von tieferen Becken mit kalkig-mergeliger und kieseliger Sedimentation mit zwischengeschalteten Schwellen, auf denen Kalke mit vorwie-

gend rötlicher Färbung gebildet wurden. Zu Beginn des Ober-Jura wurde schließlich die größte Meerestiefe erreicht, wo nur noch geringmächtiger Radiolarit zur Ablagerung kam. Während dieses Tiefwasserstadiums dürften im Südtail der Kalkalpen tektonische Bewegungen eingesetzt haben, die zu einer ersten Deckenstapelung des Kalkhochalpinen Deckensystems führten. Im Anschluss daran folgten im Ober-Jura erneut kalkige Ablagerungen, wobei sich ganz im Süden lokal auch wieder Riffe bilden konnten.

Kalke des Ober-Jura (517–521)

Im Nordteil der Kalkalpen ist dieser Zeitabschnitt durch die Ablagerung von dünnbankigen, teilweise mergeligen Tiefwasserkalken, der **Ammergau-Formation (517)** gekennzeichnet, welche auf Grund der häufig darin vorkommenden Aptychen (Hartteile von Ammoniten) lange als „Aptychenschichten“ beschrieben wurden. Sie reicht über die Jura-Kreidegrenze hinaus und geht dort bei zunehmendem Mergelgehalt in die Schrambach-Formation (516) über. Im Südtail der Kalkalpen sind nur an wenigen Stellen Gesteine des Jura der Abtragung entgangen: Die Hauptmasse der Kalke des Ober-Jura bilden hier die hellen, gebankten, hornsteinführenden Kalke der **Oberalm-Formation (520)**. Bei Schwarzau im Gebirge finden sich im **Plassenkalk und Tressenzinkalk (521)** Seichtwasserfossilien und Riffschutt als Hinweise auf lokale Riffbildung.

Schwellen und Becken (522–529)

Die Ausbildung eines deutlichen Meeresbodenreliefs zu Beginn des Jura ermöglichte die gleichzeitige Ablagerung sehr unterschiedlicher Gesteine.

Auf submarinen Hochzonen konnten sich nur geringmächtige Kalkablagerungen bilden, überwiegend rot gefärbte, knollige, gebankte oder auch massige Kalke. Sie zeigen mit zwischengeschalteten Eisen/Mangan-Krusten und -Knollen oft Anzeichen von Mangelsedimentation oder auch Sedimentationsstillstand und sind in der Karte ohne zeitliche Gliederung als **Schwellenfazies (522)** zusammengefasst.

In den Becken führte die starke Absenkung zuletzt im Ober-Jura zur Ausbildung eines geringmächtigen roten und graugrünen kieseligen Tiefseesediments, des Radiolarites der **Ruhpolding-Formation (524)**, die randlich auch auf die Rotkalk-Schwellen übergriff. Zuvor lagerten sich im Unter- und Mittel-Jura je nach Kalk/Mergel/Kieselsäure-Verhältnis die sehr kieselige **Chiemgau-Formation (525)**, die **Scheibenberg-Formation (526)** mit vorherrschend dickbankigen Hornsteinknollenkalken und die **Allgäu-Formation (527)** ab. Letztere ist in den östlichen Ostalpen als grauer, auffallend dunkelfleckiger Kalkmergelstein gekennzeichnet, weshalb sie früher als „Liasfleckenmergel“ bezeichnet wurde. Sie bildet in den Kalkvorallen ausgedehnte Wiesenflächen.

Die kieselig-mergelige **Kalksburg-Formation (528)** zeigt mit ihrem Sandgehalt, dass der nördlichste Teil des kalkalpinen Ablagerungsraumes gerade noch vom feinsten Detritus des bald darauf selbstständigen europäischen Festlandes erreicht wurde.

Entlang der Brüche, welche den Ablagerungsraum in Becken und Schwellen gliederten, entstanden bei örtlich großen Sprunghöhen submarine Felsstürze, die in der **Oberseebrekzie (529)** bei Lunz am See ein gewaltiges Ausmaß erreichten.

Trias

Der Zeitabschnitt der Trias ist durch die enorme biogene Karbonatproduktion einzigartig in der Geschichte der Alpen. Die 2000 Meter und mehr mächtigen Kalk- und Dolomitgesteine sind heute der Hauptbaustoff der Kalkalpen, da die jüngeren Gesteine der Schichtfolge einerseits meist wesentlich geringere Mächtigkeiten aufweisen, andererseits seit der Gebirgsbildung zum Großteil bereits wieder der Abtragung zum Opfer gefallen sind.

Die Schichtenabfolge lässt sich grob in fünf Abschnitte unterteilen. Im Wesentlichen stehen zwei Abschnitte mit Karbonatgesteinen (Mittel-Trias, Ober-Trias) drei Abschnitten mit tonig-siliziklastischer Sedimentation gegenüber (Unter-Trias, untere Ober-Trias und oberste Ober-Trias). Die beiden Karbonatgesteins-Komplexe lassen sich intern weiter gliedern und verschiedenen Ablagerungsräumen zuordnen (Lagunen, Riffe, Plattformränder, Becken).

Ausgedehnte Kalkareale können unter dem Einfluss saurer Niederschlags- und Grundwässer Karstlandschaften bilden (Rax, Schneeberg, Schneealm), Dolomitgesteine haben meist nur geringmächtige Bodendecken und bilden eher trockene Standorte für die Vegetation, während tonig-siliziklastische Gesteine tiefgründige Verwitterungsböden ermöglichen und Massenbewegungen (Rutschungen, Muren) begünstigen.

Den mächtigen Karbonatgesteinskörpern kommt eine wichtige praktische Bedeutung zu. Sie sammeln und speichern die Niederschlagswässer und tragen wesentlich zur qualitativ hochwertigen Trinkwasserversorgung der Bevölkerung bei. Die Bundeshauptstadt Wien wird praktisch zur Gänze über ihre beiden Hochquellenleitungen mit Wasser aus dem Rax-Schneeberg-Gebiet und aus dem Hochschwab versorgt.

Der terrigene Einfluss im Rhätium (530–532)

In der obersten Trias machte sich im Eintrag tonigen Materials erneut terrigener Einfluss aus dem europäischen Festland bis weit auf den kalkalpinen Schelf bemerkbar.

Der **Oberrhät-(Rhätolias-)Riffkalk (530)** stellt in den Kalkvoralpen eine Rekurrenz der Dachsteinkalkfazies dar und verdrängt mancherorts kurzfristig nochmals die Mergelsedimentation. In den meisten Fällen gehen jedoch die dünnbankigen, fossilreichen, dunklen Mergel- bis Kalksteine der **Kösesen-Formation (531)** und die weinroten Tonmergel der **Schattwald-Formation (in 531)** direkt in die Jura-Beckensedimente über.

Die dunklen Mergel- und Kalksteine der **Zlambach-Formation (532)** kamen südlich der Hauptdolomit-Dachstein-Plattform über den Riffabhängen und den anschließenden Beckensedimenten der Hallstätter Kalke zur Ablagerung.

Die Plattform- und Becken-Karbonate in der Ober-Trias (533–543)

Weite Teile des kalkalpinen Ablagerungsraumes dieser Zeit wurden von einer ausgedehnten, seichtmarinen Lagune eingenommen. Während im landnäheren, gezeitenbeeinflussten Wattbereich der Hauptdolomit gebildet wurde (siehe unten), entstand im landfernen Bereich der gebankte, hellgraue **Dachsteinkalk (533; Norium–Rhätium)**. Er ist das Leitgestein der Kalkhochalpen, dem z.B. der Ötztal seine markante Gipfelform verdankt. Sein charakteristisches Erscheinungsbild ist Ausdruck von zyklisch wechselnden Ablagerungsbedingungen, die im Laufe der Zeit zwischen Auftauchphasen (dünne rote oder grüne, mergelige Lagen fossiler Bodenbildungen), Gezeitenwatt (Dolomitlagen ähnlich dem Hauptdolomit) und ständig überfluteter Lagune (dicke Kalkbänke) hin und her pendelten. Im jüngsten Abschnitt kann diese Zyklizität aussetzen, wodurch unter gleichbleibender Wasserbedeckung ein nur undeutlich geschichtetes Schichtpaket, der **Anningerkalk (in 533)**, entstand.

Zum offenen Meer hin begrenzte die **Dachsteinkalk-Riffentwicklung (534; Norium–Rhätium)** den Flachwasserschelf. Diese fossilreichen, reinen Kalke bauen das Plateau und den Südrand der Hohen Wand auf und, knapp außerhalb der Landesgrenzen im Mariazellerland, Sauwand und Tonion.

Basale Anteile dieser Flachwasserkalke können örtlich sekundär dolomitisiert sein, sie werden als **Dachsteindolomit (535)** bezeichnet.

Vom Riff vermitteln Schuttkalke zu den Kalken des tieferen Wassers. Je nach Wasserzirkulation und Sauerstoffgehalt in Bodennähe bildeten sich der dunkle **Aflenzerkalk (536)** in einem eingeschränkten Becken oder die hellen Feinschuttkalke der **Pedataschichten (537)** am Übergang zum offenen Meer. Dort wurde schließlich nur noch der feine Kalkschlamm des gebankten, grauen **Pötschenkalkes (538; Oberes Karnium – Norium)** und die bunten (Oberen) **Hallstätter Kalke (539; Oberes Karnium – Norium)** abgelagert.

Zurück zum Gezeiten-Watt der Lagune: Der **Plattenkalk (540; Norium–Rhätium)** mit seiner zyklischen Kalkstein-Dolomitstein-Wechselfolge vermittelt vom Ablagerungsmilieu des Dachsteinkalkes zum **Hauptdolomit (541; Norium)**. Letzterer wird von rhythmischen Abfolgen millimeterdünner dolomitischer Algenmatten aufgebaut, die sich im Lauf der Zeit zu enormer Mächtigkeit von bis zu 1 000 Metern übereinander schichteten. Der Hauptdolomit prägt das Landschaftsbild der Kalkvoralpen.

Im Gefolge eines Meeresspiegelanstieges im Oberen Karnium hatte nach Ende des terrigenen Einflusses erneut verstärkte Karbonatproduktion eingesetzt. Im voralpinen Raum, insbesondere über den mächtigen Lunzer Schichten, entstanden ausgedehnte seichte Lagunen mit zeitweilig hypersalinarem bis evaporitischem Milieu (Gips-Bildung). Diese Abfolge von Kalkstein, Mergelstein, Rauhwanke und Gips wird als **Opponitz-Formation (542)** zusammengefasst. Unter normalem Salzgehalt bildete sich der helle, meist massige, grünalgenreiche **Waxeneckkalk (543)**, örtlich verbreitet im Schneepalpen-Gebiet.

Das terrigene Intervall im Unter-Karnium (544–546)

Im Gefolge einer Meeresspiegelabsenkung im Laufe des Unteren Karnium fielen weite Teile des kalkalpinen Schelfes trocken. Sandig-toniger Detritus von Norden, dem späteren europäischen Hinterland, sammelte sich bevorzugt in den Senken der früheren Reiflinger Becken und füllte diese allmählich zur **Lunz-Formation (544)** auf. Aus dem anfangs noch marinen Ablagerungsbereich wurden Brackwasserseen und Kohlesümpfe. Die Lunzer Steinkohlen und Glanzbraunkohlen waren als Schmiedekohle Mitte des 19. Jahrhunderts ein wesentlicher Wirtschaftsfaktor in der „Eisenwurzten“.

Der feinste Detritus erreichte auch das offene Meer, wo er als **Reingrabener Schiefer (545)** zusammen mit dunklem **Hornsteinkalk** und den Fossilischuttkalken der **Leckkogel-Schichten** eine Wechselfolge von dunklem Schieferntonstein und Kalkstein bildete. Unter dem Sammelbegriff **Nordalpine Raibl-Formation (546)** sind örtlich sehr variable Abfolgen aus dunklem Schieferntonstein, Kalkstein und Dolomitstein im obersteirischen Hochschwab und im Gesäuse zusammengefasst.

Erste Plattform-Becken-Differenzierung ab dem höheren Anisium (547–557)

Im Laufe des Anisium wurde der einförmige flache Schelf durch Bruchtektonik in Hoch- und Tiefschollen gegliedert. In den verbliebenen Seichtwasserarealen schufen kalkproduzierende Organismen eine Lagunen- und Rifflandschaft (Wetterstein-Karbonatplattformen) während sich in den tieferen Wasserstraßen dazwischen, je nach örtlichen Ablagerungsbedingungen unterschiedliche, kalkige Beckensedimente ansammelten.

Der **Wettersteinkalk (547; Ladinium–Unteres Karnium)** lässt sich wie der Dachsteinkalk der Ober-Trias in ausgedehnte **Lagunensedimente (548)** und umrahmende **Riff- und Riffschutt-Ablagerungen (549)** untergliedern. In den Lagunen entstanden gebankte bis massige Kalke, in denen kalkabscheidende Grünalgen (Dasycladaceen) die häufigsten Organismen und die Hauptsedimentlieferanten sind. In den Riffen stellen Kalkschwämme und untergeordnet Korallen die wesentlichen Gerüstbildner dar, deren Schutt von in-

krustierenden Organismen und durch Karbonatzemente zu einem massigen Gestein verbunden wurden. Diese Plattformkalke wurden großräumig von einer sekundären Dolomitierung erfasst, die daraus ein helles, zuckerkörnig kristallines Gestein, den **Wettersteindolomit = Ramsaudolomit (550)** schuf. Im Nordteil der Kalkalpen überwiegt der Dolomit, im Süden sind, z.B. im Rax-Schneeberggebiet oder auch im Hochschwab ausgedehnte Kalkareale erhalten geblieben. Als „**Sonderentwicklung**“ (551; Mittleres Anisium–Unteres Karnium) sind im Hochschwabgebiet gebankte, dunkle Kalkstein/Dolomitstein-Abfolgen zusammengefasst, die teils in schlecht durchlüfteten Gezeitentümpeln, teils in tieferen Senken mit offenmarinem Einfluss abgelagert wurden. Sie können derzeit noch nicht befriedigend voneinander abgegrenzt werden.

Im tieferen Wasser zwischen den Karbonatplattformen kamen feinkörnig Kalk zu Ablagerung. Als letzte östliche Ausläufer einer Mergelsedimentation in der Mittel-Trias sind die dunklen Tonmergelsteine der **Partnach-Formation (552;** Ladinium–Unteres Karnium) zu verstehen, die in den Voralpinen Decken Niederösterreichs örtlich dem Reiflinger Kalk zwischengeschaltet sind. Der **Raming Kalk (553;** ?Anisium - Unteres Karnium) ist ein heller, massiger bis gebankter Feinschuttalkstein, der auf den Plattformabhängungen vom Wettersteinkalk zur **Reifling-Formation (554;** Anisium–Karnium) im Becken vermittelt. Letztere besteht aus hellen Bank- und Knollenkalken, die häufig Kieselsäurekonkretionen (Hornstein) als Lagen oder Knollen enthalten. Dünne grünliche tuffitische Lagen sind ein Hinweis auf Vulkanausbrüche zu dieser Zeit. In Beckenabschnitten mit geringerer Wasserzirkulation entstand der dunkle **Grafensteigkalk (555;** Mittleres Anisium–Unteres Karnium), ein gebankter Feinschuttalkstein, der neben der Typusregion im Schneeberg und der Schneealm auch im südlichen Hochschwab größere Verbreitung besitzt.

An die zum offenen Meer hin exponierten Plattformränder schloss der Ablagerungsraum der **Grauen und bunten pelagischen Kalke mit distalem Plattformdetritus (556;** Mittleres Anisium–Unteres Karnium) an, die zu den geringmächtigen, aber lithologisch recht vielfältigen (Unteren) **Hallstätter Kalken (557;** Anisium–Unteres Karnium) des plattformfernen tiefen Wassers vermitteln.

Beginnende Karbonatproduktion in der Mittel-Trias (558–560)

An der Wende von der Unter- zur Mittel-Trias erlosch der siliziklastische Einfluss des Hinterlandes, der Flachschelf konnte zunehmend von kalkabscheidenden Organismen besiedelt werden. Mit dem **Steinalmkalk und Steinaldolomit (558;** Anisium) entstanden aus gesteinsbildenden Grünalgenrasen erste ausgedehnte lagunäre Karbonate. In sauerstoffarmen („euxinischen“) Tümpeln und tieferen Wannen lagerte sich der dunkle Kalkschlamm des **Gutensteiner Kalkes und Dolomites (559;** Anisium) ab. Im Grenzbereich zur unterlagernden Werfen-Formation markiert oftmals ein Horizont von **Rauhacke („Reichenhall-Formation“; 560;** Anisium) eine Phase zeitweilig erhöhter Salinität des Meerwassers mit Gipsabscheidung.

Siliziklastische Unter-Trias (561–562)

In Fortsetzung der siliziklastischen Ablagerungen des Perm und oftmals ohne deutliche Änderung der Gesteinscharakteristika bilden die violetten und graugrünen Tonschiefer und Silt- und Sandsteine der **Werfen-Formation (561)** die sehr einförmigen Sedimente der Unter-Trias. Nur im jüngsten Abschnitt erscheinen kalkige Zwischenlagen, die Schalen von Muscheln und Schnecken beinhalten können.

Problematisch in ihrer Zuordnung sind basische bis ultrabasische magmatische Gesteine, die in Begleitung der Sedimente des Perm und der unteren Trias immer wieder anzutref-

fen sind – **Serpentin, Melaphyr, Gabbro (562)**. Ihre Altersstellung ist immer noch unsicher, da die an der Kalkalpenbasis nicht immer erkennbaren Deckengrenzen auch innerhalb der siliziklastischen Abfolgen verlaufen. Die Magmatitgesteine könnten daher auch im Zuge des Deckenbaues eingeschleppte Fremdkörper darstellen (siehe unter Meliatikum).

Perm

Das Perm repräsentiert einen Zeitabschnitt, in dem der Großteil des zukünftigen Alpenraumes Festland war. Durch die variszische Gebirgsbildung waren Kontinentschollen zum Großkontinent Pangäa zusammengeschweißt worden, an den von Südosten her das Tethymeer als eine riesige Bucht heranreichte und sich langsam ausweitete. Die variszischen Gebirgsketten lieferten große Mengen von Verwitterungsschutt, der von Schichtfluten und vereinzelt Flüssen über die Wüstenebenen zur Küste transportiert wurde.

Die Gesteine des Perm lassen sich in den Kalkalpen zwei verschiedenen Ablagerungsräumen zuordnen:

Das **Haselgebirge (563)**, ein alter Bergmannsbegriff, der ein Gemisch aus Tonstein, Gips und Salz bezeichnet, stellt die Ablagerung in einem Salzmarschland dar, wo auf großer Fläche Meerwasser in flachen Lagunen unter dem heißen Wüstenklima eindampfte. In Niederösterreich wird der Gips heute noch im Tagbau Pfennigbach bei Puchberg am Schneeberg gewonnen. Der „Unterirdische See“ in der Hinterbrühl ist im Gips des Haselgebirges in ehemaligen unterirdischen Fabrikanlagen aus der Zeit des 2. Weltkrieges entstanden.

Die roten, violetten und graugrünen Konglomerate, Sand- und Siltsteine der **Prebichl-Formation (564)** wurden auf dem Festland abgelagert.

4.3.2. Meliatikum (T23; 565)

(GERHARD W. MANDL)

Unter diesem Begriff wird eine sehr bunt zusammengesetzte Gesteinsvergesellschaftung verstanden, welche innerhalb der Kalkalpen einen Fremdkörper darstellt. Diese Gesteine konnten bisher erst an zwei Stellen (im Raum zwischen Ternitz und Puchberg am Schneeberg) sicher nachgewiesen werden. Sie stecken als tektonische Schüfflinge an der Basis des kalkalpinen Deckenstapels inmitten der Sedimentgesteine des Perm und der Unter-Trias. Ihr Hauptverbreitungsgebiet haben sie in den Westkarpaten Ungarns und der Slowakei, wo sie eine vergleichbare tektonische Position einnehmen.

Sie sind von den Kalkalpen insofern verschieden, als sie einem ganz anderen Ablagerungsraum entstammen. Während die Kalkalpen Ablagerungen des kontinentalen Schelfmeeres darstellen, wird das Meliatikum von Gesteinen des tiefen Tethys-Ozeans aufgebaut: Schiefer und graue bis grüne Radiolarite des Jura bilden die Grundmasse, in der zentimeter- bis dezimetergroße Gesteinskomponenten aus der Trias liegen (rote und schwarze Kieselgesteine) sowie hausgroße Schollen aus weißem Kalkmarmor. In den Karpaten sind damit auch Gesteine der ozeanischen Kruste (Basalte, Serpentinite) der Mittel-Trias vergesellschaftet. Möglicherweise gehören die kalkalpinen basischen Magmatite (562), die bisher dem Perm oder der Unter-Trias zugeordnet werden, ebenfalls zum Meliatikum. Ihr Bildungsalter konnte noch nicht datiert werden.

4.3.3. Grauwackenzone (T21)

(AXEL NOWOTNY)

Die Grauwackenzone besteht aus Gesteinen des Paläozoikum. Sie ist die ursprüngliche Basis der Nördlichen Kalkalpen, ihr Verhältnis zu diesen ist durch einen primären Se-

dimentationsverband gegeben, der aber durch tektonische Störungen verwischt ist. Im Süden liegt sie mit tektonischem Kontakt den Zentralalpen auf. Sie bildet ein Gebirge mittlerer Höhenlagen mit vorwiegend sanften, bei Vorherrschen von Kalkstein auch schroffen Landschaftsformen.

Auf niederösterreichischem Gebiet ist sie nur als verhältnismäßig schmaler Streifen im tektonisch äußerst differenziert und kleinräumig aufgebauten Semmeringgebiet vorhanden, verbreitet sich aber gegen Westen rasch und ist im Südteil der Karte auf steirischem Gebiet in klassischer Weise vorhanden.

Der wechselnde Grad der Metamorphose entspricht der Stellung zwischen den kristallinen Schiefen der Zentralalpen und den stellenweise am Südrand schwach metamorphen Kalkalpen. Abgesehen von den Kristallinschollen der Vöstenhof-Kaintaleck-Decke (577), die eine frühvariszische Amphibolitfazies vermuten lassen, handelt es sich vorwiegend um epimetamorphe Gesteine und gelegentlich solche, die eine Metamorphose der höheren Grünschieferfazies anzeigen.

Nach der klassischen Gliederung wurden in der Grauwackenzone zwei Decken unterschieden. Getrennt durch die Norische Überschiebung teilte man sie in eine untere Decke, die Veitscher Decke, und in eine obere Decke, die Norische Decke. Diese Zweiteilung wurde in den letzten Jahren revidiert. Die hauptsächlich aus Gesteinen des Karbon bestehende Veitscher Decke blieb unverändert, die darüber liegende Norische Decke wurde untergliedert, von unten nach oben in die Silbersberg-Decke, über der die Kaintaleck-Decke und die eigentliche Norische Decke folgen.

Die Hauptmasse der **Silbersberg-Gruppe i.A. (566)** bilden **Schiefer, Serizitquarzit und Metakonglomerat (568)** wechseltlagernd mit Grünschiefer und teilweise Metagabbro, diese Gesteine werden zur Gänze ins Altpaläozoikum gestellt. Neuen Untersuchungen zufolge sollen die Meta-Konglomerate und die untergeordnet eingeschalteten Porphyroide ein Perm-Alter besitzen. Im Bereich von Gloggnitz bis zum Preiner Gscheid finden sich innerhalb dieser Gesteinsserie kleine Linsen von **Riebeckitgneis (567)**, einem aplitischen Gneis vorwiegend aus Orthoklas und Quarz, teilweise mit dunklen Sprenkeln (Hornblende, zum Teil Magnetit). Für dieses Gestein wird ein Jura-Alter angenommen.

Sandstein, Schiefer, Konglomerat (569). Die Grünschieferfazie überprägte Gesteinsabfolge des Unter-Karbon repräsentiert die Veitscher Decke, die tiefste tektonische Einheit der östlichen Grauwackenzone. Ihre Zusammensetzung besteht aus mehreren hundert Meter mächtigen grauen bis schwarzen, häufig graphitisch abfärbenden Schiefen mit Einlagerungen von grauen, feinkörnigen, mitunter glimmerreichen Sandsteinen und Quarzkonglomeraten. Die Konglomerate zeigen dunkelgraues Bindemittel und die Komponenten bestehen fast durchwegs aus weißem Quarz. Untergeordnet finden sich auch Gerölle aus Lydit. Die Gesteine der Veitscher-Decke repräsentieren eine postvariszische Molasse. Als Liefergebiet der Quarzgerölle in den Konglomeraten kommen Mittelostalpine Kristallinkomplexe in Frage. **Triebsenstein-Kalk, Steinbergkalk, Dolomit (570)** treten meist innerhalb der Schiefer des Karbon auf und sind häufig in Magnesit umgewandelt, welcher ein wertvoller Rohstoff ist (Veitsch etc.). Die bekanntesten Fossilvorkommen sowohl der Pflanzen in den Schiefen als auch die Fossilien der Karbonatgesteine ermöglichen eine Einstufung der gesamten Veitscher Decke in den Zeitraum von oberem Visé bis Westphal A-C.

Unter dem Sammelbegriff **Bänderkalk (571)** sind gebankte, dünnsschichtige bis massive, meist graublaue bis schwarzgraue, teilweise erzführende Karbonate zusammengefasst. Ihre Alterseinstufung reicht vom Ober-Silur bis in das Unter-Devon. Die Erzvorkommen hatten früher große wirtschaftliche Bedeutung (z.B. Steirischer Erzberg, Neuberg a.d. Mürz, Altenberg, Payerbach-Reichenau).

Darunter folgen die **Radschiefer (572)**. Sowohl bei den Radschiefern als auch bei den **Eisenerzer Schichten** (in 572) handelt es sich um graue, grüne bis teilweise violette Schiefer mit Einschaltungen von Sandstein und Lydit. Doch die stratigraphische Position ist verschieden. Für die Radschiefer („Grauwackenschiefer“) wird auf Grund der Abfolge ein Alter vom Ober-Ordovizium bis in das Silur angenommen. Darin sind Grünschieferlagen typisch. Die Eisenerzer Schichten, das jüngste Schichtglied des Variszikums in den Eisenerzer Alpen, sind auf Grund ihrer geringen Vorkommen mit derselben Signatur wie die Radschiefer ausgeschieden. Das Alter kann mangels Fehlen von Versteinerungen in den Schiefen nur indirekt durch die unterlagernden Kalke des Devon und Kalkbrekzien des Unter-Karbon als wahrscheinlich Ober-Karbon angenommen werden.

Quarzit i.A., Polsterquarzit (573) stellen die direkte sedimentäre Auflage auf dem Blasseneck-Porphyr dar. Es handelt sich um Quarzdecken im Feinsand- und Grobsilt-Bereich. Gegen oben hin gehen die Quarzite durch Zunahme des Karbonatgehaltes im Bindemittel in die hängenden Cystoideenkalke über. Die Alterstellung in das Ordovizium (Ashgill) ergibt sich aus der Position zwischen Blasseneck-Porphyr und Cystoideenkalk.

Metabasit, Metatuffit, Metadiabas, Grünschiefer (574) finden sich sowohl in den Radschiefern der eigentlichen Norischen Decke als auch in der Silbersberg-Decke. Lithologisch lassen sich die einzelnen Grungesteine nicht einem bestimmten tektonischen Stockwerk zuordnen. Die Mächtigkeit der Grungesteine ist sehr unterschiedlich. Während im Osten, in der Silbersberg-Decke, ihr gehäuftes Auftreten zur teilweisen tektonischen Abtrennung in eine „Grünschiefer-schuppe“ führt, treten sie im westlichen Teil nur in Lagen innerhalb der Schiefer und Phyllite auf.

Die **Cystoideenkalke (575)** sind hellgraue bis rosa gesprenkelte undeutlich gebankte bis schwach geflaserte sehr reine Spatkalke. Sie führen reichlich Fossilenschutt von Cystoideen. Die relativ gut erhaltene Conodontenfauna ergibt ein Alter von oberem Ordovizium.

Der **Blasseneck-Porphyr (576)** ist das Produkt eines kurz andauernden sauren Vulkanismus im tieferen Ober-Ordovizium (Ashgill). Neben verschiedenen Ignimbrit-Typen mit wechselnden Anteilen von Lapilli, finden sich Aschen und Glastuffite. Es handelt sich vorwiegend um Rhyolithe und Rhyodazite bis Dazite. Daneben finden sich Alkali-Rhyolite sowie gelegentlich Andesite. Es sind mehrere Förderperioden nachweisbar. Einschaltungen von Schiefer weitgehend sedimentärer Natur wurden auf der Karte als Radschiefer ausgeschieden. Die **Klastika unter dem Porphyroid** (in 576) sind in der Literatur unter der Bezeichnung „Gerichtsgraben-Gruppe“ zusammengefasst. Es handelt sich um feinschichtige quarzitische Grauwackenschiefer, teilweise auch kohlenstoffreiche Schiefer. Reliktisch finden sich Sedimentstrukturen (Gradierung oder Andeutung von Schrägschichtung).

Vöstenhofer Kristallin und Kaintaleckschollen (577). Die zur Vöstenhof-Kaintaleck-Decke zusammengefassten isolierten Kristallinvorkommen innerhalb der östlichen Grauwackenzone werden von der Silbersberg-Decke unterlagert und von der Norischen Decke überlagert. Es wird vermutet, dass das Kristallin den primären Untergrund der Silbersberg-Gruppe darstellt. Es besteht aus Amphibolit, Paragneis und Glimmerschiefer, untergeordnet finden sich Serpentin, Marmor, saurer Orthogneis und Pegmatit. Aus dem Auftreten von tschermakitischer Hornblende lassen sich amphibolitfaziale Bedingungen für die frühvariszische Metamorphose ableiten. Die retrograde Überprägung ist als eo-alpin zu sehen. Mit derselben Signatur wurden Vorkommen von Kalwanger Gneiskonglomerat ausgeschieden, die ebenfalls der Kaintaleck Decke zugerechnet werden. Das Kristallin wird von einem Meta-Konglomerat überlagert, für das ein Devon-Alter vermutet wird.

4.3.4. Grazer Paläozoikum (T 22)

(WOLFGANG SCHNABEL)

Das Grazer Paläozoikum ist das einzige Vorkommen dieses Teiles des Oberostalpinen Deckensystems, der in Form großer Deckschollen isoliert im zentralen Bereich der Ostalpen liegend noch auf das Blatt Niederösterreich reicht. Es betrifft nur den nördlichsten Teil dieser Einheit mit wenigen Formationen. Da dieser zur Gänze auf steirischen Gebiet liegt, seien diese hier nur gestreift (ausführliche Beschreibung in H.W. FLÜGEL & F. NEUBAUER: „Steiermark. Geologie der Österreichischen Bundesländer ...“, Geologische Bundesanstalt, Wien 1984, mit Geologischer Karte der Steiermark 1 : 200.000). Eine Neugliederung ist jüngst durch H.W. FLÜGEL und B. HUBMANN erfolgt („Das Paläozoikum von Graz: Stratigraphie und Bibliographie“, Schriftenreihe Erdwiss. Komm. Österr. Akad. Wiss. 13, Wien 2000).

Die Gesteine sind schwach- bis höherkristallin und denen nicht unähnlich, die den entsprechenden zeitlichen Abschnitten der Grauwackenzone entsprechen. Häufig auftretende Spilit-, Diabas- Tuffit- und Grünschieferhorizonte des Altpaläozoikum (Ordovizium bis Unter-Devon) sind deshalb mit der Nummer der Grauwackenzone (574) bezeichnet.

- **Laufnitzdorf-Gruppe (578)**. Eine teilweise stark terrigen beeinflusste pelagische Entwicklung des Silur bis Ober-Devon mit Schiefer (dunkle Ton- und Siltgesteine mit Einschaltungen schwarzer Lydite), Kalk- und Dolomitgesteinen, der sandsteinreichen Dörnerkogel-Formation und Einschaltungen von **Basischer Lava und Tuff (579)**.
- **Hochschlag-Formation, Schöckl-Kalk und Karbonat i.A. (580)**. Eine Zusammenfassung von Kalkstein-Formationen des Mittel-Devon, auf der Karte ist es hauptsächlich die Hochschlag-Formation aus plattig-schieferigen Kalken mit Einschaltungen von Schwarzschiefer, Kalkphyllit, hellem Dolomit und Meta-Vulkanit.
- **Kogler-Formation (581)**. Mächtiger Plattenkalk des Silur bis Mittel-Devon.
- **Schönberg-Formation („Arzberger Schichten“ – 582)**. Wechsellagerung von dunklem, graphitischem Kalk bis Kalkschiefer und Schwarzschiefer des unteren Devon, stellenweise vererzt.
- **Passail-Gruppe (583)**. Epizonal-metamorphe Serie mit grauem, violetter und grünlichem Serizit- bis Quarzphyllit mit Übergängen zu Serizitquarzit und Einschaltungen von Meta-Vulkanithorizonten (Altpaläozoikum, vermutlich Silur bis Unter-Devon).
- **Anger-Kristallin (584)**. Ohne scharfe Grenze entwickelt sich aus den Phylliten des Grazer Paläozoikums ein höher metamorpher Komplex aus hellem phyllitischem Glimmerschiefer und Granat-Glimmerschiefer.

4.4. Unter- und Mittelostalpin („Zentralalpin“)

(AXEL NOWOTNY)

4.4.1. Zentralalpines Permo-Mesozoikum (T24)

Sowohl das Mittelostalpine Kristallin, das weitestgehend die Kristallinbereiche der zentralen Ostalpen einnimmt, als auch die tiefere tektonische Einheit, das Unterostalpin mit der Semmering- und Wechsel-Einheit, tragen eine eigene Hüllserie aus Permo-Trias. Diese Sedimente zeigen keinen fassbaren Unterschied in der Schichtfolge, ein Umstand, der die jeweilige Zuordnung nur entsprechend der tektonischen Position und auch entsprechend ihrer Interpretation zulässt.

Die Schichtfolge beginnt im Hangenden mit **dünnplattigem Kalk (600)**. Daneben treten untergeordnet auch dickbankige Kalke und dunkle Dolomite mit einer relativ reichen Fauna (Mollusken, Brachiopoden, Korallen, Crinoiden etc.) auf, die eine Einstufung in das Rhätium erlauben. Liegend folgen **Serizitschiefer; „Bunter Keuper“ (601)**. Die mächtigen

violetten und grünen, manchmal auch dunklen Serizitschiefer mit Quarzit und Arkoselagen, daneben auch Dolomit-, Rauh-wacken- und Brekzieneinschaltungen, weisen auf ein Norium-Alter hin.

Für **Anhydrit, Gips, Dolomit, Schwarzer Tonschiefer (Kapellener Schiefer – 602)**, letzterer meist als schwarzgrauer teilweise phyllitischer Schiefer mit Sandstein, Quarzit und Arkoselagen ausgebildet, wird auf Grund der Ähnlichkeiten mit dem Lunzer Sandstein ein karnisches Alter vermutet.

Als **Karbonate der Mitteltrias i.A. (603)** wurden die entsprechenden Sedimente des Anisium und Ladinium zusammengefasst. Darunter sind folgende Formationen und Gesteine mit eigener Signatur ausgeschieden, soweit das auf Grund ihrer Ausdehnung möglich ist:

Mit dem **Wettersteindolomit (604)** vergleichbar ist ein hellgrauer und häufig massiger, stellenweise Algen (Diploporen) führender Dolomit, welcher (zumindest größtenteils) dem Ladinium angehört. **Dunkler, geschichteter Dolomit, Tonschiefer (605)** tritt nur lokal und in geringer Mächtigkeit von einigen Metern als dunkler phyllitischer Schiefer mit dünnplattigen, teilweise brekzierten Kalk- und Dolomit(schiefer)lagen auf, die als Gutensteiner Basisschichten der tiefsten Mittel-Trias zugeordnet werden. Im Hangenden der basalen Mittel-Trias treten **Kalk, Bänderkalk bis Kalkmarmor (606)** auf. Es sind weiße bis dunkelgraue Kalkmarmore, daneben sind Bänderkalke sowie seltener rötliche und bläuliche Typen vorhanden. Stellenweise sind sie auch mit Dolomitschlierenkalken und Hornsteinkalken verbunden. Nach Fossilfunden (Crinoiden) sind diese Karbonate dem Anisium zuzuordnen. Die **Rauh-wacke (607)** bildet die Basis des Anisium, die allerdings im Verbreitungsgebiet des unterostalpinen Permo-Mesozoikums nur selten deutlich definierbar ist. Die weite Verbreitung von z.T. mächtigen Rauh-wacken innerhalb der karbonatischen Mitteltrias lässt nur für einen geringen Teil eine Deutung als stratigraphische Bildung zu, weshalb primäre Mächtigkeitsangaben problematisch sind. Bei der Hauptmasse handelt es sich um tektonische Bildungen, die vielfach mit Kalk- und Dolomiteinschaltungen versehen und durch Übergänge verbunden sind.

Unter „**Permoskyth“ i.A. (608)** sind klastische Meta-Sedimente des Perm bis zur obersten Unter-Trias zusammengefasst. Der **Semmeringquarzit**, in den Karpaten als **Luzna-Formation** bezeichnet (**609**), bildet die Basis der Unter-Trias („Skyth“). Diese hellgraue bis grünliche, meist gut gebankte, bis 200 m mächtige Formation ist besonders in den tieferen Anteilen durch den (Alkali-)Feldspatgehalt als Meta-Arkose und mit gröberen Geröllkomponenten als Meta-Konglomerat ausgebildet, gegen oben treten diese Anteile gegenüber mittel- bis feinkörnigem Quarzit zurück. Trotz der tektonischen Zerschering ist vielfach primäre Schrägschichtung, manchmal auch Rippelstruktur (streifige Schichtsilikatanordnung auf den Schichtflächen) erkennbar. In den konglomeratischen Lagen weisen die immer gut gerundeten Gerölle häufig noch eine rosa Färbung auf, was als reliktscher Hämatit gedeutet wird. Die im Hangenden selten auftretenden feinbätrigen graugrünen phyllitischen Serizitschiefer mit rauh-wackigen Schmitzen („Alpiner Röt“) deuten den Umschlag zur karbonatisch dominierten Sedimentation der Mittel-Trias an, sie werden in die oberste Unter-Trias gestellt.

Die liegendste Abfolge bildet **Alpiner Verrucano, Tattermannschiefer**, in den Karpaten die **Devin-Formation (610)**. Sie setzt sich in der Hauptmasse aus (phengitischen) Serizitschiefern mit Brekzien- und Arkoseschieferlagen zusammen. In der basalen meta-klastischen Abfolge treten magmatische Interferenzen auf, weshalb in Übereinstimmung mit vergleichbaren Vorkommen diese Abfolge dem Perm zugeordnet wird. Im tieferen Anteil des Alpiner Verrucano finden sich vielfach saure vulkanische Abkömmlinge (Porphyroid, Porphyrmaterialschiefer).

Ein umfangreiches Vorkommen westlich von Müzzuschlag ist als **Roßkogelporphyroid (611)** bekannt. Neben dem Porphyroid gesellen sich auch Biotit-Uralit-Schiefer als Derivate eines intermediären, andesitischen Vulkanismus hinzu.

4.4.2. Mittelostalpinen Kristallin (T25)

Das Mittelostalpine Kristallin setzt sich aus vielen Komplexen zusammen, von denen auf niederösterreichischem Gebiet nur die Siegraben-Deckscholle (Siegraben-Komplex) und kleine Vorkommen in der Buckligen Welt liegen. Auf steirischem Gebiet liegen auf der Karte (von Osten gegen Westen) die Drahtenkogel- und Mahtekogel-Deckscholle, der Troiseck-Floning-Komplex und ganz im Südwesten Teile des Kristallins der Gleinalm, welches sich aus dem Amering- bzw. dem Seckau-Rennfeld-Mugl-Komplex zusammensetzt, sowie der Glimmerschiefer-Komplex. Wesentliche Unterschiede der einzelnen Komplexe liegen im Grad und Zeitpunkt der Metamorphose. Während der Siegraben-Komplex durch eine eoalpine Hochdruckmetamorphose der oberen Amphibolitfazies mit eingelagerten Eklogiten gekennzeichnet ist, besitzen der Troiseck-Floning-Zug und das Gleinalm-Kristallin eine amphibolit-fazielle variszische Metamorphose mit lokal begrenzter Anatexis.

Glimmerschiefer, Paragneis (614) treten sowohl als hochdruckbetonte mineralreiche Gesteine des Siegraben-Komplexes als auch teilweise mit starker retrograder Überprägung als Biotit-Plagioklas-Gneis, Zweiglimmergneis, quarzreichem Gneis, Hornblendegneis sowie biotitreichem Glimmerschiefer bis zu Phyllit im Bereich des Drahtenkogels, des Troiseck-Floning-Zuges und des Kristallins der Gleinalm auf.

Orthogneis (613) findet sich im Mittelostalpinen Kristallin in verschiedener Ausbildung. Über die Zusammensetzung, die Intrusionsfolge und die Alter ist relativ wenig bekannt, weshalb auf eine kartenmäßige Unterscheidung verzichtet wurde. Die Varietäten reichen von hellen feinkörnigen Orthogneisen über Augengneise, flaserige Biotitgneise, Zweiglimmergranite bis zu porphyrischem Granit. Radiometrische Alterwerte reichen von Ober-Ordovizium bis zur Wende Devon/Karbon, allerdings wurden auch Perm-Alter gemessen.

Weitere Einschaltungen innerhalb der Glimmerschiefer und Paragneise sind **Aplit und Pegmatit (612)** und **Amphibolit, Hornblendegneis und Serpentin (615)**. Bei letzteren handelt es sich teils um Metatuffe, teils um Laven bzw. Lagergänge, deren Zusammensetzung von Alkalibasalten, Olivinbasalten und Tholeiten bis zu Andesiten reicht. Neben diesen extrusiven Magmatiten finden sich gesicherte Intrusiva (Gabbro-Abkömmlinge), die noch primäre Relikte zeigen. Aus geodynamischer Sicht bemerkenswert sind die Eklogit-Amphibolite im Bereich des Siegraben-Komplexes. Die Amphibolite des Troiseck-Floning-Komplexes sind feinkörnig und gut geschiefert, die Hornblenden zeigen großteils eine gut ausgeprägte Mineralisation und es ist eine ältere und jüngere retrograde Paragenese teilweise erhalten.

Während in der Siegraben-Deckscholle **Marmor (616)** häufig auftritt, sind sie im Troiseck-Floning-Zug und im Kristallin der Gleinalm nur untergeordnet vorhanden (z.B. im Mahtekogel). Im Glimmerschiefer-Komplex am äußersten Südwestrand des Kartenblattes treten Karbonate gehäuft auf. Die Karbonate im Bereich von Siegraben bestehen aus teilweise serpentinisiertem Kalkmarmor und Kalksilikatfels. Die Marmore des Glimmerschiefer-Komplexes zeigen im Liegenden eine bund zusammengesetzte Assoziation feinkörniger Schwarzglimmerschiefer, braun verwitternder karbonatischer Glimmerschiefer, geringmächtiger unreiner Glimmermarmore sowie karbonatischer Grüngesteine. Wichtig für die **Schwarzglimmerschiefer, „Schwarze Serie“ (617)** sind Graphitquarzite, die von Lyditen abgeleitet werden können.

Amphibolit, Bänderamphibolit, Speikkomplex (618) wurden auf Grund ihrer tektonischen Position und ihrer Begleitgesteine ausgeschieden. Es sind meist Bänderamphibolite, daneben treten allerdings auch Granatamphibolite und feingeschiefterte, feinkörnige, feldspatarme Amphibolite auf. Primär scheint es sich um eine Wechsellagerung dazitischer und basaltischer Vulkanite zu handeln.

4.4.3. Unterostalpinen Kristallin

Tektonisch unter dem Mittelostalpin liegend, nimmt das Unterostalpin einen breiten Raum ein. Die klassische tektonische Abfolge beginnt mit der Wechsel-Einheit und dem Waldbach-Kristallin als tiefste Ostalpine Decke über dem Penninikum der Rechnitzer Fenstergruppe, darüber kommt die Semmering-Einheit.

Semmering-Einheit (T26)

Das Leitgestein der Semmering-Einheit ist der **Grobgneis (624)**. Er ist über weite Bereiche ein einförmiger Augengneis mit bis zu 3 cm großen Mikroklinkristallen. Feinkörnige Granitgneise sind innerhalb der Grobgneiskörper selten vorhanden. An den Rändern der Grobgneise treten häufig Quarz mobilisate („Rittiser Quarzit“, **Randquarzit in 624**) und helle, seidig glänzende Phyllite (**Leukophyllit in 624**) auf. Das Alter der Grobgneise wurde lange mit Karbon angenommen. Jüngste Forschungen ergeben ein Perm-Alter in Übereinstimmung mit dem im Raum Birkfeld auftretenden Olivingabbro (**Birkfelder Gabbro – 621**).

Hüllschiefer (625) ist ein Sammelbegriff für Phyllit, phyllitischen Glimmerschiefer und diaphthoritischen Glimmerschiefer. Sie bilden zusammen mit dem Grobgneis die Hauptmasse der Gesteine der Semmering-Einheit vom Ödenburger Bergland (Sopron) in Ungarn, Brennbach über das Rosaliengebirge südlich und östlich des Wechselmassivs bis in den Raum Kindberg. Zusammen mit diesen Gesteinen treten meist dunkle häufig massige biotitreiche Gesteine auf. Charakteristisch sind die Mineralvorkommen von – oder Pseudomorphosen nach – Granat, Staurolith, Sillimanit und Andalusit.

Zu **Strallegger Gneis und Äquivalente (619)** gehören die Gesteine der „Öbrennbach-Kaltes-Bründl-Serie“, der Strallegger Gneis, die Tommerschiefer und (nicht gesichert) die Traibachschiefer südlich von Müzzuschlag. Innerhalb dieses Komplexes treten **Granitgneis (623)**, der vom Grobgneis stark abweichende **Pegmatit (622)** und **Amphibolit (620)** auf. Jüngste Forschungen sehen eine Abtrennung dieser Gesteinsserie von der Semmering-Einheit als sinnvoll an.

Südöstlich des Semmerings, nahe der Wechsel-Einheit gelegen, findet sich eine Gesteinsabfolge von **Biotit-Plagioklas-Gneis bis Glimmerschiefer (626)** in Wechselfolge mit feinkörnigem Amphibolit. Innerhalb dieses Gesteinsverbandes tritt der „Porphyroid des Hasentales“ auf. Diese Serie weicht lithologisch stark von den übrigen Hüllschiefern, aber auch vom Strallegger Gneis und seinen Äquivalenten ab.

Wechsel-Einheit und Waldbach-Kristallin (T27)

Die Wechsel-Einheit ist die tiefste Ostalpine Einheit des Unterostalpinen Deckenstockwerks und tritt in mehreren Fenstern (z.B. Wechsel- und Wiesmather Fenster, Fischbacher Fenster etc.) auf.

Der liegende Anteil wird vom monotonen **Wechselgneis (638)** mit Einschaltungen von hellem feinkörnigem Granitgneis (**Wiesmather Gneis und Äquivalente – 635**) aufgebaut.

Hangend folgen **Wechschiefer (637)**, lithologisch meist als Graphitphyllit mit Einschaltungen von Graphitquarzit und untergeordnet auch Phylliten ausgebildet, **Glimmerschiefer**, z.T. retrograd metamorph **Granat-Chloritoid führend (636)**, **Amphibolit, Chlorit-Epidot-Blastenschiefer (639)** und **Granitgneis (634)**.

Der Südtteil des Wechselfensters wird tektonisch überlagert vom **Waldbach-Kristallin** mit am Westrand transgressiv auflagernden permomesozoischen Meta-Sedimenten. Typisch für diese Einheit ist ein **heller, phyllonitischer Glimmerschiefer (Waldbach-Phyllit) und Phyllonit (629)** mit Albit-Porphroblasten. **Schwarzphyllit (632)** bildet innerhalb des Waldbach-Phyllits auffällige Leithorizonte. Hangend folgt eine Serie aus grobschuppigem Granatglimmerschiefer und

Gneisen mit **Hornblendegneis (630)** und die **erzführende Serie aus Phyllit und Hornblende-Gesteinen (633)**. Diese sind vermutlich aus intermediären Metatuffen und Laven abzuleiten und zeigen häufig Vererzungsspuren (Zinkblende, Kupferkies, Arsenkies, Molybdenglanz und Graphit). Im westlichen Waldbach-Kristallin treten relativ mächtiger **Amphibolit und Bänderamphibolit (631)** und granitoide Gesteine, darunter **feinkörniger Orthogneis (627)** sowie **Augengneis (628)** auf.

5. Kleine Karpaten – Tatrikum (T28 – T29)

(WOLFGANG SCHNABEL)

Mit den Kleinen Karpaten reicht der westlichste Teil des Gebirgssystems der Karpaten noch auf das Kartenblatt „Niederösterreich“, die Hainburger Berge sind ein durch Störungen versetzter und oberflächlich durch die Donau abgegrenzter Teil davon. Sie wurden lange als geologische Fortsetzung des Leitha- und Rosaliengebirges betrachtet, doch unterscheiden sie sich von diesen hauptsächlich durch den unterschiedlichen Grad der Metamorphose der kristallinen Gesteine. Diese sind in den Zentralalpen, wozu das Leitha- und Rosaliengebirge geologisch gehören, deutlich höher metamorph (z.B. der Grogneis), ihnen stehen in den Karpaten und den Hundsheimer Bergen Granit und Granodiorit mit deutlichem Kontakt zur Schieferhülle gegenüber. Sie können also nicht im gleichen Stockwerk des Gebirgsbaues liegen. Das auf beiden Seiten transgredierende Permo-Mesozoikum erscheint dagegen weitgehend ähnlich und ist auf der Karte in die Legende des Zentralalpinen Permo-Mesozoikums des Unter- und Mittelostalpin („Zentralalpin“) eingeschlossen. Das gesamte Gebirgssystem wird als „Tatrikum“ bezeichnet und damit auch nomenklatorisch vom Ostalpinen Gebirgssystem unterschieden.

Über diesen sogenannten „Kerngebirgen“ oder „Kristallinen Kernen“ liegen Decken aus hauptsächlich unmetamorphen Gesteinen des Mesozoikums, welche denen in den Alpen und zwar hauptsächlich solchen der Nördlichen Kalkalpen weitgehend entsprechen und in den Karpaten dieselben Formationsnamen tragen. Trotzdem sind die Verbindungen der einzelnen Einheiten zu den Alpen nicht geklärt und werden verschieden gedeutet. Sie reichen im äußersten Norden der Kleinen Karpaten gerade noch auf das Kartenblatt und sind dort in die Legende der Nördlichen Kalkalpen einbezogen.

Sedimentäre Hülle

Die **Borinka-Gruppe (640–643)** tritt am Westrand der Kleinen Karpaten auf, ihre tektonische Stellung ist unklar. Beim Vergleich mit den Alpen scheint eine Position am Südrand des Penninikums im Übergang zum Unterostalpin am ehesten möglich.

Die Gesteine des Jura weisen eine von den anderen gleichaltrigen Gesteinen der weiteren Umgebung abweichende Fazies auf, sie werden in vier Formationen gegliedert. Die jüngste, die vielleicht mit den höchsten Anteilen schon in die Unter-Kreide reicht, ist die **Somár-Formation (640)** aus polymikten Brekzien mit kristallinem Material, wechsellagernd mit

Sandstein und Kalkstein. Ihr folgt gegen unten die **Slepý-Formation (641)** des Mittel-Jura, eine Turbidit-Abfolge aus Kalksandsteinen mit Zwischenlagen von dunklen Schiefen. Die **Marianka-Formation – Marientaler Schichten (642)** des Unter-Jura besteht aus dunklen Schiefen, teilweise mit Mangan-Gehalten und dünnen Lagen von Kalksandstein. Ebenfalls ein Alter von Unter-Jura hat die **Prepadlé-Formation – Ballensteiner Kalk (643)** aus Kalkstein und kalkigen Brekzien.

Autochthone/Parautochthone Sedimente (644) aus kalkigen und mergeligen Gesteinsfolgen, die einerseits mit Gesteinen der Borinka-Gruppe verglichen werden, aber auch Ähnlichkeiten zu gleichaltrigen Serien in den Alpen aufweisen, umhüllen den kristallinen Kern im Nordwesten.

Kristalline Kerne

Mittelkörniger, leukokrater, muskovitreicher Zweiglimmergranit bis Granodiorit (646) ist an der Westseite der Kleinen Karpaten und in den Hainburger Bergen verbreitet. Er ist relativ reich an Gängen von Aplit und Pegmatit (622). Zusammen mit dem **Grobkörnigen Muskovit- bis Muskovit-Biotit-Granit und Granodiorit i.A. (647)** im Ostteil der Kleinen Karpaten bildet er das sogenannte „Bratislava-Massiv“. Dazu gehört untergeordnet auch **Diorit (645)**. Andere Granit-Typen, wie z.B. **Granitgneis (623)** weisen Ähnlichkeiten mit entsprechenden Gesteinen der unterostalpinen Semmering-Einheit auf und wurden auf der Karte mit diesen Signaturen bezeichnet. Für die relativ sauren Magmatite des Bratislava-Massivs weisen radiometrische Altersdaten auf ein Devon bis Unter-Karbon Alter hin.

Das Bratislava-Massiv wird im Norden und Westen von metamorphen Serien des Silur und Devon umrahmt, wobei der nördliche Bereich als Pezinok-Pernek-Kristallin und der westliche als Harmonia-Serie bezeichnet wird. Auf der Karte getrennt ausgeschieden sind Bereiche mit vorwiegend **dunklem Schiefer, Graphitphyllit und Metaquarzit (648), Chlorit-Biotit-Phyllit, Meta-Sandstein und Meta-Rauhacke (649)** und **Grünschiefer der Harmonia-Serie (650)**. Glimmerschiefer und Paragneise ähneln wieder sehr den Hüllschiefern (625) der Semmering-Einheit und sind auf der Karte entsprechend bezeichnet.

Verbreitet treten Körper von basischen Gesteinen auf, Metabasit und **Amphibolit (651)**.

6. Böhmisches Masse und Autotochthones Paläozoikum und Mesozoikum (T30 – T38)

(REINHARD ROETZEL & SUSANNA SCHARBERT)

Die Böhmisches Masse ist Teil des alten europäischen Grundgebirges, dessen südlicher zentraleuropäischer Teil das Mühlviertel und das Waldviertel aufbaut. Sie konsolidierte im Variszikum vor rund 300 Mio. J. als ein Kristallinblock. Einst ein Hochgebirge, wurde sie seit dem Ausgang des

Paläozoikum eingeebnet. Die heutigen Rumpfflächen („peneplain“) steigen bis zur nördlichen Staatsgrenze mit Tschechien auf über 800 m Höhe an (Nebelstein 1000 m) und werden von den Flüssen Thaya, Kamp und Krems tief zerschnitten.

An deren Südrand hat sich die Donau im Strudengau und der Wachau tief eingeschnitten und den Dunkelsteiner Wald und ein Gebiet N Amstetten um Neustadtl an der Donau morphologisch abgetrennt.

Im Süden wird die Böhmisches Masse von der Molassezone bedeckt, aus der bei Amstetten und Wieselburg Kristallinkuppen stellenweise inselartig hervorragen, bevor sie unter die jungen Sedimente der Molasse-, der Flyschzone und der Nördlichen Kalkalpen mit flacher Neigung immer tiefer abtaucht. Sie wurde in der Bohrung Berndorf 1 rund 40 km südlich des Alpennordrandes in rund 6000 m Tiefe erbohrt. Gegen Osten grenzt sie mit einer markanten Geländekante gegen das Weinviertel, in auffallenden Straßenkehren muss bei Maissau der Übergang vom welligen Hügelland des Weinviertels in die Hochfläche des Waldviertels überwunden werden.

Der Gesteinsinhalt der Böhmisches Masse setzt sich aus metamorphen Abkömmlingen von klastischen Sedimenten (Paragneise), Kalken und Mergeln (Marmor und Kalksilikatgneise) sowie Magmatiten – basischen (Amphibolite) und sauren (Orthogneise) – zusammen. Riesige Massen von Graniten – der Südböhmische Pluton – dominieren im Westen. Die Ablagerungen stammen aus dem Proterozoikum und aus dem Paläozoikum und umfassen den Zeitraum von rund 1000 bis 280 Mio. J. Mehrere Gebirgsbildungsphasen, die mit Intrusionen von Gesteinsschmelzen einher gegangen sind, haben die Gesteine umgeformt. Diese markieren Ereignisse um 1400 Mio. J., an der Wende Proterozoikum/Paläozoikum und mehrere Episoden im Paläozoikum. Es handelt sich dabei um die ältesten in Österreich bekannten Gesteine (Dobra-Gneis). Im Zuge dieser Orogenesen wurden Krustenstücke zerlegt und durch Kollision, Unter- und Überschiebungen gestapelt. Heute werden drei tektonische Großeinheiten unterschieden: Moravikum, Moldanubikum und Bavarikum, die ihrerseits interne Deckenstapelungen aufweisen. Durch den Südböhmischen Pluton, der vor rund 330 bis 300 Mio. J. in mehreren Pulsen in das Moldanubikum und Bavarikum intrudierte, wurde der Krustenbau endgültig zusammengeschießt.

Blattverschiebungen und Störungszonen haben die konsolidierte Kruste in NW-SE- (Pfahl-, Donau-Störung) und NE-SW-Richtung zersägt (Rodl-, Vitis-, Diendorf-Störung). Letztere haben zu Grabenbildungen geführt, in die im jüngsten Karbon und im Perm grob- bis feinklastisches Material geschüttet wurde (Zöbing, Boskowitz Furche).

In der Kreide wurden Süßwasser-Sedimente abgelagert, die heute nur mehr kleinräumig in Niederösterreich erhalten sind, z.B. in der Umgebung von Gmünd und Horn. Während des Neogen haben Flüsse, u.a. die Urdonau, ihre Fracht abgelagert, während von Osten das Meer der Paratethys in Buchten das Land überflutet hat (Horner Becken) und vor der Küste viele Granitinseln aus dem Wasser ragten (östlich von Eggenburg).

Die Zusammensetzung des Untergrundes bewirkt die wechselnde Morphologie: Paragneise verwittern zu ausgedehnten Ebenen wie in der Umgebung von Ottenschlag. Orthogneise heben sich als langgezogene Rücken heraus wie der Gföhler Gneis-Zug östlich von Waidhofen an der Thaya. Marmor bildet kleine Höcker („Büchel“) z. B. zwischen Marbach an der Kleinen Krems und Albrechtsberg. Ein auffallender Wechsel in der Morphologie tritt an der Grenze zum Granitgebiet ein, besonders schön zu sehen in der Umgebung von Traunstein. Hügel, Kuppen und kleine Täler bilden eine abwechslungsreiche, stark bewaldete Landschaft.

6.1. Autochthones Paläozoikum und Mesozoikum (T31 – T32)

(REINHARD ROETZEL)

Am Ost- und Südostrand der Böhmisches Masse sind obertags nur wenige Reste von autochthonen Sedimenten aus dem Paläozoikum und Mesozoikum erhalten geblieben.

Die meisten blieben in tektonischen Gräben oder abgesenkten Becken vor der Abtragung verschont.

Die aus der Ober-Kreide (spätes Turonium bis Senonium) stammenden, fluvio-lakustrinen Sedimente der **Klikov-Formation (700)** sind vor allem in Südböhmen, in den Becken von Treboň (Wittingau) und Budweis (České Budějovice) verbreitet und reichen im Raum Gmünd nach Österreich („**Gmünder Schichten**“). Reste blieben auch in flachen Senken auf der Hochfläche des Waldviertels im Raum Litschau erhalten. Durch synsedimentäre Absenkung sind die über tiefgründig kaolinisiertem Kristallin abgelagerten feldspatreichen Grobsande, Konglomerate, Sandsteine und Tonsteine mit Pflanzenresten und Kohlelagen im Becken von Treboň (Wittingau) bis zu 450 m mächtig.

In einem tektonischen Graben an der Diendorfer Störungszone bei Zöbing am Kamp blieben die steilgestellten jungpaläozoischen Sedimente der **Zöbing-Formation (701)** erhalten. Die aus Siltsteinen, Sandsteinen, Arkosen, Konglomeraten und Kalken gebildete Schichtfolge mit Pflanzenfossilien aus dem Oberkarbon bis Perm reichen vom Heiligenstein bei Zöbing bis Diendorf. Ihre Ablagerung erfolgte am Festland anfangs in kleinen Seen oder Tümpeln, später bei vorwiegend aridem Klima in periodisch aktiven Flussläufen.

In Tschechien bleiben in tektonischen Gräben, wie in der Boskowitz Furche im Raum Miroslav (Mislitz) und am Rand des Beckens von Budweis (České Budějovice) bei Rudolfov, **Grauwacken und Konglomerate (702)** aus dem Karbon erhalten.

Ebenfalls in Tschechien liegt am Miroslav-Horst, östlich der Boskowitz Furche, der hellgraue **Lesonice-Kalk (703)** des Ober-Devon auf kristallinen Gesteinen der Böhmisches Masse.

Südöstlich von Znaim (Zojmo), südlich von Tasovice, sind terrestrische, rotbraune Konglomerate, Arkosesandsteine und Tonsteine aus dem Devon (= Kambrium?) aufgeschlossen, die daher zusammenfassend als „**Old Red**“ (**704**) bezeichnet werden. Sie sind durch eine Störungszone gegen den westlich anschließenden Granit des Thaya-Batholithen begrenzt.

6.2. Kristallin der Böhmisches Masse (T33 – T38)

(SUSANNA SCHARBERT)

6.2.1. Gesteine genereller Verbreitung

- **Amphibolit i.A. (705)**. Dunkel(grau)grünes metamorphes Gestein aus Hornblende, Ca-reichem Plagioklas mit wechselnder Menge Biotit, auch Granat und Pyroxen führend. Meist entstanden aus basaltischen Laven oder äquivalenten Gang- und Tiefengesteinen. Schöne Aufschlüsse als Variante Migmatit-Amphibolit (Basis-Amphibolit des Gföhler Gneises) gibt es am rechten Ufer der Donau bei Kienstock in der Wachau.
- **Diorit, Gabbro (706)**. Massige, dunkle, kieselsäurearme Magmatite, die kleine Intrusionskörper bilden. Sie bestehen aus Feldspat (Plagioklas), Biotit und/oder Hornblende bzw. Pyroxen. Diorite werden in großen Steinbrüchen nordöstlich von Schrems (Gebharts) abgebaut.
- **Ultrabazit, Serpentin (707)**. Basische (sehr kieselsäurearme), meist dunkelgrüne und sehr feinkörnige Gesteine aus Eisen-Magnesium-Mineralen. Sie treten oft zusammen mit Amphibolit auf, was in dieser Gesteinsassoziation ein Hinweis für die Entstehung aus Material von Ozeanböden ist. Kleine Serpentinkörper durchspießen häufig den Gföhler Gneis (716) und den Granulit (713), was auf deren tiefe Krustenversenkung schließen lässt, bei der sie in Kontakt mit Mantelabkömmlingen gekommen sind.
- **Mylonit, Störungszone i.A. (708)**. Sie markieren an der Oberfläche die bedeutenden Flächen, an denen Bewe-

gungen stattfinden oder stattgefunden haben. Die Gesteine sind aufgelockert, zerrieben und oft bis zur Unkenntlichkeit ihres Mineralbestandes zermahlen. Es entstehen harte, zähe, oft verquarzte Mylonite, z.B. gut abgeschlossen in Steinbrüchen von mylonitisierendem Weinsberger Granit (746) nordwestlich von Schönbach und südlich von Grosspertenschlag.

6.2.2. Moldanubikum (T33 – T35)

Das Moldanubikum besteht aus drei tektonischen Einheiten, die deckenförmig übereinander lagern. Die höchste Einheit ist die Gföhl-Einheit, die auf die Drosendorf-Einheit geschoben ist und den Rahmen des Drosendorfer Fensters bildet. Die Drosendorf-Einheit, auch als „Bunte Serie“ bezeichnet, liegt mit tektonischem Kontakt über der Ostrong-Einheit („Monotone Serie“).

- **Paragneis (709).** Zusammenfassender Begriff für metamorphe Gesteine unterschiedlicher Textur, hervorgegangen aus Sedimenten (Ton- bis Mergelsteinen, Grauwacken bzw. feldspatführenden Sandsteinen), mit wechselndem Gehalt an Quarz, Feldspat, Glimmer (meist Biotit), ±Granat, ±Sillimanit, ±Cordierit.
- **Granitgneis Typ Weiterndorf, Meires, Lancov u.a. (710).** Helle, meist Muskowit-führende Orthogneise granitische bis pegmatitische Zusammensetzung. Der Granitgneis vom Typ Weiterndorf ist vermutlich ein Schichtglied der Raabs-Einheit.
- **Quarzit (711).** Hellgraues bis bräunliches oder weißliches, splinterig brechendes hartes, oft feldspatführendes Gestein, das aus Quarzsandstein hervorgegangen ist. Es weist auf küstennahe Ablagerungsräume hin und tritt in der Drosendorf-Einheit und im Moravikum auf.
- **Granat-Pyroxenit, Eklogit (712).** Basische bis ultrabasische Metamorphite, die unter sehr hohen Druck- und Temperaturbedingungen entstanden sind, treten in kleinen Schollen am Ostrand der Ostrong-Einheit auf.

Gföhl-Einheit (T33)

Die Gföhl-Einheit ist die höchste tektonische Einheit des Moldanubikums und wird in weitere drei Untereinheiten gegliedert: Die Granulit-, die Gföhl-Gneis- und die Raabs-Einheit. Die Granulit- und die Gföhl-Gneis-Einheit sind stofflich ± identisch und unterscheiden sich nur im Metamorphosegrad und in dem Stil der Deformation. Zuerst auf beiden Einheiten liegen die namensgebenden Gesteine, die von Amphiboliten unterlagert werden. Die Stapelung im Karbon wird durch den syntektonisch eingedrungenen Wolfshofer Syenitgneis (715) mit 340 Mio. J. belegt. Die Raabs-Einheit ist eine ophiolitisch geprägte Gesteinsfolge, deren Metamorphosegrad ähnlich ist wie der der Gföhl-Gneis-Einheit. Zirkondatierungen stellen ihre Entstehung (Ozeanisierung) ins Altpaläozoikum.

- **Granulit (713).** Feinkörniges, weißliches, oft durch Biotit violett-streifiges Gestein, mit reichlich Quarz und Feldspat sowie Granat und Disthen. Er ist massig bis plattig ausgebildet, selten sind basische Varianten. Abgebaut wird er in vielen Steinbrüchen als Platten für den Wegebau (Umgebung Fuglau), beste Aufschlüsse gibt es entlang des Kamptal-Stausee-Wanderweges zwischen Steinegg und Wegscheid.
- **(Granat-)Pyroxen-Amphibolit (714)** bildet fast durchgehend die Basis der Granulitkörper und enthält mitunter Serpentinite.
- **Wolfshofer Syenitgneis (715).** Quarzarmer heller Gneis zwischen Granulit und Gföhler Gneis, der vermutlich zur Raabs-Einheit gehört, da er östlich des Gföhler Gneises als schmale Lamellen in dieser steckt. Er enthält auffallend viel Apatit und die dunklen Gemengteile sind Natrium-betont.

- **Gföhler Gneis (716).** Sehr homogen zusammengesetzter Granitgneis, oft migmatitisch und stark gefältelt. Er enthält vereinzelt Granulitbänke. Zu Alkalifeldspat, Quarz, Plagioklas, Biotit, untergeordnet auch Muskowit, gesellen sich oft Granat, Sillimanit und/oder Disthen. Gute Aufschlüsse gibt es in Dürnstein an der Promenade entlang der Donau.
- **Migmatitgneis, migmatischer Paragneis (717)** umfasst in Mähren verschiedene Gneistypen aus unterschiedlichem Ausgangsmaterial. Ihre tektonische Position ist meist unter den Amphiboliten an der Basis der Granulite.
- **Graphitquarzit (718)** ist dunkel abfärbender Quarzit und sehr typisch für die Raabs-Einheit.
- **Raabs-Einheit (719–721).** Tektonische Einheit unter der Granulit-Einheit und über, aber auch unter der Gföhler-Gneis-Einheit. Sie ist reich an Amphiboliten, oft in Gesellschaft mit Serpentin, Augitgneis und Graphitquarzit. Viel spricht für die Entstehung aus vulkanogenem Ausgangsmaterial.
- **Mischserie von Biotitgneis, Amphibolit, Augitgneis (719).** Oft als Raabs Serie bezeichnet, umfasst sie Biotit- und Hornblende-reiche Gneise, Amphibolite und Augitgneise, meist migmatisch ausgebildet. Herkunft aus vulkanischem Material, gut abgeschlossen entlang der Mährischen Thaya nördlich Raabs.
- **Augitgneis (720)** bildet größere Körper aus graugrünen unruhig struierten Gesteinen, oft mit reichlich Granat.
- **Buschhandlwand- und Rehberg-Amphibolit (721).** Gebänderte Amphibolite, die in hellen Lagen Salit (Diopsid) führen und als Äquivalente gelten. Sie treten westlich und östlich des Gföhler Gneises auf und zielen vermutlich unter diesem durch. Der Rehberg-Amphibolit enthält gabbroide Relikte. Beide sind oft mit Serpentin assoziiert. Dies und die chemische Signatur weisen auf die Entstehung aus Ozeanboden-Basalt hin. Gute Aufschlüsse des Rehberg-Amphibolites sind im Kremstal nördlich Krems (Rehberg) zu studieren.
- **Leukoquarzdioritgneis (Hartenstein-Gneis – 722).** Feinkörniges, oligoklasreiches Gestein mit geringem Anteil an dunklen Gemengteilen aus Glaukophan, ägirinhaltem Diopsid, Magnetit und wenig Biotit. Er kommt stets zusammen mit dem Buschhandlwand-Amphibolit vor. Sein Alter von 428±6 Mio. J. belegt die Entstehung der Raabs-Einheit im Altpaläozoikum.
- **Dioritgneis, Biotitamphibolit (723),** auch Nöhagen-Dioritschiefer genannt, ist ein fein- bis mittelkörniges, biotitreiches gneisiges bis amphibolitisches Gestein. Es tritt in gut verfolgbareren Zügen in den Paragneisen zwischen dem Basisamphibolit des Gföhler Gneises und dem Buschhandlwand-Amphibolit bzw. dem Rehberg-Amphibolit auf.

Drosendorf-Einheit (= „Bunte Serie“ – T34)

Auf Grund der mannigfaltigen Gesteinsassoziation von Paragneis, **Marmor, Silikatmarmor (724), Graphit (725), Kalksilikatgneis (726),** Quarzit, Amphibolit und Orthogneisen hat diese Einheit den Namen „Bunte Serie“ erhalten. Heute neigt man dazu, die Amphibolite der nächsthöheren tektonischen Einheit zuzurechnen, doch ist diese Frage noch nicht endgültig entschieden. Die Sedimente umfassen sicher jung-proterozoische Glieder (Marmore), wenn sie nicht überhaupt gänzlich vor-kambrisch sind.

Der **Granodioritgneis von Spitz (727)** hat ein Bildungsalter von ca. 620 Mio. J. und ist mit unterlagernden Quarziten und überlagernden Kalk-Silikatgesteinen verfalltet.

Die gesamte Serie liegt vermutlich transgressiv auf dem **Dobra-Gneis (728),** einem granitischen bis granodioritischen, gut gebankten Orthogneis, oft mit Feldspat-Augen. In

seinen Hangendpartien sind zahlreiche Einlagerungen von Amphiboliten, die wahrscheinlich aus basaltischen Gängen oder aus einer bimodalen Vulkanitserie hervorgegangen sind. Er wurde vor ca. 1380 Mio. J. gebildet und ist damit das älteste bisher bekannte Gestein in Österreich.

Ostrong-Einheit (= „Monotone Serie“ – T35)

Die Kontaktfläche fällt nach Osten ein und wird durch ein weithin zu verfolgendes Granulitband markiert. Westlich davon, in den **Paragneisen (Cordierit-Sillimanit-Gneis, Biotit-Plagioklas-Gneis, Zweiglimmergneis – 729)**, fällt die zur Grenze parallele Anordnung von eklogitischen Gesteinen auf. Die monotonen Paragneise, oft migmatitisch, oft Cordierit und Sillimanit führend, sind aus Grauwacken entstanden. Die Metamorphose weist einen geringeren Grad auf als die überlagernden tektonischen Einheiten.

Wenig **leukokrater, häufig Sillimanit führender Orthogneis (730)**, der dem Gföhler Gneis sehr ähnlich ist, tritt in mehreren kleinen Körpern östlich des Ostrong auf und es gibt Hinweise, dass er zu Beginn des Kambriums gebildet worden ist.

6.2.3. Bavarikum (T36)

Das Bavarikum schließt im Westen an den Südböhmischen Pluton an und ist auf der Karte nur im nordöstlichen Randbereich auf oberösterreichischem Gebiet vorhanden. Es handelt sich um einen monotonen Komplex von Gesteinen in unterschiedlichen Stadien der Migmatisierung. Auf der Karte ausgeschieden sind **Schiefergneis (731)**, der weitgehend aufgeschmolzene **Metatexit (Perlignis – 732)** und eine **Übergangszone von Schiefergneis zu Perlignis (733)**.

6.2.4. Südböhmischer Pluton (T37)

Der Südböhmische Pluton des Moldanubikums gehört zu den größten Granitkomplexen in den variszischen Kristallinengebieten Europas und erstreckt sich an der Oberfläche über rund 6000 km². Er intrudierte während bis nach der Verformung im Zuge der variszischen Gebirgsbildung. Im Osten grenzt er an die Ostrong-Einheit, im Westen löst er sich in Einzelkörper auf, die im Bavarikum stecken und an dieses strukturell angeglichen sind. Durch spätere Bewegungen haben sich lange Störungs- und Mylonitonen gebildet. Die Platznahme erfolgte in mehreren Magmenschieben, die zeitlich oft knapp nebeneinander liegen, insgesamt fand der Magmatismus vor ungefähr 330 bis 300 Mio. J. statt. Die Magmen entstanden aus Krustenmaterial, das in unterschiedlicher Tiefe aufgeschmolzen worden ist. Das Ausgangsmaterial war meistens metamorphes Sedimentmaterial aus Grauwacken und tonreichen Sanden. Basaltische Komponenten der Unterkruste haben bei der Entstehung mancher Granite mitgewirkt. Der Anteil von basischen Gesteinstypen (Diorite) ist gering.

Die ehemals blühende Steinbruchindustrie ist stark zurückgegangen, Dekor- und Pflasterstein-Produktion besteht nur noch in wenigen Steinbrüchen.

Drei Haupttypen von Graniten sind seit langem bekannt: Weinsberger, Mauthausener und Eisgarner Granit. Durch moderne Kartenaufnahmen und methodische Untersuchungen konnten sie in verschiedene Typen aufgliedert werden, heute ist eine Vielzahl weiterer Granittypen bekannt.

□ **Eisgarner Granit (734–738)**. Der graue bis bläulichgraue Eisgarner Granit ertreckt sich aus der Gegend um Gmünd und Weitra bis weit nach Böhmen. Er ist ein Biotit-Muskowit-Granit mit charakteristischen leistenförmigen Alkalifeldspäten, die fluidale Einströmgefüge anzeigen können. Das Zentrum des Eisgarner Teilplutons in Österreich bauen **mittel- bis grobkörnige Granite** auf (736) die vom **porphyrischen Čimeř-Typ** umschlossen sind (737). Zur Eisgarner Suite gehören auch **feinkörnige Zweiglim-**

mer-Granite (735), sehr hochdifferenzierte **Muskowit-Granite (738)** und ein Gangfolge von Granitporphyren.

- **Zweiglimmergranit (739)** tritt in kleinen Körpern im Weinsberger Granit-Areal Oberösterreichs auf.
- **Altenberger Granit (740)**. Feinkörniger Zweiglimmergranit in Oberösterreich, der in die tektonisch vorgegebene Nord-Süd-Richtung der Rahmengesteine eingeregelt ist.
- **Granit mit Molybdänvererzung (741)**. Kleine Körper, die in der Nebelstein-Suite mit Weinsberger Granit und im Kozihora mit Eisgarner Granit assoziiert sind. Es sind hochdifferenzierte Granittypen, deren Molybdän-Vererzung aber keine wirtschaftliche Bedeutung hat.
- **Mauthausener Granit, Schremser Granit, Leukogranite und Feinkorngranite i.A. (742)**. Eine Zusammenfassung verschiedener Typen von feinkörnigen Biotitgraniten, wobei Zusammensetzung und Entstehung unterschiedlich sein können. Prominenteste Typen sind der eher mittelkörnige Mauthausener Granit und der sehr feinkörnige Schremser Granit. Diese und die Feinkorngranite i.A. führen oft angeschmolzene Einschlüsse oder Mikrokline von Weinsberger Granit.
- **Aplit (743)**. Kleine Vorkommen von Stöcken und Gängen in Oberösterreich.
- **Granitporphyr, Granitgänge (744)** sind im Eisgarner Granitkomplex z.T. über weite Strecken verfolgbar.
- **Jüngere Granitstöcke im Weinsberger Granit (745)** kommen als kleine Stöcke im östlichen Randbereich des Weinsberger Granits vor. Es handelt sich meist um feinkörnige Muskowit-, Granat- und Sillimanit/Andalusit-führende Gesteine. Andere Varianten sind der grobkörnige Plochwalder Granit-Typ, der in mehreren Körpern bei Windhaag nordöstlich von Freistadt auftritt.
- **Weinsberger Granit (746)**. Am weitesten verbreiteter Granit im Wald- und Mühlviertel. Er ist ein grob- bis riesenkörniger Biotitgranit. Der scharfe Intrusionskontakt zur Ostrong-Einheit ist tektonisch bis zur Mylonitisierung überformt. Gegen Westen löst sich der einheitliche Granit in kleinere Körper auf und geht in einen Grobkorngneis über. Die Mikrokline sind oft parallel ausgerichtet. Untergeordnet tritt Muskowit als sekundäre Bildung auf. Selten ist Granat sichtbar.
- **Migmagranit (747), Übergangszone Weinsberger Granit mit anderen Graniten (748), Schlierengranit (749)**. Schlecht abgrenzbare Granittypen, die einerseits die Entstehung durch unvollständige Aufschmelzung erkennen lassen (Migmagranit), andererseits auf Grund des tief aufgeschlossenen Stockwerks den engen genetischen Zusammenhang bei der Entstehung verschiedener Granittypen (Weinsberger Granit – Schlierengranit – Grobkorngneis) und ihre Vermischung dokumentieren.
- **Wolfsegger Granit (750)**. Ein homogener mittelkörniger Biotitgranit nordöstlich von Schrems, der von Diorit ummantelt ist.
- **Rastenberger Granodiorit (Durbachit – 751) und Randgranit (752)**. Ein selbständiger Pluton, der zwischen Ostrong- und Drosendorf-Einheit intrudiert. Der sehr grobkörnige, dunkle Granodiorit ähnelt dem Weinsberger Granit, ist genetisch aber verschieden. Er führt neben reichlich Biotit auch Hornblende und manchmal Pyroxen. Es begleitet ihn stellenweise ein feinkörniger heller Granit, der oft reichlich Turmalin führt. Gute Aufschlüsse des Rastenberger Granodiorits sind an der Kamp-Brücke unterhalb der Staumauer des Kraftwerkes Ottenstein zu sehen.
- **Freistädter Granodiorit, grobkörnig (753) und feinkörnig (754)**. Dieser gehört auf Grund von Datierungen zu den jüngsten Intrusionen des Plutons. Er hat granodioritische

Zusammensetzung, wobei die grobkörnige Variante mit auffallend hexagonalen Biotitplättchen die Randfazies bildet.

- **Karlstifter Granit (755)**. Ein relativ kieselsäurearmer, mittelkörniger Biotitgranit mit einer porphyrischen Randfazies mit größeren Kalifeldspäten.
- **Engerwitzdorfer Granit (756)** tritt in kleineren Körpern östlich von Gallneukirchen auf. Er ist auf Grund seiner chemischen Zusammensetzung und Textur dem porphyrischen Typ des Karlstifter Granit sehr ähnlich.

6.2.5. Moravikum (T38)

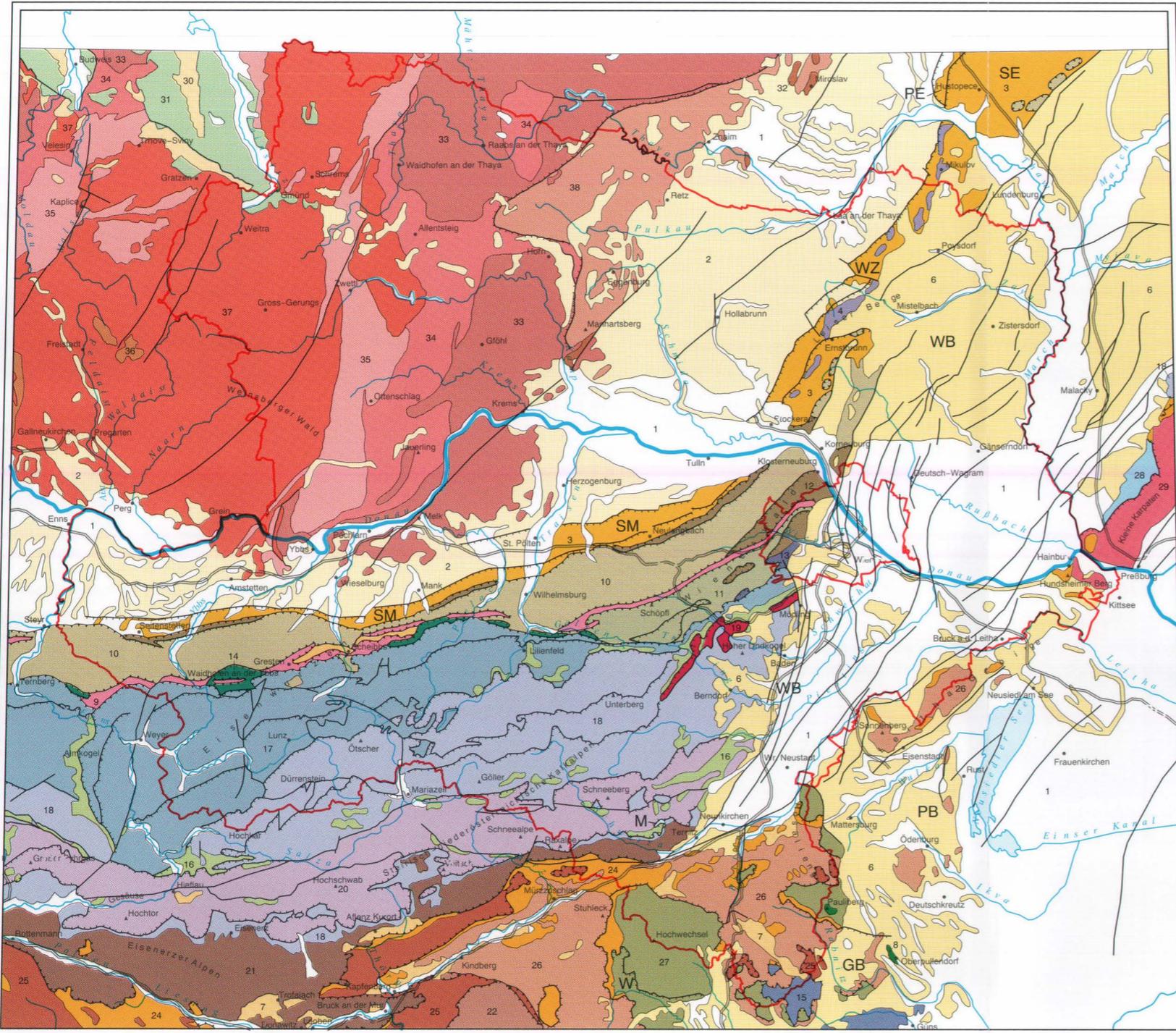
Das Moravikum ist durch eine flach westwärts fallende Überschiebungsfläche vom aufliegenden Moldanubikum getrennt. Auch im Moravikum herrscht Deckenbau mit einem tektonischen Bau von oben nach unten in die Bittesch-Einheit, die Pernegg-Gruppe und die Therasburg-Gruppe, die das Dach des Thaya-Batholithes ist. Die variszische Metamorphose im Moravikum ist schwächer als im aufgeschobenen Moldanubikum, weshalb dort auf Grund von Mineral- und Gesteinsaltern noch vorvariszische (cadomische) Ereignisse nachweisbar sind.

Die hangendste Einheit, die Bittesch-Einheit, umfasst den Bittescher Gneis mit Amphibolit-Einschaltungen, Marmore, Paragneise und Quarzite und wird von manchen Autoren mit der Drosendorf-Einheit verglichen. Pernegg- und Therasburg-Gruppe umfassen eine Folge von Sedimentgneisen. Die Pernegg-Gruppe unterscheidet sich von der Therasburg-Gruppe durch karbonatische Gesteinszüge (Marmor und Kalksilikatgneis), die auf der Karte aber nicht ausgeschieden

sind, während die Therasburg-Gruppe durch Quarzitbänder und Amphibolite ausgezeichnet ist.

- **Metamorphe Karbonatgesteine (757)** finden sich in der Bittesch-Einheit und der Pernegg-Gruppe.
- **Bittescher Gneis (758)**. Orthogneis mit granitischer Zusammensetzung; ist häufig von großen Alkalifeldspat-Augen und Pegmatoiden durchsetzt und führt dann reichlich Muskowit. In den hangenden Partien ist er reich an Amphibolitlagen. Das Gestein ist tektonisch stark ausgewalzt und geplättet und wird daher in vielen Steinbrüchen als Bau- und Dekorstein abgebaut. Er ähnelt dem Dobra-Gneis (728), doch streuen die bisher gewonnenen Altersdaten um rund 800 bis 580 Mio. Jahre.
- **Weitersfelder Stengelgneis (759)**. Arkose- bis Grauwackengneis, besteht aus granitischem Verwitterungsmaterial. Er trennt die Pernegg-Gruppe von der Therasburg-Gruppe.
- **Glimmerschiefer, Paragneis, Quarzit und Amphibolit (760)** kommen in der Pernegg- und Therasburg-Gruppe vor.
- **Therasburg-Gneis (761)** ist ein Granodioritgneis in der Therasburg-Gruppe.
- **Porphyroid von Zeletice (762)**. Magmatisches Gestein im Gefolge des Thaya-Batholiths.
- **Thaya-Batholith/Brünner Pluton (763)** besteht aus cadomischen Graniten bis Granodioriten (550–580 Mio. J.). Die Diendorfer Störung setzt den Thaya-Pluton vom Brünner Pluton ab. Ersterer besteht aus verschiedenen Typen, die in ihrer Textur und Zusammensetzung variieren. Sie wurden nach der Intrusion leicht deformiert und metamorphosiert.

Tektonische Übersicht 1 : 1 000 000 (Quartär z.T. abgedeckt)



- | | |
|--|--|
| <p>1 Quartär</p> <p>2 Molasse</p> <p>2 Autochthone Molasse</p> <p>3 Allochthone (subalpine) Molasse (SM), Waschbergzone (WZ), Steinitzer Einheit (SE), Pausramer Einheit (PE)</p> <p>4 Jura und Kreide der Waschbergzone</p> <p>5 Inneralpine Molasse</p> <p>6 Intramontane Becken</p> <p>6 Wiener Becken (WB), Pannonisches Becken (PB), Grazer Becken-Randbuchten (GB)</p> <p>7 Norische Senke</p> <p>8 Neogene Vulkanite</p> <p>9 Helvetikum i.w.S. (Grestener Klippenzone und Hauptklippenzone)</p> <p>10 Penninikum und Äquivalente</p> <p>10 Rhenodanubischer Flysch (Flysch-Hauptdecke und Greifensteiner Decke) und Maguradecke</p> <p>11 Laaber Decke</p> <p>12 Kahlenberger Decke und Nördliche Randzone</p> <p>13 St. Veiter Klippenzone, Sulzer Klippenzone</p> <p>14 Ybbsitzer Klippenzone</p> <p>15 Rechnitzer Einheit</p> <p>16 Oberostalpin</p> <p>16 Nördliche Kalkalpen</p> <p>16 Gosau-Gruppe</p> <p>17 Frankenfels-Lunzer Deckensystem (Bajuvarikum)</p> <p>18 Ötscher-Deckensystem (Tirolikum inkl. Choc-Decke in den Kleinen Karpaten)</p> <p>19 Basalschuppen mit kalkalpenfremden Schürflingen</p> <p>20 Kalkhochalpines Deckensystem (Juvavikum)</p> <p>21 Grauwackenzone</p> <p>22 Grazer Paläozoikum</p> <p>23 Meliatikum (M)</p> | <p>Unter- und Mittelostalpin ("Zentralalpin")</p> <p>24 Zentralalpines Permo-Mesozoikum (inkl. Krizna-Decke in den Kleinen Karpaten)</p> <p>25 Mittelostalpines Kristallin</p> <p>26 Semmering-Einheit</p> <p>27 Wechsel-Einheit und Waldbach-Kristallin (W)</p> <p>Kleine Karpaten-Tatrum</p> <p>28 Borinka-Gruppe</p> <p>29 Kristalline Kerne</p> <p>Böhmische Masse und Autochthone Auflagerung</p> <p>30 Paläogen und Neogen (Böhmen)</p> <p>31 Kreide</p> <p>32 Paläozoikum</p> <p>33 Gföhl-Einheit</p> <p>34 Drosendorf-Einheit</p> <p>35 Ostrong-Einheit</p> <p>36 Bavarikum</p> <p>37 Südböhmischer Pluton</p> <p>38 Moravikum</p> <p>Überschiebung großtektonischer Einheiten</p> <p>Decken- und Schuppengrenzen</p> <p>Störung und Bruch i.A.</p> |
|--|--|

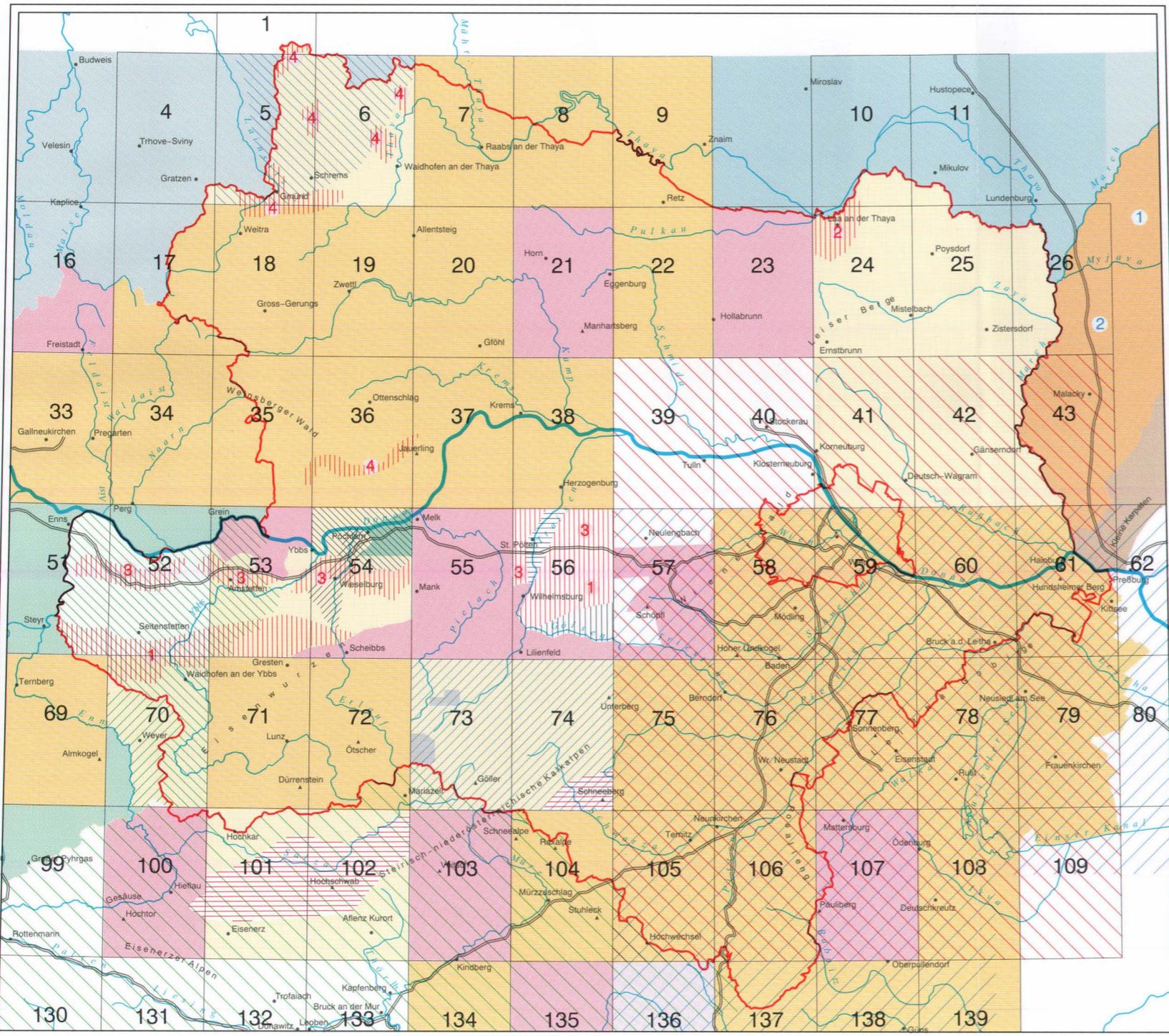
Unterostalpin
Kristallin

Autochthon

Moldanubikum

Kristallin

Verteilung der verwendeten Unterlagen



Österreichischer Anteil

- Geologische Karten GÖK50 (Geol. B.-A.)
 - 7 Groß Siegharts (1987)
 - 8 Geras (2001)
 - 9 Retz (1999)
 - 17 Bad Großpertholz (1977)
 - 18 Weitra (1977)
 - 19 Zwettl (1991)
 - 20 Gföhl (1984)
 - 22 Hollabrunn (1998)
 - 33 Steyregg (2001 im Druck)
 - 34 Perg (1982)
 - 35 Königswiesen (1984)
 - 36 Ottenschlag (1986)
 - 37 Mautern (1983)
 - 38 Krems (1984)
 - 58 Baden (1997)
 - 59 Wien (1985)
 - 60 Bruck an der Leitha (1985)
 - 61 Hainburg an der Donau – 62 Preßburg (1985)
 - 69 Großbraming (1999)
 - 71 Ybbsitz (1988)
 - 72 Mariazell (1997)
 - 75 Puchberg am Schneeberg (1991)
 - 76 Wiener Neustadt (1982)
 - 77 Eisenstadt (1994)
 - 78 Rust (1993)
 - 79 Neusiedl am See – 80 Ungarisch-Altenburg – 109 Pamhagen
 - 104 Mürzzuschlag (2001)
 - 105 Neunkirchen (1992)
 - 106 Aspang (1995)
 - (107 Mattersburg) – 108 Deutschkreutz (1957)
 - 134 Passail (1990)
 - 137 Oberwart (1982)
 - 138 Rechnitz (1987)
 - 139 Lutzmannsburg (1980)
- Geologische Spezialkarten 1 : 75 000 (Geol. B.-A.)
 - (ÖK5, 6): Litschau und Gmünd (WALDMANN, L., 1950)
 - (ÖK10, 11, 24, 25, 26): Nordöstliches Weinviertel (GRILL, R., 1961)
 - (ÖK41, 42, 43): Gänserndorf (GRILL, R., 1954)
 - (ÖK53, 54): Melk (VETTERS, H., Manuskript 1933)
 - (ÖK70): Weyer (GEYER, G., 1912)
 - (ÖK73, 74): Schneeberg und St. Aegydt am Neuwalde (AMPFERER, O. & SPENGLER, E., 1931)
 - (ÖK101, 102): Eisenerz, Wildalpe und Afenz (SPENGLER, E., 1926)
- Geologische Manuskriptkarten der laufenden Landesaufnahme neueren Standes (Archiv der Geol. B.-A.)
 - BAUER, F. (100); FRASL, G. (21); FUCHS, G. (53); HÖCK, V. (21); KRENMAYR, H.G. (55); MANDL, G.W. (103); MATURA, A. (55,135); NOWOTNY, A & PISTOTNIK, J. (103, 107); PUTIS, et al. (107); ROCKENSCHAUB, M. (16); ROETZEL, R. (21, 23); SCHNABEL, W. & Arbeitsgruppe Univ. Kiel (53, 54, 55, 56, 57); SCHUBERT, G. (16); STEININGER, F.F. (21); STRANIK, Z.(23, 57); VAN HUSEN, D. (100); VASICEK, W. (21); VETTERS, W. (21); WESSELY, G. (57)
- Ergänzungen im östlichen Donauraum nach CZASZAR, G. et al.: Surface Geological Map 1 : 100 000. DANREG (Danube Region Environmental Geology Program) – Magyar Allami Földtani Intezet. Budapest 1998.

- Einzelwerke – publiziert
 - FLÜGEL, H.W. & NEUBAUER, F.R.: Geologische Karte der Steiermark 1 : 200 000. – Geol. B.-A. (1984)
 - FUCHS, W.: Geologische Karte der Umgebung von Melk. – Verh. Geol. B.-A. (1964)
 - FUCHS, W. und GRILL, R.: Geologische Karte von Wien und Umgebung 1 : 200 000. – Geol. B.-A. (1984)
 - GOTTSCHLING, P.: Geologische Karte der Hauptklippenzone und der Laaber Teildecke im Bereich von Glashütte–Stollberg – Mitt. Geol. Ges. Wien 58 (1965)
 - HAGENGUTH, G., POBER, E. et al.: Geologische Karten des Schmelzfensters ... Umgebung Schwarzenberg bei Türnitz. In: Beiträge zur Geologie, Mineralogie und Geochemie der Pb/Zn – Vererzungen Annaberg und Schwarzenberg (Niederösterreich) – Jb. Geol. B.-A. 125 (1982)
 - MATURA, A.: Geologische Karte des Kristallins am Südrand der Böhmisches Masse zwischen Ybbs/Donau und St. Pölten 1 : 50 000. – Jb. Geol. B.-A. 127, Beilage 1 (1984)
 - PASCHER, G.A. et al.: Geologische Karte des Burgenlandes 1 : 200 000. – Geol. B.-A. (1999)
- Unpublizierte Unterlagen
 - ALBER, H. et al.: Kompilierte Geologische Karten 1 : 50 000. In: Flussspatprospektion auf hydrochemischer Grundlage in den Niederösterreichischen Kalkalpen. – Proj.-Ber. – Geol. B.-A. (1983)
 - BREITER, K.: Diverse Skizzen und Manuskripte. Prag und Wien (1994 – 1998)
 - DECKER, K. & HEINRICH, M.: Kompilierte geologische Arbeitskarten Bezirk Amstetten und Waidhofen an der Ybbs 1 : 25 000. – Proj.-Ber. – Geol. B.-A. (1992)
 - ERHART-SCHIPPEK, W.: Wasserwirtschaftliche Grundlagenenerhebung im Raum Erlaufthal. – Bericht Amt d. Niederöstr. Landesreg. Abt B/9, Gz.93/216, Wien (1994)
 - HAUER, F.: Quartär- und Hydrogeologische Bearbeitung des Beckens von St. Pölten (Niederösterreich). – Dipl.-Arb. Univ. Wien (1999)
 - LETOUZE-ZEZULA, G.: Kompilierte Digitale Geologische Karte von Oberösterreich 1 : 20 000. – In: Massenrohstofficherung Oberösterreich. – Ber. – Geol. B.-A. (1999)
 - MANDL, G.W. et al: Manuskriptkarten Hochschwabgebiet Karstprojekt WA4A–StA028n Stand 2000 – Geol. B.-A. (2000)
 - NEUBAUER, F.: Geologische Arbeitskarte ÖK 136 Hartberg. In: PÖSCHL, M. & UNTERSWEIG, Th.: Naturraumpotentialkarten der Steiermark – Bezirk Hartberg. Graz (1992)
 - REITNER, H. & DECKER, K.: Kompilierte Geologische Gebietskarte 1 : 50 000 Oberösterreichische Kalkvoralpen NE der Enns. In: PFLEIDERER, S.: Geohydrologische ... Grundlagenstudien in den Oberöstr. Kalkvoralpen NE der Enns. – Proj.-Ber. – Geol. B.-A. (1999)
 - Revisionsbegehungen Geol. B.-A. (1998 – 2001): EGGER, H. (1); HAVLICEK, P. und HOLASEK, O. (2); KRENMAYR, H.G. (3); ROETZEL, R. (4)
- Tschechischer Anteil
 - Geologicka Mapa CR 1 : 50 000: Blätter 32–33; 32–24; 32–42; 33–11; 33–33–31, 34–22; 34–24
 - BATIK, P., CÍCHA, I., HAVLICEK, P., RUDOLSKY, J., STRANIK, Z.: Kompilation 1999.
- Slowakischer Anteil
 - Regionálne Geologické Mapy Slovenska 1 : 50 000
 - 1 BANACKY, V.: Geological Map of the Chvojnicka Pahorkatina Upland and the Northern Part of Borska Nizina Lowland 1 : 50 000, Bratislava (1996)
 - 2 BANACKY, V. & SABOL, A.: Geologická Mapa Zahorskej Niziny 1 : 50 000, Bratislava (1972)
 - MAHEL, M.: Geologische Karte der Kleinen Karpaten 1 : 50 000, Bratislava (1972)

Geologische Karte 1 : 200.000 – Lieferbare Blätter

Geologisch-Tektonische Übersichtsarte von Vorarlberg 1 : 200.000.	EUR
Von R. OBERHAUSER Et W. RATAJ. Mit Erläuterungen von R. OBERHAUSER. – 42 S. ill., Wien 1998. ISBN 3-85316-001-8	22,0
Geologische Karte des Burgenlandes 1 : 200.000.	
Von G. PASCHER et al. Mit Erläuterungen von H. P. SCHÖNLAUB (Hrsg.) – 130 S., farbig, 96 Abb., 10 Tab., 4 Taf., Wien 2000. ISBN3-85316-009-3	25,0

Bundesländerserie – Lieferbare Hefte

Früher : Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt. Bundesländerserie. Geologie der österreichischen Bundesländer in kurzgefassten Einzeldarstellungen.

Heft Wien.	
Von H. KÜPPER. – 206 S., 23 Abb., 8 Fossiltaf., 20 Falttaf., Wien 1968. ISBN 3-900312-28-1	14,4
Heft Salzburg.	
Von W. DEL-NEGRO. – 101 S., 1 Abb., 2 Taf., Wien (2. Auflage) 1970. ISBN 3-900312-30-3	7,2
Heft Steiermark.	
Erläuterungen zur geologischen Karte der Steiermark 1 : 200.000. Von H. W. FLÜGEL Et F. R. NEUBAUER. – 127 S., 28 Abb., 5 Tab., Wien 1984. ISBN 3-900312-12-5	8,1
Heft Burgenland.	
Erläuterungen zur geologischen Karte des Burgenlandes 1 : 200.000. Von H. P. SCHÖNLAUB (Hrsg.) – 130 S., farbig, 96 Abb., 10 Tab., 4 Taf., Wien 2000. Wird nur gemeinsam mit der Karte abgegeben. ISBN 3-85316-009-3	25,0