

ERLÄUTERUNGEN

zu Blatt

106 Aspang-Markt

Von GERHARD FUCHS, PAUL HERRMANN, ALFRED PAHR (†)
& WOLFGANG SCHNABEL (Redaktion)

Mit Beiträgen von
ANDREAS AHL, FELIX HABART, THOMAS HOFMANN, MARIA HEINRICH,
FRIEDRICH KOLLER, WOLFGANG LENHARDT, ALBERT SCHEDL,
PETER SLAPANSKY, GÜNTHER WEIXELBERGER
& INGE WIMMER-FREY

13 Abbildungen, 1 Tabelle, 2 Farbtafeln



Wien 2008

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

Anschriften der Verfasser

Dr. ANDREAS AHL, Dr. MARIA HEINRICH, Mag. THOMAS HOFMANN,
Dr. ALBERT SCHEDL, Dr. PETER SLAPANSKY, Dr. INGE WIMMER-FREY,
Geologische Bundesanstalt
Neulinggasse 38
A 1030 Wien
andreas.ahl@geologie.ac.at, maria.heinrich@geologie.ac.at,
thomas.hofmann@geologie.ac.at, albert.schedl@geologie.ac.at,
peter.slapansky@geologie.ac.at,
inge.wimmer-frey@geologie.ac.at

Dr. GERHARD FUCHS
Gutenbrunn 87
A 3665 Gutenbrunn

Dr. FELIX HABART
Amt der Niederösterreichischen Landesregierung
Gebietsbauamt II
Grazer Straße 52
A 2700 Wiener Neustadt

Univ.-Doz. Dr. WOLFGANG LENHARDT
Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik
Seismologischer Dienst
Hohe Warte 38
A 1190 Wien

Dr. WOLFGANG SCHNABEL
Hasenauerstraße 8
A 1190 Wien

Mag. GÜNTHER WEIXELBERGER
Hauptplatz 28
A 2823 Pitten

Alle Rechte vorbehalten

ISBN 978-3-85316-042-8

Redaktion: WOLFGANG SCHNABEL

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

Inhalt

Vorwort	4
1. Geographischer Überblick	5
2. Geologischer Überblick	6
3. Erforschungsgeschichte	8
3.1. Grundgebirge	8
3.2. Miozäne Deckschichten	9
4. Erläuterungen zur Kartenlegende	10
4.1. Grundgebirge (G. FUCHS)	10
4.1.1. Wechselkomplex	10
4.1.2. Grobgneiskomplex	14
4.1.3. Sieggrabenkomplex	19
4.1.4. Zentralalpines Permomesozoikum	22
4.2. Tertiär (Inneralpine Neogenbecken)	29
4.2.1. ?Ottangium (Becken von Krumbach, Zöbern und Lembach) (P. HERRMANN)	29
4.2.2. Kohle führende Süßwasserschichten (Karpatium – ?Unterbadenum; Norische Senke; W. SCHNABEL)	30
4.2.3. Sarmatium (Eisenstädter Becken, G. FUCHS)	33
4.2.4. Sarmatium – Unterpliozän (Wiener Becken; W. SCHNABEL)	33
4.3. Quartär (W. SCHNABEL)	35
4.4. Diverse Zeichen	40
5. Geologischer Bau	40
5.1. Grundgebirge (G. FUCHS)	40
5.1.1. Überblick	40
5.1.2. Wechsel-System	41
5.1.3. Semmering-System	42
5.1.4. Sieggrabener Deckscholle und Äquivalente	43
5.2. Miozäne Deckschichten– Kohleführendes Neogen	45
5.2.1. Becken von Krumbach, Zöbern und Lembach (P. HERRMANN)	45
5.2.2. Nordabdachung der Buckligen Welt (W. SCHNABEL)	45
5.2.3. Isolierte Bedeckung der Buckligen Welt (W. SCHNABEL)	46
5.3. Wiener Becken (W. SCHNABEL)	47
5.4. Mattersburger Bucht (W. SCHNABEL)	47
5.5. Junge Störungssysteme (G. FUCHS, W. SCHNABEL)	48
6. Seismotektonik (W.A. LENHARDT)	49
6.1. Der südliche Bereich des Wiener Beckens und die Bucklige Welt	49
6.2. Messtechnische Erfassung der Bodenerschütterungen	53
7. (Aero-)Geophysikalische Landesaufnahme (A. AHL, P. SLAPANSKY)	54
7.1. Aeromagnetik von Österreich	54
7.2. Hubschraubergeophysik – Messgebiet „Wiesen“	56
8. Hydrogeologie (F. HABART)	57
8.1. Porengrundwasservorkommen	57
8.2. Quellen	58
8.3. Schongebiete	59
8.4. Hydrogeologische Untersuchungen	59
8.5. Hochwasserereignisse	60
9. Nutzbare mineralisch Rohstoffe und Gesteine (G. FUCHS, W. SCHNABEL, M. HEINRICH, A. SCHEDL, I. WIMMER-FREY)	61
9.1. Baurohstoffe	61
9.2. Industrieminerale	61
9.3. Erze	63
9.4. Braunkohle	64
10. Geogene Naturgefahren und Ingenieurgeologie (G. WEIXELBERGER)	64
11. Zukünftiger Forschungsbedarf (G. FUCHS, W. SCHNABEL)	66
11.1. Grundgebirge (G. FUCHS)	66
11.2. Miozäne Deckschichten und Quartär (W. SCHNABEL)	67
12. Geologische Naturdenkmale (Geotope; T. HOFMANN, F. HABART)	67
13. Exkursionspunkte und Routenvorschläge (G. FUCHS, W. SCHNABEL)	70
13.1. Das Kristalline Grundgebirge und das Semmeringmesozoikum (G. FUCHS)	70
13.2. Eine Exkursion in die nördlichen Ausläufer der Buckligen Welt (W. SCHNABEL) ..	71
13.3. Das Grab von Joachim BARRANDE am Friedhof in Lanzenkirchen (W. SCHNABEL)	72
14. Die Aufschlussbohrungen TH1 der „Therme Linsberg GmbH“	72
11. (W. SCHNABEL, G. WEIXELBERGER)	72
Dank	75
Literatur	76

Vorwort

Als im Jahr 1958 einer der Verfasser (G. FUCHS) im Zusammenhang mit hydrogeologischen Untersuchungen vom damaligen Direktor der Geologischen Bundesanstalt, Herrn Prof. Dr. H. KÜPPER beauftragt wurde, das Kristallinargebiet des Rosaliengebirges geologisch aufzunehmen, war noch nicht zu ahnen, dass damit eine Forschungstätigkeit begonnen wurde, die 1995 zur Herausgabe der Geologischen Karte ÖK106 Aspang-Markt der „Geologischen Karte der Republik Österreich 1 : 50 000“ führte und die nun über ein Jahrzehnt später mit den Erläuterungen zu einem endgültigen Abschluss gebracht werden konnte.

Die Gründe für diese lange Zeitspanne sind vielfältig. Erst ab den 1970er-Jahren wurde das langfristige Programm der Geologischen Gradabschnittsblätter 1 : 50 000 begonnen und unser Blatt war nicht eines, das die Geologen in der Vergangenheit besonders angezogen hätte. Rohstoffe von nur regionaler wirtschaftlicher Bedeutung, kaum Fossilien, schlechte Aufschlussverhältnisse und mächtige periglaziale Verwitterungsdecken waren keine Triebfedern für intensive geologische Forschung. Zudem waren im Blattbereich selbst keine spektakulären Schlüsselstellen zur großregionalen Klärung der alpinen Geologie vorhanden. Diese sind westlich im Semmeringgebiet und südlich im Wechsel und bei Rechnitz zu sehen, und die dort gewonnenen Erkenntnisse haben den Rahmen zur detaillierten Erforschung des Baues der Buckligen Welt und damit unseres Blattes vorgegeben.

Trotzdem ist das auf Blatt 106 dargestellte Gebiet geologisch überaus interessant, denn es deckt einen Großteil des weit gegen Osten reichenden Sporns der Zentralalpen ab und zeigt die Ränder der angrenzenden Miozänen Becken im Norden (Wiener Becken), Süden (Randbuchten des Steirischen Beckens) und ansatzweise das Pannonische Becken im Osten sowie die Binnenbecken als detaillierte geologische Spezialkarte. Mit den tektonischen Fenstern und Deckschollen zeigt es in beeindruckender Weise die Fortsetzung des zentralalpinen Deckenbaues vom W her vor dem Untertauchen in das Pannonische Becken.

Das Kartenblatt ist ein wichtiger Baustein in der geologischen Darstellung des Nordostsporns der Zentralalpen, da in letzter Zeit eine Reihe von Nachbarblättern im Maßstab 1 : 50 000 erschienen sind: ÖK 75 Puchberg am Schneeberg (SUMMESBERGER, 1991), ÖK 76 Wiener Neustadt (BRIX & PLÖCHINGER 1982; Erläuterungen 1988), ÖK 105 Neunkirchen (HERRMANN, MANDL & MATURA et al., 1992), ÖK 137 Oberwart (HERRMANN & PAHR, 1982; Erläuterungen von PAHR, 1984) und ÖK 138 Rechnitz (FERENCZ, HERRMANN & PAHR, 1987; Erläuterungen von HERRMANN et al., 1988). Mit der Veröffentlichung unseres Blattes wurde somit eine empfindliche Lücke im geologischen Kartenwerk 1 : 50 000 geschlossen (siehe Blattspiegel auf der zweiten Umschlagseite).

Das Blatt findet nun mit der Herausgabe der Erläuterungen seinen Abschluss. Die lange Verzögerung des Erscheinens der Erläuterungen bietet nun aber auch Gelegenheit, die in der relativ kurzen Periode sehr stürmisch stattgefundenen neuen Forschungsergebnisse in den Zentralalpen einzubringen und diese im Hinblick auf das Blatt ÖK 106 Aspang-Markt zu diskutieren. Sie betreffen allgemein die Vorschläge zur Neugliederung des zentralalpinen Kristallins (SCHMID et al., 2004, u.a.), in formaler Hinsicht die Anwendung der Regeln für die stratigraphische Nomenklatur (STEININGER & PILLER 1999) wie auch neue Erkenntnisse durch den Tiefenaufschluss der inzwischen stattgefundenen Bohrung für die Therme Erlach-Linsberg.

Dass die flächenhaften Ausscheidungen auf der Karte selbst davon nicht betroffen sind, sondern nur deren wissenschaftliche Ausdeutung, beweist deren Wert als eine aktuelle geologische Grundlage.

Besonders erwähnt sollen auch die beiden zwischenzeitlich erschienenen umfangreichen geologischen Dokumentationen über Niederösterreich, nämlich das Blatt „Niederösterreich“ der Reihe der Geologie der Österreichischen Bundeslän-

der 1 : 200 000 (SCHNABEL et al., 2002) sowie der Band „Niederösterreich“ in derselben Reihe (WESSELY et al., 2006), wo auch die örtliche Geologie des Blattes ÖK106 Aspang-Markt in den großregionalen Zusammenhang gestellt wird.

Außerdem bietet sich jetzt die Möglichkeit, darauf zu verweisen, dass in der Karte „Niederösterreich“ 1 : 200 000 (SCHNABEL et. al. 2002) der Nordostsporn des Rosaliengebirges und der Kern des Scheiblingkirchener Fensters abweichend von der hier gegebenen Ansicht im Sinne von A. TOLLMANN als Wechselgesteine dargestellt wurden. Auch der südliche Fensterrand des Fensters von Wiesmath ist dort anders interpretiert.

Es handelt sich bei diesen unterschiedlichen Darstellungen keineswegs um eine Revision unserer 1995 erschienenen Karte. Der Autor G. FUCHS bekennt sich nach wie vor zum tektonischen Konzept derselben, wie es in den einschlägigen Kapiteln dieser Erläuterungen und deren Beilagen näher erklärt wird.

1. Geographischer Überblick

Das Kartenblatt umfasst die Bucklige Welt sowie die südlichen Bereiche des Rosaliengebirges und des Wiener Beckens. Weithin finden wir ein kleingliedriges, abwechslungsreiches Hügelland mit Seehöhen von 400 bis 900 m (Abb. 1). Der höchste Berg auf der Karte ist der Stickelberg (881 m) NE von Hollenthon. Die Landschaft ist geprägt vom Wechsel von Wald und landwirtschaftlich genutzten Flächen. Geschlossene Wälder bedecken die Hänge des Rosaliengebirges.

Das Gebiet wird größtenteils durch die Pitten zum Wiener Becken entwässert. Dieses wird hier in seinem südlichsten Teil von der Leitha durchflossen. Auch Schlatten-, Leiding-, Klingfurth- und Ofenbach entwässern zum Wiener Becken. Die Bäche im Südteil des Blattes (Zöbern-, Ponholz-, Tiefen-, Reißen-, Rabnitzbach) fließen zur Raab.



Abb. 1.

Herbststimmung in der Buckligen Welt.

Blick aus der Gegend von Wiesfleck gegen Osten, im Hintergrund das Ödenburger Gebirge.
Foto: Regionales Bildungswerk „Bucklige Welt“.



Abb. 2.

Das unter Pittental – Blick gegen Nordosten.

Rechts sind die Bergkirche und das Schloss Pitten auf dem markanten Berg aus Kalken des Semmering-Mesozoikums zu sehen, links im Hintergrund bei (Bad) Erlach der auffallende Sporn der kristallinen Erhebung zwischen Pittental und Schwarzatal, im Hintergrund das Rosaliengebirge.

Politisch gehört es größtenteils zum Bundesland Niederösterreich, der westliche Teil zum Bezirk Neunkirchen und der östliche zu Wiener Neustadt Land. Am Kamm des Rosaliengebirges verläuft die Grenze zum Burgenland, das ganz im Nordwesten bei Forchtenstein (Bezirk Mattersburg) und ganz im Südosten bei Landsee (Bezirk Oberpullendorf) einen geringen Anteil hat. Ganz im Südwesten, südlich von Aspang, reicht auch die Steiermark mit dem Bezirk Friedberg wenige km² gerade noch auf das Blatt.

Die dichteste Besiedlung finden wir im Wiener Becken mit bedeutenden Orten wie Neunkirchen, Schwarzau, Erlach (seit 2007 Bad Erlach), Lanzenkirchen usw. Im Pittental sind Aspang, Scheiblingkirchen, Seebenstein und Pitten zu nennen. Im Schlattental ist Bromberg der bedeutendste Ort. In den Tälern im Südteil des Blattes liegen Krumbach und Kirchschatz. Vielfach wurden die Ortschaften auch beherrschend auf den Höhen angelegt: Hochwolkersdorf, Wiesmath, Lichtenegg, Hollenthon und Landsee. Dazwischen finden sich Streusiedlungen und Einzelhöfe, die gut in die reizvolle, abwechslungsreiche Landschaft passen.

Die Hauptverkehrswege vom Wiener Becken benützen naturgemäß das breite Pittental zum Wechsel. Von diesem Tal zweigen auch die Autobahn in die Steiermark und die Bundesstraße über Krumbach und Kirchschatz ins Burgenland ab. Einen Eindruck der Landschaft am Ausgang des Pittentals in das Wiener Becken soll Abb. 2 geben.

Die Bucklige Welt ist als wunderschönes Wandergebiet bekannt, nicht zuletzt wegen seiner Ausblicke auf Schneeberg und Hochwechsel und weit hinaus in das Wiener Becken oder die Ungarische Tiefebene.

2. Geologischer Überblick

Auf dem Blatt ÖK106 Aspang-Markt ist der größte Teil des Nordostsporns der Zentralalpen dargestellt.

Die ältesten und tiefsten Einheiten bestehen aus einem kristallinen Grundgebirge. Nach dem der Karte entsprechenden Konzept wird es vorwiegend zum Unterostalpinen Deckensystem gestellt. TOLLMANN (1977, 1978) unterscheidet

darin das tiefere Wechsel und das höhere Semmering-System, welches wegen des weit verbreiteten Grobgnaises in der Literatur auch als „Grobgneiskomplex“ bezeichnet wird. Das Wechsel-System ist typisch im Wechsel-Fenster aufgeschlossen, welches selbst nur bei Aspang randlich auf unser Blatt reicht. Das Wechselkristallin tritt aber weiter östlich im Wiesmather Fenster in typischer Ausbildung nochmals zutage.

Über dem Wechsel-System liegt das Semmering-System mit Grobgnais und Hüllschiefer, welche die Kirchberger Decke aufbauen. Zu diesen kristallinen Einheiten gehört ein Liegendflügel von Semmering-Permomesozoikum. Diese invers liegende Folge ist eine Fortsetzung der mächtigen Sedimentserien des Semmering-Gebiets, die bei Kirchberg unter dem Kristallin verschwinden. Sie sind bei Scheiblingkirchen wieder aufgeschlossen und setzen über Seebenstein, Pitten, Schleinz über das Rosaliengebirge nach Wiesen und Forchtenau fort. Bei Scheiblingkirchen bilden sie den Rahmen eines Fensters, in welchem eine tiefere Einheit mit Glimmerschiefern sichtbar ist. Ein ebensolches Fenster baut den gesamten Nordostsporn des Rosaliengebirges auf. In dieser tieferen Einheit sieht der Autor eine liegen gebliebene Stirnschuppe der Kirchberger Decke, die er „Sauerbrunn-Scholle“ nennt (FUCHS, 1990). TOLLMANN hat sie als zum Wechsel-System gehörig betrachtet. Lithologisch zeigen diese Gesteine jedoch keine Analogie zum Wechsel, sie entsprechen gewöhnlichen Hüllschiefern des Grobgneiskomplexes.

Nicht nur im Liegendflügel, auch im Hangenden sind Sedimente am Aufbau der Kirchberger Decke beteiligt. Es sind zahlreiche Erosionsreste von Alpinem Verrucano, es wird angenommen, dass er über dem Grobgneiskomplex transgredierte.

Bei Zöbern, Kirchschatz und Siegraben überlagern deutlich hochgradiger metamorphe Gesteinskomplexe das Grobgnais-Kristallin. Da an einer tektonischen Platznahme nicht zu zweifeln ist, wurden diese Kristallinschollen als Oberostalpin (KÜMEL, 1936) bzw. Mittelostalpin (TOLLMANN, 1959, 1977) aufgefasst. Da die Verrucano-Vorkommen des Gebiets südlich von Hochwolkersdorf sich sowohl auf der Grobgnaisserie als auch auf der Siegrabener Serie finden, zog FUCHS (1990) eine bereits variszische Platznahme in Erwägung. Auf Grund der jüngsten Forschungen wird ein alpidisch geprägter Bau angenommen (siehe Kap. 3 – Erforschungsgeschichte).

In diesen so skizzierten Bau senkten sich im Neogen einzelne Becken mit Süßwasserbildungen ein, in welchen sich auch Braunkohle bildete. Die ersten dürften auf unserem Blatt die Becken von Krumbach und Kirchschatz gewesen sein, welche zeitgleich mit dem weiter westlich gelegenen Becken von Kirchberg am Wechsel vielleicht schon im Otnangium bestanden. Ein etwas jüngerer Alter (Karpatum) wird den so genannten „Kohle führenden Süßwasserschichten“ am Nordrand der Buckligen Welt zugeschrieben. Letzteres Becken weist sowohl im Alter als auch in der Gesteinsabfolge so auffallende Gleichheit mit den Becken der Norischen Senke in der Steiermark bis Gloggnitz auf, dass sie durchaus als das nördlichste Vorkommen diesen Senken zugezählt werden kann.

Etwa zur selben Zeit ist das Gebiet in den Senkungsbereich der großen Inneralpinen Becken geraten, am Südrand unseres Blattes sind die großen Blockschüttungen in das sich ab dem Otnangium absenkende Grazer Becken randlich gerade noch dargestellt. Grobkörnige Serien mit Rotlehm und Flüsse aus den Kristallinareal mit ihrem Wildbachschutt schufen in der Friedberg-Pinkafelder Bucht die sedimentäre Basis dieser Beckenbildungen (Zöberner Brekzie und Mönichkirchner Blockschotter). Das Meer des Wiener Beckens, welches sich weiter im Norden ab dem Badenium einsenkte, dehnte sich hingegen erst im Pannonium bzw. Pontium von Norden her in den Blattbereich aus, dessen Beckensedimente sind auf dem Blatt zur Gänze vom Neunkirchner Schotterkegel bedeckt. Nur die jüngsten Ablagerungen des bereits ausgesüßten Wiener Beckens sind

noch an der Oberfläche sichtbar. Bei Wiesen reicht ein Sarmatium des Eisenstädter Beckens gerade noch auf das Blatt.

Das Gebiet war im Quartär (Pleistozän) nie von Gletschern bedeckt, es befand sich zur Gänze im periglazialen Bereich. Die Situation während des Würm-Hochstandes ist in VAN HUSEN (1987) anschaulich dargestellt. Demgemäß ist besonders das kristalline Grundgebirge mit den Jungtertiären Becken meist von mächtigen Verwitterungsschichten und Lockermaterial bedeckt, welche die Kartierung und besonders die Abgrenzung der Formationen außerordentlich erschweren.

Von besonderer Bedeutung sind die zahlreichen Nord-Süd verlaufenden Bruchsysteme. Von diesen ist die Pittentalstörung bis jetzt aktiv und macht sich immer wieder durch stärkere Beben bemerkbar.

3. Erforschungsgeschichte

3.1. Grundgebirge

(G. FUCHS)

Eine erste großräumige und trotzdem sehr eingehende Bestandsaufnahme der Gesteinsvorkommen unseres Raumes verdankt man CZJZEK (1853, 1854). Die für paläozoisch gehaltenen Semmering-Karbonate werden erst von TOULA im Semmering-Gebiet als mesozoisch erkannt und mit denen des Pittentals verglichen (1885, S. 167).

Auch VACEK (1889, 1891) betont das Fortsetzen der Gesteinsserien des Semmering- und Wechselgebietes in die Bucklige Welt und das Rosaliengebirge bis an den Rand der Ungarischen Ebene. Die Kenntnisse über die regionale Gesteinsverteilung werden weiter ausgebaut.

STARKL befasst sich 1883 mit den Leukophyllitvorkommen der Buckligen Welt.

TERMIERS Deckenlehre (1903) gab der geologischen Erforschung auch unseres Gebietes neue Impulse. Sie ermöglichte eine sinnvolle Erklärung für die angetroffenen Lagerungsverhältnisse, welche für die bisherigen Bearbeiter schwer verständlich waren.

UHLIG (1909) erkennt die Parallelen zwischen dem Semmering-Gebiet und den Radstädter Tauern. Sein Schüler MOHR baut in seinen Arbeiten (1910, 1912, 1913) eine Synthese des Deckenbaues des Nordostsporns der Zentralalpen aus, welche in vielen Punkten noch heute Gültigkeit hat. So erkannte MOHR z.B. das Fenster von Scheiblingkirchen.

RICHARZ (1911) widmet sich vor allem petrographisch-petrogenetischen Untersuchungen im Raume Aspang.

KOBER ist in seinen Arbeiten (1912, 1926, 1938, 1955) bestrebt, die Einheiten des Nordostsporns der Zentralalpen großtektonisch in den Alpenbau einzuordnen und als Bindeglied zu den Karpaten zu sehen.

WALDMANN erwähnt in seinem Aufnahmebericht 1930 zum ersten Male die von F.E. SUESS gefundene höher metamorphe Serie, die 1936 von KÜMEL eingehend beschrieben wird. Sie wird von KÜMEL als Deckscholle Oberostalpinen Hochkristallins gesehen und ist als solches auch auf dem 1957 erschienenen Blatt Matersburg (107) – Deutschkreutz (108) dargestellt.

H. WIESENER (1932, 1936, 1962, 1971) befasst sich mit der Petrogenese des Kristallins des Alpenostrandes.

SCHMIDEGG (1939, Karte 1938) führt im Raume von Pitten geologische Kartierungen durch, besonders in Bezug auf die Eisen- und Kohlelagerstätten dieser Gegend. Seine unpublizierte Karte wird von G. FUCHS (1962) gemeinsam mit dessen Aufnahmen in eine Darstellung des Baues von Rosaliengebirge und Buckliger Welt eingebaut.

EXNER (1958) hat 1957 das Gebiet begangen und wertvolle Strukturmessungen bekannt gemacht. ERICH führte 1961–1965 geologische Aufnahmen im Kris-

tallin der südlichen Hälfte des Kartenblattes durch. 1967 untersucht RIEDMÜLLER in einer sehr eingehenden Dissertation den Westteil des Scheiblingkirchener Fensters und den Bereich des Haßbachtales.

In TOLLMANNs umfassenden Darstellungen des Alpenbaues wurde naturgemäß auch unser Raum behandelt. 1959 fasst TOLLMANN die Schiefer im Kern des Scheiblingkirchener Fensters so wie den Wechsel als penninisch auf. In der Folge (1975, 1977, 1980) wird das Wechsel-System so wie das Semmering-System dem Unterostalpin zugerechnet. Es tritt in einer Reihe von Fenstern unter der Grobgneisserie hervor, und zwar bei Scheiblingkirchen, Wiesmath, Wiesen, Forchtenau und im nördlichen Rosaliengebirge. Drei unterostalpine Decken werden unterschieden: Wechsel-, Kirchberger und Tachenberg-Decke. Den Südrand des Wiesmather Fensters behandelt die Dissertation von JORDAN (1972) über den Landseer Quarzitzug.

Im Zusammenhang mit hydrogeologischen Untersuchungen wurde von G. FUCHS ab 1958 das Rosaliengebirge kristallingeologisch aufgenommen. Unter Einarbeitung der Kartierungen von SCHMIDEGG (1938) wurden die Ergebnisse dieser Arbeiten 1962 publiziert.

Als Beitrag zur Geologischen Karte Wien und Umgebung im Maßstab 1:200 000 (W. FUCHS & GRILL, 1984) führte G. FUCHS 1970 erneut ergänzende Begehungen im zentralen Teil des Blattes durch. Im Zuge des inzwischen begonnenen Kartenwerkes der Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50 000 wurde 1983 G. FUCHS schließlich mit der Erstellung des Blattes 106 beauftragt. Von den bereits aufgenommenen Gebieten im NE des Blattes ausgehend, wurden etwa zwei Drittel des Grundgebirges kartiert (Kartierungsberichte ab 1959 bis 1992 im Literaturverzeichnis). Der südlichste Teil des Blattes wurde ab 1985 von PAHR im Anschluss an Blatt ÖK137 Oberwart aufgenommen (Berichte 1985 bis 1992 im Literaturverzeichnis). Der Anteil am Wiener Becken und die jungen Deckschichten auf dem Grundgebirge im Nordteil des Blattes ÖK106 wurden durch SCHNABEL kartiert. HERRMANN befasste sich mit den Tertiärbecken des Raumes Krumbach – Zöbern – Kirchsschlag.

Die Wandertagung 1990 der Österreichischen Geologischen Gesellschaft hat unseren Raum in Vorträgen und Exkursionen ins Interesse gerückt. Dabei wurde auch die weit fortgeschrittene Kartierung von Blatt ÖK106 Aspang-Markt vorgestellt (G. FUCHS 1990).

Neben den direkt den Raum der Karte ÖK 106 Aspang-Markt betreffenden Forschungen sind natürlich hier auch solche zu berücksichtigen, deren Schwerpunkte zwar außerhalb des Kartenbereiches gelegen sind, doch wichtige Information auch für den Bereich der Karte liefern. Zu nennen sind hier vor allem FAUPL (1972) über das südliche Wechselgebiet und MATURA (1990) über das Wechselfenster.

Nach dem Abschluss der Kartierungsarbeiten und der Ausgabe des Kartenblattes im Jahr 1995 sind etliche Arbeiten über das Kristallin der Zentralalpen erschienen, die die Architektur der Zentralalpen und deren Evolution in neuem Licht erscheinen lassen (DALLMAYER et al., 1998; NEUBAUER et al., 1999; SCHUSTER et al., 2001, 2004; SCHMID et al., 2004; KOLLER, 2007). Sie betreffen natürlich auch den hier vorgestellten Raum des Kartenblattes ÖK106 Aspang-Markt und werden aus dieser Sicht in den betreffenden Kapiteln kurz behandelt. Jedenfalls bietet die geologische Karte nun eine fundierte Grundlage für die zukünftige Forschung.

3.2. Miozäne Deckschichten

(W. SCHNABEL)

Die Erforschungsgeschichte des „Tertiärs“ an der Nordabdachung der Buckligen Welt ist eng verbunden mit den Kohlevorkommen des „Helvet“, die seit dem Ende des 18. Jhts. und besonders im 19. Jht. intensiv abgebaut wurden. Es ge-

hört noch nicht den Ablagerungen des Wiener Beckens an, das erst im Badenium eingebrochen ist. Den besten geschichtlichen Überblick geben WEBER & WEISS (1983). In der ersten zusammenfassenden regionalen Übersicht beschreibt CZJZEK 1854 neben den miozänen Kohleschichten mit den ersten Funden von Süßwasserfossilien und Pflanzenresten auch die weiträumige miozäne Geröll- und die junge Lößbedeckung. In der Folgezeit hat das Miozän der Buckligen Welt nur sehr sporadisch Erwähnung im Schrifttum gefunden. WINKLER-HERMADEN hat ab 1914 die Geröllzusammensetzung in seine tektonisch-morphologischen Studien der Ostabdachung der Zentralalpen einbezogen und Diskussionen mit PETRASCHECK (1929) entfacht. Von E. HOFMANN (1933) stammen die verlässlichsten Pflanzenbestimmungen mit einer Einstufung in das „Helvet“. SCHNABEL kartierte das Tertiär mit Unterbrechungen seit 1973 (Kartierungsberichte Verh.Geol. B.-A, 1974, 1975; Jb. Geol. B.-A, 1992, 1994).

Eine gänzlich andere Erforschungsgeschichte weist naturgemäß das Südliche Wiener Becken auf, das auf Blatt ÖK106 an der Oberfläche mit Ausnahme des Rohrbacher Konglomerates, das als Baustein schon früh Bedeutung erlangt hatte (KARRER 1873) und die Loipersbacher Rotlehmserie nur durch die ausgedehnten Geröllfluren der Steinfeldschotter repräsentiert ist. Mit ihnen sowie der Evolution des gesamten Südlichen Wiener Beckens haben sich besonders WINKLER-HERMADEN, 1928) und KÜPPER (1952, 1954, 1962) beschäftigt. GRILL hat das Gebiet 1971–1976 für die geologische Karte von Wien und Umgebung 1 : 200 000 (FUCHS & GRILL, 1984) überarbeitet.

Natürlich wurde im Zuge der großregionalen Ölprospektion des Wiener Beckens auch unser Raum einbezogen, doch mit einem vergleichsweise geringen Aufwand, nachdem sich herausgestellt hatte, dass Kohlenwasserstoffvorkommen hier nicht mehr zu erwarten waren. Doch ist die daraus resultierende Kenntnis über den Beckenuntergrund ein wichtiges Forschungsergebnis, das in der Kartenserie „Wiener Becken und angrenzende Gebiete 1 : 200.000“ (WESSELY et al., 1993) übersichtlich dargestellt ist.

4. Erläuterungen zur Kartenlegende

4.1. Grundgebirge

(G. FUCHS)

4.1.1. Wechselkomplex

Auf Blatt 106 Aspang-Markt hat der Wechselkomplex im Wiesmather Fenster die größte Ausdehnung. Es ist eine deutliche Abfolge festzustellen, welche allerdings invers ist, da die stärker metamorphen, von Orthogneisen intrudierten Schiefer bis Paragneise und Amphibolite die phyllitischen Schiefer überlagern.

61 Wiesmather Gneis

E und SE von Wiesmath baut ein einheitliches, helles Gestein vom Charakter eines Orthogneises weite Flächen auf. KÜMEL (1935) beschrieb dieses Gestein als Aplitgneis (Wiesmather Gneis). Dieses metamorphe Massengestein ist Teil des Wechselkomplexes. Es zeigt gegen die benachbarten Schiefer und Amphibolite scharfe Grenzen. Da der grünliche Helglimmer als einziges Glimmermineral in dem an sich schon glimmerarmen Gneis auftritt, ist der Farbeindruck sehr hell, fast weiß. Das Gestein ist fein- bis mittelkörnig, wobei besonders Kalifeldspat körnig hervortritt. Auffällig ist die straff ausgeprägte Lineation. Die ac-Klüftung, wurde häufig von Quarzgängen benutzt. KÜMEL verweist bereits auf die Häufigkeit von Quarz in dem Aplitgneis und seiner unmittelbaren Umgebung.

U.d.M.: Die größeren Mikrokline sind häufig nach dem Karlsbader Gesetz verzwilligt, gegittert und umschließen öfters xenomorphe Quarzkörner und idiomorphe Plagioklasse. Die größeren Kalifeldspate zeigen teils Tendenz zur Idiomorphie, teils sind sie

xenomorph. Der Plagioklas (Oligoklas bis Oligoklasandesin) ist gegenüber Mikroklin manchmal eigengestaltig. Er ist polysynthetisch verzwillingt und enthält meist Mikrolithen von Hellglimmer. Der Quarz bildet gemeinsam mit kleineren Albiten und scharf gegitterten Mikroklinen die Gesteinsgrundmasse, Muskowit ist leicht grünlich pleochroitisch, was auf Phengit hinweist. Er bildet Gruppen und Schmitzen von kleineren Blättchen. Akzessorien sind Rutil, Zirkon, Apatit, Opake und Epidot. KÜMEL (1957) erwähnt weiters das Vorkommen kleiner Granate.

Die Ausdehnung, Form und Lithologie des Wiesmather Gneises sprechen für einen deformierten sauren Intrusivkörper im Wechselkomplex.

60 Augengranitgneis

Entlang des Südrandes des Wiesmather Fensters findet sich eine Reihe linsiger Körper von stark verquetschten, porphyrischen Granitgneisen. Die zäh-harten Gesteine zeigen augig deformierte Großfeldspäte bis zu 2 cm Länge, welche entweder sehr dicht gelagert sind oder von einer grünlichen Grundmasse umflossen werden.

U.d.M.: Die Mikroklin-Großkristalle sind nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt, flau bis scharfgegittert und etwas perthitisch. Sie enthalten Einschlüsse von Quarz und Plagioklas. Die Einsprenglinge sind z.T. zerbrochen und von Scherzonen durchzogen, von den Rändern her werden sie von Albit verdrängt. Während der Mikroklin außer in Augen auch in der Grundmasse auftritt, findet sich der an Hellglimmermikrolithen reiche Albit nur in der Grundmasse. Dieser scheint verhältnismäßig spät gesprosst zu sein und baut gemeinsam mit Serizit größere Flächen der Grundmasse auf. Verzahnte und undulöse Quarzgemenge sind reichlich vorhanden. Muskowit ist entweder einziger Glimmer oder es tritt noch Biotit hinzu, häufig mit ersterem verwachsen. Der Biotit ist hellgelb-dunkelbraun pleochroitisch. Als Akzessorien finden sich Apatit, Erz, Zirkon und Turmalin.

Es handelt sich um stark deformierte Porphyrranite, die vermutlich als kleinere Stöcke in die Schiefergneise intrudiert sind. Sie dürften mit dem Orthogneis zu korrelieren sein, den MATURA (1990) im südlichen Wechselfenster fand.

59 Aplitgneis

Im Gebiet der oben beschriebenen Gesteine treten fein- bis mittelkörnige, helle Gneise auf, die in migmatischer Weise mit den Schiefergneisen verwoben sind und daher nur mittels einer Übersignatur in der Karte darzustellen sind. Es handelt sich um Zonen, in denen die „Orthogneise“ als Bänke und Lagen in den Schiefergneisen konkordant eingeschaltet sind und in diese übergehen.

U.d.M.: Es zeigt sich ein feinkörniges Quarz-Albit-Mikroklinpflaster, in welchem einzelne größere Körner von Plagioklas und Mikroklin auftreten. Die rundliche Form der meist einschlussreichen, einfach- oder unverzwillingten Albite spricht für Sprossung. Die größeren, manchmal nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingten Mikrokline sind flau, die kleinen Individuen meist scharf gegittert. Muskowit bildet einzelne Scheiter in dem Quarz-Feldspataggregat oder Gruppen und Blättchenzüge. In der Nachbarschaft des Muskowits finden sich meist kleine und in ihrer Form schlecht entwickelte, schmutzgraue Biotite. Die Glimmer spielen in dem Gestein eine untergeordnete Rolle. Akzessorien sind Erz (Hämatit) und Zirkon.

Die beschriebenen Aplitgneise werden wegen ihres Aussehens und ihrer räumlichen Verbreitung als Mischbildungen zwischen den Schiefergneisen und den porphyrischen Granitgneiskörpern gesehen.

58 Amphibolit, Grünschiefer in Schiefergneis

Die Schiefergneise sind fein- bis mittelkörnige, grünlich, schmutziggrau, z.T. hell beige gefärbte Gesteine. Die Schieferung ist je nach Gehalt an Phyllosilikaten verschieden, meist aber kräftig ausgebildet. Größere, glitzernde Muskowitblättchen sind in den Gneisen häufig zu beobachten.

U.d.M.: Der Quarz bildet verzahnte Kornaggregate von lagiger oder linsiger Form. Er ist meist undulös und stets vorherrschender Hauptgemengteil. Der Plagioklas, Albit bis Oligoklas, tritt in stark unterschiedlichen Mengen auf. Es ist zu vermuten, dass er in

Schliffen, die große Felder von feinen Hellglimmergemengen zeigen, fast vollständig in diese umgesetzt ist. Serizitmikrolithen sind im Plagioklas häufig zu beobachten, wobei der Rand einschlussfrei ist. Auch normal-zonarer Bau ist gelegentlich angedeutet. Die Form ist meist eckig, xenomorph, rundliche, einschlussreiche Blasen sind eher selten zu beobachten. Polysynthetische Verzwilligung ist verbreitet. Serizit ist in allen Schliffen reichlich vorhanden als Züge und felderweise Feinflittergemenge und als Mikrolithen in Feldspat. Muskowit tritt in manchen Gesteinen in groben Scheitern auf und verrät spät- bis posttektonisches Wachstum. Chlorit ist meist vorhanden und ist für die grünliche Färbung vieler Gneise verantwortlich. In einem Gneis fanden sich auch mittelgroße, rundliche Körner von blassrosa Granat. Epidot-Klinozoisit ist in manchen Schliffen reichlich vorhanden. In diesen ist meist auch Titanit und manchmal Karbonat anzutreffen. Als weitere Nebengemengteile sind Apatit, Turmalin und opake Minerale wie Graphit und Erz zu beobachten.

Die grünschieferfazielle Überprägung der z.T. Oligoklas führenden Gesteine ist deutlich. FAUPL (1972) hat in Granatglimmerschiefern und -gneisen am Südrand des Wechselfensters zwei Plagioklasgenerationen erkannt, wobei ältere Plagioklase mit Klinozoisitfülle von den jüngeren Porphyroblasten unterschieden werden. Auch wir meinen, dass die an Mikrolithen reichen, xenomorphen Plagioklase der Schiefergneise älter sind als die Porphyroblasten. Diese sind wohl auch voller Einschlüsse, doch handelt es sich dabei um umwachsene Nachbarminerale und nicht um Zerfallsprodukte. Die im Wechselkomplex so verbreitete Albitblastose hat lokal auch die Schiefergneise erfasst, sie ist aber viel ausgeprägter in den Glimmerschiefern.

Die Schiefergneise gehen in chloritführende Glimmerschiefer einerseits und Aplitgneise andererseits über.

In den Gneisen und Schiefen finden sich Bänder und Bänke von feinkörnigen Amphiboliten manchmal mit Anklagen an Grünschiefer. Es sind graugrüne bis grüne, häufig plattige, geschieferte Gesteine. Hauptgemengteil ist blass gelblich-grüne Hornblende, welche Träger des Parallelgefüges ist. Quarz und Plagioklas finden sich als seltene, einzelne, zwickelfüllende Körner im Hornblendegemenge. Häufig sind hingegen Titanit, Epidot-Klinozoisit und Serizit. Weiters tritt Apatit in rundlichen Körnern auf.

Im Graben südwestlich der Sommerhäuser südlich von Wiesmath fand sich ein Rollstück eines Fleckamphibolits. Das dunkelgrüne, auffällige Gestein zeigt runde und längliche helle Flecken von bis zu 8 mm Größe.

U.d.M.: Die Flecken stellen sich als Gemenge von einander durchwachsenden Klinozoisiten heraus, auch Serizit und etwas Titanit sind am Aufbau der hellen Flecken beteiligt. Es handelt sich möglicherweise um ehemalige Blasenhölräume oder Pseudomorphosen nach Plagioklas. Die Gesteinsgrundmasse, in der die Flecken liegen, besteht aus hellgelblich-grün pleochroitischer Hornblende, häufigem Titanit, Serizit, etwas Quarz und seltenem Plagioklas.

In den Amphiboliten, welche im Wurzwald an den Wiesmather Gneis grenzen, fiel ein helles schiefriges Gestein mit groben, grünen Hornblendeflecken auf.

U.d.M.: Im Schliff erkennt man in einer feinkörnigen, schiefrigen Grundmasse von Albit, Klinozoisit, Quarz, Hornblende, Titanit und Serizit grobe, z.T. idiomorphe Hornblenden (blassgrün). Die Grundmasse umfließt die großen Hornblenden, an geschützten Stellen blieb magmatisches Gefüge erhalten. Die ehemaligen, mit der Hornblende verwachsenen idiomorphen Plagioklase sind allerdings in das Mineralgemenge der Grundmasse zerfallen. Eine gabbroide Herkunft des grobkörnigen Amphibolits ist wahrscheinlich.

Da in der Nachbarschaft der Amphibolite die Glimmerschiefer viel Chlorit, die Schiefergneise Hornblende führen, ist die Abgrenzung der Grünsteine unscharf.

57 Wechselschiefer, -gneis

Die aus dem Wechselfenster bekannten Gesteinstypen finden sich auch im Wiesmather Fenster und zwar in charakteristischer Abfolge. An wenigen Stellen am südlichen und westlichen Fensterrand konnte die Gliederung der Gesteins-

serien infolge tektonischer Durchbewegung und schlechter Aufschlussverhältnisse nicht aufrechterhalten werden. In diesen Fällen wurde die allgemeine Ausscheidung 57 gewählt. Lithologisch entsprechen die Schiefer und Gneise den in den Kapiteln 58 und 56 behandelten Gesteinen.

56 Albitporphyroblastenschiefer

Im Wiesmather Fenster folgen nördlich der beschriebenen Zone von Schiefergneisen, Amphiboliten und Granitgneisen, unscharf getrennt, die Albitporphyroblastenschiefer. Es sind grüngraue Glimmerschiefer, die durch das Sprossen von 3–6, maximal 10 mm großen Albiten gneisartiges Aussehen zeigen. Sie zerfallen blockig-stückig wie Gneise, nicht wie Glimmerschiefer und werden von Matura (1990 und 1992 in HERRMANN et al., Blatt ÖK50 Neunkirchen) als Muskowit-Chlorit-Albitblastengneis bezeichnet und der Wechselgneis-Formation zugeordnet.

U.d.M.: Man erkennt Zeilen und Linsen von Quarzgemenge, Hellglimmer-Chloritsträhne und längliche und runde Albitblasten. Die Albite sind meist nicht verzwilligt, manchmal einfach verzwilligt und reich an Einschlüssen von Muskowit, Chlorit, Quarz, Epidot und Opaken, welche parallel eingeregelt ein verstelltes Interngefüge (si) bilden. In den Druckschatten der Porphyroblasten sind häufig Chloritgemenge zu finden. Quarz tritt in klein- bis mittelkörnigem, granoblastischem Pflaster auf. Muskowit und Chlorit bilden Zonen, die die Albitporphyroblasten umfließen. Neben den genannten Hauptgemengteilen finden sich Epidot mit Orthitkern, z.T. große Turmaline, Apatit, selten Granat, und Opake.

MOHR (1914) erkannte bereits die sedimentäre Herkunft der Wechselgneise. NEUBAUER (1990) schließt aufgrund der chemischen und lithologischen Merkmale, dass in der Nähe eines aktiven Kontinentalrandes gebildete Grauwacken das Ausgangsmaterial für die Wechselgneise waren.

WIESENER (1962) betrachtete die regionale Albitblastese des Wechselkomplexes als alpidisch. Untersuchungen von MÜLLER et al. (1993) belegen durch Mineralaltersbestimmungen (380–335 Ma Rb/Sr, >325 Ma $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$), dass die alpidische Metamorphose wegen zu niedriger Temperaturen auf die Ausbildung von Scherbändern beschränkt war, die wesentliche metamorphe Prägung des Wechselkomplexes hingegen variszisch ist. Dies betrifft auch die verbreitete Albitprossung.

55 Graphitphyllit, -quarzit, Phyllit

Mittelgraue phyllitische Glimmerschiefer, die durch Zunahme des graphitischen Pigments in dunkelgraue bis schwärzliche Schiefer übergehen, sind für den Wechselkomplex überaus typisch. Sie sind meist ebenflächig, bänderig, plattelig striiert. Höherer Quarzgehalt führt zu Graphitquarzit, welcher aber sehr untergeordnet auftritt.

U.d.M.: Hauptgemengteile sind Quarz, Albit und Hellglimmer; Nebengemengteile Chlorit, Epidot und Graphit; Akzessorien Apatit, Zirkon, Erz, Rutil und Turmalin.

Die beschriebenen Schiefer entsprechen den Wechselschiefern von Matura (1990, 1992, Blatt ÖK50 Neunkirchen). Sind sie von Albitblastese betroffen, so sind sie nach diesem Autor mit den pigmentierten bzw. graphitreichen Albitblastengneisen der Wechselgneishülle zu korrelieren. Ein solches straff geschieferetes Gestein stammt aus dem Bereich SE der Sommerhäuser.

U.d.M.: Zeilen von Quarzpflaster und Hellglimmersträhnen. Der reichlich im Gestein vorhandene Graphit ist vorwiegend in den einschlusreichen Albitporphyroblasten konzentriert. Die Einschlüsse von Quarz, Hellglimmer und Graphit sind meist parallel orientiert, das si vielfach rotiert; Akzessorien: Epidot-Klinozoisit, Apatit und Erz.

Die dunkel pigmentierten Schiefer im Nordteil des Wiesmather Fensters zeigen die geringste Metamorphose. Da sie die tiefste Position einnehmen, ist daraus zu schließen, dass die gesamte Abfolge tektonisch umgekehrt wurde.

54 Feinschichtiger, ebenflächiger Phyllit mit leukokraten Lagen

Diese auffälligen, aber sehr seltenen Gesteine sind auf Blatt Aspang-Markt nur aus dem Grenzgraben bekannt. Es handelt sich um fein lamellierte, z.T. schlierig flaserige, helle Schiefer. Die Lagen sind weiß, hellgrau, beige und grünlich. Teilweise umfließt die helle Grundmasse rundliche Großkristalle.

U.d.M.: Ein lagig-schlieriger Typ zeigt u.d.M. größere, blass blaugrüne Hornblenden die in feinkörnige Hornblendeaggregate zerfallen und bänderig ausgelängt werden. Die hornblendereichen Lagen wechsellagern mit sehr feinkörnigen Bändern aus Quarz, Albit(?), Klinozoisit, Serizit, Titanit, Spuren von Hornblende und Apatit. In diesem feinen Gemenge finden sich vereinzelt Linsen von etwas grobkörnigerem Quarzaggret. Seltene kleine Blättchen von braunem Biotit scheinen auf Kosten der Hornblende zu wachsen. Es findet sich weiters sehr wenig Chlorit.

U.d.M.: Ein lichter, porphyrischer Schiefer lässt u.d.M. bis 6 mm Brocken von Albit-Quarzgemenge, Quarzrundlinge mit rundlichen Korrosionsschläuchen und seltenen Mikroclin erkennen. Diese Einsprenglinge schwimmen in einer straff geschieferten, feinkörnigen Grundmasse von Quarz, Feldspat, Epidot-Klinozoisit, Chlorit, Serizit und Titanit. Epidot und Chlorit bilden öfters Linsen. Der Kern mancher Epidote besteht aus Orthit. In den Druckschatten der Großkörner wachsen Quarz-Chloritgemenge.

Mit großer Wahrscheinlichkeit handelt es sich bei diesem Gestein um einen grünschiefermetamorphen Quarzkeratophyr. Der vorher beschriebene Schiefer könnte ein saurer bis intermediärer Tuff gewesen sein. Abgesehen von der Plagioklasvormacht in unseren Gesteinen ist ein Vergleich mit den leukokraten Metatuffiten und Gneisen des Wechselfensters (Blatt Neunkirchen) nahe liegend.

4.1.2. Grobogneiskomplex

Namen gebend sind die oft sehr ausgedehnten, meist porphyrischen Granitgneise, welche von monotonen Glimmerschiefern, den Hüllschiefern, umgeben sind. MOHR (1912) hat von einer Kernserie gesprochen. Amphibolite und Gabbro-bis Dioritstöcke treten nur gebietsweise und untergeordnet auf.

50 Glimmerschiefer (untergeordnet Paragneis), Amphibolit-Einschaltungen

Der am meisten verbreitete Typ im nördlichen Bereich des Kartenblattes sind silberige, hell- bis mittelgraue, grün- bis schmutziggraue phyllitische Schiefer. Sie gehen in feinschuppige, graue bis bräunliche Glimmerschiefer über, wobei eine kartenmäßige Trennung nicht möglich ist. In den Glimmerschiefern treten nicht selten kleine Granate auf, die randlich in Chlorit umgewandelt sind. Von den Glimmerschiefern ebenfalls nicht scharf zu trennen findet man z.B. im Gebiet von Stadtweg Schiefergneise, ja sogar mit Anklängen an Mischgneis. Diesen deutlich stärker metamorphen Gesteinen begegnet man in der Südhälfte des Blattes und dort besonders in der Nähe von Granitkörpern. Diese Bereiche scheinen schon primär stärkere Metamorphose erfahren zu haben, wir finden sie näher zur Wurzelzone. So berichtet PAHR (1984) von Pseudomorphosen von Serizit manchmal auch Chloritoid nach Staurolith und schließt auf ursprünglich mesozonale Metamorphose mit der Mineralvergesellschaftung Almandin-Staurolith-Muskowit. Die an Quarzphyllite erinnernden Glimmerschiefer gehören eher dem stirnnahen Bereich des Unterostalpins an. Ihre Metamorphose war wohl primär etwas schwächer, sicher trug aber rückschreitende Metamorphose zu ihrem Habitus bei. KÜMEL (in KÜPPER et al., 1957) wies bereits darauf hin, dass es sich um Phyllonite im Sinne von SANDER handelt. FUCHS (1962, S. 22) fand in Granatglimmerschiefer des nördlichen Gebietes Cordierit in Umwandlung in Pennin.

U.d.M.: Die phyllitischen Glimmerschiefer zeigen zeitig angeordnetes Quarzgemenge und Strähne von Muskowit. Biotit tritt nur untergeordnet auf. Chlorit findet sich häufig, aber meist in geringer Menge. Granat ist nicht seltener Übergemengteil. Akzesso-

rien: Apatit, Opake, Turmalin, Epidot-Klinozoisit. Ein geringer Gehalt an Albit ist gelegentlich festzustellen.

Zweiglimmerschiefer wurden SW Klingfurth beobachtet. Das Sprossen von bis 5 mm langen Biotitblasten (dunkelbraun-hellgelb) ist schon makroskopisch feststellbar. Außerdem treten nicht oder nur einfach verzwilligte Albitporphyroblasten auf. Züge von eingeschlossenen Quarz, Hellglimmer und Erz belegen rotiertes si in den Albitblasten. Granat findet sich in kleinen, schlecht begrenzten Körnern.

Ein Muskowitschiefer des gleichen Gebietes ist hingegen reich an 2 mm großen, idiomorphen Granaten. Auch dieses Gestein zeigt Porphyroblasten von Albit. Sekundäre Minerale und Akzessorien sind in sämtlichen oben beschriebenen Gesteinen etwa die gleichen.

Ein mittel- bis hellgraues, feinkörniges, makroskopisch einem Gneis ähnliches Gestein aus der Gegend von Stadtweg erwies sich als feldspatfrei. Es handelt sich um einen Psammitischiefer.

U.d.M.: Bis 3 mm große Körner von Quarz – es sind verzahnte Gemenge von undulosem Quarz – schwimmen in einer Grundmasse von Quarz, Muskowit, wenig Biotit (grünbraun) und xenomorphem Granat. Letzterer führt Quarzeinschlüsse und zeigt randliche Umsetzungen in Biotit und etwas Chlorit. Akzessorien: Apatit, Opake und Zirkon.

Aus der gleichen Zone, fand sich SE Ohaberg ein echter Gneis. Bei dem Feldspat handelt es sich allerdings um bis 6 mm große xenomorphe Albitporphyroblasten, reich an Einschlüssen von Hellglimmer, seltener von Quarz und Chlorit. Teils sind die Plagioklase unverzwilligt, teils zeigen sie polysynthetische Streifung. Auch der Muskowit bildet grobe Scheiter, die als Blasten zu deuten sind. Die Grundmasse besteht aus quarz- und glimmerreichen Zeilen und Strähnen. Letzte werden aus Hellglimmer, braunem Biotit, kleinen, aber zahlreichen Granatkörnern und sekundärem Chlorit gebildet. Bei manchen suturierten Quarzgemengen scheint es sich ebenfalls um Fragmente von Quarz zu handeln. Akzessorien: Apatit, Zirkon und Opake.

Amphibolit-Einschaltungen finden sich nur sehr selten als meter-, aber auch als zehner-m mächtige Einschaltung in den Hüllschiefern (z.B. W Klingfurth, N Michelbach, im Rosaliengebirge E Frohsdorf, W Landsee). Es handelt sich um teils feingebänderte, fein- bis mittelkörnige, grüne Schiefer, teils um bankig-massive, weiß-schwärzlichgrün gesprenkelte Amphibolite.

U.d.M.: Letzte zeigen u.d.M. trotz Verschieferung deutliche magmatische Reliktgefüge. Hornblende (gelbgrün-blaugrün) bildet grobe Stengel in einem feinkörnigen Pflaster von Albit, Quarz, Klinozoisit-Epidot, und Spuren von braunem Biotit. Nach der Form dieser Aggregate scheint es sich um Pseudomorphosen nach idiomorphen Plagioklasen zu handeln. In der Grundmasse finden sich weiters Erz, winzige Granate und etwas Titanit.

Die fein- bis mittelkörnigen, eher schichtigen Amphibolite zeigen büschelige, blaugrüne, manchmal etwas bläuliche Hornblende. Der Plagioklas (Albit-Oligoklas) bildet mit Quarz ein granoblastisches Gemenge. Chlorit ist als Umwandlungsprodukt aus Hornblende häufig, ebenso Titanit und Klinozoisit. Brauner Biotit ist ziemlich selten; Erz.

Ein feinkörniger Amphibolit östlich Alm bei Hochwolkersdorf lässt noch das ursprüngliche Ophitgefüge erkennen.

U.d.M.: Die Leistenfeldspäte sind in ein sehr feines Albit-Quarz-Klinozoisitgemenge zerfallen. Die gelbbräunlich-blaugrünen Hornblendebilden stengelige Individuen mit idiomorphem Querschnitt, Epidot-Klinozoisit bildet fleckige Anhäufungen. Das Primärgefüge ist von kräftiger granoblastischer Rekristallisation überholt worden.

Im Gebiet NE Hochwolkersdorf hat FUCHS (1962) für eine etwas abweichende Gesteinsvergesellschaftung, auf die schon KÜMEL (1936) hingewiesen hat, den Namen Hollerberg-Serie eingeführt. Neben den normalen Hüllschiefern des Grobgneiskomplexes finden sich recht charakteristische Glimmerschiefer mit Porphyroblasten von Albit und Erz, Amphibolit- und Pegmatitlagen sowie leuko-

krate Orthogneise. Diese Serie ist von dem umgebenden Grobgneiskomplex äußerst unscharf abgegrenzt und als Teil desselben zu betrachten.

52 Glimmerschiefer mit Albitblasten, selten Amphibolit

Die grüngrauen Schiefer zeigen schon makroskopisch 2–3 mm große Plagioklas-knoten und bis 5 mm Durchmesser erreichende, schwarze Erzindividuen mit bunten Anlauffarben.

U.d.M.: Die Albitporphyroblasten sind einfach- oder unverzwilngt und reich an Einschlüssen von Erz, Granat, Chlorit, Quarz, Hellglimmer und Turmalin. Die Einschlusszüge sind häufig rotiert (verlegtes si). Quarz bildet ein xenomorphes Pflaster. Züge von Muskowit sind gefältelt und postkristallin zerschert. Biotit (grünbraun) tritt sehr untergeordnet auf. Granat bildet rundliche Körner. Chlorit findet sich besonders in den Glimmerzügen. Er ist vielfach sekundär aus Biotit und Granat gebildet. Turmalin tritt in zahlreichen kleinen, idiomorphen Kriställchen auf. Erz (Magnetit-Ilmenit) bildet Porphyroblasten bis 5 mm Größe oder bildet kleine Flecken. Titanit ist häufig mit Erz verwachsen. Heterokinetische Höfe am Rande der größeren Erzpartikel sind zu beobachten; Akzessorien: Apatit.

In einem Granatglimmerschiefer wurde auch Cordierit beobachtet (FUCHS, 1962). Die Amphibolite entsprechen den bereits beschriebenen, nicht gabbroiden Typen.

Interessant sind augig, linsig, streifige Zweiglimmerschiefer bis, -gneise.

U.d.M.: Die bis 5 mm großen Augen werden von unscharf begrenzten Plagioklasblasten gebildet, die reichlich Nachbarminerale wie Quarz, Biotit, Hellglimmer und Klinozoisit als Einschlüsse enthalten. Die Blasten sind unverzwilngt oder häufig felderweise polysynthetisch verzwillngt, was an Schachbrettalbit erinnert. Die hellen Linsen und Zeilen bestehen auch aus granoblastischen Quarz-Plagioklasaggregaten und verzahnten Gemengen von stark undulösem Quarz. Verhältnismäßig kleinschuppiger Muskowit und brauner Biotit bilden Lagen und Züge im Gestein. In diesen ist Epidot-Klinozoisit besonders angereichert. Weitere Gemengteile sind Apatit, Titanit, winziger Granat und Zirkon.

Die Genese dieser auffälligen Gesteine ist ungeklärt. Möglicherweise vermitteln sie als Feldspatungsgesteine zwischen den Glimmerschiefern und dem im Folgenden zu beschreibenden Orthogneis. Die Plagioklasblastese steht allerdings im Gegensatz zur Kalifeldspatvormacht der letzteren.

53 Orthogneis

Im Gebiet zwischen Hollerberg und Kuhberg findet sich in der Hollerberg-Serie ein Orthogneiszug. Es handelt sich um einen plattig-bankigen, glimmerarmen, lichten Gneis mit straffem Flächen- und Lineargefüge. Das fein- bis mittelkörnige Gestein zeigt häufig graue, fleckige Maserung, der Schriff zeigt, dass diese auf Serizitisierung der Feldspatsubstanz zurückgeht.

U.d.M.: Der unveränderte Gneis lässt ein gleichkörniges, straff geregeltes granoblastisches Gemenge von Quarz und Kalinatronfeldspat erkennen. Der letzte ist ein etwas perthitischer (Spindel), flauer bis schwach gegitterter, xenomorpher Mikroclin. Muskowit tritt in Einzelblättchen und Scheitern auf. Ein paar winzige Körner von Granat sind z.T. in grünbraunen Biotit umgewandelt. Akzessorien: Klinozoisit, Apatit.

In den örtlich metasomatisch veränderten Gneisen zeigen die Hellglimmerfelder im Quarzgemenge, dass dort der Feldspat völlig umgesetzt worden ist.

Ein heller Gneis mit grünlichen Flecken wird von FUCHS (1962, S. 23) beschrieben.

U.d.M. Quarz- Plagioklaspflaster mit Muskowitflitterlinsen. Der Albit bildet bis 2 mm große Einzelindividuen und tritt im Grundgewebe auf. Muskowit bildet linsige Blättchenhaufen und Flitter. Biotit und Chlorit sind selten. Akzessorien: Erz, Zirkon.

Andere klein- bis grobkörnige, granitoide Lagen in der Hollerberg-Serie dürften mit der Intrusion des Grobgneises in Zusammenhang stehen, die Hollerberg-Serie ist ja Teil des Grobgneiskomplexes. Dies wurde bereits bei der Namengebung für die etwas abweichende Serie festgestellt (FUCHS, 1962, S. 23).

51 Unreiner Dolomit im Glimmerschiefer

In einer Zone, die vom Bergkogel im Rosaliengebirge über Groisgraben bis E und S Bromberg reicht, fanden sich in den Hüllschiefern sporadisch dicke Bänke von sehr hartem, schmutzig mittelgrauem Dolomit. Ein paläozoisches Alter ist wahrscheinlich.

U.d.M.: Ein feinkörniges Karbonatpflaster mit einigen größeren Körnern ist zu erkennen, ohne organische Strukturen.

42 Grobgneis, meist porphyrisch

Diese für den Gesteinskomplex namengebenden Granitgneise besitzen im Gebiet Aspang-Kirchschlag und N Wiesmath bis zur Rosalia ihre größte flächenmäßige Verbreitung. Es sind grobkörnige, mehr oder weniger verschieferte Zweiglimmergranite, die durch mehrere cm große, dünn- bis dicktafelige Kalifeldspäte porphyrischen Charakter haben. Örtlich können die Einsprenglinge auch zurücktreten oder fehlen. In stärker deformierten Granitgneisen haben die Großfeldspäte Augenform. Die Grobgneise zerfallen blockig und zeigen grusige Verwitterung.

U.d.M.: Man erkennt deutlich die meist kräftige tektonische Beanspruchung der Grobgneise. Serizit-reiche Scher- und Mörtelzonen mit undulösem Quarz durchziehen das Gestein. Großfeldspäte sind zerbrochen, zu Augen deformiert und von randlichem Kornzerfall betroffen. Die Kalinatronfeldspäte sind flauer bis schachbrettartig flächig gegitterter Mikroklin. Eher selten enthalten sie etwas Perthit in Form von Adern und Flecken. Die nach dem Karlsbader Gesetz verzwilligten Einsprenglinge haben häufig ihre ursprünglich idiomorphe Leistenform bei der Verschieferung verloren. Die Plagioklase (Albit-Oligoklasalbit) sind meist polysynthetisch verzwilligt und reich an Einschlüssen und Mikrolithen von Hellglimmer, Klinozoisit, Biotit u.a. Die Kristallform ist meist rundlich und xenomorph. Quarz ist stets undulös und von Kornzerfall betroffen. Muskowit ist meist vorherrschender Glimmer. Er tritt in Scheitern, Linsen und als feiner Flitter auf. In stark deformierten Typen finden wir Serizitsträhne. Biotit ist kastanienbraun oder grünbraun gefärbt und findet sich meist in Form kleiner, randlich zerfressener Blättchen. Er ist untergeordnet und fehlt häufig ganz. Weitere Gemengteile sind Epidot-Klinozoisit, manchmal mit Orthitkern, Titanit, Apatit, Zirkon und Erz. Chlorit findet sich selten und ist sekundär aus Biotit entstanden.

Recht selten findet man in den grobkörnigen Granitgneisen Schollen in dm-Dimensionen, welche in einer mittelgrauen, feinkörnigen Grundmasse größere, helle Körner von Quarz und Feldspat zeigen.

U.d.M.: Die deutlich porphyrischen Schollen zeigen u.d.M. ein feinkörniges, hypidiomorphes Pflaster von Quarz, häufig leistenförmigem Albit, Biotit, Hellglimmer, zwickelfüllend etwas Mikroklin und idiomorphen Apatit. Die Einsprenglinge sind große, rundliche Quarze, kastanienbraune Biotitblättchen und leistenförmige Plagioklase. Die Plagioklase sind als Einsprenglinge wie auch in der Grundmasse häufig zonar. Der Kern zeigt dichte Mikrolithenfülle was auf einen ehemals basischen Kern hinweist. Zirkon bildet Strahlungshöfe in Biotit.

Die feinkörnige Scholle hat ihr ursprüngliches magmatisches Gefüge weit besser bewahrt als der umgebende Grobgneis. Sie blieb offensichtlich von der kräftigen Durchbewegung verschont.

Leukophyllit (STARKL, 1883) tritt entlang konkordanter Scherzonen im Grobgneis und häufig an dessen Grenzen auf. Wie die Übergänge zeigen, handelt es sich um mylonitisierten Grobgneis. Leukophyllite, diese Weißschiefer ähnlichen Gesteine, waren bereits CZJZEK (1854) bekannt und wurden von ihm als „Talkschiefer“ bezeichnet.

Es sind flatschige Schiefer von weiß-silbriger bis lichtgrüner Farbe. Die Hellglimmerflatschen umfließen größere, rundliche Quarzkörner, was gewellte, unebene s-Flächen bewirkt. Bei der extremen Durchbewegung unter grünschieferfaziellen Metamorphosebedingungen wurde der Feldspatgehalt in Hellglimmer umgewandelt, nur der Quarz blieb stabil. Aber auch dieser wurde z.T. durch metamorphe Differentiation mobilisiert und findet sich in Form von Linsen, Adern

und bis zu mehrere Meter mächtigen Bänken von reinem Quarz. Stünden sie nicht im Verband mit dem Leukophyllit, wären sie mit sedimentärem Quarz zu verwechseln. Für die Quarzgesteine und Weißschiefer bestand zeitweise Interesse als Rohstoffe (siehe Kap. 9).

43 Grobgneis, klein- bis mittelkörnig, nicht porphyrischer Granitgneis

In den vom bereits geschilderten Normaltyp des Grobneises aufgebauten Gebieten findet man gelegentlich auch nichtporphyrische sowie klein- bis mittelkörnige Granite, welche aber kartenmäßig nicht darstellbar waren. E Annaberg und im Gebiet Lebenriegel – Doppler – Grubbauer – N Stang hingegen dominieren diese abweichenden Granite und wurden deshalb mittels Übersignatur dargestellt. Eine scharfe Abgrenzung ist aber nicht möglich.

Im Graben südlich vom Judenbauer sind Gänge von feinkörnigem Granit im typischen porphyrischen Grobgneis zu beobachten. Dies spricht dafür, dass die klein- bis mittelkörnigen Granite Nachschübe in der grobporphyrischen Hauptintrusion darstellen.

U.d.M.: Mittelkörnige Granitgneise zeigen undulösen Quarz, polysynthetisch verzwilligten, schlecht begrenzten Plagioklas reich an Einschlüssen von Hellglimmer und Klinoisit, z.T. als Blasten zu deuten, und Mikroklin. Letzter ist flau bis schwach gegittert und gelegentlich etwas perthitisch. In einem Schriff mit größeren Mikroklinen fanden sich orientierte Einschlüsse von Plagioklas, Biotit und Quarz, was nach FRASL (1954) ein Beleg für Schmelzflußentstehung ist. Weitere Gemengteile sind graubraun bis brauner Biotit, Muskowit - Hellglimmer, Epidot - Klinoisit, Apatit, Erz und Zirkon.

Feinkörnige Aplitgneise, die sich z.T. auch als Gänge in den Glimmerschiefern finden, zeigen u.d.M. ein hypidiomorphes Gemenge von Plagioklas, Quarz, Hellglimmer und etwas Mikroklin. Vereinzelt größere Plagioklase sind z.T. idiomorph. Sie führen Hellglimmermikrolithen. Muskowit tritt auch in Scheitern auf. Brauner Biotit oder Granat können vorkommen. Weiters finden sich Epidot-Klinoisit, Titanit und Erz.

Das Alter des Grobneises galt zur Zeit der Kartierung als geklärt, nachdem H. WIESENER & S. SCHARBERT (1977) durch eine Rb/Sr-Gesamtgesteinsanalyse ein Alter von 340 ± 10 Mill.J. bestimmt hatten. Damit erschien die prä-alpidische Geschichte des Semmering-Komplexes klar zu sein. Doch haben neue Bestimmungen ein wesentlich jüngeres Alter von 253 ± 19 Mill.J., also ein Perm-Alter ergeben (MÜLLER, 1994; KOLLER et al., 2007), was die zeitliche Abfolge der geodynamischen Entwicklung des gesamten Raumes in neuem Licht erscheinen lässt (siehe auch Kap. 5 – Geologischer Bau). Eine Zusammenfassung der weiteren Metamorphosegeschichte unter Berücksichtigung neuerer Literatur findet sich in K. SCHUSTER et al. (2001).

Jedenfalls erhielt der Grobgneiskomplex im Zuge des eo-alpidischen Ereignisses eine amphibolitfazielle Metamorphose und grünschieferfazielle Überprägung, die seinen diaphthorischen Charakter erklärt (siehe dazu auch F. KOLLER in Kap.: Die gabbroiden Gesteine im Grobgneiskomplex der Buckligen Welt, S. 20).

44 Glimmerschiefer- und/oder Paragneiseinschaltungen in Grobgneis (Übergänge und Mischbereich)

45 Mischbereich von Grobgneis mit Glimmerschiefer und Paragneis

Im Allgemeinen sind die Grenzen des Grobneises gegen die Nachbargesteine scharf, wohl infolge der kräftigen Durchbewegung, welche die Grenzen unterschiedlich kompetenter Gesteine bevorzugt hat. Man findet aber auch zahlreiche Stellen, wo Grobgneisbänke mit den Schieferen wechsellagern und Nebengesteinspartien im Granitgneis schwimmen. Solche primär, bei der Intrusion entstandene Mischungsbereiche, wie sie auch RIEDMÜLLER (1967) beschreibt, sind in guten Aufschlüssen eindeutig erkennbar. Bei schlechten Aufschlussverhältnis-

sen ist die Grenzziehung hingegen problematisch. In allen diesen Fällen wurde die Mischung durch die Verwendung der Übersignaturen 44 und 45 ausgedrückt, je nach den subjektiv erfassten Mengenverhältnissen.

Selten kam es zur Feldspatung im Nebengestein nahe der Granitgrenze.

U.d.M.: Besonders fallen die bis 1 cm großen Albitblasten auf, welche amöbenartig das Grundgewebe überwachsen. Dieses ist ein Pflaster aus Quarz, Albit, braunem Biotit, etwas Mikroklin, Epidot-Klinozoisit mit idiomorphem Orthitkern, Hellglimmer, Apatit und sehr selten Granat.

46 Granitgang

In der Umgebung der Grobgneiskörper sind Gänge von Granit nicht selten. Solche treten aber auch weit entfernt lokal gehäuft auf, was ein Hinweis auf einen in der Tiefe verborgenen oder bereits erodierten Granitkörper sein dürfte.

Der Eindruck des unregelmäßigen, diskordanten Auftretens der Gänge bzw. paralleler Einordnung wird in der Anordnung der Striche der Übersignatur zum Ausdruck gebracht.

47 Pegmatit

Pegmatite treten sehr selten auf (z.B. als Härtlinge in tertiärer Umgebung NW vom Kulmariegel). Es handelt sich um Quarz-Feldspat-Glimmer-Pegmatite \pm Turmalin ohne bemerkenswerte Pegmatitminerale.

48 Gangquarz

Knauern und mehr oder weniger konkordante Adern von Quarz sind in den Hüllschiefern sehr verbreitet. Mächtigkeiten, die in der Karte wenigstens mittels Übersignatur die Darstellung von Gangquarz erlauben, werden nur an wenigen Punkten erreicht (z.B. SW Gleichenbach, SE Hinterbrühl).

49 Metagabbro bis -diorit

Im Bereich Blumau – Gleichenbach – Gehring sowie im Gebiet Kampichl finden sich eine Reihe kleinerer Stöcke von basischen bis intermediären Intrusivgesteinen im Grobgneiskomplex. Dank der Tatsache, dass diese an sich sehr zäh-harten Gesteine kleine Körper bilden, haben sie wenig interne Verformung erlitten und haben so ihren massigen Charakter weitgehend erhalten. Die mittelkörnigen Diorite haben dabei noch mehr Verschieferung erfahren als die grobkörnigen Gabbros.

Die dunkelgrünen bis grün-weiß gesprenkelten Metagabbros und -diorite wurden von Herrn Univ.-Prof. Dr. F. KOLLER (Petrol. Inst. Univ. Wien) in dankenswerter Weise eingehender petrologisch untersucht. Auf Seite 20 ist ein zusammenfassender Artikel eingeschaltet:

4.1.3. Sieggrabenkomplex

Diese deutlich höher metamorphe und andersartige Gesteinsvergesellschaftung, welche den Grobgneiskomplex überlagert, wurde von KÜMEL (1936) eingehend beschrieben. Dieser verglich die Sieggraben-Gesteine mit dem Kristallin der Koralpe und sah in ihnen eine Deckscholle des Oberostalpins auf unterostalpinem Untergrund. Entsprechend seinem Konzept zählte TOLLMANN (1977) diese Deckscholle zum Mittelostalpin.

Der Sieggrabenkomplex ist, wie schon KÜMEL (1936) festgestellt hat, eine durch ihre mannigfaltige Gesteinszusammensetzung sehr charakteristische Einheit. Auch durch ihre höhere Metamorphose unterscheidet sie sich deutlich vom darunter liegenden Grobgneiskomplex. Es ist nicht daran zu zweifeln, dass der Sieggrabenkomplex eine Deckscholle darstellt.

Die gabbroiden Gesteine im Grobgneiskomplex der Buckligen Welt

(F. KOLLER)

Innerhalb der Grobgnaisseuriedie treten weit verbreitet gabbroide Gesteine auf. In diesen ist der Erhaltungszustand der primären magmatischen Mineralphasen sehr unterschiedlich und reicht von fast unverändert bis zu einer vollständigen metamorphen Überprägung.

Petrographisch kann man die Gabbros in die überwiegend olivinfreien Pyroxen-Plagioklas-Gabbros und die selteneren Olivin führenden Varietäten unterteilen. Gut erhaltener magmatischer Mineralbestand mit nur wenigen metamorphen Mineralneubildungen scheint auf den Kernbereich der Gabbrokörper beschränkt zu sein.

In gut erhaltenen Gabbros ist üblicherweise eine ophitische Textur erkennbar. Als typischer Mineralbestand tritt Diopsid (X_{Mg} 0,85), Klinoenstatit (X_{Mg} 0,8–0,7), gelegentlich Olivin (X_{Mg} 0,75–0,69), braune Hornblende, anorthitreicher Plagioklas ($An_{0,66-0,39}$) sowie ein geringer, aber konstanter Gehalt an Ti-reichem Biotit (X_{Mg} 0,84–0,83) auf. Aus textuellen Gründen muss für die braune Hornblende, die häufig die Klinopyroxene umschließt, eine spätmagmatische Bildung oder eine Subsolidus-Reaktion, im Sinne einer Reaktion $KPX + Plag_1^{(An-reich)} = Amph + Plag_2^{(An-ärmer)}$ angenommen werden. Wenn Olivin in den Gabbros vorhanden ist, kommt es zur Ausbildung einer radial-strahligen zweischaligen Korona zwischen Olivin und Plagioklas, die innen aus Cumingtonit und außen aus grüner pargasitischen oder edenitischen Hornblenden besteht.

Die alpidische metamorphe Überprägung produziert aus dem magmatischen Plagioklas Klinozoisit und Albit, der Klinopyroxen wird durch verschiedenste neugewachsene aktinolithische bis tschermakitische Amphibolphasen verdrängt. Der Biotit zeigt eine Sagenitgitterung und eine fortschreitende Chloritisierung. Relativ selten konnte im Bereich Kirchschatz die Bildung von Granat innerhalb der ehemaligen Plagioklase beobachtet werden. Grundsätzlich kann daher die metamorphe Überprägung in die untere Amphibolitfazies (520°C und 11 Kbar) eingestuft werden (KOLLER et al., 2002, 2007, SCHUSTER et al., 2004).

Der Olivin führende Gabbro weist einen SiO_2 -Gehalt unter 50 % und ein relativ niedriges TiO_2 auf. Geochemisch kann man die Zusammensetzung dieses Olivin führenden Gabbros im TAS-Diagramm (SiO_2 vs. Na_2O+K_2O) nach LE MARIE (1989) als eine basaltische Zusammensetzung klassifizieren. Da gabbroide Magmen aber unterschiedlichen Kontaminationsprozessen durch Krustengesteine ausgesetzt sein können, eignen sich weniger mobile Elemente besser für eine geochemische Klassifikation. Im Diagramm Zr/TiO_2 vs. Nb/Y (Abb. 1 nach WINCHESTER & FLOYD, 1977) können die untersuchten Gabbroproben als schwach alkalibasaltische Magmen mit einem Nb/Y -Verhältnis um 0,5–0,17 definiert werden.

Zusammenfassend kann festgestellt werden, dass der untersuchte Gabbro von einem leicht alkalibasaltischen Magma abstammt. Die plattentektonische Position dieser Mantelschmelze entspricht der eines kontinentalen Basaltes, wobei erhöhte K-, Rb- und Ba-Gehalte als Hinweis auf eine krustale Kontamination angesehen werden können. In diesem Zusammenhang ist auch der konstante Gehalt an akzesorischem Biotit in diesem Gabbro zu sehen.

Geochronologische Datierungen an den Gabbros mittels unterschiedlichen Methoden (Sm/Nd an Plagioklas, Clinopyroxen, Amphibol und dem Gesamtgestein, U/Pb an Zirkonen, Ar/Ar an erhaltenem Mg-reichen Biotit) ergaben ein konsistentes permisches Intrusionsalter von 264–270 Ma. Bemerkenswerterweise ergaben auch Zirkone aus den begleitenden Grobgneisproben ein im Fehlerbereich analoges permisches Intrusionsalter (KOLLER et al 2002, 2007, SCHUSTER et al., 2004).

Fraglich war hingegen, wann die Platznahme erfolgt ist: Im Zuge der alpinen Deckentektonik (KÜMEL, 1936; TOLLMANN 1977; PAHR, 1980 u.a.) oder bereits in der variszischen Orogenese? Auf letzteres schien das Vorkommen des Verrucano im Bereich der Siegrabener Deckscholle hinzuweisen, der bei der Kartierung vom Autor als auf der Grobgneisdecke transgredierend gedeutet wurde (FUCHS, 1990), im Hinblick auf die permische Intrusion des Grobgnaises nun aber zur Diskussion steht (siehe dazu auch Kap. 5 – Geologischer Bau). Das Zentralalpine Permomesozoikum spielt in dieser Frage jedenfalls eine bedeutende Rolle.

Nur der westliche Teil des Siegrabenkomplexes reicht auf unser Kartenblatt - die Ultramafitite und Eklogite wurden hier nicht beobachtet. Wir finden Paragneise, Amphibolite, Spuren von Marmor und sporadische Pegmatite.

39 Paragneis

Es sind grau bis braungefärbte Zweiglimmer- oder Biotit-Schiefergneise mit straffem Lineargefüge. Die Gesteine sind klein- bis grobkörnig, besonders fallen mehrere mm große Muskowite, offensichtlich Porphyroblasten, auf den Schichtflächen auf. Ein weiteres Charakteristikum sind einzelne Feldspat-Augen und verquetschte pegmatoide Zeilen und Schnüre. Auch im mikroskopischen Bild fällt die straffe flächige und lineare post-kristalline Gefügeregelung auf.

U.d.M.: Quarzdominierte Scherbänder durchziehen das häufig auch gefaltete Gestein. Größere Feldspäte zeigen Augenform und sind nicht selten verquetscht. Quarz ist undulös mit verzahnten Korngrenzen und hat häufig Diskenform. Das relative Mengenverhältnis von Plagioklas und Mikroclin schwankt sehr stark. Ersterer, ein Oligoklasalbit bis Oligoklas, ist meist polysynthetisch verzwilligt und enthält gelegentlich Hellglimmermikrolithen. Der Mikroclin ist flau, enthält manchmal einige Perthitspindeln, aber häufig Sillimanitnadeln. Der Biotit ist stets rotbraun und meist kleinschuppig und in Stämmen angeordnet. Muskowit tritt in einigen Schlifften in Form großer, deformierter Blasten und in Zügen auf, fehlt aber in anderen Schlifften fast ganz. Granat ist meist in kleinen, einschlussarmen, xenomorphen Körnern vorhanden, bildet manchmal auch große Individuen mit Einschlüssen von Quarz, Biotit, Hellglimmer und Rutil. Der Granat ist gelegentlich von Biotitisierung betroffen oder randlich zerrieben. Sillimanit als Flatschen in den Glimmersträngen oder als nadelige Einschlüsse in Feldspat und Großmuskowit ist nicht selten. Der von KÜMEL (1936) berichtete Dithen wurde hingegen nicht beobachtet. KÜMEL beschreibt den Dithen als feinnadelig, sodass der Verdacht nahe liegt, dass unser Sillimanit damit gemeint ist. Graphit ist ebenfalls nicht selten. Akzessorien: Apatit, Erz (z.T. Hämatit), Zirkon und Rutil.

Im Gegensatz zu den Hüllschiefern des Grobgneiskomplexes fällt das Fehlen grünschieferfazialer Überprägung auf. Die kräftige Durchbewegung ist postkristallin erfolgt und hat zu keiner Diaphthorose geführt.

40 Amphibolit

Die Amphibolite bilden z.T. ausgedehnte, geschlossene Körper, z.T. sind sie den Paragneisen als Bänke eingeschaltet und gehen über feinkörnige Biotit-Hornblendegneise in sie über. Die Amphibolite sind klein- bis grobkörnig, je nach Feldspatgehalt in verschiedenen Schattierungen grün gebändert oder auch gesprenkelt. Die lagigen Typen zerfallen meist plattig. Wechsellagerung mit Biotit-Hornblendegneise, Schiefergneise und Metaaplit ist oft zu beobachten.

U.d.M.: Ein etwas fleckiger Amphibolit zeigt ein Gemenge braungrüner, eher blasser Hornblende. Die hellen Flecken bestehen aus einem Quarz-Plagioklasaggregat, wobei der Plagioklas amöbenartig mit den Nachbarmineralen verwachsen und voller Mikrolithen von Klinozoisit und Hornblende ist. Granat tritt bevorzugt in den hellen Flecken auf. Titanit findet sich in Form ovaler Körner („Insekteneier“) über den ganzen Schriff verteilt. Apatit bildet runde Körner. Chlorit hat sich sekundär entlang einer Kluff gebildet.

Ein grobkörniger, gesprenkelt wirkender Amphibolit zeigt ein hypidiomorphes Hornblende - Plagioklasgemenge. Die Hornblende ist blass bräunlichgrün, grobstengelig. Plagioklas (Oligoklas-Andesin) tritt sowohl in großen Individuen als auch im feinkörnigen Plagioklas-Quarzpflaster auf; er ist stets xenomorph. Auch Ti-

tanit findet sich als größere Kristalle und als „Insekteneier“. Weitere Gemengteile sind Epidot, Apatit, Zirkon, Rutil und Ilmenit.

Ein dunkel graugrüner, zähharter Amphibolit mit charakteristischer rauher Verwitterungs Oberfläche zeigt ein straffes Parallelgefüge. Zwischen den Bändern von mittelkörniger gelblichgrüner Hornblende finden sich lichte Schlieren und Linsen eines feinen Plagioklas-Mosaiks mit Hornblendeplitter. Die Umrisse des Feldspats sind schlecht definiert und die Körner wuchern in das Hornblendegemenge. Die hellen Flecken dürften durch den Zerfall ehemaliger großer Plagioklasen entstanden sein. Akzessorien: Apatit, Titanit, Rutil.

41 Marmor

KÜMEL (1936) beschrieb bis 100m mächtige Marmore, welche wesentlich zu dem bunten Charakter des Siegrabenkomplexes beitragen. Auf Blatt Aspang-Markt fand sich lediglich N Oberau eine dm-Schmitze von weiß-grauem, späti-gem Marmor.

SSW von Oberau sind in den Paragneisen Bänke eines grau-gelblichgrün ge-färbten, mittelkörnigen Kalksilikatmarmors eingeschaltet.

U.d.M.: Es zeigt sich ein Karbonatpflaster mit bis 1 cm großen, bräunlichen Granatkörnern, welche aber durch die zahlreichen Nachbarmineraleinschlüsse skelettartig aufgelöst sind. Mit dem Granat verwachsen und als Körner im Karbonatgemenge tritt reichlich kräftig gelbgrün pleochroitischer Epidot auf. Blass blaugrün gefärbte Pyroxenkörner sind nicht selten. Untergeordnet findet sich Titanit, Quarz, Plagioklas und Erz.

38 Pegmatit

Saure Ganggesteine - Pegmatite und Aplite - sind im Siegrabenkomplex ver-breitet, aber nur erstere sind, wenigstens durch Übersignatur, darzustellen. Ihre Mächtigkeit ist im Allgemeinen gering, um 1 bis 2 m, und sie sind nicht als Gang verfolgbar. Sie sind meist verschiefert, in s eingeschlichtet, verquetscht und da-her absetzig. Es handelt sich um Quarz-Feldspat-Pegmatite, die Turmalin, Mus-kowit und Granat führen können.

4.1.4. Zentralalpines Permomesozoikum

In unserem Gebiet auch als Semmering-Permomesozoikum bekannt, handelt es sich um postvariszische, permische Transgressionsschichten, die mit einer epikontinentalen mesozoischen Abfolge fortsetzen. Diese permotriadische Schichtfolge ist im Südtel des Scheiblingkirchener Fensters vollständig ent-wickelt. Im Nord- und Ostteil des Fensters fehlt der permische Verrucano, die Se-dimentation setzt erst mit dem Semmeringquarzit ein. Dies gilt auch für den Raum N des Fensters und das Rosaliengebirge bis Wiesen. Im Raum Aspang – Wiesefleck findet sich Verrucano in großer Ausdehnung mit Semmeringquarzit nahe dem Pittental, die triadischen Karbonate fehlen. Auch im Gebiet südlich Hochwolkersdorf findet sich nur Verrucano. Beide zuletzt genannten Vorkommen sind im Hangenteil der Kirchberger Decke. Der Landseer Semmeringquarzit im Liegendteil dieser Einheit ist so wie im Ostteil des Scheiblingkirchener Fensters nicht von Verrucano begleitet. Karbonate finden sich nur als spärliche Reste in und ESE Stickelberg. Dieser recht unterschiedliche Schichtumfang ist verständ-lich, da es sich um die Transgression des variszischen Reliefs handelt und um epikontinentale Ablagerungen.

Alpiner Verrucano (Perm)

37 Amphibolit, basischer Metavulkanit

36 Biotitschiefer, Zweiglimmerschiefer

35 Konglomeratschiefer, Quarzit, Porphyroidschiefer

KÜMEL (1938, S. 148) beschrieb als erster ein Grauwackenkonglomerat von Steghof (S Hochwolkersdorf), betonte die Ähnlichkeit mit der Rannach-Serie

„ohne dass ihr (der Grauwacke, Anm.) jedoch eine ähnliche tektonische Stellung zukäme“ (1938, S. 148). Durch RIEDMÜLLER (1967) und unsere Aufnahmen zeigte sich die große Ausdehnung dieser Ablagerungen auf Blatt Aspang-Markt sowie die Korrelation mit dem Alpenen Verrucano. Diese Transgressionsschichten finden sich auf Grobgnais- und anscheinend auch auf Siegrabenkomplex und nach PAHR (1980, 1984) und MATURA (persönliche Mitteilung) auch auf dem Wechselkomplex.

35 Konglomeratschiefer, Quarzit, Porphyroidschiefer

Diese Ausscheidung wurde für eine recht charakteristische Gesteinsgesellschaft verwendet. Graugrüne Schiefer, nicht unähnlich den Hüllschiefern, aber mit unregelmäßiger Einstreuung gelängter Gerölle von Quarz, Feldspat, Quarzit und Gneis. Die Größe der Komponenten (0,2–3 cm, max. 10 cm) als auch deren Einstreudichte schwanken in weiten Bereichen; im oberen Kunzgraben fand RIEDMÜLLER (1967, S. 151) Hinweise auf besonders grobe Gerölleinstreuung bis zu 30 cm Größe, was allerdings als Ausnahme gelten darf. Es handelt sich dabei um Gerölle von Aplitgneis. Weiters finden sich im Verrucano dunkel- bis blaugraue, sehr harte Quarzite mit ebenfalls schlecht sortierten Geröllen, helle, silbrige Serizitquarzite bis -schiefer, welche in plattige Arkosegneise, Psammitschiefer und Porphyroidschiefer übergehen. Letztere Gesteine sind sehr hell und zeigen im Querbruch oft augig deformierte, wenige mm große Feldpäte und Quarze, die auf den sonst ebenen Schichtfläche als kleine, von Serizit ummantelte Knoten hervortreten.

RIEDMÜLLER (1967) hat Porphyroide und Porphyrmaterialschiefer getrennt. Wir sprechen von Porphyroidschiefer und verstehen darunter die gesamte metamorphe Vulkanitsuite, die Porphyroide als auch deren Tuffe, Tuffite und Aufarbeitungsprodukte. Primäre Wechsellagerung der sauren Vulkanite mit Sedimenten, deren Mischung in Form von Tuffiten und die gemeinsame Metamorphose und Durchbewegung machen eine scharfe Trennung unmöglich.

U.d.M.: Die Porphyroidschiefer bieten durch die eingestreuten vielfach eckigen, größeren Körner von Albit, Mikroklin, Quarz und Quarzit das Bild einer Metaarkose oder -brekzie. Korrosionsschläuche in Quarzgroßkristallen erweisen die Abkunft von sauren Vulkaniten, vermutlich Quarzporphyren oder deren Tuffen und Tuffiten. Die Kalinatronfeldspäte sind nicht selten perthitisch und führen auch eingeschlossene Albitkristalle. Sie sind flau bis deutlich gegittert. Die Grundmasse besteht aus Quarz, Plagioklas, Muskowit-Hellglimmer und untergeordnetem Biotit. Letzterer ist teils von grünbrauner, teils rotbrauner Färbung. In stark durchbewegten Typen mit zerbrochenen Großkristallen bilden die Glimmer vielfach Strähne entlang von Scherflächen. Akzessorisch finden sich Turmalin, Titanit, Apatit und Erz. Sekundärer Chlorit ist gelegentlich zu beobachten.

Ein Schlift mit amöboid wachsenden Albitblasten belegt eine gesteigerte Rekristallisation und in bezeichnender Weise sind in diesem Gestein die Biotite rotbraun.

Ergänzend sei hier die Beschreibung der Porphyroide von RIEDMÜLLER (1967) gekürzt wiedergegeben.

U.d.M.: Das blastoporphyrische Reliktgefüge ist noch deutlich erkennbar. Bis 1,3 mm große, hart gegitterte Mikrokline, albitisierte Kalinatronfeldspäte, Quarze, z.T. noch idiomorph und mit Resorptionsbuchten sowie seltener Plagioklase sind ehemalige Einsprenglinge. Die umkristallisierte Grundmasse besteht aus Quarz, Albit, Serizit Chlorit sowie den Akzessorien Turmalin, Zirkon und Erz. Vereinzelt auftretende größere Biotite, z.T. in Umwandlung in Chlorit, werden als primär betrachtet. Plagioklase und Kalifeldspäte zeigen serizitische Umwandlungen, letztere sind zusätzlich von perthitischer Entmischung und Schachbrettabitisierung betroffen. Die Umkristallisation bei der Metamorphose überdauerte die Deformation.

U.d.M.: Die Konglomeratschiefer zeigen gut bis schlecht gerundete und eckige, aber stets tektonisch gelängte Gerölle von Quarzit, Quarz, Plagioklas, Mikroklin und grobkörnigem Quarz-Albitgneis. Die schiefrige Matrix besteht aus Quarz, Plagioklas Muskowit-Hellglimmer, grünlichem Biotit, Epidot und den Akzessorien Apatit, Zirkon

Turmalin und Erz. Chlorit ist sekundär. Die Plagioklase sind meist reich an Hellglimmermikrolithen.

U.d.M.: Die grauen Konglomeratquarzite zeigen die Komponenten Kalialtronfeldspat, Quarz, Quarzit, Plagioklas und Gneis. Gelegentlich belegen Korrosionsschläuche im Quarz dessen Porphyroid-Abkunft. Der perthitische Kalialtronfeldspat enthält Einschlüsse von Plagioklas, Glimmer und Quarz. Die Plagioklase (Oligoklas-Albit) sind oft polysynthetisch verzwilligt und enthalten reichlich Hellglimmermikrolithen. Die Grundmasse besteht aus Quarz, Plagioklas, Kalifeldspat, Muskowit, Serizit, braunem Biotit, Klinozoisit, Turmalin, Chlorit, Apatit und Erz. Muskowit bildet z.T. große Scheiter.

Der recht charakteristische Verband von sauren Metavulkaniten mit schlecht aufbereiteten, klastischen Metasedimenten legt die Korrelation mit dem Alpenen Verrucano nahe. Auch die Stellung der Serie im Profil – zwischen den Hüllschiefern des Grobgneiskomplexes und dem Semmeringquarzit – unterstützt diese Einstufung ins Perm.

Es fanden sich aber außer den angeführten typischen Lithologien Gesteine, die auf das Vorhandensein auch von intermediärem bis basischem Vulkanismus hinweisen.

36 Biotitschiefer, Zweiglimmerschiefer

An der Basis der Verrucano-Vorkommen vom Nestbauernriegel und östlich Aspang fiel eine Wechselfolge von Biotit-reichen Schiefern und Amphiboliten auf. Die Amphibolite werden im folgenden Abschnitt beschrieben. Die Schiefer sind dunkle, plattige bis dickbankige Biotit- bis Zweiglimmerschiefer die über Biotit-Chloritschiefer zu den Amphiboliten und Biotit-Hornblendegneisen vermitteln. Dieser Gesteinsverband unterscheidet sich sowohl von dem unterlagernden Grobgneis- als auch vom Wechselkomplex. Er entspricht aber auch nicht der normalen Gesteinsvergesellschaftung des Alpenen Verrucano. NNW vom Nestbauernriegel und im Graben N von Straß konnte jedoch beobachtet werden, dass sich gegen das Hangende die typischen konglomeratischen Gesteine des Verrucano bankweise einschalten. Aus diesem Grunde wurden die Biotit-reichen Schiefer und Amphibolite als Basisschichten des Verrucano und nicht als unabhängige Formation aufgefasst.

Zusammenfassend lässt sich sagen, dass der Alpine Verrucano auf Blatt Aspang-Markt außer den von RIEDMÜLLER (1967) und FAUPL (1970) eingehend beschriebenen metamorphen grob- bis feinklastischen, schlecht sortierten Sedimenten und sauren Vulkaniten auch Abkömmlinge intermediären bis basischen Vulkanismus enthält. Letztere Gesteine sind eher ungewöhnlich im Alpenen Verrucano, vergleichbare Metavulkanite wurden aber von CORNELIUS (1952) und GAAL (1966) aus dem Roßkogelgebiet beschrieben. Was das Alter des Alpenen Verrucano betrifft, schließt RIEDMÜLLER (1967) aus der zeitlichen Verbreitung des jungpaläozoischen Vulkanismus im Ostalpenraum auf die Zeitspanne oberes Westfal bis Mittel-Rotliegendes. TOLLMANN (1964) spricht sich hingegen für oberpermisches Alter aus.

37 Amphibolit, basischer Metavulkanit

Im Graben östlich Wiesfleck fand sich im Verband mit Konglomeratquarzit und Porphyroidschiefer ein einige Meter mächtiger stark verwitterter Gang. Das schmutzig grünbräunliche, feinkörnige bis dichte Gestein zerbricht krümelig. Im Schriff wirkt das Gestein kataklastisch und ist ebenfalls nicht sehr aufschlussreich. Plagioklas, Quarz, brauner Biotit und Hellglimmer sind zu erkennen. Es dürfte sich um einen stark kataklastisch beanspruchten und verwitterten intermediären bis basischen Gang handeln.

Im Verrucanovorkommen vom Nestbauernriegel sind Amphibolitbänke in den biotitschieferreichen Basisschichten (36) eingeschaltet. Gegen das Hangende stellt sich Wechsellagerung mit den Konglomeratquarziten und -schiefern ein,

was im Graben SW vom Judenbauer und NW vom Nestbauernriegel zu beobachten ist.

U.d.M.: Die mittelkörnigen, gesprenkelt bis dunkelgrünen Amphibolite zeigen ausgeprägtes Parallelfüge. Hornblende, blass, z.T. kräftig blaugrün gefärbt, ist grobstrahlig und reich an Einschlüssen. Ehemaliges Ophitgefüge ist angedeutet. Die ursprünglichen Plagioklase sind weitgehend in ein granoblastisches Plagioklas-Quarzpfaster zerfallen. Plagioklas - Quarz - Epidotflecken wären ebenfalls als Pseudomorphosen nach Primärplagioklasen zu deuten. Weitere Gemengteile sind Quarz, Epidot-Klinozoisit, Titanit, Erz, Apatit und Zirkon. Etwas Biotit von rotbrauner Farbe kann auftreten, ebenso Chlorit. Beide entstanden auf Kosten der Hornblende.

Ebenfalls aus den Basisschichten stammt ein Hornblende-Biotitschiefergneis aus dem Graben NNW vom Kulmarriegel (E Aspang).

U.d.M.: Hornblende-Großindividuen fallen auf, welche klare Ränder besitzen, aber felderweise durch feine Umsetzungen in den Innenbereichen getrübt sind. Die Form dieser Felder verrät idiomorphen Bau und auch eingewachsene Plagioklase zeigen Leistenform. Es handelt sich hier um magmatische Reliktgefüge in einem sonst metamorph geprägten Gestein. Die großen Hornblendenden werden von der straff geschieferten Grundmasse umflossen, wobei Druckschatten festzustellen sind. Die Matrix wird von Quarz, Plagioklas, Hornblende, Biotit sowie den Akzessorien Titanit, Apatit und Erz gebildet. Sowohl die großen als auch die nadeligen Hornblendenden der Grundmasse sind fast farblos. Die Großindividuen werden von den Hornblendenden der Matrix und Biotit angegriffen. Letzter ist z.T. von rotbrauner Farbe. Im Quarz-Plagioklaspfaster der Grundmasse zeigen die Plagioklase häufig durch amöboides Wachstum unscharfe Außenbegrenzung. Ein tuffitisches Ausgangsgestein ist wahrscheinlich.

Im selben Verrucanovorkommen, aber in höherem Niveau fanden sich im Gebiet Purgstall-Grubbauer Chlorit-Hornblendeschiefer, Hornblendegarbenschiefer und homogene, mittelkörnige Biotit-Hornblendegneise. Letztere zeigen schon makroskopisch erkennbar magmatogenes Gefüge. Im Schlift fallen große einschlossene (Helglimmer, Epidot-Klinozoisit) Plagioklase auf, die z.T. noch die ursprüngliche idiomorphe Leistenform bewahrt haben. Die Einsprenglinge sind manchmal zerbrochen und rekristallisiert. Weitere Gemengteile sind Quarz, blass blaugüne, z.T. idiomorphe Hornblende, grünbrauner Biotit, Helglimmer, Apatit, Turmalin und Erz. Sekundäre Bildungen sind Chlorit, Karbonat sowie Epidot-Klinozoisit, wobei letzter nicht nur Teil der Plagioklasfülle ist, sondern auch in der Matrix fleckige Anhäufungen bildet. Ebenfalls fleckig auftretende Biotit-Hornblendegemeine könnten durch den Zerfall älterer Hornblendenden entstanden sein.

Ein magmatisches Ausgangsgestein intermediärer Zusammensetzung ist für diese Gneise anzunehmen.

U.d.M.: Ein Chlorit-Hornblendeschiefer aus dem gleichen Gebiet zeigt in einer filzigen Grundmasse von Chlorit und körnigem Epidot-Klinozoisit strahlige, blaugüne Hornblende, Zwickel von Quarz, Titanit und Erz. Die kräftige Durchbewegung führte gelegentlich zur Verbiegung der Hornblendestengel und ist mit verantwortlich für die starke metamorphe Veränderung des ursprünglichen Gesteins.

Im Verrucano SSE von Hochwolkersdorf fanden sich NW der Haaghöfe vereinzelt fast ungeschieferte, feinkörnige, hellgraue bis gelbliche Gesteine. Eines derselben enthält meist mm, selten bis 1,5 cm große eckige Komponenten.

U.d.M.: Die Komponenten erweisen sich als Quarz, Quarzit, Feldspäte und Gesteinsfragmente. Letztere sind ungeschieferte Plagioklas-Kalinaltronfeldspat-Quarz-Gemenge. Die polysynthetisch verzwilligten Plagioklase führen Mikrolithen von Serizit und Klinozoisit. Die Komponenten sind in eine feine Quarz-Epidot-Grundmasse, z.T. sehr dicht, eingestreut. Das Gestein erhält dadurch freinbrekziösen Charakter. Chlorit findet sich in einzelnen Nestern. Von klastischen Komponenten freie Typen zeigen u.d.M. ein feinkörniges Quarz-Albit-Epidot-Pfaster, in welchem einzelne größere, blass blaugüne Hornblendenden auftreten. Sie sind meist in starker Umwandlung in Chlorit und Epidot begriffen, im Falle der nicht seltenen Chlorit-Epidotflecken ist dieser Prozess vollständig erfolgt. Chlorit bildet außerdem büschelige Aggregate. Entfärbter Biotit tritt in seltenen Blättchen auf. Akzessorien sind Apatit, Titanit, Zir-

kon und Opake. Die eckigen Kornformen auch der Grundmasse legen den Verdacht nahe, dass das Ausgangsgestein ein klastisches Sediment, ein Tuffit, war.

Im Verband mit den eben beschriebenen Gesteinen finden sich auch mittelgraue phyllitische Schiefer mit etwa 2 mm großen Biotitporphyroblasten.

U.d.M.: Man erkennt, dass die grünlichen Biotite sowohl im s als auch quer dazu gesprosst sind. Sie enthalten die Nebenminerale Quarz, Hellglimmer, Epidot und Erz als z.T. verstellte Einschlusszüge. Der gefälte Schiefer besteht aus Serizit, Quarz, Epidot in idiomorphen Säulchen, etwas Plagioklas sowie den Akzessorien Zirkon, Apatit, Erz und Turmalin.

Durch Zunahme des Plagioklases gehen diese Biotitporphyroblastenschiefer in helle Gneise über.

Auch gesprenkelt wirkende Hornblendegneise sind vergesellschaftet.

U.d.M.: Die klein- bis mittelkörnigen Gesteine zeigen ein kristalloblastisches Gemenge von Quarz, Plagioklas Hornblende und Epidot. Die Plagioklase, z.T. polysynthetisch, treten sowohl in Rundlingen als auch in angedeuteter Leistenform auf. Die größeren Individuen enthalten Mikrolithen von Hellglimmer und Klinozoisit. Die blass grünblauen Hornblendensind in Umsetzung in Chlorit und Epidot. Größere Epidot-Hornblendeflecken könnten Pseudomorphosen älterer Hornblendens darstellen. Kleine Säulchen von Epidot-Klinozoisit sind im gesamten Schriff reichlich vorhanden. Weiters finden sich Titanit und Erz. Vermutlich handelt es sich um einen Metavulkanit intermediärer Zusammensetzung.

Nordwestlich der Haaghöfe fanden sich, allerdings nicht anstehend, mit den typischen Verrucano-Gesteinen vergesellschaftete Biotit-Plagioklas-Gneise mit Biotit-Hornblendelagen. Diese Gesteine führen feinen Granat.

U.d.M.: Das straff geschieferte Gestein zeigt ein äquigranulares Gemenge von gelängtem Quarz und xenomorphem, etwas amöboidem Plagioklas, welcher reich an Hellglimmereinschlüssen ist. Biotit ist rotbraun und tritt in Einzelblättchen und Flitter auf. Granat findet sich in zahlreichen, meist rundlichen, xenomorphen Körnern, die durch zahlreiche Einschlüsse von Quarz, Biotit usw. manchmal skelettartige Umrisse zeigen. Biotit wächst vielfach auf Kosten des Granats. Weitere Gemengteile sind Muskowit-Hellglimmer, Graphit und Erz. Die Hornblende- Biotitlagen sind besonders reich an Granat. Die Hornblende ist blass blaugrün und wird teilweise in Biotit umgesetzt.

Granat und der rotbraun gefärbte Biotit zeigen eine höhere Metamorphose an als sie bisher vom Verrucano bekannt ist. Es ist ungeklärt, ob durch eine frühalpide Metamorphose gebietsweise die Amphibolitfazies erreicht worden ist oder die fraglichen Gesteine doch nicht der Verrucano-Formation angehören.

Ein anderes Problem, welches unten behandelt wird, bildete die Abgrenzung des Verrucano vom Untergrund.

33 Semmeringquarzit (Permoskyth)

Ein sehr charakteristisches Schichtglied des Zentralalpinen Permomesozoikums ist der Semmeringquarzit. Die harten, vielfach blockig verwitternden Gesteine sind in der Landschaft durch ihre positiven geomorphologischen Formen auffällig. Es handelt sich um plattig-bankige, manchmal auch massige, weiße, hellgrünliche und graue Quarzite. Auf den ebenen bis leicht gewellten s-Flächen zeigen Beläge von Serizit bereits makroskopisch die grünschieferfazielle Metamorphose an. Neben den vorherrschenden Quarziten findet man Konglomeratquarzite. Sie sind von den Quarziten unscharf abgegrenzt und entstanden durch die schlecht sortierte lagenweise Einstreuung von etwa 1 cm (maximal 5 cm) großen gut gerundeten Geröllen von weißem und rosa Quarz, und seltenen Fragmenten von milchig weißem Feldspat im sandigen Sediment. Die Einstreuung der Komponenten ist schütter, und diese berühren einander meistens nicht. Auch pelitische Lagen treten auf, vorwiegend in den Hangendteilen des Semmeringquarzits. Es sind hellgraue bis grünliche, meist ebenflächige, plattelig absondernde serizitische Schiefer.

Die metapsephitischen und -psammitischen Gesteine brechen durch die gut ausgeprägte Klüftung in scharfkantige Stücke. Starke tektonische Beanspruchung führte nicht selten zur Mylonitisierung. Die Gesteine zeigen dann grusigen Zerfall, oder blastomylonitische Verkittung ließ massige Brekzien entstehen, die in groben, ungefügten Blöcken mit löcheriger Oberfläche verwittern.

RIEDMÜLLER (1967) hat die Gesteine gründlich petrographisch untersucht und wir geben seine mikroskopischen Beschreibungen gekürzt wieder.

U.d.M.: Das Gefüge der Quarzite ist blastopsammitisch: Runde bzw. in s gelängte Quarzkörner, seltene xenomorphe Feldspäte (Mikrokin, Haufenperthit, Schachbrettalbit, Albit), bilden ein gut verzahntes Korngemenge. Entlang der Korngrenzen wurden Serizit und Quarz neu gebildet. Akzessorien sind Turmalin, Apatit, Zirkon und Erz. Die Korngröße der Grundmasse liegt im Bereich 0,1–0,2 mm, während die gröber klastischen Komponenten 0,3–0,5 mm groß sind. In stark geschieferten Gesteinen sind die Quarze gelängt und undulös, die Serizite in feinen, s-parallelen Zügen orientiert.

U.d.M.: Ein Blastopsephit zeigt, in einer granoblastischen Quarzmatrix eingestreut, die voneinander getrennten klastischen Komponenten: Quarzgerölle (1–4 mm Durchmesser), Kalinatronfeldspäte (Mikrokin 1,6 x 0,55 mm); Haufenperthit 0,4–,6 mm; Schachbrettalbit 0,6 mm; Plagioklase (5–8% An) als Teil von Lithoklasten. Die Grundmasse führt außer Quarz und Muskowit/Serizit die Akzessorien Zirkon, Apatit und Erz. Die Schieferung kommt vor allem durch die Parallelorientierung der Glimmer zum Ausdruck.

34 Schiefer (Skyth)

G. RIEDMÜLLER (1967) betont, dass die Metapelite im Verband mit dem Semmeringquarzit nur im Hangenteil der Formation auftreten. FUCHS gewann in dem Semmeringquarzit-Vorkommen E Frohsdorf den Eindruck, dass der Quarzit lateral durch Schiefer faziell ersetzt wird. Da das genannte Vorkommen ein scholliger Körper in den Hüllschiefern ist, lassen sich keine stratigraphischen Profile studieren, und damit kein eindeutiger Beleg gewinnen.

Es handelt sich bei den Schiefen um helle, grün-graue, oft feinlagige, phyllitische Quarzite bis Serizitphyllite. Die sehr feinkörnigen Gesteine zeigen ebenflächig bis sanftgewellte s-Flächen und verwittern in Plättchen. RIEDMÜLLER (1967) beschreibt einen phyllitischen Quarzit:

U.d.M.: Feinlaminiert wechseln Muskowit-Serizitlagen mit Quarzlagen, die vereinzelt Körner von Kalinatronfeldspat und Plagioklas enthalten. Die Lagen sind selten scharf gegeneinander abgegrenzt. In den Glimmerlamellen ist häufig ein s_2 entwickelt, welches einen Winkel von 60–70° zum sedimentären s (s_1) einschließt. Außer der Schichtung belegen Großquarze (0,3–0,5 mm Durchmesser), perthitische Kalinatronfeldspäte und Plagioklase (<15% An) durch ihre eckige bis kantengerundete Form die sedimentäre Natur des Gesteins. Akzessorien: Turmalin, Zirkon, Titanit, Apatit, Hämatit und Limonit. Die Metamorphose des Gesteins mit der Neubildung von Quarz und Muskowit-Serizit erfolgte syntektonisch.

Mit Ausnahme des Vorkommens bei Frohsorf treten die Metapelite als untergeordnete Lagen im stratigraphisch höheren Teil des Semmeringquarzits auf (RIEDMÜLLER, 1967). Dieser Autor beobachtete an einer Stelle nördlich Grüb den stratigraphischen Kontakt von Serizitschiefer und Semmeringkalk. Es wird deshalb der Serizitschieferhorizont im Sinne von TOLLMANN (1964, 1977) als Alpines Röt (= oberstes Skyth) betrachtet. Hinsichtlich der Liegendgrenze des Semmeringquarzit-Komplexes spricht sich RIEDMÜLLER (1967) für Ober-Rotliegendes aus, entsprechend seiner Alterseinstufung des Verrucano in oberes Westfal bis Mittel-Rotliegendes. TOLLMANN (1964, 1977) betrachtet hingegen den Alpines Verrucano mit seinen polymikten Gesteinen als oberpermische Transgressionsserie, den annähernd monomikten Semmeringquarzit als skythisch und damit als metamorphen Buntsandstein.

32 Kalk, Dolomit (Trias)

In dem vorwiegend von kristallinen Gesteinen aufgebauten Grundgebirge treten die Karbonatgesteine in der Landschaft morphologisch stark hervor (Abb. 2 und 3). Es handelt sich um mehrere hunderte Meter mächtige Gesteinszüge, wie im Bereich von Scheiblingkirchen oder Pitten-Seebeenstein, aber auch um meter- bis zehnermetermächtige Schollen. Das Fehlen von Fossilien in dem grünschieferfaziell metamorphen Karbonatkomplex und die tektonische Beanspruchung, die sich in Rauhwacken- und Brekzienbildung sowie Zerlegung in schollige Körper auswirkte, haben eine kartenmäßige Gliederung der Karbonatserien nicht erlaubt. Wir finden hier auch nicht die reichhaltigen und charakteristischen stratigraphischen Profile wie im Semmering-Gebiet. Auch laterale und vertikale Übergänge zwischen Kalk, Dolomit und Rauhwacken machen eine Trennung schwierig. Trotzdem hat bereits RIEDMÜLLER (1967) in einigen Profilen eine gewisse Regelmäßigkeit in der Abfolge der Gesteinstypen erkannt, welche stratigraphisch bedingt ist.

Nach dem Semmeringquarzit setzt die Karbonatsedimentation mit blauen, grauen, feinkristallinen Kalken und Bänderkalken ein. In den Hangendteilen der Kalkfolge dominieren weiß-rosa gebänderte, z.T. dolomitische Kalke. Es folgt ein Übergang in gelbe Rauhwacken, welche einen in der Mächtigkeit stark schwankenden Horizont zwischen Kalk und den folgenden Dolomiten bilden. Brekzien kennzeichnen sowohl den liegenden als auch den hangenden Übergangsbereich der Rauhwacken. Die überlagernden Dolomite sind meist hellgrau, seltener dunkel gefärbt. Für das vorwiegend im Scheiblingkirchener Fenster gewonnene Idealprofil gibt RIEDMÜLLER für die Kalke 4–75 m, die Rauhwacken 2–>100 m und die Dolomite 60–100 m Mächtigkeit an. Der lithologische Vergleich mit dem Semmering-Gebiet legt nahe, dass die Karbonate unseres Blattes vorwiegend das Anisium und vermutlich auch Teile des Ladiniums umfassen.

Die Kalke sind dunkle, blaugraue, plattige Gesteine mit ebenen s-Flächen oder weiß, hellgrau, rosa, blau gebänderte Kalke mit tektonisch gewellten s-Flächen. Dolomitische Kalke sind meist weiß-hellgrau, z.T. rosa gefärbt. Alle Kalke sind feinkristallin und lassen auf den s-Flächen Serizit erkennen. Mitunter findet man auch dünne, dunkle Kalkschieferlagen in die plattigen Kalke eingeschaltet. Im



Abb. 3.
Die Karbonatmasse des „Türkensturz“ bei Seebeenstein mit der künstlichen Ruine.

Grenzbereich gegen die Rauhwacken treten brekziöse, helle Kalke auf. Sie sind eindeutig tektonisiert.

Die Rauhwackenkomplexe bestehen aus gelb- bis ockergefärbten, oft mehlig verwitternden massigen Rauhwacken mit Partien von zellig verwitterndem, gut geschichteten, hellen Kalk und brekziösem Dolomit. Die Rauhwacken neigen zu löcheriger Verwitterung, die bis zur Bildung von Höhlen führt.

RIEDMÜLLER (1967, 1976) verweist auf das häufige Auftreten der Rauhwacken zwischen den Kalken und dem Dolomit und sieht in ihnen Mylonitisationsprodukte eines sedimentär vorgezeichneten Horizontes. Überblickt man sämtliche Vorkommen der triadischen Karbonatfolge unseres Blattes, so gewinnt man den Eindruck, dass vor allem die örtliche Intensität der Deformation für das Entstehen der Rauhwacken verantwortlich ist. Die zahlreichen Übergänge in Kalk und Dolomit erlauben keine kartenmäßige Ausscheidung.

Die Dolomite sind vorwiegend hell- bis mittelgraue, feinkörnige Gesteine und zeigen infolge der Klüftigkeit kleinsplitterigen Zerfall. Mitunter findet man hell-dunkel gebänderte Dolomitmarmore und nur an einer Stelle, im Steinbruch Petersbaumgarten, schwärzlichen Dolomit. Dolomitische Feinbrekzien sind verbreitet, besonders im Übergangsbereich zu den Rauhwacken.

4.2. Tertiär (Inneralpine Neogenbecken)

4.2.1. ? Ottnangium

(Becken von Krumbach, Zöbern und Lembach)

(P. HERRMANN)

31 Zöbern-Formation

30 Mönichkirchner Blockschichten

In der SW-Ecke des Kartenblattes liegen dem Kristallin grobklastische Sedimente lokaler Herkunft auf, die bei den schlechten Aufschlussverhältnissen nur sehr schwer vom Kristallin und voneinander zu trennen sind. Auf Grund der Angaben bei WINKLER-HERMADEN (1933, S. 83) werden sie unterteilt in die von ihm als etwas älter betrachtete Zöbern-Formation, die aus vorwiegend eckigen Komponenten, vermischt mit reichlich Rotlehm, besteht und als Murenschutt gedeutet wird, und dem Mönichkirchner Blockschotter, der, durch besonders grobe Blöcke, aber insgesamt etwas bessere Rundung unterschieden, als Wildbachschüttung bezeichnet wurde. Bei den eigenen Begehungen wurden W und NW Zöbern an manchen Stellen Karbonatgerölle beobachtet, wie sie WINKLER-HERMADEN (1933, S. 85) aus der Krumbach-Formation beschreibt. Diese Gerölle wurden allerdings stets nur lose auf Feldern liegend, niemals in einem Aufschluss gefunden, sodass ihre Herkunft unsicher ist; es scheint aber möglich, dass auch Teile der Zöbern-Formation durch Flüsse ferntransportiertes Material enthalten. Fossilien wurden in diesem ganzen Komplex bisher nicht gefunden; FUCHS (1980, S. 464), schließt aus dem Fehlen vulkanischer Einschaltungen, dass das Alter dieser Sedimente vermutlich Ottnangium sein dürfte.

29 Krumbach-Formation

SE Thomasberg, am Königsberg und am Kulmariegel wurden Braunkohlen abgebaut, die über einer dünnen Haut von oft Schutt führendem Schluff einem mehr oder weniger kaolinitisierten Kristallin auflagern. Nach SOMMERMEIER (1927, S. 11) erreichte das Flöz bis etwa 1 m Mächtigkeit. Nach WINKLER-HERMADEN (1933, S. 85) folgen darüber Blockschotter und Schuttbrekzien, die ihm aus Bohrungen und heute nicht mehr existierenden Aufschlüssen bekannt waren. Er deutet sie als Wildbachschuttkegel und Schuttströme. Darüber folgen fluviatile Sedimente, eine mangels Aufschlüssen nicht im Detail nachvollziehbare Wechselfolge von Schottern, die häufig Karbonatgerölle führen, die aus NW über das da-

mals noch nicht existierende Wiener Becken transportiert worden sein müssen, Sandsteinen und Schluffen.

Auch aus diesem Komplex sind keine Fossilfunde bekannt. Bei den eigenen Begehungen wurde eine kohlige Lage in Schluffen, die beim Weißen Kreuz temporär aufgeschlossen war, beprobt; die pollenanalytische Bearbeitung durch I. DRAXLER (Geol.B.A.) erbrachte jedoch kein Ergebnis. Es wurde daher auch hier der Auffassung von FUCHS (1980, S. 464) gefolgt, wonach das Fehlen vulkanischer Einschaltungen eine Einstufung ins Ottungium nahe legt

4.2.2. Kohle führende Süßwasserschichten (Karpatium–?Unterbadium; Norische Senke)

(W. SCHNABEL)

Die miozänen Deckschichten am Nordrand der Buckligen Welt liegen in Form einer geschlossenen halbmondförmigen Bedeckung von 9 km Länge und 3 km Breite transgressiv auf dem Grundgebirge aus Glimmerschiefer, Grobgnais und Semmeringmesozoikum auf. Dieses Grundgebirge tritt auch innerhalb dieser Deckschichten mehrmals an die Oberfläche.

Es ist hervorzuheben, dass hier ein Miozän-Vorkommen zu finden ist, das auf Grund von Schichtfolge, Alter und Lage zur „Norischen Senke“ gezählt werden und somit als deren nördlichstes Vorkommen gelten kann, wie das auch W. PETRASCHECK (1922/24) zwanglos getan hat. Das ist deshalb besonders zu betonen, da im Schrifttum meist die Kohle von Hart bei Gloggnitz als solches bezeichnet wird.

Jedenfalls gehört dieses kohleführende Karpatium mit den hangenden Grob- und Blockschottern noch nicht zur Beckenfüllung des Wiener Beckens, dessen südlicher Teil erst im jüngeren Badium eingebrochen ist. Es ist aber zu erwarten, dass es im Untergrund des Wiener Beckens eine Fortsetzung hat (KÜPPER, 1954; BRIX, 1967).

28 Kohle führender Ton

27 Quarzitschutt

26 Grobkies, kalkalpine Komponenten vorherrschend, örtlich Konglomeratlagen

25 Grobkies, Kristallin- und Kalkkomponenten

24 Grobkies, Kristallinkomponenten vorherrschend

Die Aufschlüsse an der Oberfläche sind schlecht, die beste Kenntnis über die Lagerung stammt aus den nicht mehr zugänglichen Kohlebauen, zusammengefasst bei W. PETRASCHECK 1922/24. Lokal entwickelte kohleführende Basisschichten aus Sand, Ton und Schieferton (28) mit einem dem Grundgebirge aufliegendem Hauptflöz fallen generell flach gegen N ein, weshalb die alten Kohlebaue meist im S der Miozänbucht zu finden sind (Bergbaue Schauerleiten-Schleinz und Inzenhof-Leiding). Sie sind durch Brüche stark gestört, wodurch die Basisschichten auch noch weiter nördlich bei Walpersbach und Ofenbach an die Oberfläche treten. Auf Grund von Megafloren kann ihnen ein karpatisches Alter zugeordnet werden (HOFMANN, 1933: „Helvet“). Diese Kohle führende Basisserie wird von mächtigen Grob- und Blockschottern überlagert, die über die erstere Serie weit ausgreifen und damit auch direkt über dem Grundgebirge transgredieren. Im E sind Kristallinkomponenten vorherrschend (24), sie stammen aus dem unmittelbar angrenzenden Grundgebirge, die Serie ist tiefgreifend verlehmt. Die Tatsache, dass unmittelbar am Rand zum kristallinen Untergrund die Komponenten oft besonders groß und blockförmig sind, lässt auf eine direkte Aufarbeitung des Untergrundes schließen. Gegen W nimmt Material aus den Kalkalpen und der Grauwackenzone zu (25). Ab dem Leidingbachtal sind kalkalpine Komponenten vorherrschend (26), örtlich sind Konglomeratlagen eingeschaltet Beim

Grafenkreuz N Inzenhof ist in einem kleinen Bereich auffallend ungerundeter Quarzitschutt (27) vorhanden, es liegt der Verdacht nahe, dass im unmittelbaren Untergrund Semmerringquarzit ansteht.

Das genaue Alter ist unbekannt, auf Grund der Lagerung über den kohleführenden Süßwasserschichten und der überregionalen Zusammenhänge kommt ein Karpatium-? Unterbadenum-Alter in Frage. Von BRIX (1967, Tab. 2 – in PLÖCHINGER: Erläuterungen zur Geologischen Karte des Hohe-Wand-Gebietes) ist eine Kalkschotterstreuung von Ofenbach-Walpersbach mit Fragezeichen in das Daz gestellt, ein Alter, dem hier nicht zugestimmt wird.

PETRASCHECK (1929) deutet die Kristallinschotter als Wildbachablagerungen aus dem Rosaliengebirge, die von den flacher liegenden, kalkalpines Material führenden Kiesen überdeckt werden. Die Art der Geröllführung hat zu paläogeographischen und tektonischen Schlussfolgerungen geführt (WINKLER, 1928: „Rosalienfluss“ aus den Kalkalpen über Pitten-Schauerleiten gegen SE in das Burgenland; Diskussion bei PETRASCHECK 1929). THENIUS (1974) hat sie als Äquivalente der Auwaldschotter im E bzw. des Brennberger Blockstromes betrachtet. Auffallend sind jedenfalls die Parallelen zu den altersgleichen Unteren und Oberen Auwaldschottern östlich des Rosaliengebirges im Burgenland, da erstere ebenfalls Kristallinmaterial, letztere kalkalpines Material führen. Doch war dem Autor hier am Nordrand der Buckligen Welt eine klare Trennung bei der Kartierung nicht möglich, da ein allmählicher Wechsel der Geröllführung von Osten (Kristallin) nach Westen (Kalkalpin) zu offensichtlich ist.

Nach den heute gültigen Regeln der stratigraphischen Nomenklatur (STEININGER & PILLER, 1999) ist die Bezeichnung „Kohle führende Süßwasserschichten“ jedenfalls invalid und sollte durch diesen Regeln entsprechende Namen ersetzt werden. Es wird hier folgender Vorschlag gemacht:

○ **Leiding-Gruppe**

Nach dem Leiding-Bach bzw. der Ortschaft Leiding, welche im zentralen Teil der Vorkommen liegt. Sie wird in zwei Formationen gegliedert:



Abb. 4.
Der hangende Grobkies der Kohle führenden Süßwasserschichten im Hang des Leidingbaches am südlichen Ortsende von Walpersbach, vorgeschlagen als Typlokalität der „Walpersbach-Formation“.
Größe der Gerölle: bis 30 cm.

- **Walpersbach-Formation**

Die hangenden Grobkiese.

Typlokalität: Straßenaufschluss südlich der Ortschaft Walpersbach mit einer Geröllführung aus Kristallin und Kalkkomponenten (Abb. 4).

- **Leiding-Schauerleiten-Formation**

Die liegenden Tone mit den Kohleflözen.

Typlokalität: Mangels Aufschlüssen an der Oberfläche die in der Literatur ausführlich beschriebenen Untertagebaue Leiding-Inzenhof und Schauerleiten.

Der häufig konglomerierte Grobkies aus vorherrschend kalkalpinen Komponenten SW des Pittentales bei Sautern und Guntrams (22, s.u.) wurde in der bisherigen Literatur meist zur Rohrbacher Konglomeratserie gestellt (W. FUCHS & GRILL, 1984: Geologische Karte von Wien und Umgebung 1:200000). Er ist nach SCHNABEL (1994) eher diesen Grob- und Blockschottern zuzuzählen.

23 Kies, Konglomerat (Karpantium)

Innerhalb des Grundgebirges der Buckligen Welt sind auf der Karte von G. FUCHS (1962) zwei größere Vorkommen von „Tertiär i.a.“ ausgeschieden. Das eine liegt unmittelbar NW Bromberg auf der Höhe zwischen dem Schlattental und dem Leidingtal in rd. 500 m SH, das zweite, größere, erstreckt sich über die Dreibuchenhöhe zwischen Bromberg und Hochwolkersdorf von rd. 580 m SH gegen die Seitengraben des Schlattentales bis 480 m SH hinab.

Beide Vorkommen bestehen aus gut gerundetem, teilweise dicht gepacktem Grobkies aus lokalem Kristallinmaterial. Ihr Alter ist unbekannt, es wird angenommen, dass sie am ehesten den lokalen Grob- und Blockschottern entsprechen (24), die im N den Randbereich zum Wiener Becken säumen.

22 Kies bei Sautern (?Karpantium oder Pontium–Unterpliozän), Konglomerat und Breccienbänke darin

Bekanntlich gibt es bei Inzenhof und Leiding die westlichsten Kohlevorkommen, nur die Hangende Grobkiesserie reicht bis zum Pittental, wie dies auch in allen bisherigen geologischen Karten entsprechend verzeichnet ist. Sie scheint aber westlich des Pittentales im Höhenzug bei Sautern und Guntrams ihre Fortsetzung zu finden. Die hier befindlichen Kiese und Konglomerate sind bisher meist als „Rohrbacher Konglomerat“ gedeutet worden (siehe z.B. die Geologische Karte von Wien und Umgebung 1:200000 von W. FUCHS und GRILL, 1984), sicher auf Grund ihres kalkalpinen Geröllbestandes.

Dagegen spricht, dass bei Sautern und S Guntrams die meist gut gerundeten Komponenten lose in den Feldern liegen, wie in der Grobkiesserie im Raum östlich der Pitten. Aufschlüsse in Hohlwegen zeigen einen stark verlehmteten Grobkies. Konglomerierte, untergeordnet auch brekziöse Bänke gibt es zwar und sogar häufiger als weiter östlich bei Weinberg, Inzenhof und Harathof, doch die Ähnlichkeiten sind evident. Das Rohrbacher Konglomerat hingegen ist vorwiegend fest verkittet, so fest, dass es seinerzeit sogar als Baustein der Semmeringbahn Verwendung gefunden hatte (KARRER, 1873). Es ist nicht verlehmt, bildet seichten Boden, steht oft an und die in den Feldern liegenden Rollstücke sind im harten Konglomeratverband geblieben.

Aus diesem Grund ist der Kies bei Sautern als eigenständig ausgeschieden und damit seine Besonderheit hervorgehoben worden. Es ist wahrscheinlich, dass er zur Ausscheidung 26 der hangenden Grobkiesserie der Kohle führenden Süßwasserschichten gehört. Genauere Aussagen sind derzeit nicht möglich, erwartungsgemäß konnten keine Fossilien gefunden werden.

4.2.3. Sarmatium (Eisenstädter Becken)

(G. FUCHS)

21 Sand bei Wiesen (Sarmatium)

Im Bereich des Ortes Wiesen reicht ein kleines Vorkommen heller Quarzsande, die der Beckenfüllung der Mattersburger Bucht des Eisenstädter Beckens zuzurechnen sind, gerade noch auf Blatt Aspang-Markt. Auf diesem selbst konnten keine Fossilien aufgefunden werden, doch schreibt PASCHER (1988, S. 204) über die Fortsetzung dieses Sediments auf Blatt Mattersburg: Rund 150 m NE des Sebastiankreuzes findet man in einem Hohlweg, relativ gut aufgeschlossen, fossilführendes Obersarmatium“.

4.2.4. Sarmatium – Unterpliozän (Wiener Becken)

(W. SCHNABEL)

Die miozänen Ablagerungen des südlichen Wiener Beckens sind im Bereich des Blattes ÖK106 Aspang-Markt fast zur Gänze von den mächtigen quartären Schotterkegeln bedeckt, die die Flüsse in den Kaltzeiten von Süden her in das Wiener Becken transportiert haben.

An der Oberfläche ist randlich nur das Rohrbacher Konglomerat (20) und die Loipersbacher Rotlehmserie (19) zu sehen. darunter sind Ablagerungen des Pannonium bzw. Pontium nachgewiesen, welche direkt auf dem Grundgebirge liegen (näheres in Kap. 5.3.).

20 Rohrbacher Konglomerat (Pontium–Unterpliozän)

Dieses von einem Schwarzavornläufer abgelagerte Konglomerat reicht an mehreren Stellen gerade noch auf den nordwestlichen Teil des Kartenblattes. N von Neunkirchen nimmt es das NW-Eck der Karte ein, wo es in Ausläufern des Mollramer Waldes den Westrand des Wiener Beckens säumt, in der Ebene bedeckt durch die Steinfeldschotter. S von Neunkirchen ist es von Rotlehmserie bedeckt und kommt nur an wenigen Stellen in Hohlwegen bei Ramplach und Diepolds in etwa 415 m Seehöhe an die Oberfläche, die östlichste wurde ca. 1 km NW Seebenstein in 380 m Seehöhe entdeckt. Diese Konglomeratvorkommen liegen genau an der gedachten Oberkante der Rohrbacher Konglomeratplatte, die sich als Schuttfächer am rechten Schwarzaufer von Ober Danegg (ÖK 104) über Neunkirchen und weiter östlich kontinuierlich von 466 auf unter 400 m absenkt. (siehe auch KÜPPER et al., 1952, S.444).

Das Rohrbacher Konglomerat besteht aus Bänken mit gerundeten Komponenten aus den Kalkalpen, untergeordnet aus der Grauwackenzone und Zentralzone. Lagenweise kommen Sandstein- und Sandeinschaltungen vor. Charakteristisch ist eine grobporöse Verwitterung, meist ist es aber durch seine Härte von den umgebenden grobklastischen Formationen deutlich unterschieden. Blattreste, Früchte und Wirbeltierfährten lassen die Entstehung im jüngsten Altpliozän vermuten, wofür auch die von BRIX (1967 in PLÖCHINGER) erwähnte Verzahnung im Gebiet Ramplach – Natschbach mit Sanden der Gelben Serie des „Ober-Pannons“ (Pontium) sprechen. THENIUS (1974) schließt ein (teilweise) jungpliozänes Alter nicht aus, was aber durch die Überlagerung durch die Loipersbacher Rotlehmserie unwahrscheinlich scheint.

Gemäß den Regeln der stratigraphischen Nomenklatur (STEININGER & PILLER, 1999) wird der Vorschlag gemacht, dem Rohrbacher Konglomerat den Formationsnamen „Rohrbach-Formation“ bzw. Rohrbach-Konglomerat-Formation“ zuzuerkennen.

19 Loipersbacher Rotlehmserie (Pontium–Unterpliozän)

Dieses Schichtglied wurde in der Legende der Karte irrtümlich als Loipers“dorfer“ Rotlehmserie bezeichnet.

Das flachwellige Hügelland von Natschbach im N bis Thann im S, einschließlich der Höhen mit den Koten 495 und 505 (N Hartberg), wo auf allen bisherigen Karten Glimmerschiefer ausgeschieden war, ist von mächtiger Rotlehmserie bedeckt. Der rötliche, stellenweise grünliche Lehm mit lagenweise Blockschottern und Blocklehmen von schlecht bis gut gerundetem Kristallinschutt mit hohem Anteil an Quarz und Quarzit (Härtlingsauslese, siehe auch Abb. 5 und 13) ist in zahlreichen Hohlwegen mehr oder minder deutlich zu sehen oder verrät sich durch die Rotfärbung und Geröllstreu in natürlichen und künstlichen Aufschlüssen. Stellenweise, besonders im Nordabschnitt gibt es metermächtige Sandpartien, die für Bauzwecke abgebaut wurden. Die großen Aufschlüsse beim Autobahnbau beschreibt GRILL (1974, 1975). Den besten Einblick in die Serie gibt die große Mülldeponie „Steintal“ an der Straße von Seebenstein nach Natschbach etwa 1 km W Seebenstein nahe der Südautobahn A2 (Abb. 5).

Dass die Loipersbacher Rotlehmserie im Nordteil zweifelsfrei auf dem Rohrbacher Konglomerat liegt, ist in einigen Hohlwegen S Ramplach und Diepolds zu sehen. Eine Verzahnung, wie sie GRILL (1974, 1975) vermutet hat, war aufschlussbedingt nicht nachzuweisen und wird vom Verfasser nicht angenommen. Im Südteil hingegen liegt sie dem unterostalpinem Kristallin (Glimmerschiefer) und Mesozoikum (Quarzit und Karbonate) flach auf, was morphologisch gut erkennbar ist, da die Erosion in den Seitentälern dieses Grundgebirge freigelegt hat, die Rotlehmserie hingegen meist die höheren Talflanken und Höhen einnimmt, wenn sie nicht verschwemmt ist. Die Basis der Rotlehmserie führt besonders grobes Blockwerk. Die für verschiedene bauliche und industrielle Zwe-



Abb. 5.
Loipersbacher Rotlehmserie in der Mülldeponie „Steintal“.

cke bis nach dem 2. Weltkrieg abgebauten Quarz- und Quarzitblöcke haben großflächige Grubenfelder hinterlassen (z.B. E Natschbach, S Hubertuskapelle, bei Zißhof und zwischen Thann und Witzelsberg – siehe auch Kap. 9: Nutzbare mineralische Rohstoffe und Gesteine).

RIEDMÜLLER (1967) hat die Rotlehmserie ausführlich beschrieben, ohne sie so benannt zu haben. Auf Grund morphogenetischer Überlegungen und Gerölluntersuchungen schließt er auf einen terrestrischen Akkumulationsschuttkörper einer mehrgliedrigen Abtragungsfläche der Buckligen Welt unter semiariden Bedingungen (Pediment).

Auf das Alter der Rotlehmserie kann wegen des Fehlens von Fossilien nur aus der Lagerung bzw. aus klimatischen Überlegungen geschlossen werden. Der an der Oberfläche aufgeschlossene Bereich der Serie liegt einwandfrei auf dem Rohrbacher Konglomerat und hat damit ein Pontisches oder jüngerer Alter. RIEDMÜLLER (1967) schließt aus morphogenetischen Gründen auf ein Oberpliozänes Alter. Der immer wieder angestellte Vergleich mit der Roten Lehmserie im Nördlichen Wiener Becken (z.B. GRILL, 1974) erfolgt sicher zu Recht, beide analoge Bildungen verweisen auf ein Trockenklima im Jungpliozän - (Ältest-)Pleistozän (THENIUS, 1974).

Die in die Rotlehmserie einschneidenden Bäche haben diese umgelagert und typisch „rotlehmige“ Talalluvionen gebildet. Der rhythmische Abtrag verschiedener Intensität ist deutlich aus kleinen Terrassen an den Talrändern zum Pittental abzulesen („verschwemmte Rotlehmserie“).

Gemäß den Regeln der stratigraphischen Nomenklatur (STEININGER & PILLER, 1999) wird der Vorschlag gemacht, der Loipersbacher Rotlehmserie den Formationsnamen „Loipersbach-Formation“ bzw. Loipersbach-Rotlehm-Formation“ zuzuerkennen.

4.3. Quartär

18, 17 Steinfeldschotter (Riß–Würm)

Diese nehmen den gesamten Raum N der Schwarza und Leitha ein, mit Ausnahme der jüngsten, postglazialen Talebenen dieser Flüsse. Die Oberfläche dieses auch als „Neunkirchner“ und „Wiener Neustädter Schotterfächer“ benannten, sehr flachen Schotterkegels senkt sich auf Blatt 106 von rund 365m SH bei Neunkirchen auf rund 300m bei Lanzenkirchen, durchzogen von stellenweise noch heute in den Feldern erkennbaren „braided river“ Formen. Bezogen auf die Beckenachse kann damit auf Blatt ÖK106 Aspang-Markt ein Gefälle von etwa 0 Grad 35 Min. errechnet werden. BRIX (1988, S. 46) gibt das Gefälle der Ober- und Unterseite auf dem nördlich (= flussabwärts) anschließenden Blatt ÖK76 Wiener Neustadt mit 0 Grad 26 Min. und 0 Grad 29 Min. an.

Die Steinfeldschotter sind deutlich geschichtete, teilweise kreuzgeschichtete Schotter und (untergeordnet) Sande und weisen einen unterschiedlichem Verfestigungsgrad auf. Konglomerierte Partien nehmen gegen die Tiefe zu. Die Komponenten sind größtenteils kalkalpiner, untergeordnet auch kristalliner Herkunft aus Grauwackenzone und Zentralalpen. Ihre wirtschaftliche Bedeutung für die Baumaterialgewinnung ist beträchtlich (siehe auch Kap. 9: Nutzbare mineralische Rohstoffe und Gesteine).

Zur langen Diskussion, ob es sich bei diesem bis rund 50 m mächtigen Schotterkörper um riß- oder würmzeitliche Bildungen handelt, hat GRILL insofern sehr plausibel beigetragen, als er in den großen Schottergruben bei Wr. Neustadt und einer solchen auf dem Blatt ÖK106 N Breitenau in rund 17 m Tiefe eine rote Verlehmungszone erkannte, die als Oberkante des Liegendschotter (= Älterer Steinfeldschotter; Riß) angesehen wurde. Dieser ist deutlich stärker konglomeriert und weist z.T. schöne Kryoturbationen auf. (GRILL, 1971, 1973). Die darüber liegenden Hangendschotter (= Jüngerer Steinfeldschotter; Würm) nehmen den

weiten Raum an der Oberfläche ein (siehe auch FUCHS, W. & GRILL, 1984). Diese Verlehungszone und damit die Oberkante der Älteren Steinfeldschotter wurde in einer weiteren Schottergrube N Breitenau in ebenfalls rund 17 m Tiefe beobachtet.

Entlang des Südrandes der Steinfeldschotter haben sich im Postglazial die Schwarza und Leitha eingegraben und eine bis fast 2 km breite Au- und Schotterflur gebildet. Sie liegt einige Meter tiefer, die Erosionskante ist teils deutlich zu sehen (z.B. im Ortsgebiet von Lanzenkirchen), oft aber durch die dichte Verbauung und landwirtschaftliche Aktivität verwischt. Die ursprüngliche Situation vor der großflächigen Verbauung ist ausgezeichnet aus der alten topographischen Schraffenkarte 1 : 25 000 zu ersehen, deren Wert für die Kartierung der Terrassen nicht hoch genug eingeschätzt werden kann. Nur die Schotterflur zwischen Schwarza und Kehrbach S Breitenau ist unklar. Durch die Regulierung des Kehrbachs ist der heutige Verlauf der oberflächlichen Abflüsse für Niveauekorrelationen nicht mehr brauchbar.

16 Löss, Lösslehm (Würm)

An den Nordausläufern der Buckligen Welt gegen das Tal der Leitha bzw. Pitten erstreckt sich eine deutliche Lössterrasse, die seit Jahrhunderten eine bedeutende Rolle für die örtliche Ziegelgewinnung spielt (siehe auch Kap. 9: Nutz- bare mineralische Rohstoffe und Gesteine).

Die Terrasse ist gegen die Talebene der Leitha und Pitten meist scharf durch eine einige Meter hohe Kante abgesetzt und prägt besonders das Ortsgebiet von Walpersbach. Sie steigt von etwa 310 m SH gegen S bis 400 m SH bei Schleinz an, wo sich in der Vergangenheit eine Reihe von Ziegelgruben befunden haben (siehe auch Kap. 9). Hier hat eine Bohrung der GBA in 400 m SH noch 11 m mächtigen Löss bewiesen. Isolierte Reste befinden sich bei Weinberg (2 km ESE Pitten) und an den Talflanken des Pittentales. Dass diese Lössbedeckung früher noch weiträumig in die Seitentäler sowie ins Gebirge hineingereicht hat, beweisen die isolierten Vorkommen im Pittental sowie im Süßenbrunnergraben bei Heinisruh in 460 m SH (2 km ESE Frohsdorf).

Auf ein Würm-Alter kann aus der örtlichen Situation geschlossen werden, wenn dieses auch noch nicht bewiesen ist. Von BRIX (1967, Tab. 2 in PLÖCHINGER: Erläuterungen zur Geologischen Karte des Hohe-Wand-Gebietes) wird der „Löß von Erlach und Pitten“ mit Fragezeichen im Mindel eingetragen, was hier für weniger wahrscheinlich gehalten wird.

GRILL (1971) gibt eine eingehende Beschreibung des Gesteinsbestandes aus solifluidalem, rötlichbraunen Lehm, feinsandigen, gelbbraunen Löss und Einschaltungen von grobem, eckigen Lokalschutt. Der Löss selbst enthält Schnecken und typische Kalkkonkretionen („Lösskindln“). Einen guten Einblick in die Abfolge bietet das Profil der Ziegelgrube „Lizzi“ bei Erlach (Abb. 6).

Weitere Lössvorkommen bis zu einigen Metern Mächtigkeit gibt es bei Diepolds und Ramplach auf der Rotlehmserie. Es ist im Randgebiet zum Wiener Becken wohl mit weiteren solchen Vorkommen zu rechnen, die aufschlussbedingt nicht zu erkennen sind.

15 Sand

An den Talflanken und den Talböden der kleinen Seitentäler zum Pittental bei Sautern ist sehr deutlich ein einige Meter mächtiger hellbraun-weißlicher Sand mit Kieshorizonten zu sehen. Er wurde früher für Bauzwecke abgebaut, eine große, nun zugeschüttete Baugrube gibt es 300 m E der Kapelle Sautern. Dieser Sand ist mit einem großen Vorkommen S des Pittentales zwischen Sautern und Seebenstein zu korrelieren. Eine Bohrung der GBA in rund 345 m SH, also nur wenige Meter über Talgrund, hat 11 m Sand mit Kieslagen durchbohrt, woraus geschlossen werden kann, dass sich dieser unter dem Talniveau mit der nörd-



Abb. 6.
Die Lösswand in der Ziegelgrube „Lizzi“ südlich von Erlach an der Straße nach Bromberg.

lichen Talflanke verbindet. Auch in größerer Tiefe und weit unter dem Grundwasserspiegel des Pittentales war dieser Sand trocken.

Von BRIX (1967, Tab. 2 in PLÖCHINGER: Erläuterungen zur Geologischen Karte des Hohe-Wand-Gebietes) sind diese „Sautener Sande“ als ?Günz eingezeichnet, ein Alter, das weder bestätigt noch ausgeschlossen werden kann.

14 Höherer Terrassenschotter der Schwarza bei Schwarzau/Steinfeld

An der Nordseite des Kristallinspornes zwischen Schwarzau- und Pittental bei Schwarzau am Steinfeld ist einige Meter über der breiten Alluvialfläche an mehreren Stellen deutlich eine Felsterrasse zu erkennen. Darauf gibt es Schotterreste, die durch den hohen Anteil an kalkalpinem Material gut mit den Steinfeldschottern zu parallelisieren sind. Dass deren Oberkante noch über der der Steinfeldschotter zu liegen scheint, kann auf die noch bis in die Gegenwart reichende Bruchtektonik am Beckenrand erklärt werden.

13 Höherer Terrassenschotter im Pittental

Solche befinden sich sporadisch an den Talflanken des Pittentales und können aufschlussbedingt oft nicht erkannt werden. Morphologisch gut sichtbar ist ein Vorkommen NW Aspang. An der westlichen Talflanke bei Pitten liegt 20–40 m über dem heutigen Talgrund auf den mesozoischen Karbonaten gut gerundeter Kristallinschutt in auffälliger Menge mit hohem Anteil an Quarz und Quarzit. Der Unterschied zu den kalkalpinen Kiesen der Schafleiten ist auffallend.

Im Ortsgebiet von Seebenstein sind talparallel mehrere längliche Züge zu erkennen, die sich mit deutlicher Geländekante beidseitig bis zu 8 m über dem Talgrund erheben. Auf der nördlichen steht die Kirche in 348 m SH. Die wenigen Aufschlüsse zeigen, dass sie hauptsächlich aus Kristallinschutt bestehen. Ein ähnliches Vorkommen gibt es bei Petersbaumgarten, auf ihm liegt der Bahnhof in 397 m SH. Es handelt sich hier um den Ausläufer eines alten Schwemmfächers aus dem Tal östlich des Ortes, der ebenfalls beidseitig deutlich gegen das heutige Talniveau abgesetzt ist.

Alle diese Vorkommen können auf alte höhere Talniveaus der Pitten bezogen werden. Dass die Vorkommen in Seebenstein und Petersbaumgarten besonders gegen E auffallend steile Terrassenkanten gegen den Talgrund zeigen, der auffallend buchtartig gegen S zurückspringt, könnte ebenfalls durch die junge Tektonik dieses Raumes erklärt werden.

12, 11 Lehmdecke

Mächtige Verwitterungs- und Verlehmungszonen sind auf fast allen Gesteinen des kristallinen und mesozoischen Grundgebirges sowie auf den tertiären Becken weit verbreitet. Sie wurden in den großräumigen Kristallinarealen und dem Mesozoikum nur in Sonderfällen ausgeschieden, häufig aber im Bereich der tertiären Bedeckung. Die oft mächtige Lehmdecke über Glimmerschiefern (12) erschwert die Abgrenzung zu jüngeren Formationen, die im Verwitterungslehm auffallenden Glimmerschüppchen lassen auf verwitterte Glimmerschiefer schließen.

Stellenweise viele Meter mächtiger Verwitterungslehm und tiefe Böden haben sich häufig über dem stark verlehmteten Grobkies im hangenden Anteil der Kohle führenden Süßwasserschichten (24–26) gebildet, was in zahlreichen Hohlwegen und Baugruben ersichtlich ist (11). Sie erstrecken sich im Gebiet S Leiding auf das angrenzende Grundgebirge, wo FISCHER (1969, S. 52–56) auf Quarzit des Semmeringmesozoikums ein über 4 m mächtiges Bodenprofil mit 2 alten, präepostglazialen Bodenbildungen beschreibt.

10 Rutschmasse

Von rutschungsanfälligen Gesteinen mit Neigung zu großflächigen Rutschungen ist das Gebiet des Kartenblattes Aspang-Markt weitgehend verschont. Eine Ausnahme ist die Loiperbacher Rotlehmserie, deren oft übersteilte Talflanken rutschungsanfällig sind. Auch die lockeren Gesteinsverbände der Krumbach- und Zöbern-Formation (29 und 31) sowie der Mönichkirchner Blockschichten (30) neigen zu Rutschungen.

Natürlich können Starkregen und Hochwasserereignisse an den Hängen immer Rutschungen verursachen, welche oft auch katastrophale Folgen haben, wie

z.B. die Ereignisse im Jahr 1999 im Hassbachtal (siehe auch Kap. 8: Hydrogeologie). Es ist aber nicht möglich, die dadurch verursachten Rutschkörper auf einer Karte dieses Maßstabes aufzuzeigen.

9 Block, Blockwerk

Großflächiges Blockwerk bergsturzartiger Herkunft ist nur in Sonderfällen ausgeschieden. Zu nennen ist hier ein Vorkommen 1 km W Klingfurth. In den Wiesen am Osthang des Heidenberges sind gehäuft Quarzittrümmer, bis mehrere m³ groß, zu erkennen. Sie befinden sich in einer lehmigen Matrix. Die Abrissnischen der Gipfelregion des Heidenberges lassen möglicherweise auf einen alten Bergsturz schließen.

Im Ortsgebiet von Gleißfeld, in der Talebene rund 200 m S der Kote 362 zwischen Bahn und dem Fluss Pitten wurde in einer bis 3m tiefen Baugrube nicht wie zu erwarten die alluviale Talfüllung, sondern ein grobes loses Blockwerk aus Karbonatblöcken angetroffen. Es könnte sich dabei um den Rest eines alten Bergsturzes handeln, der hier, rund 400 m vom Fuß der Wand des Türkensturzes entfernt, isoliert erhalten geblieben ist.

8 Hangschutt, Schuttkegel

7 Unaufgeschlossenes Gelände, Periglazialschutt

Hangschutt, stellenweise Schuttkegel gibt es naturgemäß an vielen Stellen und wurde nur dort ausgeschieden, wo er deutlich zu erkennen ist und großflächig auftritt. Dieser Schutt ist meist stark verlehmt. Unaufgeschlossenes Gelände ist nur dann eingezeichnet, wenn vermutete geologische Grenzen bzw. geologische Besonderheiten aufschlussbedingt nicht zu erkennen sind. In den meisten dieser Fälle handelt es sich um periglaziale Schuttbedeckung.

6 Schwemmkegel

Sie sind nur dann hervorgehoben, wenn sie die deutlichen, kegelförmigen Merkmale zeigen.

5 Vernässung

Ist nur bei großflächigem, deutlich versumpftem Gelände erfasst.

4 Ablagerung in Talsohlen und Talkerben

Lockermaterial verschiedener Genese in engen Seitentälern ohne deutliche Talebene, hauptsächlich Sand, Flussablagerungen, Wildbachschutt und Lehm.

3 Auenablagerung

Hauptsächlich Sand, Auelehm und Kies in breiten Talebenen

2 Bergbaulich verändertes Gebiet

Dieses ist besonders im Nordteil der Karte dort hervorgehoben, wo ausgedehnte bergbauliche Aktivität die natürliche Morphologie deutlich verändert hat („Grubenfelder“ mit Haldenmaterial). Dies ist der Fall bei den ehemaligen Kohlenabbau Schauerleiten (S Schleinz), den Schurfgebieten auf Quarzit im Grobkies (24) und insbesondere der Loipersbacher Rotlehmserie (19). Dazu siehe auch Kap. 9: Nutzbare mineralische Rohstoffe und Gesteine.

1 Deponie, Anschüttung

Diese Ablagerungen sind wieder hauptsächlich im Nordteil der Karte ausgeschieden und umfassen die anthropogenen Veränderungen der natürlichen Morphologie durch Anschüttung und Depots von Gesteinsmaterial. Im unteren Pit-

tental und bei Loipersbach betreffen sie hauptsächlich die Anschüttungen im Zuge des Autobahnbaues.

4.4. Diverse Zeichen

Die Decken- und Schuppengrenzen sowie die Störungen, Fallzeichen und strukturellen Zeichen sind selbsterklärend. Die eingezeichneten Bergbaue, Quellen, Sand- und Kiesgruben sowie Steinbrüche beschränken sich auf die wesentlichen bzw. noch heute sichtbaren bzw. nachweisbaren Örtlichkeiten.

Besonders zu erwähnen ist die als „prähistorischer Wall“ in der Karte vermerkte Wallform im Wald etwa 600 m östlich der Burg Pitten. Sie ist sehr auffällig und auf Grund Ihres Querschnittes und Ihres regelmäßigen, hufeisenförmigen Verlaufes vom Verfasser als prähistorisch gedeutet worden, eine Vermutung, die von Herrn Dr. Helmut WINDL vom NÖ. Landesmuseum für möglich gehalten wird (Frau Annemarie KENDLER ist für die diesbezüglichen Vermittlungen sehr zu danken).

5. Geologischer Bau

5.1. Grundgebirge

(G. FUCHS)

5.1.1. Überblick

Das auf Blatt Aspang-Markt aufgeschlossene Grundgebirge gehört im Wesentlichen dem Unterostalpin an. Dieses wird von TOLLMANN (1977, 1978) in das tektonisch tiefere Wechsel-System und das höhere Semmering-System gegliedert. Diese Großenheiten werden durch bestimmte Gesteinsvergesellschaftungen charakterisiert: Das Wechsel-System durch die Wechselgneise, Albitporphyroblastenschiefer, graphitisch pigmentierten phyllitischen Schiefer und Grüngesteine; das Semmering-System baut sich auf aus den Grob(granit)gneisen, Hüllschiefern und dem Semmering-Permomesozoikum.

Als eine zweifellos höhere tektonische Einheit ist im E des Kartenblattes noch die Sieggrabener Deckscholle teilweise vorhanden sowie im S Äquivalente in den Deckschollen von Schäffern und Kirchschlag.

In den letzten Jahren wird auf Grund neuer wissenschaftlicher Ergebnisse und großregionaler Überlegungen eine neue Zuordnung alpiner Großenheiten diskutiert (u.a. SCHMID et al., 2004). Sie stützen sich im Wesentlichen auf radiometrische Daten und Forschungsergebnisse über die Metamorphosegeschichte der Zentralalpen. Sie betreffen im Besonderen auch den tektonischen Bau des hier erläuterten Kartenblattes, auf dessen Gebiet diese Schlüsse nun durch gezielte Kartierungen nachzuweisen wären. Die Karte bietet dafür eine fundierte Grundlage (siehe auch Kap. 11 – Zukünftiger Forschungsbedarf).

5.1.2. Wechsel-System

Das Wechsel-Fenster reicht mit Wechselgneisen westlich Aspang gerade noch auf unser Blatt. Die Wechselgneise werden beim Bahnviadukt von Grobgnais tektonisch überlagert. Wohl als Folge der Pittental-Störung überschreiten die Gesteine des Wechsel-Fensters nicht das Tal gegen Osten. Dies geschieht hingegen NE von Aspang. Östlich vom Bahnhof Aspang grenzen dunkle Schiefer an etwas hybriden Grobgnais. Es handelt sich dabei um einen Teil des Wechsel-Fensters, der durch N-gerichtete Schuppung über Grobgnais empor gebracht wird. Im Graben südlich vom Hacklbauer sind an dieser Störung dunkle Wechselschiefer sekundär dem Grobgnais aufgeschoben worden. Eine Reihe von Ver-

rucano- und Semmeringquarzit-Schollen überlagert die Wechselschiefer (N und NW vom Kulmariegel). Auch N vom Hacklbauer, von NE Unteraspang bis SW Thomasberg verfolgbare, bringt eine ähnliche Schuppung dunkle Schiefer des Wechselsystems auf den Grobgnais im N zu liegen. Wieder überlagern Schollen von Verrucano und Semmeringquarzit die Wechselschiefer. Die beiden Schuppungen finden sich am NW-Ende des Krumbacher Tertiärbeckens und könnten, wenn auch nur indirekt, mit dessen Ausformung zusammenhängen. Die überlagernden Tertiärschichten erschweren naturgemäß die Entscheidung, ob die Verrucano- und Semmeringquarzit-Vorkommen Reste einer Transgressionsserie auf den Wechselgesteinen oder eines Liegendflügels der Grobgnais-Decke (Kirchberger Decke) sind. Jedenfalls haben die N-gerichteten Schuppungen die Fortsetzung des Wechsel-Fensters empor gebracht. Die nördlichere Position dieser Späne gegenüber dem Hauptfenster lässt wie der Nordrand des Grobgnaislappens auf eine linksseitige Verstellung an der Pittental-Störung schließen. Zusätzlich dürfte die Ostscholle abgesenkt worden sein.

Vergleichbare Schuppungen am Ostrand des Wechsel-Fensters hat HUSKA (1972) aus dem Raum südlich Aspang beschrieben.

Die größte Ausdehnung auf Blatt Aspang-Markt besitzt das Wechsel-System im Fenster von Wiesmath (TOLLMANN, 1977, 1978). Folgende Zonierung im Fenster ist von N gegen S festzustellen: Dunkle phyllitische Schiefer, grünliche Albitporphyroblastenschiefer, Glimmerschiefer bis Schiefergneise und Grüngesteine mit Aplittgneisen und verquetschten Körpern von Porphygranit. Bei dem regionalen SSW-Fallen entspricht diese Abfolge einem verkehrten Metamorphoseprofil. Der Wiesmather Gneis bildet einen ausgedehnten Körper östlich des namensgebenden Ortes und ordnet sich obiger Zonierung offensichtlich nicht ein. Die heutige Form dieses Granitoids ist wohl durch die ehemalige magmatische Intrusion bedingt.

Der südliche Rahmen des Wiesmather Fensters wird durch den mächtigen Semmeringquarzitzug von Landsee gebildet. Im Stickelberg markiert dieser das Westende des Fensters. Westlich von Wiesmath löst sich der Quarzit im Schlattental in einige Einzelschollen auf. Der Nordrand des Fensters ist von solchen Schollen frei. Hier stoßen die sanft S-fallenden Fenstergesteine gegen N-fallende Grobgnais und Hüllschiefer. Solch diskordantes Verhalten der Serien beiderseits der nördlichen Fenstergrenze ist auch am Wechsel-Fenster festzustellen (HERRMANN et al., 1992). TOLLMANN (1977) spricht in solchen Fällen von „diskordanter basaler Abscherung“, sieht also die Ursache im Entstehungsprozess der Decken. FUCHS betrachtet dieses Phänomen als junge Schuppung, welche den Nordrand der Fenster häufig gestört hat, also nach der Platznahme der Decken erfolgt ist. Vermutlich hat die Schuppung zur Bloßlegung der tieferen Einheiten beigetragen.

Eine andere Frage ist die Beziehung des Semmeringquarzituzuges von Landsee zu den Wechselgesteinen des Fensters. JORDAN (1972) hat den Quarzit als auf dem Wechselkomplex transgredierend aufgefasst. FUCHS betrachtet dagegen den Quarzit als Liegendflügel der Kirchberger Decke. Dies wird damit begründet, dass an der Basis der Scholle von Semmeringquarzit S vom Hollerbauern bei Stickelberg eine Reihe von Rauwackenvorkommen auftreten. Es handelt sich um tektonisierte Schollen von Semmering-Mesozoikum zwischen dem Semmeringquarzit und den unterlagernden Schiefen des Wechsel-Systems. Wie beim Scheiblingkirchener Fenster wird die verkehrte Abfolge der Semmering-Gesteine als Liegendflügel der Kirchberger Decke betrachtet.

Die kräftige Durchbewegung an der Hangendgrenze der Wechselgesteine des Wiesmather Fensters ist besonders im Gebiet des Stickelberges erkennbar: Im Liegenden des Hauptzuges von Semmeringquarzit finden sich in den höheren Teilen der Wechselschiefer Scherlinge von Semmeringquarzit von bis zu Hundertmeter-Dimensionen.

5.1.3. Semmering-System

Auf MOHR (1910) geht die Gliederung des Unterostalpins in Wechsel-, Kirchberger- und Tachenberg-Decke zurück. Diese Teilung wird auch von TOLLMANN (1977) beibehalten, wenn er das Semmering-System in die Kirchberger Decke und in die Tachenberg-Decke gliedert. Das Grobgneis-Kristallin, welches die oben beschriebenen Fenster des Wechsel-Systems umrahmt gehört zur Gänze zur Kirchberger Decke. Es ist ein hervorstechendes Charakteristikum der Kirchberger Decke, dass unter dem kristallinen Kern ein Liegendflügel von Semmering-Mesozoikum vorhanden ist. Besonders mächtig entwickelt ist dieser im Rahmen des Scheiblingkirchner Fensters. Er zeigt eine verkehrte Abfolge, mesozoische Karbonate unten, darüber Semmeringquarzit und Verrucano. Im überlagernden Kristallin ist Inversion ebenfalls angedeutet, indem die Hauptkörper von Grobgneis die Hüllschiefer überlagern. Die zahlreichen und z.T. ausgedehnten Verrucano-Vorkommen nördlich Krumbach und südlich Hochwolkersdorf bilden hingegen den Hangendflügel der Kirchberger Faltendecke. Sie sind Transgressionsbildungen auf den höheren Anteilen des Grobgneiskomplexes.

Wie bereits erwähnt, wird der Landseer Zug von Semmeringquarzit vom Autor wegen der kleinen Karbonatschollen an seiner Basis nicht als Transgressionsbildung auf dem Wechselkomplex sondern analog Scheiblingkirchen als Liegendflügel der Kirchberger Decke aufgefasst. Die Deutung des Landseer Semmeringquarzits als Transgressionsbildung würde bedeuten, dass die Umkehr der metamorphen Abfolge im Wiesmather Fenster voralpidisch erfolgt wäre. Dies ist prinzipiell möglich, doch nach den oben erwähnten Karbonatscherlingen an der Basis des Quarzits nicht wahrscheinlich.

Im Scheiblingkirchner Fenster tauchen unter den mesozoischen Karbonaten Schiefer empor, die wegen ihrer analogen Position von TOLLMANN (1977, 1978) als Gesteine des Wechsel-Systems betrachtet werden. Der tektonischen Stellung nach entsprechen die Schiefer ohne Zweifel den Wechselgesteinen des Wiesmather Fensters, nicht aber in ihrer Lithologie. Es handelt sich um den Typus der Hüllschiefer, wie er im Grobgneiskomplex so verbreitet ist. Deshalb nimmt der Autor an, dass hier, wie im gesamten Nordsporn des Rosaliengebirges, Stirnteile der Kirchberger Decke liegen geblieben und später vom Rest der Decke überfahren wurden. Diese Sauerbrunn-Schuppe trennt die Kirchberger Decke in den nördlicheren Gebieten von der Wechsel-Decke, welche weiter südlich direkt darunter zutage tritt (Profile in Tafel 1).

Das Permomesozoikum des Scheiblingkirchner Fensters wird von einförmigen Hüllschiefern weitflächig umrahmt. Erst im Raume südlich Edlitz und im Gebiet Hochwolkersdorf – Rosalia folgen darüber ausgedehnte Granitgneise. Sie entsprechen dem Granit vom Eselberg von MOHR (1910, 1912). Im Nordrahmen des Scheiblingkirchner Fensters findet sich eine gegen N eintauchende Digitation der Grobgneismasse. Dieser Granitgneislappen von Weingart überlagert eindeutig das Mesozoikum im Rahmen des Scheiblingkirchner Fensters und das des Heidenberges, einem Aufbruch in der NE-Fortsetzung dieses Fensters.

Unmittelbar nördlich des Granitgneislappens von Weingart finden sich Reihen von Schollen von Semmeringkalk und schließlich das ausgedehnte Mesozoikum von Seebenstein. Entsprechend dem nördlichen Schichtfallen, welches nördlich des Scheiblingkirchner Fensters herrscht, haben diese Vorkommen Hangendposition gegenüber dem genannten Granitgneis. Demnach fasst TOLLMANN (1977, S. 179) das Seebensteiner Mesozoikum als Hangendflügel der Kirchberger Faltendecke, also als Deckenscheider zur höheren Tachenbergdecke, auf. Dagegen spricht, dass die Karbonatmasse gegen Leiding zu unter die Glimmerschiefer abtaucht. Diese gehören zum Verband des Weingarter Grobgneises und zum Rahmen des Scheiblingkirchner- und Heidenberg-Fensters. Außerdem setzt das Seebensteiner Mesozoikum in einer Schollenkette über Walpersbach, Frohsdorf, am Krieriegel vorbei, bis Wiesen und Forchtenau fort. Diese Schollenkette befin-

det sich durchwegs im Liegenden der Grobgneismasse, dem Kern der Kirchberger Decke. Dies erkennt auch TOLLMANN (1977, S. 174) an und verweist auf die Analogie zum Scheiblingkirchner Fenster: Die Schiefer im Liegenden des Semmering-Mesozoikums werden im Scheiblingkirchner Fenster wie im Nordsporn des Rosaliengebirges („Wiener Neustädter Fenster“) zum Wechsel-System gezählt.

Es ist somit klar, dass das Seebensteiner Mesozoikum dem von Scheiblingkirchen entspricht, wie dies FUCHS (1962) festgestellt hat. Es handelt sich aber nicht um eine Rückfalte, welche die Karbonate nördlich des Scheiblingkirchner Fensters wieder empor bringt, sondern um südgerichtete Schuppungen (Tafel 1). Die Schollenkette von Permomesozoikum, welche von RIEDMÜLLER (1967) und MATURA (in HERRMANN et al., 1992) vom Kirchberger Becken durch das Haßbachtal verfolgt wurde, ist als Aufbruchzone vermutlich ebenfalls mit dieser Schuppung verknüpft. Geschuppt sind jedenfalls die Quarzitzüge, die bei Thann den Westrand unseres Blattes überschreiten. Die Schuppenzone setzt über Witzelsberg, Gleißfeld nach Außerschildgraben fort. An zahlreichen Schuppungen werden dort die Karbonate schollig zerlegt und mit den ursprünglich hangenden Glimmerschiefern gemengt. Wie die Schieferzungen und Erosionsreste im Raume Sollgraben zeigen, stammen die Schiefer aus dem Hangenden. Die Vergenz der Schuppung ist süd-, z.T. auch westgerichtet.

Eine weitere Schuppung hat bei Pitten Grobgneis und Hüllschiefer in Kontakt mit den Karbonatgesteinen gebracht, unserer Auffassung nach von oben; dies lässt sich aber in Anbetracht der ausgedehnten jungen Bedeckung in diesem Gebiet nicht beweisen. Die Grobgneise um Walpersbach dürften die Fortsetzung von denen von Pitten sein.

Die Karbonate von Seebenstein - Pitten werden im Norden von den Glimmerschiefern (E Schwarzau) überlagert. Direkt am Ufer der Leitha steht unter diesen Glimmerschiefern Semmeringquarzit in einem kleinen Aufschluss an. Die Glimmerschiefer sind hinsichtlich ihrer tektonischen Stellung mit dem ausgedehnten Glimmerschiefergebiet zwischen Haßbachtal und Gloggnitz vergleichbar, dem Typusgebiet von MOHRS (1910) „Tachenbergdecke“. Es handelt sich dabei aber durchwegs um Gesteine der Kirchberger Decke. Diese riesige Überfaltungsdecke mit ihrem verkehrten Liegendflügel von Semmering-Gesteinen wurde nach ihrer Platznahme weiter deformiert. Zusammenstauchung führte zu weitgespannten Wölbungen und zur Freilegung tektonischer Fenster. Vielfach kam es aber auch zu disharmonischem Durchreißen; Schuppungen machen die anscheinend so ruhige Gesteinsabfolge der Wechsel- und Kirchberger Decke komplizierter (Tafel 1).

Wie bereits erwähnt, werden die einförmigen Glimmerschiefer, welche im Liegenden der Schollen von Semmering-Mesozoikum den Nordsporn des Rosaliengebirges aufbauen, von uns als Hüllschiefer des Grobgneiskomplexes betrachtet (FUCHS, 1962). TOLLMANN (1977, 1978) hat aus deren Liegendposition zur Kirchberger Decke diese Schiefer seines Wiener Neustädter Fensters dem Wechsel-System zugeordnet. Die Schiefer unterlagern tektonisch die Kirchberger Decke und entsprechen in ihrer Position, wie auch lithologisch, denen im Kern des Scheiblingkirchner Fensters. FUCHS (1990) benannte diese tiefere Einheit „Sauerbrunn-Schuppe“ und betrachtet sie als liegen gebliebenen Stirnteil der Kirchberger Decke. Diese Schuppe ist im nördlichen Teil der Buckligen Welt zwischen Wechsel- und Kirchberger Decke eingeschaltet.

5.1.4. Siegrabener Deckscholle und Äquivalente

Es bleibt die tektonische Bedeutung der höhergradigen Kristallinkomplexe zu besprechen, die im Gebiet von Siegraben, Kirchschatz und Zöbern auf dem Grobgneiskomplex aufliegen. Seit KÜMEL (1936) wird der Siegrabenkomplex mit dem Koralmkristallin verglichen und als oberostalpine bzw. mittelostalpine

(TOLLMANN, 1959) Deckschollen aufgefasst. Der hochgradig metamorphe Gesteinsbestand von Biotitparagneisen, Marmoren, Eklogiten, Amphiboliten, Ultramafiten usw. ist zweifelsohne ein Fremdkörper im umgebenden Grobgneiskomplex. Auch an der tektonischen Überlagerung ist kaum zu zweifeln.

PAHR (1984; HERRMANN & PAHR, 1982) hat im Nordteil von Blatt ÖK137 Oberwart die Deckschollen von Schäffern und Kirchschatz eingehend untersucht und auskartiert. Beide reichen noch gegen Norden auf Blatt ÖK106 Aspang-Markt. SE Zöbern überlagern Amphibolite mit kleineren Marmorvorkommen und Biotitgneis die Hüllschiefer und den Grobgneis.

Um Kirchschatz findet sich der Komplex von Biotitgneis und Amphibolit über Grobgneis und Hüllschiefer. Bei der Abgrenzung der Deckscholle gegen benachbarten Grobgneis fand PAHR keine klaren tektonischen Grenzen, worauf unten zurückzukommen ist.

Die Siegraber Scholle reicht von Blatt ÖK107 Mattersburg mit Biotitschiefer, Amphiboliten, Pegmatit und etwas Marmor gegen Westen auf unser Blatt. Auffällig ist, dass Züge von Grobgneis in den Siegrabenkomplex hinein zu verfolgen sind, was bereits von KÜMEL (1936) und LECHNER (1957) festgestellt wurde. So tritt Grobgneis in der Wachtelleiten auf und ist bis Oberau zu verfolgen. Ein weiterer Zug streicht vom Roten Riegel gegen SE bis über die Blattgrenze. Diese enge Verbindung der Grobgneise mit den Gesteinen des Siegrabenkomplexes ist nicht einfach zu erklären. Es gibt 2 Erklärungsmöglichkeiten:

- 1) Die Deckscholle wurde bei oder nach ihrer Platznahme mit der unterlagernden Serie verschuppt.
- 2) Die Granitgneise sind intrusiv nicht nur in die Hüllschiefer sondern auch in den Siegrabenkomplex eingedrungen. Da die Grobgneise, die lange mit 340 ± 10 Mill J. (SCHARBERT in PAHR, 1980a, S. 316) bestimmt wurden, sich nun als jünger herausgestellt haben (253 ± 19 Mill.J., MÜLLER, 1994, u.a.) würde die Granitintrusion im Falle eines schon variszischen Überschiebungsbaues in beide Einheiten eingedrungen sein.

Für die Möglichkeit 1) fanden sich im Gelände keine Hinweise, wie etwa eine stärkere Zerschering der Grobgneisgrenzen.

Die Alternative 2) wurde hingegen durch ein weiteres unabhängiges Argument gestützt: Auf dem Siegrabenkomplex finden sich zahlreiche größere und kleinere Verrucano-Vorkommen. Diese Erosionsreste einer permischen Transgression greifen zwar nicht eindeutig belegbar über die Grenze Siegraben/Grobgneiskomplex hinweg, aber es ist bemerkenswert, dass auch auf dem umgebenden Grobgneiskomplex Verrucano in zahlreichen Vorkommen auftritt. Ein Blick auf die Karte zeigt, dass der Verrucano ausgesprochen selektiv, nur in bestimmten Bereichen, auftritt. Im Falle einer alpidischen Platznahme der Siegraber Deckscholle würde dies bedeuten, dass diese mit ihren Resten einer Verrucano-Transgression gerade dort auf dem Grobgneiskomplex zu liegen kam, wo dieser ebenfalls reich an Verrucano ist. Wahrscheinlicher als dieser Zufall erscheint uns daher, dass die variszische Tektonik hier zwei Kristallinkomplexe in Kontakt gebracht hat, Granite noch in beide intrudieren konnten und die spätvariszische Molasse den Bau versiegelt hat. Zu diesem Bild eines voralpidischen Baues würde auch passen, dass an der Basis von keiner der Deckschollen (Schäffern, Kirchschatz, Siegraben) Mesozoikumspäne bekannt sind.

Es ist interessant, dass der Siegrabenkomplex am Südrand auch mit Wechselgesteinen des Wiesmather Fensters in Kontakt kommt. Eine vergleichbare Situation, Berührung Wechsel-/Siegrabenkomplex ohne Grobgneiskomplex dazwischen, stellte PAHR (1984) auf Blatt Oberwart bei Schäffern fest. Nach obigen Ausführungen würde dies bedeuten, dass die schon variszisch verschweißten Siegraben- und Grobgneiskomplexe alpidisch auf den Wechselkomplex zu liegen kamen.

Wenn auf Grund neuester Forschungen eine alpidische Platznahme der Siegrabener Deckscholle erwogen wird, wären die oben besprochenen Sachverhalte auf dem Kartenblatt ÖK106 Aspang-Markt gezielt zu überprüfen (siehe auch Kap. 11 – Zukünftiger Forschungsbedarf).

5.2. Miozäne Deckschichten – Kohleführendes Neogen

5.2.1. Becken von Krumbach, Zöbern und Lembach

(P. HERRMANN)

Es handelt sich bei diesen Becken ausschließlich um limnisch-fluviatile Transgressionen über dem kristallinen Untergrund, auf deren Alter mangels verlässlichen Fossilfunden nur aus großregionalen Überlegungen geschlossen werden kann und das am ehesten ins Ottangium einzuordnen sind. Im Gebiet um Zöbern reicht der nördlichste Teil der Friedberg-Pinkafelder Bucht des Oststeirischen Beckens gerade noch in das SW-Eck des Kartenblattes, in das SE-Eck im Gebiet von Lembach ein kleiner Teil der Landseer Bucht des Oberpullendorfer Beckens. Das zur Gänze auf dem Kartenblatt befindliche Becken von Krumbach ist zusammen mit dem kleinen im SE anschließenden Bereich von Bad Schönau (außerhalb des Kartenblattes) heute isoliert. Darin beginnt die Sedimentation etwa zur gleichen Zeit mit limnischen Ablagerungen mit Kohlenflözen und Wildbachschutt auf einem z.T. kaolinitisierten Kristallin, gefolgt von wahrscheinlich weiter transportierten fluviatilen Ablagerungen aus NW. NW–SE-Brüche haben bei der Bildung des ebenso streichenden Krumbacher Beckens eine Rolle gespielt.

Alle diese Becken sind im Zusammenhang mit der Evolution des Steirischen Beckens im Allgemeinen zu sehen. Die Korrelation der verschiedenen Basisbildungen mit ihren fossilfreien fluviatilen Sedimenten mit den weiter entfernten Beckensedimenten wird im Einzelnen in der Literatur unterschiedlich interpretiert.

5.2.2. Nordabdachung der Buckligen Welt

(W. SCHNABEL)

Anknüpfend an das schon im Kap. 4.2.2. (Kohle führende Süßwasserschichten) Gesagte wird noch einmal betont, dass hier die Reste eines miozänen Süßwasserbeckens vorhanden sind, das zwanglos zu den Vorkommen der Norischen Senke gezählt werden kann und deren nördlichstes Vorkommen darstellt. Es liegt diskordant auf dem Grundgebirge aus Glimmerschiefer, Grobgneis und Semmeringmesozoikum mit hauptsächlich Quarzit und Karbonaten. Dieses Grundgebirge tritt auch innerhalb dieser Deckschichten mehrmals an die Oberfläche.

Das Becken senkte sich im Karpatium ein, mit einer limnischen Transgression mit gering mächtigen Kohleschichten, gefolgt von mächtigen Grob- und Blockschottern, welche weit über die Kohle führenden Tone ausgreifen und dann weiträumig direkt dem Grundgebirge auflagern. Diese Auflagerung ist besonders schön im aufgelassenen Steinbruch bei Vorderbrühl, etwa 2 km S von Erlach an der rechten (östlichen) Talflanke des Leidingbaches zu sehen (Abb. 7).

Über die Intertektonik dieses Beckens haben wir hauptsächlich durch Berichte über die alten Kohlenbergwerke Kenntnis, wonach es sich generell von S nach N absenkt und damit asymmetrisch ist (HÖFER, 1868; W. PETRASCHECK, 1922/24; WEBER & WEISS, 1983, Lagerstättenarchiv Geol. Bundesanst.). Detaillierte Forschungen neueren Datums gibt es nicht, 1948 wurden mit 5 Bohrungen die letzten großräumigen Aufschlusstätigkeiten durchgeführt, die stellenweise bis 122 m



Abb. 7.

Transgressiv auf Kalken des Semmering-Mesozoikums aufliegender Grobkies des Miozän. Steinbruch Vorderbrühl 2 km südlich von Erlach.

reichten. Die Kohle führende Basis streicht im S aus und taucht gegen N immer tiefer unter die auflagernden Grob- und Blockschichten („Walpersbach-Formation“). Die gesamte Serie, für die in Kap. 4.2.2. der Name „Leiding-Gruppe“ vorgeschlagen wurde, ist durch Brüche stark gestört und konnte auch noch in Bohrungen bei Lanzenkirchen im Untergrund des Südrandes des Wiener Beckens abgesenkt nachgewiesen werden (KÜPPER, 1954, BRIX, 1967), ohne selbst zu den Ablagerungen des Wiener Beckens zu gehören, das erst im Badenium eingebrochen ist.

5.2.3. Isolierte Bedeckung der Buckligen Welt

(W. SCHNABEL)

Innerhalb des Grundgebirges der Buckligen Welt sind auf der Karte von FUCHS (1962) zwei größere Vorkommen von „Tertiär i.a.“ ausgeschieden. Das eine liegt unmittelbar NW Bromberg auf der Höhe zwischen dem Schlattental und dem Leidingtal in rund 500 m SH, das zweite, größere erstreckt sich über die Dreibuchenhöhe zwischen Bromberg und Hochwolkersdorf von rund 580 m SH gegen die Seitengraben des Schlattentales bis 480 m SH hinab.

Beide Vorkommen bestehen aus gut gerundetem, teilweise dicht gepacktem Grobkies aus lokalem Kristallinmaterial, können also dem „Rosalienfluß“ nicht entsprechen. Das Alter ist unbekannt, es wird angenommen, dass sie am ehesten den Grob- und Blockschottern im Hangenden der Kohle führenden Süßwasser-schichten („Walpersbach-Formation“) entsprechen.

RIEDMÜLLER (1967) beschreibt jungtertiäre, terrestrische Sedimente (meist Grobschotter) von mehreren Stellen, die auf der Karte meist nicht ausgeschieden wurden. Er gliedert sie auf Grund morphologischer Gesichtspunkte in Miozäne und Pliozäne Ablagerungen, die ein altes Grundgebirgsrelief füllen. Desgleichen vermutet er unter den mächtigen Verwitterungsdecken auch tertiäre Relikte, wobei aber eine klare Trennung von den quartären (periglazialen) Verwitterungsercheinungen nicht möglich ist.

5.3. Wiener Becken

(W. SCHNABEL)

Die nächstjüngeren an der Oberfläche sichtbaren Formationen gehören bereits zum Pont-Unterpliozän und damit zu den jüngsten Beckenfüllungen des SW-Endes des Wiener Beckens. Das über die Beckenränder ausgreifende fluviatile Rohrbacher Konglomerat entstammt einem Schwarzavorläufer. Der Loipersbacher Rotlehmserie wird ein gleiches Alter zugeschrieben, doch liegt zumindest der höhere Teil deutlich dem Rohrbacher Konglomerat auf und reicht am NW-Rand der Karte weit in das Grundgebirge hinein.

Die Verbreitung des Rohrbacher Konglomerates von W her ist unter quartären Schottern bis knapp W Breitenau anzunehmen. Es ist auffallend, dass die E-Grenze der Verbreitung mit der nördlichen Verlängerung der Pittenstörung zusammenfällt. In einer Bohrung 2 km NNE Breitenau unmittelbar N der Blattgrenze auf Blatt ÖK76 Wiener Neustadt (Bohrung Nr. 176) wird ab 36 m Tiefe Pont angenommen, nördlich davon schon Rohrbacher Konglomerat (BRIX, 1988). Im Ortsgebiet von Breitenau wurde bei Wasserbohrungen 1953 ab 24,4 m eine Grobklastika-führende Serie angetroffen, deren Zuordnung umstritten ist, ebenso wie die in Erlach von 9–25 m und in Lanzenkirchen von 16,7–100,5 m erbohrte Serie (KÜPPER, 1954). Dieser Autor vermutet Begleitgesteine der Kohle führenden Süßwasserschichten, wie auch in Diepolz (W. PETRASCHECK, 1922/24). Auf Grund der nun vorliegenden Neukartierung kommt, unter Berücksichtigung des erbohrten Materials mit viel Lehm von rötlicher und bräunlicher Farbe und kristallinem Sand und Kies jedenfalls auch die Loipersbacher Rotlehmserie (19) in Betracht.

Dass das Rohrbacher Konglomerat auf Kohle-führendem Ton des jüngeren Pannoniums liegt, ist seit KARRER (1873) bekannt. Dieses besteht aus Sanden, Schottern und Konglomeraten, die in einem Süßwassersee eingeschüttet wurden, in welchem ansonsten Mergel verschiedener Farbvarianten sedimentiert wurden und transgrediert auf einem tiefgreifend ausgeräumtem Relief. BRIX (1967, S.60) vermutet, dass das Pannonium im Beckeninneren 300–400 m Mächtigkeit erreicht. Da S von Wiener Neustadt kein Sarmatium und Badanium mehr zu erwarten ist (KÜPPER, 1954, S.178), wäre damit die Beckenfüllung rekonstruiert. Es existiert hier keine Tiefbohrung bis zum Beckenuntergrund.

Von den vielen Tiefenstrukturen des Wiener Beckens reicht nur mehr das Wiener Neustädter Becken (auch als Wiener Neustädter Senke oder Graben bezeichnet) auf Blatt ÖK106, wo es gegen SW rasch aushebt. Es ist die südliche Fortsetzung der Mitterndorfer Senke. Der Beckenuntergrund steigt entlang der Beckenachse (etwas SE parallel zur Bundesstraße 17 NE Neunkirchen zu denken) von etwa 900–600 m Tiefe gegen SW an. Er besteht aus den höheren kalpinen Decken (etwa N der Südbahn) und der Grauwackenzone (etwa zwischen Südbahn und Kheirbach) und den südlich anschließenden zentralalpinen Gesteinen des Kartenblattes (WESSELY, 1983; WESSELY et al., 1993).

Dieser Bau wird durch die Steinfeldschotter, dem Schuttkegel der jungpleistozänen Schwarza überlagert (Riß/Würm, Neunkirchner Schotterkegel), in die sich die rezenten Flüsse Schwarza, Leitha und Kheirbach wenige Meter tief eingeschnitten haben. Am südlichen Beckenrand hat sich eine deutliche Terrasse aus Lehm und Löss sowie Lokalschuttlagen erhalten (vermutlich Würm).

Ein sehr detaillierter Überblick über die Evolution des gesamten Wiener Beckens ist in SAUER et al. (1992) zu finden.

5.4. Mattersburger Bucht

(W. SCHNABEL)

Im NE-Eck der Karte reicht mit nur wenigen Hektar der marine Sand von Wien (Sarmatium) noch auf das Kartenblatt. Er gehört zur im E anschließenden Mattersburger Bucht des Eisenstädter Beckens, das sukzessive synsedimentär

eingebrochen ist, wobei sich auf dem kleinen Teil des Kartenblattes keine Bruchstrukturen nachweisen ließen.

5.5. Junge Störungssysteme

(G. FUCHS, W. SCHNABEL)

Es wurde in den vorherigen Kapiteln der Deckenbau und die transgredierenden Becken behandelt und verfolgt, wieweit dieser durch jüngere Schuppung komplizierter wurde. Eine weitere Prägung des Baues erfolgte durch steile Brüche und Versetzungen.

Die Pittental-Störung, die bereits MOHR (1910, 1912) bekannte Aspanger Linie, ist wohl die bedeutendste. Sie ist durchwegs unter den weiten Alluvionen der Pittentales verborgen, ihre Auswirkungen, die Unterschiedlichkeit der beiden Talflanken, sind aber überaus deutlich: Das rasche Abtauchen des Wechsel-Fensters bei Aspang sowie die große Ausdehnung des Grobgnaises östlich des Tales sprechen für eine Absenkung der östlichen Talseite. Die Tatsache, dass die hochgeschuppten Wechsel-Gesteine östlich Unteraspang auftreten und der Nordrand der Grobgnaismasse sich gegenüber der Mündung des Feistritztales findet, zeigt zusätzlich linkseitige Versetzung an. Im Bereich des Scheiblingkirchner Fensters erscheint hingegen die westliche Talseite abgesenkt. Die Schiefer im Kern des Fensters treten nur im Fuß der westlichen Talflanke gerade noch auf. Die im Türkensturz so eindrucksvoll entwickelte Karbonatmasse von Seebenstein (Abb. 3) taucht westlich des Tales bald unter die Hüllschiefer oder wird von Neogen überlagert. Die starke Neogen-Bedeckung westlich des Tales dürfte ebenfalls mit dieser Absenkung zusammenhängen.

Der nördliche Abschnitt der Pittental-Störung schwenkt nicht wie das Tal gegen E, sondern verlässt dieses und verläuft gegen N über die Senke entlang der Bundesstrasse 54 ins Wiener Becken. In diesem Abschnitt ist sie an der Oberfläche durch folgende Beobachtungen nachweisbar:

NW des Bahnhofes Seebenstein endet die im W weitverbreitete Rotlehmserie an einer rund 500 m genau N-S verlaufenden Linie und grenzt im E an die Grobkiesserie von Sautern. Erst im weiteren nördlichen Verlauf schwenkt diese Grenze gegen E und verläuft über die Schafleiten nach Guntrams, wo die Rotlehmserie endet. Die Grenze der beiden Formationen kann sehr deutlich aus den Gerölen in den Feldern ersehen werden (Rotlehmserie - Kristallinschotter, Sauterner Grobkiese - Kalkschotter). Es scheint, dass die aus dem Pittental nach N verlaufende Störung die beiden Formationen versetzt, woraus ein Betrag von 500m abzulesen ist, um welchen seit dem Daz die östliche Scholle gegen N linksseitig verschoben wurde, sicher auch gekippt, da die östliche Scholle auf Grund der allgemeinen geologischen Situation hier gehoben erscheint. Diese Beobachtung ist von besonderer Bedeutung im Hinblick auf die rezenten Beben mit dem Epizentrum im Bereich des Pittentales (siehe Kap. 6: Seismotektonik).

Etwa N-S gerichtete Brüche im Bereich des Aspanger Kaolinenwerkes können mit der Pittental-Störung zusammenhängen. Auch die intensiven Mylonitzonen, die bei dem durch Brunnen sanierten „Degenhang“ der Südautohahn A2 die Schäden mitverursacht haben, sind wohl mit dieser Störung in Zusammenhang zu bringen (siehe auch Kap. 10: Geogene Naturgefahren und Ingenieurgeologie).

Kleinere Verwerfungen des etwa N-S streichenden Störungssystems betreffen den Nordrahmen des Scheiblingkirchner Fensters (Reitersberg, Thernberg). Die von Weingart nach Schiltern NNE-streichende Störung bewirkt einen linksinnigen Versatz. Ein solcher ist auch an dem Bruch deutlich erkennbar, welcher über Unterbromberg durch das Leidingtal in den Raum Erlach streicht. Diese Störung schneidet das Scheiblingkirchner Fenster im Osten ab und hat dort eine östliche Absenkung bewirkt.

Westlich Landsee sind an einer N-S-Störung der Semmerringquarzit und der Rand des Wiesmather Fensters versetzt.

NW–SE-Brüche haben bei der Bildung des ebenso streichenden Krumbacher Beckens eine Rolle gespielt.

6. Seismotektonik

(W. A. LENHARDT)

Niederösterreich ist ein gutes Beispiel für ein Bundesland, in dem manche Bereiche kaum und andere Bereiche sehr von Erdbeben betroffen sind. Insbesondere das Wiener Becken zählt, neben dem Tiroler Inntal und dem Mur-Mürztal in der Steiermark, zu den typischen Erdbebengebieten Österreichs, während sich wiederum nördlich der Donau kaum Erdbeben ereignen. Im 20. Jahrhundert haben sich allein im Wiener Becken nicht weniger als 345 fühlbare Erdbeben und 17 Schadensbeben ereignet (unter Schadensbeben werden Erdbeben verstanden, die wenigstens zu leichten Gebäudeschäden entsprechend der Europäischen Makroseismischen Skala „EMS-98“ führten, d.h. ab Intensitätsgrad 6 – GRÜNTHAL, 1998). Zum Thema der Seismizität in Niederösterreich (Suess, 1873; DRIMMEL, 1980, 1981; EISINGER et al., 1992) und der geologischen Situation des von Erdbeben am meisten betroffenen Bereichs Niederösterreichs, des Wiener Beckens (z.B. WESSELY, 1988, 2006) wurden bereits viele Untersuchungen durchgeführt. Inzwischen haben sich, hauptsächlich aufgrund neuer messtechnischer Ergebnisse, zusätzliche Hinweise auf die seismotektonische Gegebenheiten ergeben. Hinsichtlich der Bebenaktivität nimmt das Kartenblatt ÖK106 Aspang-Markt eine zentrale Stellung ein.

6.1. Der südöstliche Bereich des Wiener Beckens und die Bucklige Welt

Das Wiener Becken zählt neben dem Mur-Mürztal und dem Inntal zu den seismisch aktivsten Bereichen Österreichs. Daraus leitet sich naturgemäß eine höhere Erdbebengefährdung und damit auch eine höhere Bauwerksbelastung im Erdbebenfall ab. Die Beben tätigkeit beschränkt sich hauptsächlich auf den Bereich des südlichen Wiener Beckens und erstreckt sich bis zum Semmering. Im Westen begrenzen die Thermenlinie und im Osten die Randbrüche entlang des Leithagebirges die Bruchtektonik des Wiener Beckens.

Die stärksten Beben fanden – entgegen der oft geäußerten Meinung – nicht entlang der Thermenlinie statt (Suess, 1873), sondern entlang einer Tiefenstörung, die sich von Seebenstein über Wiener Neustadt und über Ebreichsdorf bis nach Schwadorf erstreckt, und sich nach Nordosten über Marchegg in die Slowakei fortsetzt. Letztere zeigten deutlich den horizontalen Verschiebungsmechanismus entlang der NE–SW- verlaufenden Störungszone (s.a. ARIC, 1981; GANGL, 1973/74). Erdbeben entlang dieser Störungszone sind ein Ausdruck der andauernden Ausweitung („pull apart“) des Wiener Beckens (s.a. GUTDEUTSCH & ARIC, 1987). Dies deutet sich auch in den Senkungsbeträgen im Wiener Becken an, die – bezogen auf Horn in der Böhmisches Masse – 1–2 mm pro Jahr betragen (HÖGGERL, 1989).

Die Erdbebenaktivität konzentriert sich auf dem Kartenblatt Aspang-Markt im Wesentlichen auf das Pittental, und dort auf die Bereiche Seebenstein, Pitten, Scheiblingkirchen und Aspang. In diesem Teil der Buckligen Welt werden Erdbeben wenigstens einmal im Jahr wahrgenommen, wenngleich deren Epizentrum nicht unbedingt innerhalb des Kartenblattausschnitts liegen muss. Es handelt sich daher um einen relativ aktiven Bereich. Schadensbeben sind aber dennoch selten, denn nur etwa alle 100 Jahre treten solche dort auf. Vor 1900 sind aus dieser Region bislang keine Informationen bezüglich Schadensbeben bekannt.

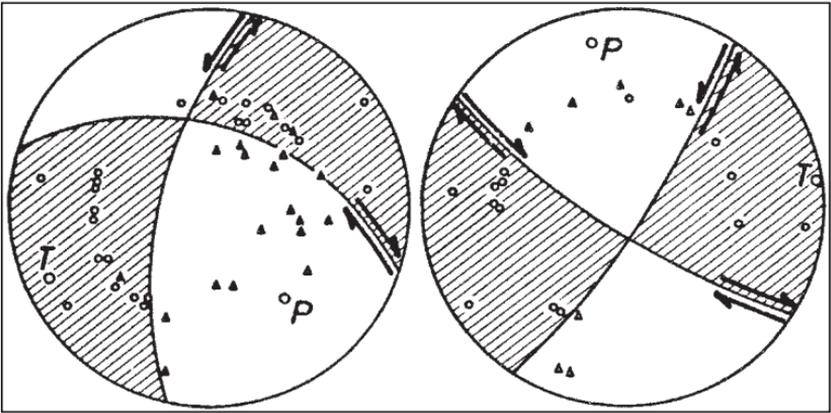


Abb. 8.
Herdfächenlösung des Hauptbebens (links) und vom stärksten Nachbeben (rechts) bei Seebenstein, 16. April 1972 (GANGL, 1973/74).
P = Druckachse; T = Zugachse.

Das Epizentrum des stärksten Schadensbebens der letzten 100 Jahre, das sich am 16. April 1972 ereignete, lag bei Seebenstein, am Rand der Buckligen Welt. Es ereignete sich an einem Sonntag um 11^h10 Mitteleuropäischer Zeit (10^h10 UTC, siehe Tabelle) und führte im Epizentrum zu vielen Gebäudeschäden. Dieses Erdbeben ist auch den meisten Wienern noch deutlich in Erinnerung. Obwohl das Epizentrum in Seebenstein, also südlich von Wiener Neustadt, lag, wird es oft missverständlich als das stärkste Erdbeben in Wien seit 100 Jahren bezeichnet. In Guntrams und in Schwarzau stürzten zwei ältere Gebäude ein. Zwei Eisenkreuze stürzten von den Türmen der Kirche in Schwarzau. In Katzelsdorf brach eine Statue vom Kirchturm ab, und die Kirche in Seebenstein selbst erlitt beträchtlichen Sachschaden. In Wiener Neustadt konnte die Bundesstraße stundenlang nicht befahren werden, da erst die heruntergestürzten Gesimse und Kamine beseitigt werden mussten. Im Dom in Wiener Neustadt fielen während des Gottesdienstes ebenfalls Mauerteile herab. Parkende Autos wurden vor al-

Tabelle 1.

Erdbeben ab Intensitätsgrad 5 aus dem Kartenblattbereich ÖK106.
Zeit (HH = Stunde, MM = Minute) in Universal Time Co-ordinated (UTC); Mag. = Richtermagnitude – ein logarithmisches Maß der am Hypozentrum, also dort wo das Erdbeben im Erdinneren stattfand, freigesetzten Energie – wird aus den Registrierungen der Bodenbewegungen bestimmt und hat heute weitgehend die Intensitätsskala als „Stärkeangabe“ verdrängt (k.A. = keine genauen Angaben möglich); lo = Intensität.

		Jahr	Monat	Tag	HH	MM	Mag	lo	Epizentrum
1	Mo	1900	11	26	18	20	k.A.	5	Aspang
2	Mi	1902	10	01	22	40	k.A.	5	Krumbach
3	Sa	1924	02	02	07	33	k.A.	5	Scheiblingkirchen
4	Fr	1931	10	09	05	28	k.A.	5	Seebenstein
5	Mi	1964	10	28	22	59	k.A.	5	Aspang
6	Di	1964	11	03	02	32	k.A.	5	Aspang
7	So	1972	04	16	10	10	5,3	7–8	Seebenstein/Pitten
8	So	1972	04	16	11	05	4,0	6–7	Seebenstein/Pitten
9	Sa	1994	12	03	12	28	3,8	5	Pitten
10	So	2001	07	01	01	48	4,5	5–6	Pitten

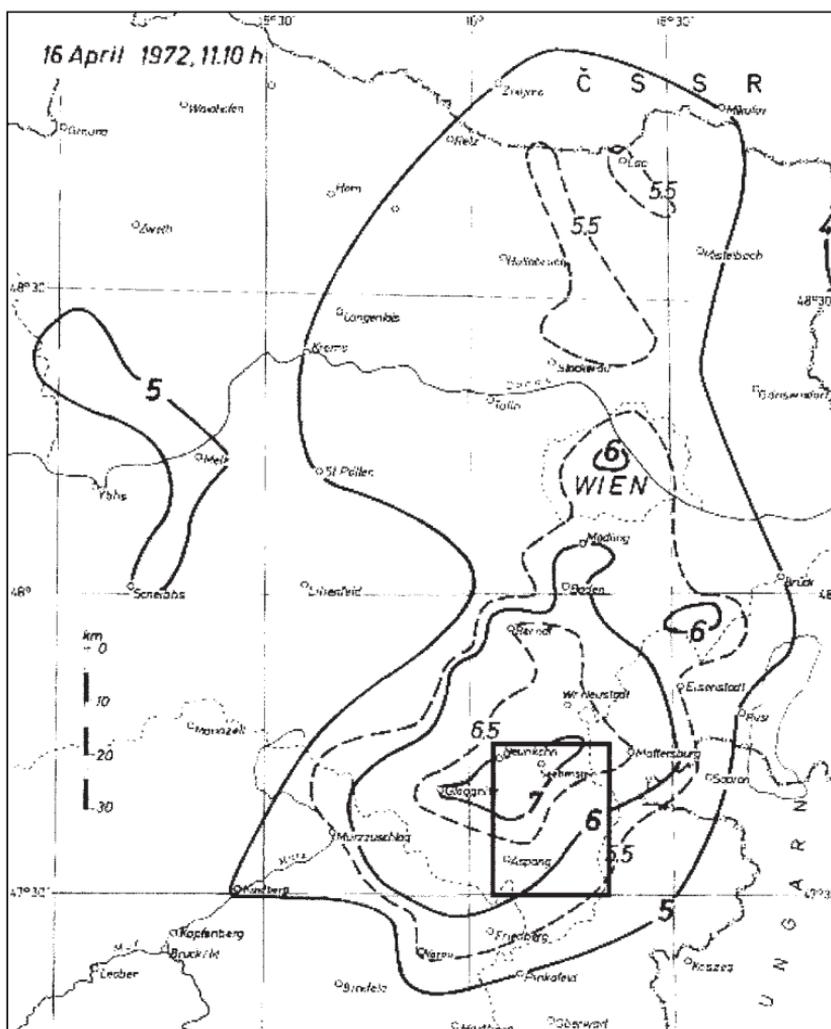


Abb. 9. Detail der Isoseistenkarte des Erdbebens von Seebenstein, 16. April 1972 (DRIMMEL & TRAPP, 1982). Das Kartenblatt „Aspang-Markt“ ist als Rechteck eingezeichnet. Isoseistenkarte: Karte mit Linien gleicher Auswirkungen entsprechend der 12-stufigen Intensitätsskala. Ab Intensitätsgrad 6 sind Gebäudeschäden beobachtet worden. Heute wird die Europäische Makroseismische Skala (GRÜNTAL, 1998) angewendet.

lem am Hauptplatz durch herabfallende Bauteile beschädigt. Auch auf steirischer Seite kam es zu Zwischenfällen: Stromausfälle in Krieglach, Mürzzuschlag, Langenwang und Spital am Semmering wurden gemeldet. In Wien dauerten die stärksten Bodenbewegungen fünf Sekunden. Die Feuerwehr musste hunderte Male ausrücken, um eingestürzte Kamine, herabgefallene Dachziegel, etc. zu beseitigen. Zwanzig Meter der Balustrade an der Universität Wien fielen herab. Ein Teil des Troger-Deckenfreskos in der Mariahilfer Kirche im 6. Wiener Gemeindebezirk stürzte während der Predigt in den Altarraum. Knapp ein Stunde später folgte ein Nachbeben, das ebenfalls weit über Wien hinaus verspürt wurde (DRIMMEL & DUMA, 1974; HAMMERL & LENHARDT, 1997).

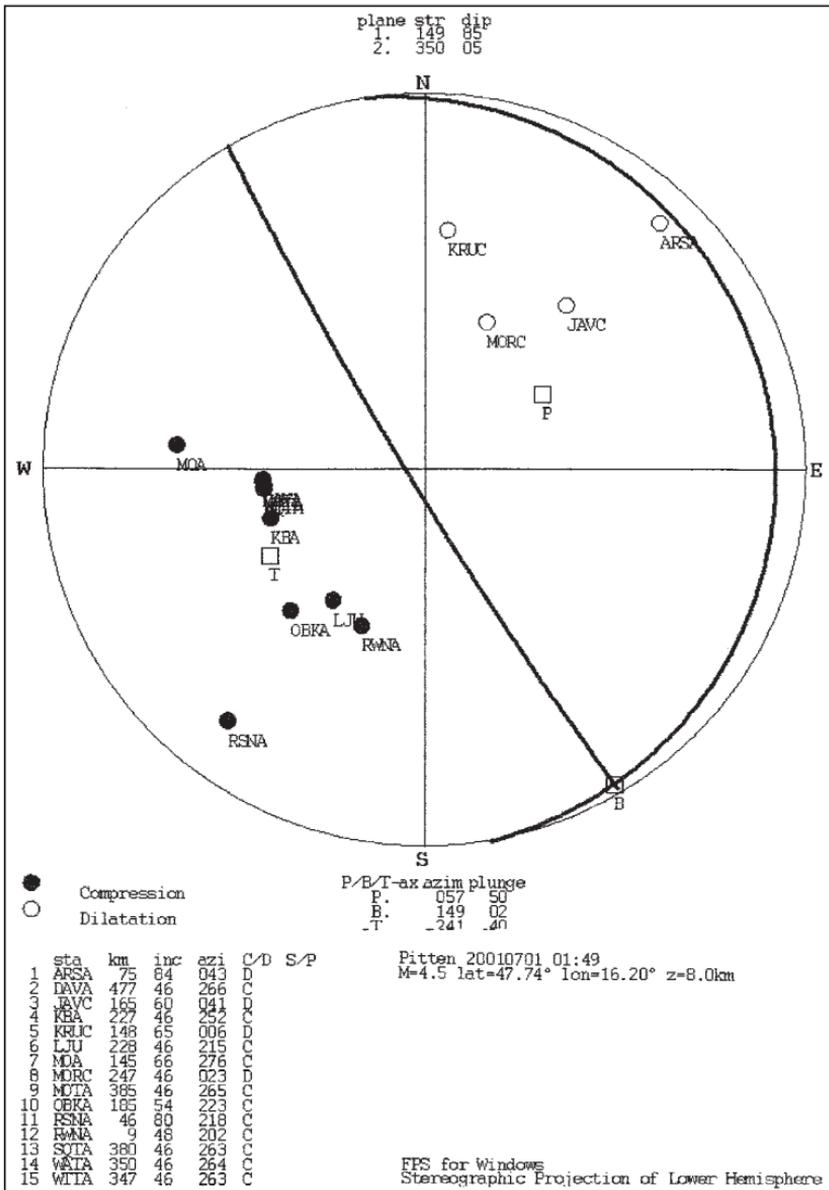


Abb. 10.
 Herdflächenlösung des Erdbebens von Pitten, 1. Juli 2001.

Der gesamte Schütterbereich, das ist der Bereich, wo das Erdbeben wahrgenommen wurde, erstreckte sich bis weit nach Tschechien, Slowakei, Ungarn und Deutschland hinein. In Abb. 9 ist der innere Bereich des Ausmaßes des Erdbebens in Form einer Isoleistenkarte dargestellt. Die beobachtete Erstreckung der inneren Isoleisten (Grad 5) nach Norden wurde schon mehrfach beobachtet (DRIMMEL, 1990), und stellte somit keinen Einzelfall dar. Sie findet ihre Ursache in den geologischen und tektonischen Verhältnissen des Alpenraums.

Der Bereich des Leitha-Gebirges und jener der Buckligen Welt ist von Erdbeben vergleichsweise wenig betroffen. Die Anordnung der Epizentren relativ kleiner Erdbeben in der Buckligen Welt deutet jedoch auf das Vorhandensein einer nahezu E–W gerichteten Verschiebungsfläche, die vom Semmering über Warth bis nach Siegggraben im Burgenland verläuft. Das vorher erwähnte Erdbeben von Seebenstein hängt jedoch nicht mit dieser Störung zusammen, wie die Herdflächenlösung des damaligen Seebenstein-Bebens zeigte (GANGL 1973/74).

Ein Beispiel für die seismische Aktivität entlang dieser Störung könnten die Erdbeben vom 26. Juni und vom 1. Juli 2001 bei Pitten gewesen sein, die einen ganz anderen Herdmechanismus aufwiesen, als dies für die Region zu erwarten wäre. Die Epizentralintensität betrug im ersten Fall Grad 4° und die Magnitude 3,5, während das zweite Erdbeben viel stärker war und eine Epizentralintensität vom Grad 5–6 und eine Magnitude 4,5 (siehe Tabelle) aufwies und somit weit im Raum des Wiener Beckens spürbar war. Die Herdfläche verläuft in diesem Fall NNW–SSE und steht nahezu senkrecht – gleichbedeutend mit einer Hebung des SSW-Blocks gegenüber dem Wiener Becken, oder um eine ganz flache Unterschiebung Richtung NNE, wobei der südwestliche Block unter den nordöstlichen geschoben wurde.

Die Orientierung der beiden möglichen Bruchflächen wurde auch vom Erdbebendienst der Schweiz mit Hilfe der Momententensor-Inversion, die sich auf den Zeitverlauf der registrierten Bodenbewegungen gründet, bestätigt. Eine Herdtiefe des Erdbebens von mehr als 8 km platziert das Hypozentrum jedenfalls unter dem Flysch in der Böhmisches Masse, dessen oberer Kontakthorizont als Bewegungsbahn unter den darüber liegenden zentralalpiner Einheiten (mittel- und unterostalpinen Kristallin und Wechselinheit) fungiert haben könnte.

6.2. Messtechnische Erfassung der Bodenerschütterungen

Der Österreichische Erdbebendienst verfügt über eine größere Anzahl von Erdbebenstationen in Österreich, die der Bestimmung des Epizentrums, der Magnitude und der Abschätzung der möglichen Auswirkungen an der Erdoberfläche dienen. Hinzu kommen Erdbebenstationen der Nachbarländer, die heute gemeinsam mit den eigenen Stationen zur Auswertung genutzt werden. Dazu zählen in diesem Fall Erdbebenstationen in Sopron und Bratislava. Dies ist besonders für die Eingrenzung des Hypozentrums und die Bestimmung von Herdmechanismen äußerst hilfreich.

Eine weitere Gruppe stellen die sogenannten ‚strong-motion‘-Stationen dar, die an strategischen Punkten im Wiener Becken (Schwadorf, Wiener Neustadt) aber auch in Wien (DUMA et al., 1996) seit Mitte der 90er-Jahre installiert wurden. Südlich des Semmerings befindet sich zusätzlich in Kindberg eine solche Station, die es erlaubt, das seismotektonische Geschehen im Oberlauf des Mürztales zu beobachten.

Deren Messwerte können mit der gültigen Baunorm (ÖNORM, 2002), der Bodenbeschaffenheit und mit den Fühlbarkeits- und Schadensmeldungen korreliert werden, dienen aber auch einer verbesserten Lokalisierung dieser Erdbeben, wodurch sich ein genaueres Bild der in der Tiefe verlaufenden tektonischen Störungen ergibt. Zu diesem Zweck wurde das sogenannte Conrad Observatorium – das Geophysikalische Observatorium von Österreich am Trafelberg bei Muggendorf/Pernitz – errichtet, das in Zukunft nicht nur dazu dient, Nah- und Fernbeben zu registrieren, sondern auch kontinuierliche Messungen des Verlaufs der Absolutschwere und des Erdmagnetfeldes mit noch nie zuvor erreichter Genauigkeit durchzuführen erlaubt. Registrierungen der momentanen Bodenbewegungen, wie sie gerade am Conrad Observatorium aufgezeichnet werden, sind im Internet unter „geoweb.zamg.ac.at“ jederzeit verfolgbar.

7. (Aero-)Geophysikalische Landesaufnahme

(A. AHL, P. SLAPANSKY)

Flächendeckende geophysikalische Untersuchungen auf dem Kartenblatt ÖK106 Aspang-Markt wurden im Zuge der Aeromagnetischen Vermessung Österreichs (AMVÖ) durchgeführt. Für den nordöstlichen Anteil des Kartenblattes liegen zusätzlich neuere Hubschraubermessungen vor.

7.1. Aeromagnetik von Österreich

Die Aufnahmen zur AMVÖ wurden in den Jahren 1978 bis 1982 mittels eines Kernpräzessionsmagnetometers, das von einem Tragflächenflugzeug als Sonde an einem Kabel mitgeführt wurde, durchgeführt. Die Befliegung erfolgte im Gebiet von ÖK 106 in konstanten Höhen von 2500 m, bzw. 1000 m über Adria Null. Der Abstand zwischen einzelnen N–S verlaufenden Messprofilen betrug etwa 2 km, der zwischen den W-E verlaufenden Kontrollprofilen etwa 10 km. Angaben zur Mess- und Auswertemethodik finden sich bei GUTDEUTSCH & SEIBERL (1987).

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

Die Abb. 11 stellt die Ergebnisse für ÖK106 Aspang-Markt und die nähere Umgebung dar.

Es zeigt sich innerhalb der ÖK106 Aspang-Markt eine recht monotone Feldverteilung mit einem von SE gegen NW ansteigenden, etwa SW–NE-streichenden Gradienten. Das Minimum im SE ist auf weitgehend außerhalb des Kartenblattes liegende magnetische Anomalien zu beziehen, die wahrscheinlich durch ultrabasische bis basische penninische Serien (Rechnitzer Einheit) des tieferen Untergrundes bedingt sind (SEIBERL, 1988; SEIBERL & WALACH, 1988). Das Maximum liegt bereits S und SE außerhalb der Abb.

Der gegen NW ansteigende magnetische Gradient auf ÖK 106 ist durch die NW gelegene Zone magnetischer Maxima bedingt, die die Berchtesgadener Anomalie mit der Brünner Anomalie verbindet (SEIBERL, 1993; SEIBERL et al., 1993; MOTSCHKA & SLAPANSKY, 2006). In der SW-Ecke des Kartenblattes liegt der Beginn einer markanten magnetischen Anomalie, die sich gegen WSW durch das gesamte Wechselgebiet erstreckt (WALACH, 1977; BIEDERMANN et al., 1982). Ein modellierter Störkörper reicht bis nahe an die Oberfläche und fällt steil gegen NW (HEINZ et al., 1987).

Ein relativ schwaches lokales Maximum im Bereich vom Wiesmath (HEINZ et al., 1986) fällt genau mit den dort anstehenden Serien des Wechselkomplexes zusammen und könnte durch diese bedingt sein. In der feldfortgesetzten Darstellung (Abb. 11) ist diese Anomalie nicht mehr zu erkennen. Weiter N gelegene lokale Maxima wurden durch die Hubschrauber-geophysik wesentlich detaillierter erfasst (siehe unten). Ein weiteres kleines lokales Maximum SE Scheiblingkirchen korreliert exakt mit einem Fenster der Sauerbrunn-Schuppe unter der Kirchberger Decke.

Ob die anstehenden amphibolitreichen Paragneise als Störkörper in Frage kommen, wäre im Gelände nachzuprüfen. Eine E–W-streichende Zone mit lokal erhöhter Magnetisierung in der NE Ecke des Kartenblattes ist jedenfalls auf den Untergrund unter den tertiären und quartären Sedimentbedeckungen zu beziehen, über mögliche Ursachen (basische Metamorphite, Fe-Mineralisationen etc.) kann derzeit nur spekuliert werden.

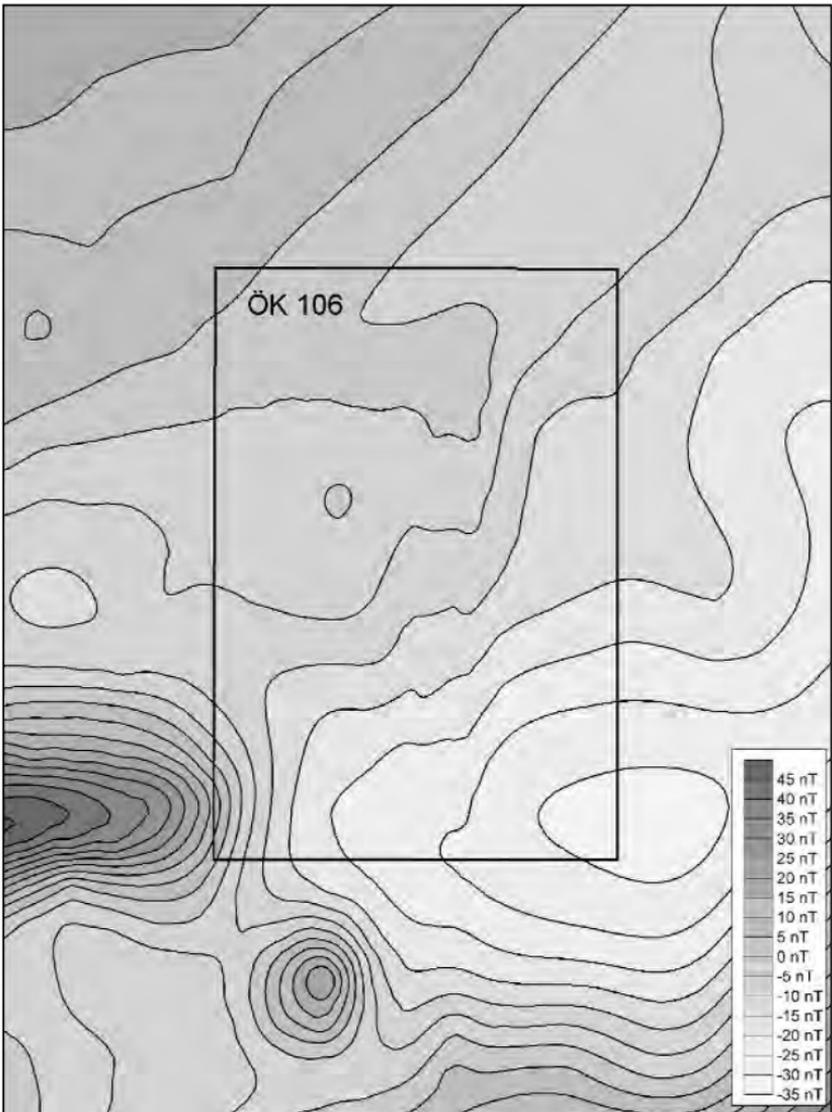


Abb. 11.

Karte der Anomalien der magnetischen Totalintensität ΔT auf Blatt 106 Aspang-Markt (Rahmen) und Umgebung, basierend auf den Daten der AMVÖ.

Isanomalien der Totalintensität mit Isolinienabstand 5 nT, polreduziert und feldfortgesetzt auf einen Horizont von 2600 m.

Etwa in der Mitte des Kartenblatts verläuft ungefähr in N-S-Richtung der Überlappungsbereich zwischen den Messhorizonten 2500 m und 1000 m. Der dort etwas unruhige Isolinienverlauf könnte auf numerische Artefakte, bedingt durch die verschiedenen Feldfortsetzungen zurückzuführen sein.

Werte der magnetischen Suszeptibilität der auf ÖK106 Aspang-Markt anstehenden Gesteinsserien wurden von WALACH (1977), WEBER et al. (1983) und WALACH (1990) publiziert.

7.2 Hubschraubergeophysik – Messgebiet „Wiesen“

In der NE-Ecke des Kartenblattes, etwa NE der Linie Erlach – Hochwolkersdorf, wurden im Jahr 1995 hubschraubergeophysikalische Messungen durchgeführt (Messgebiet „Wiesen“, SEIBERL et al., 1996). Die Flughöhe sollte dabei möglichst 80 m über Grund und der Messprofilabstand 200 m betragen. Es wurden elektromagnetische Messungen in zwei Frequenzen (7200 Hz und 900 Hz, für unterschiedliche Eindringtiefen), gammastrahlen-spektrometrische Messungen, sowie Messungen der magnetischen Totalintensität durchgeführt. Mess- und Auswertemethodik sind bei SEIBERL et al. (1996) im Detail beschrieben.

Die elektromagnetischen Messungen wurden mittels neuronaler Netze und einer Modelldatenbank ausgewertet, sowie als Karten der Widerstandsverteilung und der scheinbaren Tiefe (Zweischichtmodell) dargestellt.

Nachvollziehbar sind die N-S und NW-SE streichenden Störungs- und Großluftsysteme des Rosaliengebirges. Die interne Differenzierung der Widerstandsverteilung im Kristallin ist dabei abhängig von der jeweiligen lithologie- und gefügeabhängigen Verwitterungsdynamik und der daraus resultierenden Möglichkeit von Verwitterungsaufgaben, welche im Wechselkristallin sehr häufig in Form z.T. mehrere Meter mächtiger Hangschutt- und Hanglehmaufgaben zu beobachten sind. Bei einer Interpretation der scheinbaren Tiefen muss beachtet werden, dass die Modellannahmen nur für einen Zweischichtfall mit einer Deckenschicht (ersten Schicht) deutlich höheren Widerstands gültig sind. Diese Voraussetzungen sind für lokale Interpretationen im Detail nachzuprüfen. Sehr gut zu interpretieren ist die geologische Situation im Bereich Erlach – Lanzenkirchen mit den quartären bis rezenten Sedimenten und dem darunter gegen das Wiener Becken abtauchendem älterem Untergrund.

Die Messergebnisse der Radiometrie sind in Form der Dosisleistung, weiters als in Äquivalente umgerechnete Werte für Kalium (in % K), Uran und Thorium (in ppm U und ppm Th), sowie als ternäre Verteilung dieser Elemente dargestellt.

Die für den Strahlenschutz relevanten Werte der Dosisleistung zeigen lokal in einzelnen Abschnitten der Grobgnesserie, z. B. zwischen Forchtenstein und der Rosalienkapelle, im Raum Hochwolkersdorf, sowie in von dort eventuell ableitbaren klastischen Sedimenten N Walpersbach relativ erhöhte Werte von >120 nSv/h.

Niedrige Werte für Kalium (<2 %) verweisen auf geringe Gehalte von Glimmer, Kalifeldspat und Tonmineralen und sind somit zumeist kiesig-sandigen Serien zuordenbar. Sie korrelieren sehr gut mit den Alluvionen entlang der Leitha, sowie mit quartären und tertiären Schotterkörpern. Auffällig und vorläufig nicht zu interpretieren sind die geringen K-Gehalte über den Glimmerschiefern der Wechseldecke im N des Rosaliengebirges. Kaliumgehalte >2 % sind mit der schluffig-tonigen Fazies der Tertiärsedimente, pleistozänen Lößlehmdecken, Semmeringquarziten und der Verwitterungszone über Grobgnesserie und Glimmerschiefern des südlichen Rosaliengebirges in Verbindung zu bringen.

Die Uran-Werte Verteilung ist der spezifischen Schwermineralführung des kristallinen Untergrundes und den Schwermineralspektren der Tertiärsedimente in Abhängigkeit von ihrem jeweiligen Liefergebiet zuzuordnen. Die Urangelhalte der Grobgnesserie sind mit bis zu >10 ppm U etwas höher als in den übrigen lithologischen Einheiten.

Ähnliches gilt für die Thorium-Werte Verteilung. Geringe Gehalte finden sich in Zusammenhang mit kiesig-sandigen Sedimenten, sowie über Glimmerschiefern des Nordsporns des Rosaliengebirges. Auffällig hohe Thoriumgehalte finden sich N Walpersbach. Sie sind wahrscheinlich auf einen Schwemmkegel des Klingfurtner Baches zurückzuführen, dessen Material überwiegend aus den Grobgnesserien um Hochwolkersdorf herzuleiten ist. Auch die Kalium- und Uranwerte, so-

wie die elektromagnetischen Widerstandsmessungen unterstützen diese Interpretation.

Deutliche Unterschiede der Radiometriewerte in unbewaldeten und bewaldeten Bereichen durch die dämpfende Wirkung des Waldbodens, wie sie in anderen Messgebieten häufig beobachtet werden, können hier, wahrscheinlich bedingt durch stärkere lithologische Inhomogenitäten, nicht nachgewiesen werden.

Die magnetischen Messdaten zeigen eine deutliche kurzweilige Anomalie im Bereich Hochwolkersdorf, die WSW–ENE streicht. Diese wurde mit basischen Einschaltungen im Wechselkristallin interpretiert. Die Längserstreckung der Anomalie entspricht dem regionalen Streichen, die im Messbild scharf abgegrenzten Körper sind an der Oberfläche bisher nicht nachgewiesen worden (SEIBERL et al., 1996). Eine zweite Gruppe deutlicher magnetischer Anomalien im Bereich Pitten, Erlach, Walpersbach, Ofenbach, liegt am N-Rand des ostalpinen Kristallins (Grobgneiskomplex, Sauerbrunn Schuppe) und wohl auch im Kristallin unter den tertiären bis rezenten Sedimenten. Die Anordnung der Anomalien entspricht auch hier dem regionalen Streichen des Kristallins. Als Störkörper kommen basische Gesteine im Kristallin oder verbreitete Eisenmineralisationen, die oft Magnetit und Pyrrhotin führen („Eisenerzbezirk Grobgneisserie“, TUFAR, 1997) in Frage. Ein Teil der kleineren Anomalien könnte auch auf anthropogene Einflüsse zurückzuführen sein, wie z. B. auf die Ziegelindustrie im Bereich S Erlach – Walpersbach.

8. Hydrogeologie

(F. HABART)

Für die hydrogeologischen Eigenschaften der Gesteine und der von ihnen aufgebauten Gebirgskörper sind hauptsächlich ihre mechanische und chemische Lösbarkeit sowie ihr tektonischer Zustand verantwortlich. Im betreffenden Kartenblatt sind sehr unterschiedliche Gesteine bzw. Schichtglieder vertreten und lassen sich diese wie folgt unterteilen in

- Weitgehend dichte, also wasserstauende Gesteine
Phyllite, Schiefer und Gneise des Wechselkomplexes ebenso Gneise und Glimmerschiefer des Grobgneiskomplexes
- Gering bis mäßig wasserwegige Gesteine
Quarzite und klüftige Schiefer des Zentralalpinen Permomesozoikums ebenso wie Paragneise des Siegrabenkomplexes und die Sedimentfüllung der inneralpinen Tertiärbecken (Krumbach-Formation, Mönichkirchner Blockschichten und Zöbern-Formation)
- Stark wasserdurchlässige, meist verkarstete Gesteine
Hauptsächlich Kalke und Dolomite des Zentralalpinen Permomesozoikums und die sandigen Kiese des südlichen Wiener Beckens in Form von jüngeren und älteren Steinfeldschottern.

Das Hauptentwässerungssystem im betreffenden Kartenblatt 106 ist durch den Pittenfluss generell von Süden nach Norden in Richtung zum Wiener Becken hin gerichtet. Im Bereich von Haderswörth im Nordteil des Blattes erfolgt die Vereinigung mit der aus dem Gebiet Semmering, Rax und Schneeberg heranströmenden Schwarza zur Leitha. Das zweite Entwässerungssystem kleineren Umfangs ist im südöstlichen Abschnitt des Kartenblattes generell von NW nach SO gerichtet und wird von Rabnitz und Güns gebildet.

8.1. Porengrundwasservorkommen

Aufgrund der faktisch kaum wasserwegsamem und somit auch nur beschränkt speicherfähigen Gesteine, die den Großteil des Kartenblattes ausmachen, ist die Möglichkeit einer zentralen Wasserversorgung nur mittels einer Erschließung innerhalb der Porengrundwasserkörper möglich.

Bedeutende Porengrundwasserkörper sind vor allem im Pittental und im südlichen Bereich des Wiener Beckens von Bedeutung. Im nordwestlichen Teil des Kartenblattes reicht auch noch der südwestliche Ausläufer der Mitterndorfer Senke über den Bereich von Neunkirchen herein und sind hier bedeutsame Wassermengen gespeichert und erschrotbar.

Der Porengrundwasserkörper im Untergrund des Pittentales wird von zahlreichen Brunnen-Anlagen des Wasserleitungsverbandes des Unteren Pitten- und Schwarztales für die überregionale Trink- und Nutzwasserversorgung von mehr als 15 000 Einwohnern verwendet.

Weitere bedeutende Brunnenanlagen innerhalb des Pittentales sind im Bereich von Grimmenstein und Aspang sowohl als Vertikal- als auch Horizontalfilterbrunnen vorhanden und werden auch hier für eine überregionale Versorgung der Bevölkerung genutzt.

Die hydrogeologische Situation des Scheiblingkirchener Fensters in Form eines Auftauchens von dichten wasserstauenden Phylliten im Untergrund des Pittentales wurde auch für die Situierung eines Horizontalfilterbrunnens unmittelbar westlich der Autobahn A2 auf Höhe von Petersbaumgarten genutzt. Der Brunnen wurde unmittelbar stromaufwärts südlich des im Taluntergrund auftauchenden dichten Glimmerschieferkomplexes errichtet und kann Wassermengen von bis zu 17 l/s aus dem Talgrundwasserkörper fördern.

Weitere bedeutende zentrale Wasserversorgungsanlagen befinden sich im Zöbernbachtal bei Unterhaus (Marktgemeinde Krumbach) und südwestlich von Kirchschatz (MG Kirchschatz). Auch im Bereich des Schlattenbachtals östlich von Bromberg erschließt eine Brunnenanlage den Talgrundwasserkörper und ist weiters im Spratzbachtal bei der Neumühle die Horizontalfilterbrunnenanlage für die Marktgemeinde Wiesmath (Entfernung ca. 5,5 km) situiert.

Außerhalb der zentral mit Trink- und Nutzwasser versorgten Gebiete existieren seichte Brunnenanlagen für die Bedarfsdeckung einzelner Gehöfte oder kleinerer Rotten. Diese Brunnen erschließen hauptsächlich Talgrundwasser innerhalb der schlecht sortierten und gering durchlässigen Sedimentkörper kleinerer Täler im Bereich des kristallinen Umlandes.

Eine kombinierte Versorgung aus Porengrundwässern aus den verlehnten Grobkiesen des Kohle führenden Süßwasserschichten (24-25), von Talgrundwässern und Karstwasser besteht in der Gemeinde Walpersbach..

8.2. Quellen

Die derzeitig bedeutendste Quelle im Bereich des Blattes ÖK106 Aspang-Markt ist die sogenannte Ursulaquelle bei Petersbaumgarten knapp östlich des Pittentales bei Petersbaumgarten. Bei diesem Wasseraustritt handelt es sich um eine Karstquelle, die ihr Einzugsgebiet innerhalb des Kalk- bzw. Dolomitkomplexes des Permomesozoikums besitzt. Sie tritt exakt an der südlichen Grenzfläche der das Scheiblingkirchener Fenster ausfüllenden Glimmerschiefer zu Tage. Die Quelle weist Schüttungsschwankungen von 15 bis 25 l/s auf und besitzt ein Einzugsgebiet auch gegen Nordosten bis in den Bereich des Gsollberges, wie aufgrund von Markierungsversuchen Ende der 80-Jahre nachgewiesen werden konnte.

Östlich des Pittentales ist auf derselben Höhe der Fensterinhalt des Scheiblingkirchener Fensters nur mehr flächenmäßig gering ausgedehnt. Aber auch hier tritt eine nicht unbedeutende Quelle – die Soltisquelle – zu Tage mit einer Schüttungsspitze von etwa 7 l/s.

Eine in früheren Zeiten bedeutende Quelle liegt im westlichen Ortsraum von Brunn an der Pitten und trat mit bis zu 150 l/s aus der Althöhle zu Tage. Die Alta-Quelle ist als Naturdenkmal ausgewiesen (siehe auch Kap. 12 – Naturdenkmale). Bei diesem Wasseraustritt handelt es sich um einen Grundwasserübertritt

aus dem Bereich des Schwarzatales südlich des Ortsraumes von Schwarzau am Steinfeld und wird derselbe durch Ausspeisungen aus dem Schwarzagerinne verursacht. Als das Wildgerinne der Schwarzau früher noch mehr Wasser führte (vor dem Bau des Kehrbaches und der 1. Wiener Hochquellenwasserleitung) wies die Altaquelle das ganze Jahr eine kontinuierliche Schüttung auf und floss als Oberflächengerinne in den Pittenfluss. Heute springt sie nur mehr dann an, wenn die Schwarzau im Bereich von Schwarzau am Steinfeld eine zumindest 14-tägige Wasserführung aufweist. Setzt die Wasserführung der Schwarzau wieder aus, so kann es oft mehrere Wochen dauern, bis der Wasserspiegel in der Altahöhle zurückgeht bzw. die Höhle wieder ganz trocken fällt.

Die Versorgung kleinerer Rotten oder von Einzelgehöften wird zum größten Teil mittels seichter Quelfassungen bewerkstelligt. Diese erschließen vorwiegend Hanggrundwässer innerhalb des Verwitterungs- bzw. Auflösungshorizontes des kompakt anstehenden Kristallins. Etwa ab dem Sommer 2003 fielen Quellen trocken, die flächenmäßig kleine Einzugsgebiete besitzen oder es reichte deren minimale Schüttung nicht mehr zur geordneten Wasserversorgung aus.

Aus diesem Grund kam es verstärkt zu einem Aufschließen von tief liegenden Klüftzonen (speziell innerhalb der Schiefer- Gneis- bzw. Grobgneiskomplexe) mittels Bohrungen. Die Endteufen wurden bisher mit max. 100 m beschränkt. Aufgefahrene Wasser führende Klüfte oder tektonische Schwächungszonen zeigten zumeist gespannte Wasserzutritte und wurden deren maximale Schüttungen mit 1l/s vorgefunden.

8.3. Schongebiete

Im nordwestlichen Teil des Kartenblattes ÖK106 Aspang-Markt reicht noch das Schongebiet zum Schutz des Grundwassers in Bereiche von Teilen der Gemeinden Breitenau, Neunkirchen, St. Egyden am Steinfeld, Schwarzau am Steinfeld, Weikersdorf am Steinfeld und Wiener Neustadt herein.

Ein weiteres größeres Schongebiet zum Schutz der Heilquellen in der Gemeinde Bad Schönau erstreckt sich im südlichen Ende des Kartenblattes beiderseits des Zöbernbachtales bis in den Ortsbereich von Krumbach.

Für die einzelnen zentralen Wasserspender von Gemeinden bzw. des Wasserleitungsverbandes sind jeweils örtlich begrenzte Wasserschutzgebiete ausgewiesen.

8.4. Hydrogeologische Untersuchungen

In den Jahren 1974 bis 1977 wurde der Talbereich des Pittentales und die angrenzenden Talflanken zwischen den Ortschaften Pitten und Grimmenstein hydrogeologisch intensiver bearbeitet. Es sind neben geoelektrischen auch seismische Untersuchungen durchgeführt und vier Bohrungen abgeteuft worden.

Generalisierend ergab sich, dass die Durchlässigkeit innerhalb des grundwasserleitenden sandigen Kieskomplexes der Talfüllung in der Größenordnung von $1,0 \times 10^{-2}$ m/s bis $2,4 \times 10^{-3}$ m/s schwankt. Diese gut durchlässigen Sedimente werden ab Teufen von 10 m unter Gelände von gering durchlässigeren kiesigen Sanden mit bindiger Matrix und Tonhorizonten abgelöst. Bei der tiefsten Aufschlussbohrung neben dem Friedhof von Seebenstein in Talmitte konnte der Übergangsbereich zum Festgestein des Taluntergrundes bei einer Endteufe von 108 m unter GOK aufgeschlossen werden.

Überschlägige Berechnungen des unterirdischen Grundwasserabflusses im Talabschnitt bei Warth ergaben mittlere jährliche Gesamtabflussmengen in der Größenordnung von ca. $1,2 \times 10^6$ m³/a. Vergleichsweise konnte der oberirdische Abfluss im Pittengerinne für ein Normaljahr (z.B. 1976) mit $8,3 \times 10^7$ m³ ermittelt werden.

8.5. Hochwasserereignisse

Bedingt durch die große flächenhafte Erstreckung schlecht wasserwegsamere Gesteine des Kartenblattes ÖK106 Aspang-Markt kommt es im Zuge von Starkregenereignissen zu einem massiven Ansteigen des Oberflächenabflusses in den einzelnen Gerinnen.

Der Pittenfluss ist das Hauptentwässerungssystem und besitzt ein Einzugsgebiet von insgesamt 414,2 km². An der Pitten existieren 4 amtliche Pegelstationen, wovon die älteste der Pegel Warth ist. Bei dieser Station mit einem Einzugsgebiet von 277 km² sind seit dem Jahr 1931 viele Hochwasserereignisse aufgezeichnet worden. Die größte Hochwasserwelle ist am 07. 08. 1999 (zufällig vor der damals stattgefundenen Sonnenfinsternis) mit 142 m³/s dokumentiert worden. Dieses Ereignis entspricht einer Jährlichkeit von 40. Ein 100jähriges Hochwasserereignis in diesem Abschnitt der Pitten wird derzeit mit 175 m³/s angesetzt.

Markante Hochwässer wurden auch an den Pittenzubringern (z.B. Hassbach) und am Zöbernbach beobachtet. Das letzte größere Ereignis am Zöbernbach wurde am 17. 06. 2006 mit einem Durchgang von 67,5 m³/s bei Kirchschatlag gemessen, was einer Jährlichkeit von 30 entspricht.

Ein lokales massives Niederschlagsereignis im Einzugsgebiet des Hassbaches bewirkte am 7. August 1999 eine Katastrophe, die neben einer massiven Überflutung des gesamten unteren Talabschnittes bis in das Pittental hinaus auch Hangrutschungen und damit Zerstörungen von Wohnhäusern umfasste. Der Abfluss konnte näherungsweise mit 80 m³/s geschätzt werden und liegt damit weit über einem 100-jährigen Ereignis, da ein solches mit etwa 45 m³/s angegeben wird.

Auch historisch wird von katastrophalen Hochwasserereignissen berichtet. Ein markanter Hinweis ist die Hochwassermarkenlinie aus dem Jahr 1846 an der Straßenkreuzung der südlichen Ortsausfahrt in Walpersbach, welche auf ein Ereignis hinweist, welches wahrscheinlich durch eine Hochwasserführung des Leidingbaches verursacht wurde. Sie zeigt eine Wasserhöhe von 2,53 m (!) über der jetzigen Gehsteighöhe an (Abb. 12).

Aufgrund dieser Problematik wird seit vielen Jahren versucht, zusätzliche Retentionsräume zu schaffen und Hochwasserrückhaltebecken zu errichten.



Abb. 12.
Die Hochwassermarkenlinie am nördlichen Ortsende von Walpersbach.

9. Nutzbare mineralische Rohstoffe und Gesteine

(G. FUCHS, W. SCHNABEL, I. WIMMER-FREY, A. SCHEDL, M. HEINRICH)

9.1. Baurohstoffe

Ziegelrohstoffe

Die Lössterrasse am Südrand des Wiener Beckens hat seit langer Zeit den Rohstoff für eine bedeutende Ziegelindustrie geliefert und an vielen Stellen sind die alten Abbaue noch sichtbar. Auf der alten Schraffenkarte (Messtischblätter 1:25.000) sind zahlreiche Trockenhütten um Schleinz eingetragen. Heute besteht noch eine bedeutende Ziegelei südlich von Erlach (Fa. Lizzi Ziegelwerk GmbH). Die Ziegelei steht seit ca. 1830 in Betrieb und wurde von Josef Lizzi 1958 übernommen. Die Ziegeleirohstoffe werden aus zwei angrenzenden Lössgruben, die westlich und östlich der Straße Erlach – Bromberg liegen, bezogen. Gemeinsam mit Tonen aus Stoob werden sie in der Produktion von aufgehendem Mauerwerk eingesetzt. Auch die Loipersbacher Rotlehmserie (19) sowie die oft mächtigen Verwitterungslehme auf dem Kristallin haben in früherer Zeit der Ziegelerzeugung gedient. Auf der „Kart“ bei Wartmannstetten (ÖK105 Neunkirchen) sind römische Ziegelbrennereien gefunden worden (HAIDER-BERKY & PÖLZELBAUER, 1992).

Kiese und Sande

Von enormer wirtschaftlicher Bedeutung für die Region sind die riesigen Kiesgruben in den Steinfeldschottern (17, 18), wobei die größten derzeit in Betrieb befindlichen zwar auf dem nördlich anschließenden Blatt ÖK76 Wiener Neustadt liegen, etliche aber auch auf unserem Blatt im Raum Breitenau, Schwarza und Föhrenau aktiv waren. Die meisten sind inzwischen zumindest teilweise rekultiviert, in einer Grube N Breitenau wird noch gefördert.

Festgesteine

Kleinere Brüche mit Kalk und Dolomit, die für den Straßenbau angelegt wurden, beschürfen die Semmeringkarbonate (32) in der Schollenkette, welche das Rosaliengebirge zwischen Forchtenau - Wiesen und Vorderbrühl (2 km S Erlach) quert. Einige 100 m S Vorderbrühl ist E der Straße nach Bromberg deutlich ein aufgelassener Kalksteinbruch zu sehen, daneben die Reste einer Kalkbrennerei. Er ist insofern bemerkenswert als sich darin der Eingang zur berühmten Excen-triqueshöhle befindet und über dem auch sehr schön die Transgression der Kiese der Kohle führenden Süßwasserschichten (24) zu sehen ist (Abb. 7). In der Westflanke des Heidenberges bei Breitenbuch ist ebenfalls ein derzeit nicht betriebener Steinbruch, so auch westlich Brunn/Pitten. Im Steinbruch Forchtenau wurde bis Mitte der 1990er Jahre Dolomit abgebaut.

Für den lokalen Straßen- und Wegebau wurden und werden allfällig auch aufgelockerte Partien von Grobgnais (42, 43) z.B. bei Zöberau und auch Amphibolite (40) im Paragneis (39) z. B. in der Umgebung Kirchschatz genutzt.

9.2. Industriemineralien

Leukophyllit

Überregionale Bedeutung haben die Vorkommen von Leukophyllit (Weißerde, „Kaolin“), die in bis zu 20 m mächtigen Scherzonen im Grenzbereich zwischen Grobgnais- und Wechselkomplex auftreten. Es handelt sich dabei um Serizit-phyllonite, die durch hydrothermale Umwandlung aus den Porphyroiden des Semmering-Wechsel-Systems entstanden sind; die früher häufig verwendete

Bezeichnung Kaolin ist irreführend, das Mineral kommt in der Lagerstätte nicht vor (PROCHASKA in WEBER, 1997; HUSKA, 1972).

Das größte Vorkommen wird im Werk Ausschlag-Zöbern der Aspanger Kaolin- und Steinwerke A.G. im Tagbau abgebaut. Die Lagerstätte wurde von HUSKA (1972) ausführlich geologisch bearbeitet. Die Feinfraktion wird für die Papier- und Gummifabrikation, z.T. für die Erzeugung von Malerfarben verwendet. Weitere, heute nicht mehr bauwürdige Vorkommen von Leukophyllit finden sich häufig in den Gebieten von Lichtenegg-Adamermühle, Wiesmath, Thomasberg, im Ofenbachtal, der Rosalienkapelle u.a.

Quarzit

Es gibt auf dem Kartenblatt eine Reihe von Steinbrüchen, in denen Gesteine aus dem Semmeringmesozoikum abgebaut werden. Quarzit (Semmeringquarzit, 33) wird für die feuerfeste Industrie, aber zumeist als Baurohstoff N Stupfenreith, um Bromberg im Schlattental, bei Eichberg – Urbach, Bernreith und Scheiblingkirchen – Zibhof gewonnen. Im Quarzitzug von Landsee finden sich Brüche südlich vom Stickelberg, N Hollenthon und NNW der Neumühle. Auch die kleinen Quarzitschollen östlich Unteraspang wurden wohl für den Wegbau beschürft oder aufgelockert als Bausand eingesetzt.

Quarz

Ein Vorkommen, welches sich bei der Diaphthorese von Grobgnais zu Leukophyllit gebildet hat, wurde in der „Quarzgrube Dreibuchen“, Schlatten (westlich Hochwolkersdorf) beschürft (1960).

Quarz- und Quarzitzerölle

Von historisch großer wirtschaftlicher Bedeutung sind mit fortschreitender Industrialisierung im 18. und 19. Jhd. die Quarz- und Quarzitzerölle in der Loipersbacher Rotlehmserie (19) gewesen. Zwischen Natschbach im N und Thann im S konnten große Flächen ausgeschieden werden, die auf umfangreiche obertägige Abbautätigkeit schließen lassen. Der Quarz wurde für die Glas und Spiegelerzeugung, später auch vom Stahlwerk in Ternitz für feuerfeste Tiegel benötigt. Dieser Bergbau bestand bis in die vierziger Jahre des 20. Jahrhunderts

Für dieselben Zwecke bestanden offenbar auch weiträumige Abbaue auf Quarz und Quarzitzerölle im östlichen Teil der stark verlehmteten Grobkiese der Kohle führenden Süßwasserschichten (24). Die Gegend südlich des Schleinzers Kreuzes westlich und östlich der Landesstraße nach Schleinz (Flurnamen: Großer und Kleiner Karwald), wo diese Serie direkt den Semmeringkarbonaten aufliegt, zeigt entsprechend intensive künstliche Veränderungen.

Eisenocker

Vor einem noch heute im Gelände nachweisbaren Stollenmundloch des ehemaligen Braunkohlenbergwerkes in der Schauerleiten (Koord.: 744100/5286800) befindet sich eine Vernässungsstelle mit Eisenocker, welcher in der Vergangenheit wirtschaftliche Bedeutung für die Farbungewinnung hatte (erwähnt auch in W PETRASCHECK, 1922/24, S. 180).

9.3. Erze

Eisenerzvererzungen

Dies sind im Raum Pitten recht verbreitet und wurden hier in der Vergangenheit auch abgebaut (SCHMIDEGG, 1939; TUFAR, 1972; SCHEDL, 2000). In Pitten selbst, wo der Bergbau am ausgedehntesten war, wurde eine polymetallischen Ganglagerstätte mit Siderit als Hauptgemengteil und untergeordneten Beimengungen

gungen von Magnetit, Pyrit, Pyrrhotin, Hämatit sowie Chalkopyrit abgebaut. Die höheren Lagerstättenteile sind zu Limonit oxydiert (Eisener Hut). Der Betrieb erfolgte seit dem 17. Jahrhundert mit Unterbrechungen bis 1945.

Eisenspat ist vom Schloßberg Seebenstein, SSE von Schilttern, W Söllgraben, vom Zottelhof 2 km W Scheiblingkirchen („Kart“) und vom Steinberg-Haratwald bekannt. Letzteres Vorkommen, wo Spuren alter Abbau festzustellen sind, enthält außer Siderit auch Magnetit.

Am Brunner Berg N Pitten ist ein Vorkommen von Brauneisen bekannt. Limonit und Hämatit wurden am Arzberg NE Scheiblingkirchen beschürft. Hämatitvererzungen sind S und E Walpersbach, im Gebiet Stufenreith – Heidenberg-W Klingfurth und Weingart-Reitersberg bekannt. Auch von S und N von Oberarzberg und S von Unterarzberg werden Erzausbisse berichtet.

Bleierze

wurden um 1568 im Lehnergraben bei Krumbach in 5 Fundgruben gewonnen (W. TUFAR, 1963).

Kupfer

Die Fundstellen des urgeschichtlichen Bergbaues liegen im Bereich der von RIEDMÜLLER (1967) beschriebenen Kupfer-Vererzung in den Hülschiefern bei Haßbach. Spätbronzezeitliche Kupferschmelzanlagen sind bei Hafning an der Westgrenze des Blattes ÖK106 etwa 6 km S Neunkirchen gefunden worden. (HAIDER-BERKY & PÖLZELBAUER, 1992; darin die entsprechende archäologische Literatur).

Gold

Hinweise auf Goldbergbau (?spätmittelalterlich) finden sich im Zißgraben westlich von Gleißenfeld (HAIDER-BERKY & PÖLZELBAUER, 1992).

9.4. Braunkohle

Die Kohle führenden Süßwasserschichten bestehen an ihrer Basis (26) aus Tonen, Sanden und Lehmen, welche 2 Kohleflöze beinhalten. Bauwürdig war hauptsächlich das Liegendflöz mit einer Mächtigkeit von etwas über 2 m. Es wurde in 2 Bereichen lange Zeit abgebaut, im Bereich Schauerleiten – Schleinz-Walpersbach seit 1785 und in Inzenhof-Leiding seit 1853.

Noch nach 1945 bestanden Versuche, eine Förderung wieder aufzunehmen, welche wegen der Kleinräumigkeit und tektonischen Beanspruchung bald wieder aufgegeben wurden (ausführliche Beschreibungen der Geschichte und Geologie in WEBER & WEISS, 1985). Im Bereich S Schleinz an der Landesstraße nach Hochwolkersdorf sind noch heute beidseitig der Straße deutlich die Grubenfelder mit den alten Stollenmundlöchern und Schächten zu sehen und in der Karte entsprechend eingetragen.

Neben dem großen zusammenhängenden Bereich der Kohle führenden Süßwasserschichten mit den oben erwähnten Bergbauen waren 2 km südlich bei Klingfurth noch Abbaue in isolierten kleinen Becken vorhanden, deren Spuren (Stollenmundlöcher) aufgefunden werden konnten und in der Karte verzeichnet sind.

In wesentlich geringerem Maße ist auch im Neogenbecken von Krumbach im 19. Jahrhundert Braunkohle abgebaut worden. Die bedeutendste Fundstelle ist jene bei Thomasberg/Thann, welche in der Karte entsprechend verzeichnet ist (genauere Daten in WEBER & WEISS, 1985).

10. Geogene Naturgefahren und Ingenieurgeologie

(G. WEIXELBERGER)

Die lebhaften und klein strukturierten topographischen Verhältnisse der Buckligen Welt stellen die Ingenieurgeologie immer wieder vor große Herausforderungen, hat doch dieses Gebiet am unmittelbaren Alpenostrand eine wichtige Bedeutung als Nord–Süd-verlaufender Verkehrs- und Transportkorridor. Jüngere geologische Untersuchungen haben bestätigt, dass diese östlichen Ausläufer der Zentralalpen keineswegs einen einfachen tektonischen Bau aufweisen, wie dies in älteren Arbeiten vielfach angenommen wurde. So ließ die im Jahr 2004 abgeteufte Thermalbohrung Linsberg in der Marktgemeinde Erlach erkennen, dass die auf Blatt ÖK106 Aspang-Markt dominierenden kristallinen Gesteine des Semmering-Systems (= Grobgneis-Komplexes) – hier hauptsächlich Glimmerschiefer (50) – mehrfach und intensiv mit Abfolgen des Zentralalpiner Permomesozoikums verschuppt sind (siehe Kap. 14). Sowohl diese älteren alpinen Deckenbildungen und Verschuppungen als auch die jüngeren tektonischen Beanspruchungen des gesamten Areal als Folge des Einbruchs des Wiener Beckens und des Absinkens des westpannonischen Raumes sowie der noch aktiven Pittentalstörung haben vielfach zu starken Beanspruchungen der Gesteine geführt. Sowohl hinsichtlich der Gebirgs- als auch Gesteinsfestigkeit haben diese Einflüsse eine nicht zu unterschätzende Bedeutung.

Aufgrund der starken erosiven Zergliederung der Buckligen Welt mit den unzähligen Grabeneinschnitten und Steilhängen bedürfen selbst kleinräumige bauliche Maßnahmen oft einer besonderen Berücksichtigung der geotechnischen Parameter. Bei den Großbauwerken, die vor allem in Nord–Süd-Richtung das gesamte Kartenblatt erschließen, ist als ältestes Projekt die Aspangbahn zu erwähnen. Während der Abschnitt zwischen Erlach und Aspang durchwegs im Talboden verläuft, stellte die Wechselquerung ab Aspang mit ihren zahlreichen Tunnel- und Viaduktbauten eine große ingenieurgeologische Herausforderung dar. So sind MOHR (1913) die ersten ausführlichen ingenieurgeologischen Dokumentationen dieses Gebiets zu verdanken. Als das bedeutendste Bauprojekt der jüngeren Zeit ist die A2-Südautobahn hervorzuheben. Vom Knoten Seebenstein am Südrand des Wiener Beckens führt diese Trasse an den Flanken des Pittentals nach Süden, wobei neben den kristallinen Gesteinen der Zentralalpen auch die Einheiten des Zentralalpiner Permomesozoikums über längere Strecken erschlossen wurden. Ab Grimmenstein beginnt die Nordrampe des niederösterreichischen Teils des Wechselabschnitts, die aufgrund der Topographie und der besonderen geotechnischen Herausforderung als „Sparautobahn“ mit verhältnismäßig engen Kurvenradien errichtet wurde (RIEDMÜLLER & SCHWEIGHOFER, 1986). Als weitere hervorzuhebende bauliche Maßnahmen sind die Trassen mehrerer Pipelines zu nennen, wie z. B. die Trans-Austria-Gasleitungen (PAHR, 1988). Diese verbinden Gaslager sowie die Raffinerie Schwechat direkt mit den Adria Häfen und queren dabei auch die Bucklige Welt.

Als tektonisch tiefste Einheit werden auf diesem Kartenblatt die unterostalpinen Gesteine des Wechselkomplexes angetroffen. Während die Gneise und Schiefer vom ingenieurgeologischen Standpunkt als weitgehend unkompliziert zu beurteilen sind, erweist sich der Graphitphyllit (55) z.T. als sehr problematisch. Besonders hervorzuheben ist dabei der Autobahnabschnitt bei Aspang, im Bereich der Querung einer lokalen Straße von Aspang auf den Königsberg. Im tektonischen Grenzbereich zum Grobgneis (42) sowie in den Graphitphylliten selbst musste ein nennenswerter Einschnitt hergestellt werden. Infolge dessen ließ die östliche bergseitige Böschung bald deutliche Bewegungen erkennen. Trotz verschiedenster bautechnischer Maßnahmen konnte eine langfristige Standsicherheit nicht erreicht werden. Um diesen Böschungseinschnitt nachhaltig stabilisie-

ren zu können, erfolgte letztendlich eine sekundäre „Übertunnelung“ (Königsbergtunnel) des gesamten Autobahnabschnitts, wodurch die östliche (bergseitige) Böschung am westlichen Hang angestützt werden konnte.

Hinsichtlich der ingenieurgeologischen Aspekte sind wohl die großflächig auftretenden Glimmerschiefer (50) des unterostalpinen Grobgneiskomplexes besonders hervorzuheben. Während das Gestein in unverwittertem und ungestörtem Verband vom bautechnischen Aspekt allgemein als problemlos zu sehen ist, stellt die oft mächtige Verwitterungsdecke eine geotechnische Herausforderung dar. Die stark lehmigen Verwitterungsprodukte können aufgrund intensiver tektonischer Beanspruchung bis in ausgesprochen große Tiefen reichen und selbst noch in einigen 10er-Metern unter der Geländeoberkante zu einer völligen Entfestigung des Gebirges führen. Gerade durch den Kontakt mit Berg- und Sickerwässern führt dies vielfach zu lokalen Hangrutschungen und/oder großflächigem Hangkriechen. Bei Böschungsanschnitten sind daher häufig entsprechende Hangsicherungsmaßnahmen erforderlich. Die tiefe Verwitterungszone und Störungen mit Mylonitbildung in unmittelbarer Nähe zur Pittentalstörung machen an der Südautobahn A2 ständig umfangreiche Sanierungsmaßnahmen nötig, noch 25 Jahre nach dem Bau z. B. am so genannten „Degendamm“ oberhalb der Bahnstation Feistritz-Kirchberg (BEHON, 2007).

Die meisten anderen Gesteine des Grobgneiskomplexes sind vom ingenieurgeologischen Standpunkt als eher unauffällig zu betrachten. Nur der Grobgneis (42) fällt durch lokal tiefgründige sandige Verwitterungen auf, die bei baulichen Maßnahmen ebenfalls zu speziellen Sicherheits- bzw. Gründungsmaßnahmen führen können.

Die Gesteine des Siegrabenkomplexes gelten ebenfalls als unauffällig. Lediglich lehmige Verwitterungen können zu lokal begrenzten und oberflächennahen Problemzonen werden.

Auch die Materialien des Zentralalpinen Permomesozoikums – die einen wesentlichen Flächenanteil auf dem gegenständlichen Kartenblatt einnehmen – lassen kaum großräumige problematische Zonen erwarten. Der Semmeringquarzit (33) zeichnet sich dabei durch seine große Härte aus. Auch wenn das Gestein wegen seiner spröden Eigenschaften und der tektonisch meist starken Beanspruchung vielfach zerbrochen bis lokal sogar sandig vergrust ist, bildet es im Gelände oft erosionsresistente und somit topographisch hervortretende Kuppen und Geländerücken aus – wie z. B. jenen vom Stichelberg in Richtung Südost bis Landsee im Burgenland. Eine besondere Erwähnung verdienen die triadischen Kalke und Dolomite (32), die als einzige Gesteine innerhalb dieses Kartenblatts nennenswerte felsige Bereiche ausbilden – wobei der Türkensturz bei Gleibersfeld (Abb. 3) und der Schlossberg in Pitten (Abb. 2) die hervorstechendsten landschaftlichen Akzente setzen. Hinsichtlich des ingenieurgeologischen Standpunkts ist hervorzuheben, dass die Kalke verkarstungsfähig sind, wie zahlreiche kleinere Höhlensysteme bei Scheiblingkirchen sowie die unter Schutz stehende Excentriqueshöhle bei Erlach deutlich belegen.

Die älteren neogenen Ablagen des Ottnangium(?) – wie die Zöbern-Formation (31), die Mönchkirchner Blockschichten (30) und die Krumbach-Formation (29) – finden sich in Form intramontaner Becken im Süden des Kartenblatts. Bei Bautätigkeiten zeichnen sie sich durch oft heterogene Entwicklungen aus, wobei grobblockige Bereiche (Blockgrößen vereinzelt bis mehrere Meter) mit feinkörnigen und lehmigen Abschnitten häufig wechseln können. Die starke (z.T. sekundäre) Verlehmung der Ablagerungen bewirkt eine örtlich erhöhte Anfälligkeit für Hangkriechen und z.T. auch tiefgründige Massenbewegungen.

Von den jüngeren tertiären Sedimenten ist vor allem die Loipersbacher Rotlehmserie (19) am Südrand des Wiener Beckens gesondert zu erwähnen, da sie generell stark rutschanfällig ist! Entsprechende Rutschmassen mit ihren Abrisskanten sind auch im Kartenblatt ausgewiesen.

Bei den quartären Schottern im südlichen Wiener Becken muss auf den leider oft missachteten gravierenden Unterschied in der Lagerungsdichte hingewiesen werden, was gerade bei Gründungsmaßnahmen von wesentlicher Bedeutung ist. So weisen die Jüngeren Steinfeldschotter des Würm (17) faziell keine bzw. kaum Unterschiede zu den rezenten bis subrezentem Schottern entlang der Flüsse Schwarza und Leitha (3) auf. Während die periglazialen Steinfeldschotter jedoch gut verdichtet sind und hinsichtlich der Gründungsproblematik als bedenkenlos gelten, zeichnen sich die oft weit aufgefächerten (sub)rezentem Schotter mit ihren Sandzwischenlagen durch eine sehr lockere Lagerung aus, was zu schädigenden Setzungen bzw. Setzungsdifferenzen bei der Belastung durch Bauobjekte führen kann.

Abschließend seien die ingenieurgeologischen Herausforderungen der durch Hochwasserereignisse verursachten Schäden erwähnt, auf die in Kap. 8. (Hydrogeologie) Bezug genommen ist.

11. Zukünftiger Forschungsbedarf („Ausblick“)

11.1. Grundgebirge

(G. FUCHS)

Um den dringend nötigen Forschungsbedarf im Kristallin des Kartenblattes ÖK106 Aspang-Markt zu umreißen, ist eine generelle Bemerkung nötig: Neueste Literatur, wie z.B. die Arbeiten von SCHUSTER (2004), SCHMID et al. (2004) haben die geodynamische Gliederung des Alpenkörpers zum Ziel, insbesondere des Kristallins, welches bisher als mehr oder weniger einheitlicher Komplex betrachtet wurde. Auch der Raum unseres Kartenblattes wird in diese Betrachtungen mit einbezogen.

Während von SCHUSTER (2004) Wechsel- und Semmering-System samt einengender Hüllschiefer als Unterostalpin eingestuft wurden, werden bei SCHMID et al. (2004) die Semmering-Decken und die Grobgneisserie dem „Silvretta-Seckau-Deckensystem der Oberostalpin-Grundgebirgsdecken“ zugerechnet. Inkonsequenterweise bleiben aber die Radstädter Decken beim Unterostalpin (Karte). Völlig unberücksichtigt blieben die zahlreichen Arbeiten von TOLLMANN, in welchen die engen Beziehungen von Radstädter- und Semmeringdecken dokumentiert werden. Am Zusammenhang dieser tektonischen Einheiten ist nicht zu zweifeln und sie müssen daher gleich eingestuft werden.

Das Problem ist, dass die unterostalpinen permo-mesozoischen Einheiten vielfach invers und mit Transgressionskontakt an das überlagernde Kristallin grenzen (Subsilvrettide Schollen, nördliche Sadniggruppe, Radstädter/Schladminger Kontakt, Semmering-System, Grobgneisserie). Es spricht vieles dafür, dass das Ostalpine Kristallin im tieferen Teil eine riesige Liegendfalte gebildet hat, deren Liegendflügel im Unterostalpin vorliegt. Die Kristallinanteile nahe dem Transgressionskontakt wären somit ebenfalls noch als unterostalpin zu betrachten. Die Grenze zu der nicht inversen Kristallinmasse darüber ist nicht eindeutig erkennbar. Dieses Dilemma betrifft auch den Grobgneis-Hüllschieferkomplex. Aufrecht sind sicher Bereiche mit transgressiv überlagerndem Verrucano im S (Wiesfleck, Nestbauernriegel).

Zur Klärung dieser Fragen können die Gegebenheiten auf dem Kartenblatt ÖK106 Aspang-Markt in besonderer Weise beitragen. Die vorliegende geologische Karte bietet eine fundierte Grundlage, um besonders die Deckenkontakte gezielt in Augenschein nehmen zu können. Schwierigkeiten dabei sind durch die meist schlechten Aufschlussverhältnisse zu erwarten.

11.2. Miozäne Deckschichten und Quartär

(W. SCHNABEL)

Nach wie vor sind die Ablagerungen in den miozänen Becken von Krumbach, Zöbern und Lembach mit ihren transgressiven Basisschichten (29, 30, 31) meist Wildbachschutt, wegen der Fossilarmut altersmäßig nicht genau einzustufen. Das Gleiche gilt für die Isolierten Vorkommen im Bereich der Buckligen Welt (23). Noch immer muss hier vor dem angenommenen Ottangium- bzw. Karpatium-Alder ein Fragezeichen gesetzt werden. Auch ist die Geröllführung bisher nicht befriedigend durch Gesamtanalysen dokumentiert. Aus diesen Lücken der stratigraphischen und sedimentologischen Kenntnis resultieren auch die Schwierigkeiten in der Parallelisierung mit entsprechenden Formationen im weiteren Bereich des Steirischen Beckens, des Oberpullendorfer Beckens bzw. des Eisenstädter Beckens.

Ähnlich verhält es sich mit den „Kohle führenden Süßwasserschichten“ (24–28; „Leiding-Gruppe“). Deren hangender Teil, die Grobkiese („Walpersbach-Formation) mit ihrem im E vom Kristallinmaterial dominierten und im W vom Kalkalpin dominierten Detritus bedürfen zur weiteren Kenntnis ihrer Genese gezielter Analysen.

Unter den quartären Sedimenten des Kartenblattes bedürfen besonders die quartären Ablagerungen im Pittental weiterer Forschungen. Insbesondere sind die über dem Talniveau gelegenen Sande (15) sowie die Höheren Terrassenschotter (13) im Hinblick auf die bis in die Gegenwart dauernden relativ starken Beben detailliert zu untersuchen. Das könnte zusammen mit weiteren seismischen Forschungen geschehen.

12. Geologische Naturdenkmale (Geotope)

(T. HOFMANN, F. HABART)

Laut Niederösterreichischem Naturschutzgesetz sind auf Blatt ÖK 106 Aspang-Markt-Markt per Bescheid nachfolgend angeführte Naturdenkmale ausgewiesen. Der Nachweis der Naturdenkmale (NDM) erfolgt im „Naturdenkmalbuch“ mit einer fortlaufenden Nummer. Das Naturdenkmalbuch ist sowohl bei der zuständigen Bezirkshauptmannschaft (BH), als auch beim Amt der NÖ. Landesregierung (Abteilung: Naturschutz) in St. Pölten einsehbar. Die Listung der NDM erfolgt in jeder BH chronologisch nach Nummern und wird auch hier mit diesen Nummern angeführt. Eine umfangreiche Beschreibung für Österreich liegt durch HOFMANN (2000) vor, eine tabellarische Darstellung der Niederösterreichischen Naturdenkmale aus geologischer Sicht erfolgte zuletzt durch HOFMANN (2006) bzw. in HOFMANN (2003). Nachfolgende Beschreibung beruht zum einen auf der angegebenen Literatur, zum anderen auf Angaben in den Unterlagen des Naturdenkmalbuches.

Naturdenkmale werden im Sinne von LOOK et al. (1996) auch als „Geotope“ bezeichnet: „Geotope sind erdgeschichtliche Bildungen der unbelebten Natur, die Erkenntnisse über die Entwicklung der Erde oder des Lebens vermitteln. Sie umfassen Aufschlüsse von Gesteinen, Böden, Mineralien und Fossilien, sowie einzelne Naturschöpfungen und natürliche Landschaftsteile. Schutzwürdig sind diejenigen Geotope, die sich durch ihre besondere erdgeschichtliche Bedeutung, Seltenheit, Eigenart oder Schönheit auszeichnen. Für Wissenschaft, Forschung und Lehre sowie für Natur- und Heimatkunde sind sie Dokumente von besonderem Wert. Sie können insbesondere dann, wenn sie gefährdet sind und vergleichbare Geotope zum Ausgleich nicht zur Verfügung stehen, eines rechtlichen Schutzes bedürfen“.

Im Folgenden sind die im Naturdenkmalbuch verzeichneten Naturdenkmale angeführt. Darüber hinaus gelten alle bedeutenden Höhlen als geschützte Objekte, auf solche wird weiter unten eingegangen.

Aus dem Verwaltungsbezirk der BH Wiener Neustadt sind folgende Naturdenkmale zu nennen:

- **Alta-Quelle** (auch: „Höller- oder Teufelsloch“) in der Gemeinde Bad Erlach, Katastralgemeinde Brunn an der Pitten (BH Wiener Neustadt, Nr. 25; Bescheid v. 22. Oktober 1941, sowie Bescheid v. 24. Juli 1953 bzw. 18. November 1953). Das Naturdenkmal ([BMN] RW: 739 200, HW: 287 500) befindet sich im Besitz der Familie Otto Wilfinger in der Altagasse Nr. 55. Sie besitzt eine Erstreckung von 180 m und weist nur Höhendifferenzen von 5 m auf. Die Quelle bzw. Höhle liegt im triadischen Kalk (32) und ist eine seit dem Beben von Seebenstein im Jahre 1972 (Auskunft Otto WILFINGER) trockene Karstquelle, die mit einer Türe versperrt ist (Katasternummer der Altaquelle [2871/1]). Die vermessene Länge der Höhle beträgt 180 m und eine Höhendifferenz von nur 5 m (RADISLOVICH, 1968). Das Wasser der Alta-Quelle war auch für die 1. Wiener Hochquellenwasserleitung in Betracht gezogen worden. Da jedoch die Schüttung nicht den geforderten Bedingungen entsprach, schied die Quelle aus (CZEIKE, 1964). Zur Alta-Quelle siehe auch Kap. 10. Hydrogeologie.
- **Hanserlstein** in der Gemeinde Hollenthon (BH Wiener Neustadt, Nr. 54; Bescheid v. 24. Juli 1953 bzw. 18. November 1953). Das Naturdenkmal ([BMN] RW: 744 000, HW: 273 300) ist ein Block aus Semmeringquarzit (33), in der Flur Hofstatt und hat laut Bescheid der BH „das ungefähre Ausmaß von 13 m Länge, 7 m Breite und ist 6 m hoch.“ In der Region wird eine Sage tradiert, nach der in früherer Zeit ein übermütiger Hüterbub auf eben diesem Block sein Frühstück verzehrte. Da ihm das von seinen Eltern mitgegebene Butterbrot zu gering war, warf er es über die Felsblöcke hinunter. Sogleich öffnete sich der größte Block unter donnerartigem Getöse und verschlang den Hüterbub; seither heißt der Block Hanserlstein.
- **Teufelsstein** in der Gemeinde Wiesmath (BH Wiener Neustadt, Nr. 55; Bescheid v. 15. Dezember 1953). Das Naturdenkmal ([BMN] RW: 747 500, HW: 272 950) steht als aufrechter Block (3 m Höhe, 2,5 m Länge und 70 cm Breite) am linken Ufer eines Baches südlich Wiesmath. Lithologisch liegt ein grünlicher Albitporphyroblastenschiefer (56) mit einzelnen größeren Feldspäten vor. Der lokalen Sage nach geht der Name des Steins auf einen Bauern zurück, der um 1912 (lt. Eintrag im Akt der BH Wiener Neustadt) verstorben ist und mit dem Teufel im Bunde gewesen sein soll. Er habe ihm seine Seele verschrieben und dafür ungeheure Schätze erhalten, die unter besagtem Stein vergraben sein sollen.
- **Türkenhöhle/Quarzitöhle** in der Gemeinde Hollenthon (BH Wiener Neustadt, Nr. 62; Bescheid v. 24. Juli 1953). Das Naturdenkmal ([BMN] RW: 744 300, HW: 273 100), liegt nahe des Zehethofes NNW Hollenthon im Semmeringquarzit (33). Der Eingang der rund 12 m langen Höhle ist verschüttet, sodass man die Höhle nur kriechend erreichen kann. Die Bevölkerung erzählt, dass im Zuge der Türkenkriege Soldaten hier Zuflucht suchten und hier „zugrunde gingen“ (lt. Eintrag im Akt der BH Wiener Neustadt). 1945 diente sie der Ortsbevölkerung als Zufluchtsort.

Aus dem Verwaltungsbezirk der BH Neunkirchen sind folgende Naturdenkmale zu nennen:

- **„Taufstein“** in der Gemeinde Wartmannstetten (Katastralgemeinde Hafning) (BH Neunkirchen, Nr. 118; Bescheid v. 23. Jänner 1958). Das Naturdenkmal ([BMN] RW: 732 850, HW: 281 050) liegt bei Hafning westlich von Scheiblingkirchen und ist über den gelb markierten „Erzherzog-Johann-Radwanderweg“ zu erreichen. Auf Grund seiner eigenartigen Morphologie (konkave Ausnehmung) wird der Block aus Semmeringquarzit (33) als „Schalenstein“ bzw.



Abb. 13.
Der „Taufstein“ bei Hafning, ein Quarzitblock aus der Loipersbacher Rotlehmserie.

auch als „Taufstein“ bezeichnet. Er hat eine Höhe von 60–100cm, eine Länge von 1,6 bis 1,8 m und eine Breite von 80–100 cm (Abb. 13).

- Raintal-Tropfsteinhöhle in der Gemeinde Warth (BH Neunkirchen, Nr. 123; Bescheid v. 13. August 1959). Das Naturdenkmal ([BMN] RW: 735 450, HW: 276 150) liegt im Raintal bei Petersbaumgarten in einer Steilwand eines Steinbruches (Steinbruchsignatur) im triadischen Kalk (32) und ist nur über Leitern zu erreichen. Sie weist eine Länge von 200 m auf und ist auch aufgrund der zoologischen Bedeutung als Naturdenkmal ausgewiesen. Historische Angaben über den Steinbruch finden sich in der FA Rohstoffgeologie der Geologischen Bundesanstalt in der „Steinbruchkartei“ unter der Signatur 106/7.
- Niedermoor in der Gemeinde Wartmannstetten (Katastralgemeinde Hafning) (BH Neunkirchen, Nr. 184; Bescheid v. 3. November 1998). Das Naturdenkmal ([BMN] RW: 732 480, HW: 281 550), liegt rund 500 m nordöstlich des Rehgartlkreuzes und ist in der geologischen Karte als Vernässung (5) innerhalb der Loipersdorfer Rotlehmserie (19) ausgeschieden. Im Bescheid der BH Neunkirchen wird das NDM als „Feuchtbiotop im Übergangsstadium eines Bruchwaldes in ein Niedermoor“ beschrieben. Aus geologischer Sicht ist die Genese dieses Moores eng mit dem wasserstauenden Untergrund verbunden; es kann auch angenommen werden – so die Ausführungen der Naturschutzsachverständigen –, dass an besagter Stelle einst Lehm entnommen wurde. Der Ortsname Hafning leitet sich demnach auch vom mittelhochdeutschen Wort „havenaere“ für Hafner ab.

Im Bereich des Kartenblattes 106 existieren weiters zahlreiche kleinräumige und einige wenige größere Höhlen, es sind jedoch alle innerhalb des Kalkkomplexes des zentralalpiner Permomesozoikums als Klufthöhlen oder Schichtfugenhöhlen angelegt.

Im östlichen Talrandbereich des Leidingbachtals (ca. 2 km südlich von Erlach) wurden bei Steinbrucharbeiten zwei Höhlen aufgeschlossen. Es handelt sich hierbei um die Erlacher Tropfsteinhöhle mit einer Lauflänge von 70 m und um die Excentriqueshöhle mit einer Erstreckung von 150 m. Die Excentriqueshöhle ist als Naturdenkmal ausgewiesen und besitzt neben prächtigen Tropfsteinbildungen auch eine Vielfalt seltener Excentriques-Ausbildungen (Excentri-

ques sind vielfältig gekrümmte, faden-, wurm- oder bäumchenförmige und damit äußerst zart und zerbrechlich wirkende, in ihrem Wachstum nicht schwerkraftorientierte Kalzitgebilde. Sie gleichen in ihrer Form dem als „Eisenblüte“ bekannten Mineral, einer Ausbildungsform des Aragonits).

Höhlen mit geringer Ausdehnung sind im Bereich des Kulmriegels westlich des Pittentales und um den Ofenberg (max. Lauflängen von 35 m) ebenso wie beiderseits des Schlattenbachtals zwischen Scheiblingkirchen und Innerschildgraben (max. Lauflängen von 45 m), in den Abstürzen des Türkensturzes östlich von Gleißfeld (max. Lauflängen von 10 m) und im westlichen Talrandbereich des Pittentales zwischen Gleißfeld und Seebenstein (max. Lauflängen von 35 m) vorhanden.

13. Exkursionspunkte und Routenvorschläge

(G. FUCHS & W. SCHNABEL)

13.1. Das Kristalline Grundgebirge und das Semmering-Mesozoikum

(G. FUCHS)

In dem landschaftlich reizvollen Abschnitt des Pittentales zwischen Seebenstein und Grimmenstein sind die Gesteine des Grobgneiskomplexes und Semmering-Permomesozoikums gut aufgeschlossen. Hier ist der komplizierte Bau hervorragend zu studieren: Die im Scheiblingkirchner Fenster aufgeschlossene verkehrte Folge des Liegendflügels der Kirchberger Decke; die jüngeren Schupungen, welche das Semmeringmesozoikum sekundär über den sonst überlagernden Grobgneiskomplex empor bringen. Besonders interessant ist das Profil Scheiblingkirchen – Türkensturz, der Kunzgraben oder östlich davon das Raintal bei Hütten.

Der Hangendflügel der Kirchberger Decke, Verrucano transgredierend auf Grobgneis und Hüllschiefer, ist im Raume Wiesfleck und Nestbauernriegel zu studieren. Er grenzt an einer Störung entlang des Tiefenbaches an die im S anschließenden „Krumbacher Schichten“ des Miozän. Der Verrucano ist an der Straße E des „Ortbauer“ aufgeschlossen. An der Straße von dort bis nördlich Ransdorf werden die komplizierten Lagerungsverhältnisse zwischen Verrucano, Grobgneis und Hüllschiefer durchquert.

Der Siegrabenkomplex ist um Kirchschatz und im Gebiet um Oberau gut aufgeschlossen. Es ist interessant, dass in dem letztgenannten Vorkommen Granitgneis des Grobgneiskomplexes inmitten der Gesteine des Siegrabenkomplexes auftreten. Alpiner Verrucano findet sich als Transgressionsrest anscheinend auf beiden Gesteinskomplexen.

Das tektonisch tiefste Stockwerk, der Wechselkomplex, ist auf unserem Kartenblatt am besten im Wiesmather Fenster zu studieren. Der Wiesmather Gneis (61), das charakteristische Schichtglied der Wechselgesteine außerhalb des „klassischen“ Wechselfensters, ist SE von Wiesmath in dem auf der Karte eingezeichneten aufgelassenen Steinbruch am „Sperker Riegel“ zu sehen. An der Böschung eines Lagerplatzes S Wiesmath und SE der Straßengabelung P 718 sind die dunkelgrauen bis schwärzlichen, feinschichtigen, meist ebenflächigen Graphitphyllite (55) der Oberen Wechselschiefer zu sehen. Diese Serie baut den nördlichen Teil des Wiesmather Fensters auf und fällt regional gegen S unter höher metamorphe Teile der Wechselserie ein, was für eine inverse Abfolge im Inneren des Fensters spricht. Die Albitporphyroblastenschiefer (56) sind S Wiesmath (WSW des Moiserriegels) als grünlich-graue Lesesteine in den Feldern zu sehen.

Für die vom Autor getroffene Zuweisung des Semmeringquarzits (33) von Landsee zur Kirchberger Decke waren die Rauwackenschollen zwischen Quarzit

und Wechelschiefer entscheidend, welche im Graben südlich des Hollerbauer (ESE von Stickelberg) zu beobachten sind.

Anlässlich der Wandertagung 1990 der Österreichischen Geologischen Gesellschaft in Bernstein wurde auch das Gebiet der Buckligen Welt in der Exkursion A3 vorgestellt. Etliche oben erwähnte Punkte sind diesem Exkursionsführer entnommen und darin ausführlicher beschrieben (G. FUCHS, 1990; F. KOLLER, 1990).

13.2. Eine Exkursion in die nördlichen Ausläufer der Buckligen Welt

(W. SCHNABEL)

Die jungen Ablagerungen am Nordrand der Buckligen Welt können gut in einer Übersichtsexkursion an einem Tag gezeigt werden. Die hier vorgeschlagenen Punkte liegen leicht erreichbar an guten Straßen oder kurzen Gehwegen.

- 1) Straßen- und Bachaufschluss südlich der Ortschaft Walpersbach bei der Straßenbrücke über den Klingfurth Bach.
Die hangenden Grobkiese der bisher als „Kohle führende Süßwasserschichten“ bezeichneten Ablagerungen (25). Der schöne Aufschluss zeigt deutlich den polymikten Geröllbestand mit Komponenten bis 30 cm Durchmesser aus sowohl kristallinem als auch kalkalpinem Geröllbestand im zentralen Teil dieser Kiese. Er wird als Typlokalität für die „Walpersbach-Formation“ vorgeschlagen (Abb. 4). In der Ortschaft Walpersbach, an der Straßengabelung der Straße zum Schleinzer Kreuz bzw. nach Erlach, kann an einer Hausmauer die beeindruckende Hochwassermarken angesehen werden (siehe Abb. 12).
- 2) Die verstützten Braunkohlen-Bergbaue in der Schauerleiten.
Bei Punkt 1) gegen S von der Straße nach Klingfurth links abzweigend, führt ein nicht asphaltierter Fahrweg etwa 1 km Richtung S zu einem kleinen Gehöft. Schon knapp vorher an der Straße am östlichen Hang sieht man ein verstütztes Stollenmundloch, zu Fuß im Graben etwas weiter noch andere (davor ist im Weg deutliche Rotfärbung durch Eisenocker erkennbar). Vom erwähnten Gehöft im Wald gegen E kommt man in den zentralen Teil des ehemaligen Bergbaugesbietes, welches durch die unruhige Morphologie deutlich als Grubenfeld zu erkennen ist (2). Leicht können aus den Halden noch Kohlesplinter und der taube Ton ausgegraben werden (28). Mangels Obertagsaufschlüssen müssen die längst verstützten, doch in der Literatur gut dokumentierten Kohle führenden Tone als Typusaufschlüsse der als „Leiding-Schauerleiten-Formation“ vorgeschlagenen Ablagerungen gelten.
- 3) Grobneis in der Ortschaft Klingfurth
An der Straßengabelung innerhalb der Ortschaft sowie von dort dem rechten (westlichen) Tälchen folgend, findet man direkt an der Straße gute und typische Aufschlüsse des Grobneises (42).
- 4) Lössterrasse S von Erlach (16).
Nur 500 m S von Erlach steigt die Straße nach Bromberg leicht auf die deutliche Terrasse an. Hier befinden sich im Bereich der Ziegelei „Lizzi“ große Aufschlüsse beiderseits der Straße, die entsprechend den Erfordernissen des Abbaues ständig verändert werden (Abb. 6).
- 5) Steinbruch Vorderbrühl.
5 km S von Punkt 4 an der Straße nach Bromberg ist an der östlichen Talseite im Hang deutlich ein aufgelassener Steinbruch in den Karbonaten des Semmering-Mesozoikums (32) zu sehen. Darin befinden sich auch 2 Höhlen, die Erlacher Tropfsteinhöhle und die Excentriqueshöhle. Sie sind nicht begehbar. Über den Karbonaten sieht man deutlich die Transgression der Grobkiese („Walpersbach-Formation“), wodurch sich dieser Punkt für eine Übersichtsexkursion besonders anbietet (Abb. 7).

6) Loipersbacher Rotlehmserie

Die besten Aufschlüsse in der Loipersbacher Rotlehmserie (19) zeigt seit etlichen Jahren die Mülldeponie „Steinthal“ an der Straße von Seebenstein nach Natschbach etwa 1 km W Seebenstein nahe der Südautobahn A2 (Abb. 5). Für die bisherige Bezeichnung wird hier als valider Name „Loipersbach-Formation bzw. Loipersbach-Rotlehm-Formation“ vorgeschlagen. Vor Betreten der Deponie ist vom Betreiber eine Einwilligung einzuholen.

13.3. Das Grab von Joachim Barrande am Friedhof in Lanzenkirchen

(W. SCHNABEL)

Es befindet sich in Lanzenkirchen, am Nordrand des Kartenblattes ÖK106 Aspang-Markt, eine Stätte von sowohl geologischer als auch allgemein geschichtlicher Bedeutung, deren Besuch hier empfohlen wird. Es ist die Grabstätte des bedeutenden Geologen Joachim BARRANDE am Friedhof in Lanzenkirchen (Gruppe A; Reihe 6; Grab Nr. 17; Abb. 14), sie wird von der Österreichischen Geologischen Gesellschaft betreut.

BARRANDE wurde am 11. August 1799 in Saugues in der Auvergne im südlichen Frankreich geboren. Nach Studien in Paris von 1819–1828 wurde er Erzieher des Kronprinzen HENRY, des Sohnes von CHARLES X, des letzten als „Legitimisten“ bezeichneten Königs von Frankreich. Diese Linie wurde nach der so genannten „Juli-Revolution“ 1830 des Landes verwiesen, die Familie kam über England und Prag ins endgültige Exil in das Schloss Frohsdorf bei Lanzenkirchen.

BARRANDE begleitete die königliche Familie bis Prag, wo er 1833 die Erziehung HENRYS beendete und folgte ihr nicht nach Frohsdorf. Er hatte schon 1831 in Schottland Kontakt zu Roderick MURCHISON gewonnen und wurde 1834 von Graf Kaspar STERNBERG als Ingenieur für Eisenbahnbauten in Böhmen angeworben. Die Großaufschlüsse im Zuge dieser Bahnbauten mit herrlichen Fossilfunden nutzte er für grundlegende paläontologische Studien des Paläozoikums. Sein erstes wissenschaftliches Werk, „Système silurien du centre de la Bohême“ erschien 1852, ihm folgten bis zu seinem Tod 1883 weitere 21 großformatige Bände mit Abbildungen und Text, weitere 2 Bände erschienen nach seinem Tod 1887 und 1894.

BARRANDE zählt zu den größten Pionieren der geologischen Wissenschaften, das Paläozoikum von Prag wird nach ihm als „Barrandium“ bezeichnet.

BARRANDE war mit seinem Schüler, der seitdem als „HENRY V., Comte de Chambord“ in Frohsdorf lebte, offenbar immer tief verbunden, denn er kam im Sommer 1883 zum todkranken Grafen aus Prag nach Frohsdorf. Dessen Tod hat ihn offenbar so bedrückt, dass er die Rückreise nach Prag nicht mehr antreten konnte. Er starb am 8. Oktober 1883 in Frohsdorf und wurde am Ortsfriedhof in Lanzenkirchen begraben.

14. Die Aufschlussbohrungen TH1 der „Therme Linsberg GmbH“.

(W. SCHNABEL, G. WEIXELBERGER)

Schon längere Zeit bestand die Absicht, den Raum des südlichen Wiener Beckens an dessen Ostbrüchen auf das Vorhandensein von Thermalwässern zu untersuchen. Auf Betreiben der Marktgemeinde Erlach wurde nach längerer Vorbereitungszeit und geophysikalischen Voruntersuchungen am 27. 4. 2004 mit dem Abteufen einer Erkundungsbohrung begonnen, welche mit 2 Ablenkungen



Abb. 14.
 Das Grab von Joachim BARRANDE am Ortsfriedhof von Lanzenkirchen.
 Im Hintergrund Blick gegen Westen über das südliche Wiener Becken zur Hohen Wand.

schließlich geologische Profile bis zu einer Tiefe von 1027 m aufschloss. Die genaue Lage der Bohrung ist aus Tafel 2 ersichtlich.

Der folgende Kurzbericht ist aus Unterlagen zusammengestellt, die mit Einverständnis der Betriebsgesellschaft „Therme Linsberg GmbH“ zur Verfügung gestellt wurden, wofür hier nochmals gedankt sei.

Diese Aufschlusstätigkeiten haben den Erwartungen voll entsprochen und eine Kluftwasserlagerstätte in den Karbonaten des Semmering-Mesozoikums nachgewiesen, welche auf Grund der spezifischen Beschaffenheit die Voraus-

setzungen zur Anerkennung als Heilwasser nach dem geltenden niederösterreichischen Heilvorkommen- und Kurortegesetz erfüllt. Dauerpumpversuche bezüglich der Ergiebigkeit des Thermalwasservorkommens bei einer Tiefe von 892 m haben mit Fließzeiten bis 15 l/s und Temperaturen bis 27,5°C den Erwartungen voll entsprochen. Die Lagerstätte zeigt ausgezeichnete Zuflussbedingungen. Bei einer Öffnung der Verrohrung tritt das Wasser mit etwa 3–4 Liter/s artesisch zutage. Diese Gegebenheiten haben schließlich zum Bau der Thermenanlage geführt; der Ortsname „Erlach“ wurde im Jahr 2007 auf „Bad Erlach“ geändert.

Doch auch hinsichtlich der geologisch wissenschaftlichen Erkenntnis hat diese Bohrung großen Wert, ist sie doch die einzige Tiefbohrung auf dem Gebiet des Blattes ÖK106 Aspang-Markt.

Die lithologische Dokumentation der Bohrprofile konnte allerdings nicht durch Kerne, sondern nur auf Grund von Cuttings vorgenommen werden und ist daher mit den entsprechenden Unsicherheiten bei der Zuordnung zu bestimmten Formationen besonders im Permomesozoikum zu verstehen. Doch kann auf Grund der Dichte der Probennahmen (alle 2 m) eine relativ hohe Genauigkeit angegeben werden.

Auf Grund der unten detailliert angegebenen Schichtfolgen kann zusammenfassend festgestellt werden, dass die auf Grund der Oberflächenkartierung gemachten Aussagen über die großräumigen Lagerungsverhältnisse bestätigt wurden. Die Bohrungen schließen unter den rezenten Flussablagerungen der Schwarza die nördlichste Schuppe der Kirchberger Teildecke des Semmering-Systems auf, wie sie im auffallenden Sporn zwischen dem südlichen Wiener Becken (Verlauf der Schwarza) und dem Pittental an der Oberfläche aufgeschlossen ist (Kartenausschnitt auf Tafel 2 mit Lage der Bohrung). Die hier inverse Schichtfolge der Kirchberger Decke konnte bestätigt werden. Durch das in 472 m Tiefe erstmals unter Hüllschiefern angetroffene Mesozoikum lässt sich im Bezug zur Oberflächenkartierung ein ungefähres Einfallen von ca 45° gegen N konstruieren, ein Wert, der mit den an der Oberfläche gemessenen vergleichbar ist.

In das Bild der komplizierten Lagerungsverhältnisse des inversen Nordteils der Kirchberger Decke, wie sie in Kap. 5.1. (Geologischer Bau – Grundgebirge) beschrieben sind, passen auch die Einschuppungen von Semmering-Trias (Kalk und Dolomit) in Glimmerschiefer (von 472–532 m) und umgekehrt von Glimmerschiefer in die permomesozoische Folge (von 758–820 m und 928–954 m). Dass sich letztere in den nur wenige Meter entfernten Ablenkungen nicht mehr nachweisen lassen, zeigt eindrucksvoll die Kleinräumigkeit des tektonischen Gefüges in diesem Raum.

Die Bohrprofile sind in Tafel 2 zusammenfassend dargestellt. Die Teufenangaben beziehen sich auf m ab GOK.

Linsberg TH1

- 8 m: Kiese der Schwarza
- 8–472 m: Hüllschiefer des Semmering-Systems mit Chlorit- und Serizitglimmerschiefern (50), welche in verhältnismäßig gleichförmiger Abfolge bis in eine Tiefe von 472 m reichen. Bis zur Teufe von 40 m unter GOK wurde abnehmende Verwitterung des Gesteins beobachtet. In der Tiefe von 112–114 m wurde ein Pegmatitgang (47) durchörtert. Bei 472 m folgt der Wechsel vom Hüllschiefer zu den karbonatischen Gesteinen des zentralalpinen Permomesozoikums (Kalk und Dolomit – 32), welche bis 532 m reichen.
- 532–636 m: Neuerlicher Wechsel zu Hüllschiefern w.o..
- 636–758 m: Wechsellagerung von Alpinem Verrucano (35) und Quarzit (Semmeringquarzit – 33).
- 758–816 m: Weitere Einschuppung von Hüllschiefern.

- 816–926 m: Weiterer Wechsel in die Permotriadische Abfolge, welche abgesehen von geringmächtigem Verrucano beim Einsetzen der Schichtfolge durchwegs von karbonatischen Gesteinen – hauptsächlich Dolomit – bestimmt wird.
- 926–954 m: Weitere Einschuppung von Hüllschiefern
- 954–982 m: Verrucano.
- 982–999 m: (Endteufe): Weißer Anhydrit. Abbruch der Bohrung wegen technischer Schwierigkeiten.

Linsberg TH1a

- 686 m: Ident mit Bohrung TH1.
- 686–718 m: Ablenkung von TH1 mit einem Winkel von etwa 1,5°.
- 718– 758 m: Permotrias. Quarzit bis 750m und Verrucano bis 758 m.
- 758– 820 m: Hüllschiefer, Teufe und Mächtigkeit fast ident mit Bohrung TH1 (dort 758 – 816 m).
- 820–1027 m: (Endteufe): Permotrias. Im Gegensatz zu TH1 nicht von geringmächtigen Verrucano gedeckelt, sondern gleich mit einer Kalk-Dolomitabfolge beginnend. Während in TH1 von 926 – 954 m ein weiterer Span aus Hüllschiefer eingeschuppt ist, fehlt dieser in TH1a völlig. Es setzen unter den Karbonaten ab 948 m wieder Quarzit und ab 990 m Verrucano ein. Bei 100 m geht dieser in weißen Anhydrit über, der bis 1027 m erschlossen werden konnte.

Linsberg TH1b:

- 523 m: Ident mit Bohrung TH1.
- 523–538 m: Ablenkung von TH1 mit einem Winkel von etwa 3,5°.
Ab 538 m: Permotrias. Es ist auffallend, dass die in TH1 und TH1a hier angetroffene rund 60 m mächtige Einschuppung von Hüllschiefer hier nicht angetroffen wurde!
- 538–820 m: Permoskyth: Wechsellagerung von Verrucano und Quarzit. Quarzit von 632–728 m weist in der Tiefe einen steigenden Gehalt von Gips und Anhydrit auf.
- 820–892 m: (Endteufe): Karbonatfolge aus zentralalpiner Trias (Kalk und Dolomit). Auffällige Spülverluste wegen erhöhter Wasserwegigkeit von 860 – 865 m.
Die schließlich eingebaute Förderverrohrung kommt im oberen Abschnitt in die Bohrung TH1 zu liegen und ab einer Tiefe von 523 m in die Bohrung TH 1b.

Dank

Der Dank der Bearbeiter gilt allen, die mit Rat und Tat mitgeholfen haben, damit das Blatt und die Erläuterungen in der nun vorliegenden Form ausgegeben werden konnten. In besonderer Weise danken und gedenken wir des langjährigen Auswärtigen Mitarbeiters der GBA und Mitautor des Blattes, Herrn Dr. Alfred PAHR, der leider vor wenigen Jahren verstorben ist.

Besonderen Dank gebührt den Autoren außerhalb der GBA für die speziellen Teile der Erläuterungen: den Herren Dr. Felix HABART (Amt der NÖ Landesregierung, Gebietsbauamt Wiener Neustadt) für den hydrogeologischen Beitrag, Dr. Wolfgang A. LENHARDT (Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik in Wien) für das Kapitel: Neotektonik, und Herrn Mag. Günther WEIXELBERGER (Ingenieurbüro für Geologie, Pitten) für den ingenieurgeologischen Beitrag.

Aus dem Kreis der Angehörigen der GBA, welche mit Rat und Tat die Arbeiten gefördert haben, danken wir namentlich Dr. Andreas AHL und Dr. Peter SLAPANSKY für den geophysikalischen Beitrag und Dr. Maria Heinrich, Dr. Albert Schedl und Dr. Ingeborg WIMMER-FREY für die Durchsicht und Ergänzung des lagerstättenkundlichen Teils. Mit Herrn Dr. Ralf SCHUSTER wurde das neue großtektonische Konzept der Ostalpen und dessen Bezug zur

vorliegenden Karte diskutiert. Die Damen Mag. Isabella BAYER und ADir. Monika BRÜGGEMANN-LEDOLTER haben die graphische Gestaltung unterstützt.

Herr Mag. Markus MRÁZ aus Neunkirchen hat uns auf das Heimatbuch Wartmannstetten von W. HAIDER-BERKY und K. PÖLZELBAUER aufmerksam gemacht, das sich als eine Fundgrube für Hinweise auf historische Bergbaue westlich des Pittentales (Flurname „Kart“ = Gegend von Natschbach bis zum Haßbachtal) herausgestellt hat. Mit Frau Annemarie KENDLER, welche zeitgleich mit den geologischen Aufnahmen archäologische Grabungen des NÖ Landesmuseums im Pittental vorgenommen hat, hat sich ein reger Gedankenaustausch ergeben.

Der Betriebsgesellschaft „Therme Linsberg GmbH“ in Erlach danken wir für die Erlaubnis, das Bohrprofil der Aufschlussbohrung in Erlach geologisch-wissenschaftlich auszuwerten und die wesentlichen Ergebnisse hier publizieren zu dürfen.

Die OMV-AG hat uns wie immer in zuvorkommender Weise Unterlagen aus dem Wiener Becken zur wissenschaftlichen Verwendung zur Verfügung gestellt.

Literatur

- ARIC, K.: Deutung krustenseismischer und seismologischer Ergebnisse im Zusammenhang mit der Tektonik des Alpenostrandes. – Sitzungsber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl. Abt. I, **190**, 235–312, Wien 1981.
- BEHON, G.: Südautobahn A2 – Ankerwandsanierung Degendamm. – Tagungsband „NÖ Geotage“ 2007, 20–23, Amt der Niederösterreich. Landesregierung, St. Pölten 2007.
- BIEDERMANN, A., SEIBERL, W., HÖSCH, K. & STEINHAUSER, P.: Gesteinsphysikalische Untersuchungen einer aeromagnetischen Anomalie im Wechselgebiet. – Geophys. Forsch. Ber., **6** (Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt St-A-022/80), 50 Bl., Wien 1982.
- BRIX, F.: Das Jungtertiär. Das Quartär ... – In: PLÖCHINGER, B.: Erläuterungen zur Geologischen Karte des Hohe-Wand-Gebietes (Niederösterreich), 56–66, Wien (Geol. B.-A.) 1967.
- BRIX, F. & PLÖCHINGER, B.: Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50 000, Blatt 76 Wiener Neustadt. – Wien (Geol. B.-A.) 1982.
- BRIX, F. & PLÖCHINGER, B. mit Beiträgen von FUCHS, G., TRIMMEL, H. & BOROVICZÉNY, F.: Erläuterungen zu Blatt 76 Wiener Neustadt (Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50 000). – 85 S., Wien (Geol. B.-A.) 1988.
- CORNELIUS, H.P.: Die Geologie des Mürztalgebietes. – Jb. Geol. B.-A., Sdb. **4**, 94 S., Wien 1952.
- CZEIKE, F. (Hrsg.): Cajetan Felder – Erinnerungen eines Bürgermeisters. – Forum Verlag, 440 S., Wien – Hannover – Bern 1964.
- CZUZEK, J.: Geologische Beschaffenheit des Rosaliengebirges. – Jb. Geol. R.-A., **4**, 173–175, Wien 1853.
- CZUZEK, J.: Das Rosaliengebirge und der Wechsel in Niederösterreich. – Jb. Geol. R.-A., **5**, 465–529, Wien 1854.
- DALLMEYER, R.D., HANDLER, R., NEUBAUER, F. & FRITZ, H.: Sequence of thrusting within a thick-skinned tectonic wedge: Evidence from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and Rb-Sr ages from the Austroalpine nappe complex of the Eastern Alps. – J. Geol., **106**, 71–86, Chicago 1998.
- DRIMMEL, J.: Rezente Seismizität und Seismotektonik des Ostalpenraumes. – In: OBERHAUSER, R. (Red.): Der geologische Aufbau Österreichs, 506–527, Wien (Springer) 1980.
- DRIMMEL, J.: Erdbeben in Niederösterreich. – Wissenschaftliche Schriftenreihe Niederösterreich, **51**, Wien 1981.
- DRIMMEL, J.: Explanation of the anomalous energy propagation of East Alpine transversal quakes. – In: MINARIKOVA, D. & LOBITZER, H. (Hrsg.): „Thirty Years of Geological Cooperation between Austria and Czechoslovakia“, 31–37, Wien – Prag 1990.
- DRIMMEL, J. & DUMA, G.: Bericht über Ausmaß und Ursachen der anomalen Wirkungen des Seebebensteiner Starkbebens vom 16. April 1972 im Raume Wien. – Mitteilungen der Erdbeben-Kommission, Neue Folge, **74**, S. 12 (Österr. Akad. Wiss. Wien), Wien 1974.
- DRIMMEL, J. & TRAPP, E.: Die Erdbeben Österreichs 1971–1980. – Sitzungsber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl. Ant. I, **191**, 73–102, Wien 1982.
- DUMA, G., HORN, N. & VOGELMANN, A.: Seismisches Strong-Motion-Messnetz in Wien. – Endbericht im Auftrag des Bundesministeriums für Wissenschaft und Forschung und der Stadt Wien, 37 S., Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, Wien 1996.
- EISINGER, U., GUTDEUTSCH, R. & HAMMERL, Ch.: Beiträge zur Erdbebengeschichte von Niederösterreich. – Wissenschaftliche Schriftenreihe Niederösterreich, **60**, Wien 1992.

- ERICH, A.: Berichte 1961–1965 über geologische Aufnahmen auf Blatt Aspang (106), südliche Hälfte. – Verh. Geol. B.-A., **1962–1966**, Wien 1962 bis 1966.
- EXNER, Ch.: Beobachtungen (1957) im Kristallin der Buckligen Welt und des Hochwechsels (Kartenblätter 105 und 106). – Verh. Geol. B.-A., **1958**, 206–208, Wien 1958.
- FAUPL, P.: Zur Geologie des NW Abschnitts des Wechselgebietes zwischen Trattenbach (NÖ) und Frörschnitz (Stmk.). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **19**, 27–70, Wien 1970.
- FAUPL, P.: Zur Geologie und Petrographie des südlichen Wechselgebietes. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **63**, 22–51, Wien 1972.
- FERENCZ, K., HERRMANN, P. & PAHR, A.: Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50 000, Blatt 138 Rechnitz. – Wien (Geol. B.-A.) 1987.
- FISCHER, H.: Über Stockwerkprofile, über alte, fossile und relikte Bodenbildungen aus Niederösterreich. – Verh. Geol. B.-A., **1969**, 51–72, Wien 1969.
- FRAŠL, G.: Anzeichen schmelzflüssigen und hochtemperierten Wachstums an den großen Kalifeldspaten einiger Porphygranite, Porphygranitgneise und Augengneise Österreichs. – Jb. Geol. B.-A., **97**, Wien 1954.
- FUCHS, G.: Neue tektonische Untersuchungen im Rosaliengebirge (NÖ., Bgld.). – Jb. Geol. B.-A., **105**, 19–37, Wien 1962.
- FUCHS, G.: Berichte 1959–1961, 1970, über geologische Aufnahmen im Rosaliengebirge und auf Blatt 106 Aspang. – Verh. Geol. B.-A., **1960–1962**, 1971, Wien 1960 bis 1962, 1971.
- FUCHS, G.: Berichte 1984–1991 über geologische Aufnahmen im Rosaliengebirge und auf Blatt 106 Aspang. – Jb. Geol. B.-A., **1985–1992**, Wien 1985 bis 1992.
- FUCHS, G.: Zum Bau des Unterostalpins im Bereich der Buckligen Welt. – Exkursionsführer Österr. Geol. Ges., **13**, 28–29, Wien 1990.
- FUCHS, W.: Das inneralpine Tertiär. – In: OBERHAUSER, R. (Red.): Der geologische Aufbau Österreichs, 452–483, Wien (Springer) 1980.
- FUCHS, W. & GRILL, R.: Geologische Karte von Wien und Umgebung 1 : 200 000. – Wien (Geol. B.-A.) 1984.
- GAAL, G.: Geologie des Roßkogelgebietes W Mürrzuschlag (Steiermark). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **16** (1965), 105–148, Wien 1966.
- GANGL, G.: Seismotektonische Untersuchungen am Alpenostrand. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **66/67**, 33–48, Wien 1973/74.
- GRILL, R.: Bericht über Begehungen auf den Blättern Wien und Preßburg der Österreichischen Karte 1 : 200 000. – Verh. Geol. B.-A., **1971**, A37–40, Wien 1971.
- GRILL, R.: Bericht über Begehungen auf den Blättern Wien und Preßburg der Österreichischen Karte 1 : 200 000. – Verh. Geol. B.-A., **1973**, A38–40, Wien 1973.
- GRILL, R.: Bericht über Begehungen auf den Blättern Wien und Preßburg der Österreichischen Karte 1 : 200 000. – Verh. Geol. B.-A., **1974**, H. 4, A55–58, Wien 1974.
- GRILL, R.: Blatt Wien und Blatt Preßburg 1 : 200 000. – Verh. Geol. B.-A., **1975**, A128–131, Wien 1975.
- GRÜNTAL, G (Hrsg.): European Macroseismic Scale 1998 (EMS-98). – Conseil de l'Europe, Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie, **15**, Luxembourg 1998.
- GUTDEUTSCH, R. & ARIC, K.: Tectonic block models based on the seismicity in the East Alpine–Carpathian and Pannonian area. – In: FLÜGEL & FAUPL (Hrsg.): Geodynamics of the Eastern Alps, 309–324, Wien (Deuticke) 1987.
- GUTDEUTSCH, R. & SEIBERL, W.: Die aeromagnetische Vermessung Österreichs (Endbericht). – 32 S., Inst. f. Meteor. u. Geophys., Univ. Wien, Wien 1987.
- HABART, F.: Zur Geologie und Hydrogeologie des Unteren Pitztales (Niederösterreich). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **27**, 87–116, Wien 1981.
- HAIDER-BERKY, W. & PÖLZELBAUER, K.: Heimatbuch 800 Jahre Wartmannstetten. – Marktgemeinde Wartmannstetten, 268 S., 1992.
- HAMMERL, Ch. & LENHARDT, W.A.: Erdbeben in Österreich. – 191 S., Graz (Leykam) 1997.
- HEINZ, H., BIEDERMANN, A. & KÓHAZY, R.: Aeromagnetische Vermessung des Bundeslandes Niederösterreich, Auswertung aeromagnetischer Daten im Bundesland Niederösterreich. – Bericht Projekt NC-6p (Vollzug des Lagerstättengesetzes), 33 S., Wien 1986.
- HEINZ, H., BIEDERMANN, A., KÓHAZY, R. & SEIBERL, W.: Aeromagnetische Vermessung des Bundeslandes Burgenland, Bericht Projekt BC-2d/84. – 38 S., Wien 1987.
- HEINZ, H., BIEDERMANN, A. & SEIBERL, W.: Aeromagnetische Vermessung des Bundeslandes Steiermark, Auswertung aeromagnetischer Daten aus der Steiermark, Bericht Projekt StC-20a/85. – 31 S., Wien 1987.

- HERRMANN, P. & PAHR, A.: Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50 000, Blatt 137 Oberwart. – Wien (Geol. B.-A.) 1982.
- HERRMANN, P. & PAHR, A., mit Beiträgen von KOLLMANN, W. (Hydrogeologie) und HEINZ, H. (Geophysik): Erläuterungen zu Blatt 138 Rechnitz. – 40 S., Wien (Geol. B.-A.) 1988.
- HERRMANN, P., MANDL, G.W., MATURA, A., NEUBAUER, F., RIEDMÜLLER, G. & TOLLMANN, A.: Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50 000, Blatt 105 Neunkirchen. – Wien (Geol. B.-A.) 1992.
- HÖFER, H.: Das Braunkohlenvorkommen in der Schauerleiten bei Wiener-Neustadt. – Verh. Geol. R.-A., 1868, Wien 1868.
- HOFMANN, E.: Tertiäre Pflanzenreste von verschiedenen Österreichischen Lagerstätten. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **25** (1932), 144–176, Wien 1933.
- HOFMANN, Th.: GAIA's Sterne: Ausflüge in die geologische Vergangenheit Österreichs. – Grüne Reihe, (Bundesministerium f. Unterricht, Jugend und Familie), 12. Austria-Medien-Service-Verlag, Graz 2000.
- HOFMANN, Th.: Geotope in Niederösterreich – Schlüsselstellen der Erdgeschichte. – Amt der Niederösterreichischen Landesregierung / Naturschutzstelle (Hrsg.), 96 S., Wien (Geol. B.-A.) 2003.
- HOFMANN, Th.: Geotope in Niederösterreich. – In: WESSELY, G.: Niederösterreich (Geologie der Österreichischen Bundesländer), 365–373, Wien (Geol. B.-A.) 2006.
- HÖGGERL, N.: Rezente Höhenänderungen in Österreich, abgeleitet aus Präzisionsniveau-Messungen. – In: LICHTENEGGER, H., STEINHAUSER, P. & SÜNKEL, S. (Hrsg.): Österr. Beiträge zu Meteorologie und Geophysik, Heft 2, Tagungsbericht über das 5. Internationale Alpengravimetrie-Kolloquium, Graz 1989.
- HUSKA, G.: Zur Geologie und Tektonik der Weißerdelagerstätte Aspang am Ostrand des Wechseljensefers (Niederösterreich). – Mitt. Geol. Ges. Wien, **64** (1971), 109–136, Wien 1972.
- JORDAN, O.: Die geologischen Verhältnisse des Quarzitzuges Stickleberg-Landsee und seine Umrahmung (Bucklige Welt, Niederösterreich). – Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 192 S., Wien 1972.
- KARRER, F.: Das Alter des Rohrbacher Conglomerates. – In: FUCHS, Th. & KARRER, F.: Geologische Studien in den Tertiärbildungen des Wiener Beckens, Jb. Geol. R.-A., **23**, 132–136, Wien 1873.
- KOBER, L.: Bau der nördlichen Alpen. – Denkschr. Akad. Wiss. Wien., math.-naturw. Kl. I, **88**, 1912.
- KOBER, L.: Geologie der Landschaft um Wien. – Wien (Springer) 1926.
- KOBER, L.: Der geologische Aufbau Österreichs. – Wien (Springer) 1938.
- KOBER, L.: Bau und Entstehung der Alpen. – 379 S., Wien (Deuticke) 1955.
- KOLLER, F (Red.): Wandertagung 1990 der Österreichischen Geologischen Gesellschaft in Bernstein. – Exkursionsführer Österr. Geol. Ges., **13**, 149 S., Wien 1990.
- KOLLER, F., FARYAD, S.W. & THÖNI, M.: Permian gabbroic intrusions within the Lower Austroalpine Grobgness Unit (Eastern Alps). – Mitt. Österr. Miner. Ges., **153**, S. 67, Wien 2007.
- KOLLER, F., PUMHORST, H., THÖNI, M., FARYAD, S.W., SEIFERT-FALKNER, C., FRANK, W., SALLIR, M. & MILLER, C.: Permian gabbroic intrusions within the Lower Austroalpine Grobgness Unit (Eastern Alps): origin, evolution and tectonic setting. – Extended Abstract, Abstract CD, Geol. Carpathica, **53**, Spec. Issue, 4S., XVIIth Congress CBGA, Bratislava 2003.
- KÜMEL, F.: Die Siegrabener Deckscholle im Rosaliengebirge (N.Ö. und Bgld.). – Miner. Petr. Mitt., **47**, 141–184, Leipzig 1935.
- KÜMEL, F.: Geologische Karte der Republik Österreich (1:50000), Blatt Mattersburg-Deutschkreutz. – Wien (Geol. B.-A.) 1957.
- KÜPPER, H., PAPP, A. & THENIUS, E.: Über die stratigraphische Stellung des Rohrbacher Konglomerates. – Sitz.-Ber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl. Abt. I, **161**, 441–453, Wien 1952.
- KÜPPER, H.: Geologie und Grundwasservorkommen im südlichen Wiener Becken. – Jb. Geol. B.-A., **97**, 161–210, Wien 1954.
- KÜPPER (Red.) et al.: Erläuterungen zur geologischen Karte Mattersburg-Deutschkreutz 1 : 50 000 auf Grund der von F. Kümel hinterlassenen Unterlagen sowie unter Berücksichtigung von Neubeobachtungen, ... – Geol. B.-A. (1–58), Wien 1957.
- KÜPPER, H.: Pleistozän im südlichen Wiener Becken. – Verh. Geol. B.-A., **1962**, 8–20, Wien 1962.
- LE MAITRE, R.W.: A Classification of igneous Rocks and Glossary of Terms. – 193 pp, Oxford – London – Edinburgh – Boston – Melbourne (Blackwell Scientific Publ.)1989.

- LECHNER, K.: Kristallines Grundgebirge. – In: KÜPPER, H. (Red.): Erläuterungen zur Geologischen Karte Mattersburg-Deutschkreutz 1 : 50 000, S. 9–26, Wien (Geol. B.-A.) 1957.
- LOOK, E.-R. (Red.): Arbeitsanleitung Geotopschutz in Deutschland. Leitfaden der Geologischen Dienste der Länder der Bundesrepublik Deutschland. – Angewandte Landschaftsökologie, **9**, Bonn – Bad Godesberg 1996.
- MATURA, A.: Der Wechselkomplex im Wechselfenster. – Exkursionsführer Österr. Geol. Ges., **13**, 30–36, Wien 1990.
- MÜLLER, W.: Neue geochronologische und strukturgeologische Daten zur geodynamischen Entwicklung des nördlichen Semmering- und Wechselgebietes (Niederösterreich). – Unveröff. Dipl.-Arb. Formal- u. Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 267 S., Wien 1994.
- MOHR, H.: Zur Tektonik und Stratigraphie der Grauwackenzone zwischen Schneeberg und Wechsel (N.Ö.). – Mitt. Geol. Ges. Wien, **3**, 104–213, Wien 1910.
- MOHR, H.: Geologie der Wechselbahn (insbesondere des Großen Hartbergtunnels). – Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., **87**, 321–379 Wien 1912.
- MOHR, H.: Versuch einer tektonischen Auflösung des Nordostsporns der Zentralalpen. – Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., **88**, 633–652, Wien 1913.
- MOTSCHKA, K. & SLAPANSKY, P.: Kompilierte geomagnetische Karte und strukturelle Interpretation. – In: KRÖLL, A., MEURERS, B., OBERLECHER, G., SEIBERL, W., SLAPANSKY, P., WAGNER, L., WESSELY, G. & ZYCH, D.: Erläuterungen zu den Karten über die Molassebasis Salzburg – Oberösterreich, 4–8, Wien (Geol. B.-A.) 2006.
- MÜLLER, W., THÖNI, M., NEUBAUER, F. & DALLMEYER, R.D.: Dating of structures in a low-grade polymetamorphic terrane: A Rb/Sr and 40Ar/39Ar case study from the Eastern Alps, Austria. – Terra Nova, **5**, Abstr. Suppl. 1, S. 391, Oxford 1993.
- NEUBAUER, F.: Das südliche Wechselkristallin (Ostalpen): Relikt eines aktiven Kontinentalrandes? – TSK III (3. Symposium für Tektonik, Strukturgeologie, Kristallingeologie im deutschsprachigen Raum), Kurzfassungen der Vorträge und Poster, 143–146, Graz 1990.
- NEUBAUER, F., DALLMEYER, R.D. & TAKASU, A.: Conditions of eclogite formation and age of retrogression within the Siegraben unit, Eastern Alps: implications for Alpine-Carpathian tectonics. – Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **79**, 297–307, Zürich 1999.
- ÖNORM: Belastungsannahmen im Bauwesen – Außergewöhnliche Einwirkungen – Erdbebeneinwirkungen, Grundlagen und Berechnungsverfahren. – ÖNORM B 4015, Österreichisches Normungsinstitut (ON), ICS 91.010.30; 91.120.25, 59 S., Wien 2002.
- PAHR, A.: Das Semmering- und Wechselsystem. – In: OBERHAUSER, R. (Red.): Der geologische Aufbau Österreichs, 315–320, Wien (Springer) 1980a.
- PAHR, A.: Die Fenster von Rechnitz, Bernstein und Möltern. – In: OBERHAUSER, R. (Red.): Der geologische Aufbau Österreichs, 320–326, Wien (Springer) 1980.
- PAHR, A.: Erläuterungen zu Blatt 137 Oberwart. – Geol. B.-A., 47 S., Wien 1984.
- PAHR, A.: Bericht 1985 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf den Blättern 106 Aspang und 138 Rechnitz. – Jb. Geol. B.-A., **129**, Wien 1986.
- PAHR, A.: Bericht 1986 über geologische Aufnahmen auf Blatt 106 Aspang. – Jb. Geol. B.-A., **130**, S. 309, Wien 1987.
- PAHR, A.: Bericht 1987 über geologische Aufnahmen an der Trasse der Trans-Austria-Gasleitung auf Blatt 106 Aspang. – Jb. Geol. B.-A., **131**, 434–435, Wien 1988.
- PAHR, A.: Berichte 1988–1992 über geologische Aufnahmen auf Blatt 106 Aspang. – Jb. Geol. B.-A., Wien 1989 bis 1993.
- PASCHER, G.: Das Neogen der Mattersburger Bucht (Burgenland). – Unveröff. Diss. Univ. Wien, 275 S., Wien 1988.
- PETRASCHECK, W.: Braunkohlenlager der Österreichischen Alpen. – In: Kohlengeologie der Österreichischen Teilstaaten. 1. Teil, 145–188, Wien (Verlag für Fachliteratur G.m.b.H.) 1922/24.
- PETRASCHECK, W.E.: Einiges über die Geröllführung im inneralpinen Miozän. – Verh. Geol. B.-A., **1929**, 89–96, Wien 1929.
- RADISLOVICH, R.: Tätigkeitsberichte der dem Verband österreichischer Höhlenforscher angeschlossenen Vereine für 1967. Forschergruppe Wiener Neustadt des Landesvereines für Höhlenkunde in Wien und Niederösterreich – Schneealpe, Excentriqueshöhle (2872/4), Altaquelle (2871/1). – Die Höhle, H. **1**, S. 35, Wien 1968.
- RICHARZ, S.: Die Umgebung von Aspang am Wechsel (Niederösterreich). – Jahrb. Geol. R.-A., **61**, 285–338, Wien 1911.
- RIEDMÜLLER, A.G.: Zur Geologie des NW-Teiles der Buckligen Welt. – Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 274 S., Wien 1967.

- RIEDMÜLLER, G.: Genese und Charakteristik der Rauhacken im Pittental (Niederösterreich). – Geol. Rundschau, **65**, 290–332, Stuttgart 1976.
- RIEDMÜLLER, G. & SCHWAIGHOFER, B.: (1986): Baugeologische Untersuchungen einer Felsgleitung an der Südautobahn A2. – Mitt. Geol. Bergbau. Stud. Österr., **33**, 199–205, Wien 1986.
- SAUER, R., SEIFERT, P. & WESSELY, G.: Guidebook to Excursions in the Vienna Basin and the Adjacent Alpine-Carpathian Thrustbelt in Austria, Part I: Outline of Sedimentation, Tectonic Framework and Hydrocarbon Occurrence in Eastern Lower Austria. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **85**, 5–96, Wien 1992.
- SCHEDL, A., MAURACHER, J., ATZENHOFER, B., LIPIARSKI, P., GROISS, R., THINSCHMIDT, A., RABEDER, J. & KURKA, M.: Systematische Erhebung von Bergbauhalden mineralischer Rohstoffe im Bundesgebiet (Jahresbericht Proj. ÜLG 40/98). – Unveröff. Ber. (Lagerst. Arch. Geol. B.-A.) 166 S., 62 Abb., 40 Tab., 47 Beil., 2 Bde. Anh., Wien 2000.
- SCHMID, S.M., FÜGENSCHUH, B., KISSLING, E. & SCHUSTER, R.: Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. – Eclog. Geol. Helv., **97**, 93–117, Basel 2004.
- SCHMIDEGG, O.: Geologische Aufnahme Sektion 4956/2 Pitten 1 : 25 000. – Unveröff. Ms. Geol. B.-A., Wien 1938.
- SCHMIDEGG, O.: Bericht über die Geologische Aufnahme des Bergbaugesbietes von Pitten. Blatt Neunkirchen – Aspang (4956). – Verh. Reichsst. f. Bodenforsch. Zweigst. Wien, **1939**, H. 1–3, 80–81, Wien 1939.
- SCHNABEL, W.: Bericht 1973 über geologische Arbeiten auf Blatt Aspang (106). – Verh. Geol. B.-A., **1974**, A102–103, Wien 1974.
- SCHNABEL, W.: Blatt 106 Aspang (Kartierungsbericht 1974). – Verh. Geol. B.-A., **1975**, A79, Wien 1975.
- SCHNABEL, W.: Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär im Nordteil des Blattes 106 Aspang. – Jb. Geol. B.-A., **135**, 722–723, Wien 1992.
- SCHNABEL, W.: Bericht 1992–1993 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 106 Aspang. – Jb. Geol. B.-A., **137**, 490–493, Wien 1994.
- SCHNABEL, W. (Koord.): Niederösterreich, Geologische Karte 1 : 200 000 mit Kurzerläuterung. – Wien (Geol. B.-A.) 2002.
- SCHUSTER, K., BERKA, R., DRAGANITS, E., FRANK W. & SCHUSTER, R.: Lithologien, Metamorphosegeschichte und tektonischer Bau der kristallinen Einheiten am Alpenostrand. – In: MANDL, G.W.: Arbeitstagung Neuberg an der Mürz, 29–56, Geol. B.-A., Wien 2001.
- SCHUSTER, R., KOLLER, F., HOECK, V., HOINKES G. & BOUSQUET, R.: Explanatory notes to the map: Metamorphic structures of the Alps. Metamorphic evolution of the Eastern Alps. – Mitt. Österr. Mineral. Ges., **149**, 175–199, Wien 2004.
- SEIBERL, W.: Steirisches Becken – Südburgenländische Schwelle: Aeromagnetische Karte (Isanomalien der Totalintensität ΔT Epoche 1977.7). – In: Geologische Themenkarten der Republik Österreich, Steirisches Becken – Südburgenländische Schwelle 1:200000, Geol. B.-A. (Hrsg.), Wien 1988.
- SEIBERL, W.: Aeromagnetische Karte der Republik Österreich 1:1 000 000 (Isanomalien der Totalintensität). – Geol. B.-A. (Hrsg.), Wien 1991.
- SEIBERL, W.: Wiener Becken und angrenzende Gebiete: Magnetische Karte – Isanomalien der Totalintensität (ΔT) bzw. Vertikalintensität (ΔZ), Epoche 1977.7 bezogen auf Wien Cobenzl. – In: Geologische Themenkarten der Republik Österreich: Untergrund des Wiener Beckens und der angrenzenden Gebiete 1:200.000, Geol. B.-A. (Hrsg.), Wien 1993.
- SEIBERL, W. & WALACH, G.: Aeromagnetische Karte und qualitative Interpretation. – In: KRÖLL, A., FLÜGEL, H.W., SEIBERL, W., WEBER, F., WALACH G. & ZYCH, D.: Erläuterungen zu den Karten über den prätertiären Untergrund des Steirischen Beckens und der Südburgenländischen Schwelle, 6–11, Wien (Geol. B.-A.) 1988.
- SEIBERL, W., HEINZ, H. & GNOJEK, I.: Wiener Becken und angrenzende Gebiete: Kompilierte geomagnetische Karte und qualitative Interpretation. – In: KRÖLL, A., GNOJEK, I., HEINZ, H., JIŘIČEK, R., MEURERS, B., SEIBERL, W., STEINHAUSER, P., WESSELY, G. & ZYCH, D.: Erläuterungen zu den Karten über den Untergrund des Wiener Beckens und der angrenzenden Gebiete, S. 4–7, Wien (Geol. B.-A.) 1993.
- SEIBERL, W., PIRKL, H. & PASCHER, G.A.: Aerogeophysikalische Vermessung im Bereich Wiesen / Bgld. – Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt ÜLG-20/95-1, 59 Bl., Wien 1996.
- SOMMERMEIER, L.: Geologisches Gutachten über das kohlenführende Freischurfterrain der Herren Fieth und Leopold Müller in Aspang. – Unveröff. Ber., 12 S., Wien (Geol. B.-A.) 1927.

- STARKL, G.: Über neue Mineralvorkommnisse in Österreich. III: Über Vorkommen und Associationskreis der „Weisserde“ von Aspang. – Jb. Geol. R.-A., **33**, 644–658, Wien 1883.
- STEININGER, F.F. & PILLER, W.E. (Hrsg.): Empfehlungen (Richtlinien) zur Handhabung der Stratigraphischen Nomenklatur. – Cour. Forsch. Inst. Senckenberg, **209**, 1–19, Frankfurt/Main 1999.
- SUCESS, E.: Die Erdbeben Niederösterreichs. – Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., **33**, 61–98, Wien 1873.
- SUMMESBERGER, H.: Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50 000, Blatt 75 Puchberg am Schneeberg. – Wien (Geol. B.-A.) 1991.
- TERMIER, P.: Les nappes des Alpes Orientales et la Synthèse des Alpes. – Bull. Soc. geol. France, **3** (1903), 711–765, Paris 1904.
- THENIUS, E.: Niederösterreich. Geologie der Österreichischen Bundesländer in kurzgefaßten Einzeldarstellungen. – 2. erw. Aufl., 280 S., Wien (Geol. B.-A.) 1974.
- TOLLMANN, A.: Der Deckenbau der Ostalpen auf Grund der Neuuntersuchungen des zentralalpiner Mesozoikums. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **10**, 3–62, Wien 1959.
- TOLLMANN, A.: Das Permoskyth der Ostalpen sowie Alter und Stellung des „Haselgebirges“. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **5**, 270–299, 1964.
- TOLLMANN, A.: Eine Serie neuer tektonischer Fenster des Wechselsystems am Alpenostrand der Zentralalpen. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **68**, 129–142, Wien 1975.
- TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich, Band I. – 766 S., Wien (Deuticke) 1977.
- TOLLMANN, A.: Tektonische Neuergebnisse aus den östlichen Zentralalpen. – Mitt. Österr. Geol. Ges. **71/72**, 191–200, Wien 1980.
- TOULA, F.: Geologische Untersuchungen der Grauwackenzone der nördlichen Alpen mit besonderer Berücksichtigung des Semmeringgebietes. – Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., **50**, Wien 1885.
- TUFAR, W.: Die Erzlagerstätten des Wechselgebietes. – Mitteilungsblatt Abt. f. Mineralogie am Landesmus. Joanneum, 1963/1, 1–60, Graz 1963.
- TUFAR, W.: Die Eisenlagerstätte von Pitten (Niederösterreich): Ein Beitrag zum Problem der ostalpinen Spatlagerstätten. – Mitteilungsblatt Abt. f. Mineralogie am Landesmus. Joanneum, **1972/1**, 1–54, Graz 1972.
- TUFAR, W.: Eisenerzbezirk Grobgnesserie. – In: WEBER, L. (Hrsg.): Handbuch der Lagerstätten der Erze, Industriemineralien und Energierohstoffe Österreichs, Arch. Lagerst. forsch., **19**, 295–296; Wien 1997.
- UHLIG, V.: Der Deckenbau in den Ostalpen. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **2**, 462–491, Wien 1909.
- VACEK, M.: Über die geologischen Verhältnisse des Wechselgebietes. – Verh. Geol. R.-A., **7**, 151–157, Wien 1889.
- VACEK, M.: Über die geologischen Verhältnisse des Rosaliengebirges. – Verh. Geol. R.-A., **16**, 309–317, Wien 1891.
- VAN HUSEN, D.: Die Ostalpen in den Eiszeiten. – 24S., 1 Kt., Wien (Geol. B.-A.) 1987.
- WALDMANN, L.: Zur Geologie des Rosaliengebirges. – Anz. Akad. Wiss. Wien, **1930**, 182–183, Wien 1930.
- WALACH, G.: Geophysikalische Arbeiten im Gebiet des Nordostsporns der Zentralalpen I: Magnetische Traverse 1 (Neunkirchen – Hochwechsel – Pöllauer Bucht). – Geologischer Tiefbau der Ostalpen, 4. Bericht, Zentralanstalt Meteorol. Geodyn. Publ., **215**, 22 S., Wien 1977.
- WALACH, G.: Gravimetrie und Geomagnetik am Alpenostrand. – Exkursionsführer Österr. Geol. Gesellschaft, **13**, Wandertagung 1990 in Bernstein, 63–69, Wien 1990.
- WEBER, L. (Hrsg.): Metallogenetische Karte von Österreich 1 : 500 000, Handbuch der Lagerstätten der Erze, Industriemineralien und Energierohstoffe Österreichs. – Archiv f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **19**, 607 S., Wien 1997.
- WEBER, F., SCHMÖLLER, R. & WALACH, G.: Jahresbericht 1982 über die geophysikalischen Untersuchungen im Rahmen des Teilprojektes S15/15. – Jber. 1982 Hochschul-schwerpkt. S15, 201–209, Graz 1983.
- WEBER, L. & WEISS, A.: Kohlevorkommen am Nordrand und in Binnenbecken der Buckligen Welt. – In: Bergbaugeschichte und Geologie der Österreichischen Braunkohlenvorkommen, Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **4**, 238–244, Wien 1983.
- WESSELY, G.: Zur Geologie und Hydrodynamik im südlichen Wiener Becken und seiner Randzone. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **76**, 27–68, Wien 1983.
- WESSELY, G.: Structure and Development of the Vienna Basin in Austria. – In: ROYDEN, L.H. & HORVATH, F. (Hrsg.): The Pannonian Basin – A Study in Basin Evolution, AAPG Memoir, **45**, 333–346, Tulsa 1988.

- WESSELY, G.: Niederösterreich (Geologie der Österreichischen Bundesländer) – 416 S., 655 Abb., 26 Taf., Wien (Geol. B.-A.) 2006.
- WESSELY, G., KRÖLL, A., JIRICEK, R. & NEMEC, F.: Geologische Einheiten des präneogenen Beckenuntergrundes. – In: Wiener Becken und angrenzende Gebiete 1 : 200 000 (Geologische Themenkarten der Republik Österreich). – 4 Kt. und Erläuterungen, Wien (Geol. B.-A.) 1993.
- WIESENEDER, H.: Studien über die Metamorphose im Altkristallin des Alpen-Ostrandes 3. Teil (Umgebung von Aspang-Kirchschlag). – *Tschermaks miner. petr. Mitt.* (2), **42**, 136–181, Leipzig 1932.
- WIESENEDER, H.: Ergänzungen zu den Studien über die Metamorphose im Altkristallin des Alpen-Ostrandes. – *Tschermaks miner. petr. Mitt.* (2), **48**, 317–324, Leipzig 1936.
- WIESENEDER, H.: Die alpine Gesteinsmetamorphose am Alpenostrand. – *Geol. Rdsch.*, **52**, 238–246, Stuttgart 1962.
- WIESENEDER, H.: Gesteinsserien und Metamorphose im Ostabschnitt der Österreichischen Zentralalpen. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1971**, 344–357, Wien 1971.
- WIESENEDER, H. & SCHARBERT, S.: Rock formations and metamorphism in the Eastern Part of the Austrian Central Alps. – In: BÖGEL, H. (Hrsg.): *Geodynamics and geotraverses around the Alps, Salzburg etc.* (vervielf. Manuskript) 1977.
- WINKLER, A.: Über neue Probleme der Tertiärgeologie im Wiener Becken. – *Cbl. Miner., Geol. u. Paläont. Abt. B.*, **1928**, 65–320, Stuttgart 1928.
- WINKLER-HERMADEN, A.: Die jungtertiären Ablagerungen am Nordostsporn der Zentralalpen und seines Randsaumes. – *Sitz.-Ber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl. Abt. I*, **142**, 81–102, Wien 1933.
- WINCHESTER, J.A. & FLOYD, P.A.: Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. – *Chemical Geology*, **20**, 325–343, Amsterdam 1977.

Bohrung Therme Linsberg

Nach den Aufnahmen von G. WEIXELBERGER

Die Farben und Signaturen des Kartenausschnittes entsprechen der Geologischen Karte 1 : 50.000.

