

GEOLOGISCHE  
BUNDESANSTALT  
ARBEITSTAGUNG

1991

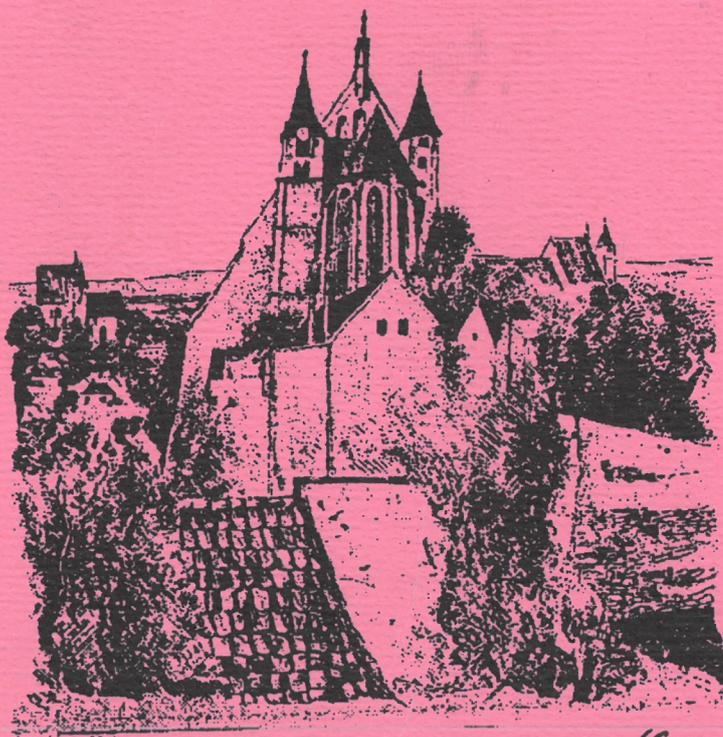


GEOLOGIE AM OSTRAND

DER BÖHMISCHEN MASSE

IN NIEDERÖSTERREICH

Schwerpunkt: Blatt 21 Horn



*Lin*

Titelbild  
**Eggenburg**  
Von Akad. Maler PETER KLITSCH

---

---

Alle Rechte für In- und Ausland vorbehalten.  
Medieninhaber, Herausgeber und Verleger: Geologische Bundesanstalt im Rahmen ihrer Teilrechtsfähigkeit,  
Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien.  
Für die Redaktion verantwortlich: Dr. Reinhard Roetzel, Dr. Albert Daurer.  
Verlagsort: Wien.  
Herstellungsort: Wien.  
Satz: Geologische Bundesanstalt, überwiegend unter Verwendung von camera-ready copies der Autoren.  
Druck: Offsetschnelldruck Riegeltechnik, A-1080 Wien.

---

**ARBEITSTAGUNG  
DER GEOLOGISCHEN BUNDESANSTALT  
1991**

**GEOLOGIE  
AM OSTRAND DER BÖHMISCHEN MASSE  
IN NIEDERÖSTERREICH  
SCHWERPUNKT BLATT 21 HORN**

**Eggenburg 16. – 20. 9. 1991**

**Unter dem Ehrenschutz  
des Herrn Vizekanzlers  
und Bundesministers für Wissenschaft und Forschung,  
Dr. ERHARD BUSEK,**

**des Herrn Landeshauptmannes  
von Niederösterreich,  
Mag. iur. SIEGFRIED LUDWIG,**

**und des Herrn Landeshauptmannstellvertreters  
von Niederösterreich,  
Dipl.-Ing. Dr. ERWIN PRÖLL**



**ISBN 3-900312-81-8  
Zusammenstellung: REINHARD ROETZEL  
Wien, September 1991**

## Anschriften der Autoren

**Dr. FRANZ BOROVICZÉNY**  
Geologische Bundesanstalt  
Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien

**Mag. MICHAEL BRANDMAYR**  
Institut für Geologie und Paläontologie  
Karl-Franzens-Universität Graz  
Heinrichstraße 26, A-8010 Graz

**Dr. PAVEL ČTYROKÝ**  
Česky geologický ústav  
Malostranské nám. 19, ČS-11821 Praha 1, ČSFR

**O.Prof. Doz. Dr. R. DAVID DALLMEYER**  
Institut für Geologie und Paläontologie  
Karl-Franzens-Universität Graz  
Heinrichstraße 26, A-8010 Graz

**Dr. ILSE DRAXLER**  
Geologische Bundesanstalt  
Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien

**Univ.-Doz. Dr. FRIEDRICH FINGER**  
Institut für Mineralogie, Universität Salzburg  
Hellbrunnerstraße 34, A-5020 Salzburg

**O.Prof. Dr. WOLFGANG FRANK**  
Institut für Geologie, Universität Wien  
Universitätsstraße 7/III, A-1010 Wien

**O.Prof. Dr. GÜNTER FRASL**  
Institut für Geologie und Paläontologie  
Universität Salzburg  
Hellbrunnerstraße 34, A-5020 Salzburg

**Univ.-Ass. Dr. HARALD FRITZ**  
Institut für Geologie und Paläontologie  
Karl-Franzens-Universität Graz  
Heinrichstraße 26, A-8010 Graz

**Doz. Dr. GERHARD FUCHS**  
Geologische Bundesanstalt  
Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien

**Dr. PETER GOTTSCHLING**  
Amt der Niederösterreichischen Landesregierung  
Landesbaudirektion  
Operngasse 21, A-1014 Wien

**Ass.-Prof. Dr. MICHAEL A. GÖTZINGER**  
Institut für Mineralogie und Kristallographie  
Universität Wien  
Dr. Karl Lueger-Ring 1, A-1010 Wien

**Mag. ROBERT HANDLER**  
Institut für Geologie und Paläontologie  
Karl-Franzens-Universität Graz  
Heinrichstraße 26, A-8010 Graz

**Dr. HERBERT HEINZ**  
Geologische Bundesanstalt  
Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien

**O.Prof. Dr. VOLKER HÖCK**  
Institut für Geologie und Paläontologie  
Universität Salzburg  
Hellbrunnerstraße 34, A-5020 Salzburg

**YASMIN JENKE**  
Institut für Paläontologie, Universität Wien  
Universitätsstraße 7/II, A-1010 Wien

**Dr. EUGEN LIBOWITZKY**  
Institut für Mineralogie und Kristallographie  
Universität Wien  
Dr. Karl Lueger-Ring 1, A-1010 Wien

**MANFRED LINNER**  
Theresiengasse 6/1, A-1180 Wien

**FREDERIKE MADERBACHER**  
Institut für Geologie und Paläontologie  
Karl-Franzens-Universität Graz  
Heinrichstraße 26, A-8010 Graz

**Dr. BRUNO MEURERS**  
Institut für Meteorologie und Geophysik  
Universität Wien  
Hohe Warte 38, A-1190 Wien

**Mag. JAMES H. NEBELSICK**  
Institut für Paläontologie, Universität Wien  
Universitätsstraße 7/II, A-1010 Wien

**Ass.-Prof. Doz. Dr. FRANZ NEUBAUER**  
Institut für Geologie und Paläontologie  
Karl-Franzens-Universität Graz  
Heinrichstraße 26, A-8010 Graz

**Univ.-Ass. Dr. PETER PERVESLER**  
Institut für Paläontologie, Universität Wien  
Universitätsstraße 7/II, A-1010 Wien

**Univ.-Ass. Dr. KONSTANTIN PETRAKAKIS**  
Institut für Petrologie, Universität Wien  
Dr. Karl Lueger-Ring 1, A-1010 Wien

**Ass.-Prof. Dr. WERNER E. PILLER**  
Institut für Paläontologie, Universität Wien  
Universitätsstraße 7/II, A-1010 Wien

**REINHARD PLATZER**  
Institut für Geologie und Paläontologie  
Karl-Franzens-Universität Graz  
Heinrichstraße 26, A-8010 Graz

**Ass.-Prof. Dr. FRIEDRICH POPP**  
Institut für Geologie, Universität Wien  
Universitätsstraße 7/III, A-1010 Wien

**Dr. ZDEŇKA ŘEHÁKOVÁ**  
Česky geologický ústav  
Malostranské nám. 19, ČS-11821 Praha 1, ČSFR

**O.Prof. Dr. WOLFRAM RICHTER**  
Institut für Petrologie, Universität Wien  
Dr. Karl Lueger-Ring 1, A-1010 Wien

**Dr. REINHARD ROETZEL**  
Geologische Bundesanstalt  
Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien

**Dr. CHRISTIAN RUPP**  
Geologische Bundesanstalt  
Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien

**Dr. GERHARD SCHÄFFER**  
Geologische Bundesanstalt  
Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien

**O.Prof. Dr. WOLFGANG SEIBERL**  
Geologische Bundesanstalt  
Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien

**O.Prof. Dr. FRITZ F. STEININGER**  
Institut für Paläontologie, Universität Wien  
Universitätsstraße 7/II, A-1010 Wien

**Dr. HANS PETER STEYRER**  
Institut für Geologie und Paläontologie  
Universität Salzburg  
Hellbrunnerstraße 34, A-5020 Salzburg

**ANDREAS THINSCHMIDT**  
Institut für Geologie, Universität Wien  
Universitätsstraße 7/III, A-1010 Wien

**WERNER VASICEK**  
Krahuletz-Museum  
Krahuletzplatz 1, A-3730 Eggenburg

**Prof. Dr. NORBERT VÁVRA**  
Institut für Paläontologie, Universität Wien  
Universitätsstraße 7/II, A-1010 Wien

**Dr. WOLFGANG VETTERS**  
Institut für Geologie und Paläontologie  
Universität Salzburg  
Hellbrunnerstraße 34, A-5020 Salzburg

**O.Prof. Mag. Dr. ECKARD WALLBRECHER**  
Institut für Geologie und Paläontologie  
Karl-Franzens-Universität Graz  
Heinrichstraße 26, A-8010 Graz

## Inhalt

Vorwort (T.E. GATTINGER)	5
<b>I. Allgemeiner Teil</b>	
1. Die Entwicklung der geologischen Landesaufnahme am Ostrand der Böhmisches Masse in Niederösterreich (R. ROETZEL)	7
2. Moldanubikum	
2.1. Die Bedeutung der Blätter 8 Geras und 21 Horn für das Verständnis der Böhmisches Masse (G.FUCHS)	11
2.2. Metamorphose im niederösterreichischen Moldanubikum – eine Übersicht (K. PETRAKAKIS & W. RICHTER)	13
2.3. Strukturbeobachtungen im Bereich Kampthal und die Frage der Herkunft der Gföhler Gneis/Granulitdecke (W. FRANK & F. POPP)	21
2.4. Zur Kinematik des intramoldanubischen Deckenbaues und der Platznahme des Südböhmischen Batholiths (F. NEUBAUER)	25
2.5. Kinematik und Alter der Blattverschiebungszonen in der südlichen Böhmisches Masse (E. WALLBRECHER, R.D. DALLMEYER, M. BRANDMAYR, R. HANDLER, F. MADERBACHER & R. PLATZER)	35
3. Moravikum	
3.1. Das Moravikum der Thaya-Kuppel als Teil der variszisch deformierten Randzone des Bruno-Vistulikum – eine Einführung (G. FRASL)	49
3.2. Das Moravikum der Thaya-Kuppel in Österreich – Lithologie und Metamorphose (V. HÖCK)	63
3.3. Zwei Profile durch den Mittelabschnitt des Moravikums (W. VETTERS)	75
3.4. Strukturelle Entwicklung am Südostrand der Böhmisches Masse (H. FRITZ)	89
4. Sedimentbedeckung der Böhmisches Masse	
4.1. Das Jungpaläozoikum von Zöbing (W. VASICEK)	98
4.2. Geologische Grundlagen, Lithostratigraphie, Biostratigraphie und chronostratigraphische Korrelation der Molassesedimente am Ostrand der Böhmisches Masse (F.F. STEININGER & R. ROETZEL)	102
4.3. Die untermiozäne Mikroflora aus dem Raum Eggenburg – Horn – Geras (I. DRAXLER)	109
5. Geophysik	
5.1. Geophysikalische Untersuchungen auf Blatt 21 Horn und im nordöstlichen Waldviertel (H. HEINZ & W. SEIBERL)	114
5.2. First Attempt of Gravity Map Stripping in the South-Eastern Bohemian Massif (B. MEURERS)	122
6. Rohstoffe, Ingenieurgeologie und Hydrogeologie	
6.1. Mineralische Rohstoffe im Ostteil der Böhmisches Masse und ihrer sedimentären Bedeckung in Niederösterreich (M.A. GÖTZINGER)	132
6.2. Baugeologische Erfahrungen auf Blatt 21 Horn (P. GOTTSCHLING)	141
6.3. Erfolge bei der geologischen Luftbild- und Satellitenbildinterpretation über Pflanzenbewuchs und Bodenbildung auf Blatt 21 Horn (G. SCHÄFFER)	143
6.4. Zur Hydrogeologie auf dem Kartenblatt 21 Horn (F. BOROVICZÉNY)	152
7. Posterkurzfassungen	
7.1. Das Tertiär der Böhmisches Masse in Südmähren (P. ČTYROKÝ)	154
7.2. Metamorphose der Monotonen Serie im südlichen Waldviertel (M. LINNER)	155
7.3. Taphonomie der marinen Flachwasserablagerungen (Burgschleinitz-Formation, Eggenburgium, Untermiozän) der Gemeindegandgrube Kühnring (N.Ö.) (P. PERVESLER & R. ROETZEL)	156
7.4. Diatomeensedimente Österreichs und ihre Paläogeographie, Paläoökologie und Biostratigraphie (Z. ŘEHÁKOVÁ)	157
7.5. Die Schwerminerale in der Eggenburg-Gruppe (Eggenburgium, Unter-Miozän) (A. THINSCHMIDT)	158

## II. Exkursionen

<b>1. Exkursion 1: 17. 9. 1991</b> .....	160
1.1. Haltepunkt 1: Maigen – Sandgrube Stranzl (F.F. STEININGER, R. ROETZEL, P. PERVESLER, J. NEBELSICK & Y. JENKE) .....	161
1.2. Haltepunkt 2: Eggenburg Lateinfeld – Eisenbahneinschnitt (W. VETTERS) .....	165
1.3. Haltepunkt 3: Kühnring – Gemeindesandgrube (Kristallin: G. FRASL; Tertiär: F.F. STEININGER, P. PERVESLER, R. ROETZEL, Ch. RUPP & Y. JENKE) .	166
1.4. Haltepunkt 4: Matzelsdorf – Loiblkreuz (G. FRASL & F. FINGER) .....	171
1.5. Haltepunkt 5: Zogelsdorf – Johannesbruch (J. NEBELSICK, F.F. STEININGER, N. VÁVRA & W.E. PILLER)	173
1.6. Haltepunkt 6: Eggenburg – Brunnstube (J. NEBELSICK, R. ROETZEL, F.F. STEININGER, Ch. RUPP, Y. JENKE & I. DRAXLER) .	174
<b>2. Exkursion 2: 18. 9. 1991</b> .....	178
2.1. Haltepunkt 7: Wanzenu/Kamptal (G. FUCHS) .....	179
2.2. Haltepunkt 8: Buchberg/Kamp (G. FUCHS) .....	181
2.3. Haltepunkt 9: Buchberg/Kamp Südost (G. FUCHS) .....	181
2.4. Haltepunkt 10A: Zöbing – Rockenbauerkeller (W. VASICEK) .....	182
2.5. Haltepunkt 10B: Zöbing – Langenloiser Bad (W. VASICEK) .....	183
2.6. Haltepunkt 11: Oberholz – Sandgrube Hammerschmid (F.F. STEININGER, R. ROETZEL, P. PERVESLER & W.E. PILLER) .....	184
2.7. Haltepunkt 12: Olbersdorf (G. FRASL) .....	187
2.8. Haltepunkt 13: Maiersch – Tongrube Frings (F.F. STEININGER, R. ROETZEL & I. DRAXLER)	188
2.9. Haltepunkt 14: Kotzendorf – Teichwiesenbachtal (G. FRASL, H. FRITZ & H.P. STEYRER)	190
<b>3. Exkursion 3: 19. 9. 1991</b> .....	194
3.1. Haltepunkt 15: Burgschleinitz – Kirchenbruch (R. ROETZEL, F.F. STEININGER & P. PERVESLER) .	195
3.2. Haltepunkt 16: Limberg – Steinbruch Hengl (Kristallin: G. FRASL & H.P. STEYRER; Tertiär: J. NEBELSICK, F.F. STEININGER, N. VÁVRA & Y. JENKE) .....	198
3.3. Haltepunkt 17: Pulkau – Heidberg (G. FRASL & H.P. STEYRER) .....	201
3.4. Haltepunkt 18: Passendorf Ost (V. HÖCK & E. LIBOWITZKY) .....	202
3.5. Haltepunkt 19: Weitersfeld – Kirchenbruch (V. HÖCK) .....	204
3.6. Haltepunkt 20: Weitersfeld – Lagerhaus (R. ROETZEL & Z. ŘEHÁKOVÁ) .....	204
3.7. Haltepunkt 21: Drosendorf (G. FUCHS) .....	207
3.8. Haltepunkt 22: Gaberkirche (G. FUCHS) .....	207
<b>4. Exkursion 4: 20. 9. 1991</b> .....	209
4.1. Haltepunkt 23: Kleinmeiseldorf West (G. FUCHS) .....	210
4.2. Haltepunkt 24: Breiteneich Südost (R. ROETZEL & F.F. STEININGER) .....	210
4.3. Haltepunkt 25: Frauenhofen (G. FUCHS) .....	211
4.4. Haltepunkt 26: Messern – Taffatal (V. HÖCK) .....	213
4.5. Haltepunkt 27: Ralsdorf (V. HÖCK) .....	213
4.6. Haltepunkt 28: Pernegger Graben (V. HÖCK) .....	214
*	
Literatur .....	215
Teilnehmerliste .....	229

## VORWORT

Die Geologische Bundesanstalt veranstaltet ihre Arbeitstagung zur Präsentation neuer Untersuchungsergebnisse alle zwei Jahre in einem Gebiet, dessen geologischer Aufbau der Öffentlichkeit in Form einer geologischer Karte in Kürze bekannt gemacht werden soll.

Die Möglichkeit zu einer abschließenden Diskussion, deren Ergebnisse befruchtend auf die geologische Arbeit wirken, ist nicht nur eine wissenschaftliche Notwendigkeit, sondern darüber hinaus ein Stück fachlicher Öffentlichkeitsarbeit.

Diese zu intensivieren ist der GBA verstärkt zum wichtigen Anliegen geworden, um die Nutzbarkeit geologischer Ergebnisse für die Daseinsvorsorge auf breiter Basis als geschäftliche Notwendigkeit den Menschen bewußt zu machen.

Die diesjährige Arbeitstagung zeigt überdies in besonderem Maße, daß die GBA in ihrem auch bisher gepflegten Stil der möglichst breit gefächerten Information sich der Unterstützung kompetenter Kooperationspartner versichert. In diesem Sinne darf dankend angeführt werden, daß nicht nur Mitarbeiter der Universität Salzburg und der Universität Wien sowie des Naturhistorischen Museums, des Krahuletz Museums von Eggenburg, der Universität Graz und Kollegen geologischer Institutionen der Nachbarländer in die Vorbereitung und Durchführung der diesjährigen Arbeitstagung involviert sind, sondern auch Kollegen einer Nachbardisziplin, nämlich der Urgeschichtsforschung, deren Arbeit in diesem historischen Kulturraum von spezieller Bedeutung ist.

Mit großem Dank darf darauf hingewiesen werden, daß diese Veranstaltung sowohl unter dem Ehrenschatz des Herrn Vizerektors, Bundesminister für Wissenschaft und Forschung, Dr. Erhard Busek, als auch unter dem Ehrenschatz des Herrn Landeshauptmannes von NÖ, Mag. Siegfried Ludwig und des Herrn Landeshauptmannstellvertreters von NÖ, Dipl.Ing. Dr. Erwin Pröll stattfindet.

Ebenfalls besonderer Dank sei dem Akademischen Maler, Herrn Peter Klitsch, gesagt, daß er uns im Sinne der guten Sache das schöne, passende Titelbild zur Verfügung gestellt hat.

Wenn mit der Arbeitstagung 1991 der GBA erreicht wird, daß ein erweitertes Verständnis für die Nützlichkeit geologischer Arbeit über Fachkreise hinaus zustande kommt, dann hat auch diese Arbeitstagung ein weiteres Mal ihre Sinnhaftigkeit und Notwendigkeit unter Beweis gestellt.

Die GBA wird auch weiterhin bei der Präsentation ihrer Ergebnisse ganz besonders den Aspekt des Nutzens für die Allgemeinheit betonen und bemüht sein, die oft komplizierten Arbeitsergebnisse so zu präsentieren, daß der interessierte Bürger sich ein Bild über die geologischen Gegebenheiten seines Lebensraumes machen kann.

T.E.Gattinger  
Direktor



# I. ALLGEMEINER TEIL

## 1. Die Entwicklung der geologischen Landesaufnahme am Ostrand der Böhmisches Masse in Niederösterreich

Von REINHARD ROETZEL

*„ ... und setzt zuweilen einen Fuß auf uralten Granit,  
den anderen auf eine Auster ... “*

PAUL PARTSCH  
Geognostische Reise-Relation Nr. 3, 1823

Die geologische Kartierung ist die Grundlage der geologischen Erforschung eines Gebietes und in vielen Fällen geht diese geologische Landesaufnahme Hand in Hand mit der geologischen Erforschung eines Landesteiles. Dies trifft auch für den Ostrand der Böhmisches Masse in Niederösterreich zu.

Die Anfänge der geologischen Kartierung fallen hier in die erste Hälfte des 19. Jahrhunderts. Ende des 18. Jahrhunderts hatte zwar Abbé Andreas STÜTZ "Versuche über die Mineralgeschichte von Oesterreich unter der Enß" vorgelegt und das im Jahre 1807 aus seinem Nachlaß herausgegebene "Mineralogische Taschenbuch, enthaltend eine Oryctographie von Unterösterreich zum Gebrauche reisender Mineralogen" war auch eine erste umfassende Darstellung der wichtigsten Mineral- und Gesteinsvorkommen von Niederösterreich und damit auch des Gebietes um Eggenburg. Dieses Werk enthält jedoch keine geologische Karte.

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

Bereits ein Jahr später, im Jahre 1843 erschien die "Geognostische Karte des Beckens von Wien und der Gebirge die dasselbe umgeben" von Paul PARTSCH und dazu "Erläuternde Bemerkungen" im Jahre 1844. Dieser "Erste Entwurf einer geognostischen Karte von Österreich unter der Enns mit Theilen von Steiermark, Ungern, Mähren, Böhmen und Österreich ob der Enns" im Maßstab 1:432.000 enthält bereits zahlreiche Details und besitzt eine Topographie. Die Arbeiten an der Karte waren 1823 im Auftrag der Niederösterreichischen Stände begonnen und nach Erschöpfung der finanziellen Mittel ab 1834 von PARTSCH auf eigene Kosten fortgesetzt worden.

Paul PARTSCH bereiste das Gebiet um Eggenburg in den Sommern von 1823 und 1824 und beschrieb in seinen Tagebüchern sehr genau die geologischen Verhältnisse dieses Raumes.

Die geologische Situation um Eggenburg wurde von Paul PARTSCH in der "Geognostischen Reise-Relation Nr.3" von 1823, dem Arbeitsbericht an die Niederösterreichischen Stände, sehr anschaulich dargestellt. So schrieb er: "Auf dem Wege von Burg Schleinitz nach Meissau schreitet man bald über Granit, bald über Versteinerungen enthaltenden Leithakalk weg und setzt zuweilen einen Fuß auf uralten Granit, den anderen auf eine Auster".

Die Beschwerlichkeit der damaligen Kartierung veranschaulicht eine Bemerkung in den "Geognostischen Reise-Relationen" von 1824, wo Paul PARTSCH bemerkte, daß seine "auf dem Wege von Nieder Höllabrunn nach Maissau wundgegangenen Füße" es ihm nicht erlauben, sich weit vom Wagen zu entfernen.

Eine weit genauere geologische Karte dieses Gebietes verfaßte Johann CZJZEK im Auftrag der Kaiserlichen Akademie der Wissenschaften im Jahre 1849. Ebenso wie PARTSCH mußte auch CZJZEK den Großteil der finanziellen Mittel für die Geländearbeit selbst aufbringen. Die Karte selbst konnte er jedoch als Mitglied der, in der Zwischenzeit gegründeten, k.k.Geologischen Reichsanstalt dort vollenden. Die "Geognostische Karte der Umgebungen von Krems und vom Manhardsberge" im Maßstab 1:72.000 enthält vor allem eine detaillierte Kartierung der tertiären Schichtglieder. Ebenso bemerkenswert wie die Genauigkeit dieser Karte ist die dazu benötigte Bearbeitungszeit, die nach einer Notiz auf der Karte für eine Fläche von 34 Quadrat Meilen (das sind ca.1957 km<sup>2</sup>) nur drei Monate betrug.

Mit der Gründung der "k.k.Geologische Reichsanstalt" im Jahre 1849 lag die geologische Landesaufnahme der gesamten Monarchie nun in den Händen dieser Anstalt.

Ungefähr zur gleichen Zeit wie Johann CZJZEK führte Marko Vincenc LIPOLD im Jahre 1851 gemeinsam mit Heinrich PRINZINGER im Waldviertel und östlichen Mühlviertel Übersichtskartierungen im Maßstab 1:28.800 durch, die auf die Generalkarten 1:144.000 übertragen wurden. Die Karten der "Umgebungen von Göffritz, Znaim und Stockerau" wurden zwar nicht veröffentlicht, dienten jedoch den späteren Bearbeitern sehr oft als wertvolle Grundlage.

Auch LIPOLD und PRINZINGER hinterließen uns in Ihren Tagebüchern nicht nur unzählige geologische Beobachtungen sondern auch ihre Eindrücke über die Orte und die Gasthöfe, in denen sie übernachteten. So findet man im Tagebuch von LIPOLD die knappe Bemerkung "Geras - ein elendes Nest mit einem prachtvollen Stifte und passables Gasthaus, wo abgestiegen".

Von PRINZINGER erfahren wir: "In Pernegg muß man auf Stroh schlafen, bekommt aber einen herrlichen Rostbraten". Er machte aber auch schlechte Erfahrungen weil er schrieb: "Kehre niemand in Schrattenthal ein: ich büße noch immer den Versuch, ein stinkendes Schweinernes zu essen. Zum Überflusse starb gleich darauf das Wirtskind."

Der nächste Schritt bei der geologischen Aufnahme war die Detailkartierung, die ab 1876 auf den neuen Meßtischblättern im Maßstab 1:25.000 erfolgte und auf die neuen Spezialkartenblätter im Maßstab 1:75.000 übertragen wurde. Die Kartenblätter wurden aber bis 1891 nicht gedruckt, sondern bei Bedarf nur als handkolorierte Kopien an Interessenten weitergegeben.

Als eine der ersten gedruckten Karten erschien im Jahre 1898 das von Carl Maria PAUL neu aufgenommene und bearbeitete Blatt Znaim im Maßstab 1:75.000, das außer dem südmährischen Gebiet auch den niederösterreichischen Bereich um Retz und Hardegg zeigt.

Vom Jahre 1903 an wurde die Gegend um Eggenburg von Franz X.SCHAFFER begangen, der im Zusammenhang mit seiner Monographie über das Miozän von Eggenburg besonders auf die tertiären Ablagerungen achtete. Diese Kartierungsergebnisse blieben aber weitgehend unpubliziert.

Im Rahmen eines geologischen Gutachtens über die Wasserversorgung der Stadt Retz beschäftigte sich Hermann VETTERS im Jahre 1914 mit den geologischen Verhältnissen dieses Gebietes und publizierte die Ergebnisse und eine geologische Detailkarte der Umgebung von Retz im Maßstab 1:25.000 im Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt 1918.

Aus den ersten drei Jahrzehnten unseres Jahrhunderts liegen geologische und mineralogisch-petrologische Bearbeitungen der kristallinen Gesteine dieses Raumes von Friedrich BECKE, sowie Leopold KÖBL, Karl PRECLIK, Franz REINHOLD und Hilmar SCHUMANN vor.

1925 erschien das Kartenblatt Drosendorf im Maßstab 1:75.000 nachdem Franz Eduard SUESS von 1905-1908 die Osthälfte und Hilde GERHART von 1910-1912 die Westhälfte kartiert hatten. Die Erläuterungen zu diesem Kartenblatt verfaßte Leo WALDMANN erst 1931.

Für die Kartierung des Kristallins im Waldviertel ist Leo WALDMANN sicher einer der bedeutendsten Geologen unseres Jahrhunderts.

WALDMANN trug aber nicht nur wesentlich zur Erforschung der kristallinen Gesteine des Waldviertels bei, sondern schenkte auch der jungen Bedeckung große Aufmerksamkeit und machte besonders durch seine genaue Kartierung auf die, bis dahin unbeachtet gebliebene Sedimentbedeckung auf der Böhmisches Masse aufmerksam.

Von 1924 bis 1970 liegen von ihm eine Vielzahl von Aufnahmeberichten und Tagebüchern aus dem gesamten Waldviertel und dem anschließenden Mühlviertel vor. Von den vielen, von Leo WALDMANN bearbeiteten Kartenblättern wurde aber nur das Blatt Litschau-Gmünd im Maßstab 1:75.000 gedruckt.

Die verstärkte erdölgeologische Forschung kurz vor und nach dem Zweiten Weltkrieg führten auch im westliche Weinviertel zu einer vermehrten geologischen Untersuchungs- und Kartierungstätigkeit.

Hans HOLY führte 1938 geologische Aufnahmen auf den Kartenblättern Hollabrunn und Znaim durch. Rudolf GRILL setzte seine, vor dem Krieg begonnenen geologischen Arbeiten im Weinviertel auch nach 1945 im westlichen Weinviertel fort.

Nach dem Ende des Zweiten Weltkrieges und mit der Wiedererrichtung der Geologischen Bundesanstalt wurde zunächst die Kartierung für das Kartenwerk 1:75.000 fortgesetzt. Anfang der 1950er Jahre, mit Erscheinen der neuen topographischen Karten im Maßstab 1:50.000, wurde die geologische Kartierung auf diesem neuen Kartenwerk weitergeführt.

Rupert WEINHANDL kartierte in den 1950er Jahren in den Gebieten um Retz und Hollabrunn. Der Schwerpunkt der Kartierung von Rudolf GRILL lag zu dieser Zeit auf Blatt Krems, das 1984 erschien.

Ab den 1960er Jahren setzte eine Neukartierung des gesamten Waldviertels ein, wobei vor allem eine Neubearbeitung der kristallinen Gesteine im Vordergrund stand. An der Kartierung des moldanubischen Anteiles im östlichen Waldviertel waren Gerhard FUCHS, Alois MATURA und Otto THIELE beteiligt. Das Moravikum wurde zuerst von Günter FRASL,

**Volker HÖCK und Wolfgang VETTERS** bearbeitet. Später stießen **Manfred BERNROIDER, Friedrich FINGER** und **Josef SÄGMÜLLER** dazu. Das Perm von Zöbing auf den Blättern Horn und Krems wurde von **Werner VASICEK** kartiert. Die tertiären Gebiete der Kartenblätter Gföhl und Horn bearbeitete **Fritz F. STEININGER**, die des Blattes Geras **Reinhard ROETZEL**.

Auch an der Universität Wien waren Anfang der 1970er Jahre die kristallinen Gesteine des östlichen Waldviertels Thema mehrerer Dissertationen, wobei ebenfalls geologische Detailkarten entstanden.

Die geologische Aufnahme des Waldviertels ist inzwischen weitgehend abgeschlossen und in den letzten Jahren erschienen die meisten Kartenblätter dieses Gebietes. Die Blätter Geras und Horn stehen kurz vor der Fertigstellung.

Das nächste Ziel der geologischen Landesaufnahme in diesem Raum ist nun die Neubearbeitung des westlichen Weinviertels im Bereich von Retz und Hollabrunn.

In solchen, sehr schlecht aufgeschlossenen Gebieten hat sich die Kartierungstechnik der Geologen in den letzten Jahren stark geändert. Bisher erfolgte die geologische Kartierung hauptsächlich durch die intensive Begehung des Kartierungsgebietes. Dem Geologen standen dabei für seine Arbeit neben den wenigen natürlichen Aufschlüssen und den Steinbrüchen und Sandgruben nur die zufällig und oft nur kurzfristig vorhandenen künstlichen Aufschlüsse, wie z.B. Baugruben und Leitungskünetten zu Verfügung. In letzter Zeit werden nun neben der intensiven Begehung und der Kartierung im Maßstab 1:10.000 vermehrt seichte Bohrungen und geophysikalische Methoden in diesen aufschlußlosen Gebieten eingesetzt, um detailliertere Hinweise auf den geologischen Untergrund zu erhalten.

Aber auch bei der Herstellung der geologischen Karten werden seit kurzem neue, moderne Wege beschritten. Neben der bewährten kartographischen Herstellung geologischer Karten ermöglicht nun die Computer-Digitalisierung der geologischen Kartierungsergebnisse und Speicherung in Datenbanken die Darstellung beliebiger Ausschnitte in jedem Maßstab in kurzer Zeit.

Diese neuen Entwicklungen sind sicher ein weiterer wesentlicher Schritt in der fast 150jährige Geschichte der geologischen Landesaufnahme, die von einer ständigen Verbesserung der geologischen Karten und Verfeinerung der Kartierungsmethoden geprägt ist.

---

Raum für Notizen

## 2. Moldanubikum

### 2.1. Die Bedeutung der Blätter 8 Geras und 21 Horn für das Verständnis der Böhmisches Masse

Von GERHARD FUCHS

Nachdem in den letzten Jahren die meisten Blätter, welche das Waldviertel darstellen, erschienen sind, wird nun die Veröffentlichung der östlichsten Blätter vorbereitet. Gerade diese sind aber die Voraussetzung für das Verständnis des Baues der Böhmisches Masse. Hier grenzen die beiden von F.E.SUESS erkannten Großeinheiten **Moldanubikum** und **Moravikum** aneinander und deren gegenseitige Beziehung wird bereits durch die Betrachtung der geologischen Karten klar: Verschiedenste Gesteinsserien des Moldanubikums streichen an die Grenzlinie heran und kommen mit der höchsten moravischen Einheit - dem Bittescher Gneis - in Berührung. Dies zeigt an, daß die trennende tektonische Fläche den Innenbau des Moldanubikums **diskordant** schneidet. Die regional gegen E bis ESE abtauchende tektonische Abfolgen des Moldanubikums - Monotone Serie, Bunte Serie, Gföhler Gneis und Begleitserie sowie Granulit und Begleitgesteine - zeigt bei Annäherung an die Grenzfläche augenfällige strukturelle Veränderungen. Die sonst mittelsteil bis steil E-fallenden Schichten bekommen flache, meist gewellte Lagerung. Schließlich erfolgt eine abrupte **Inversion** der Abfolge und Anpassung der s-Flächen an die tektonische Grenzfläche. Besonders klar ist dies in den Marmorserien im Raume Brunn/Wild zu studieren. Dasselbe Verformungsprinzip ist aber auch dafür verantwortlich, daß der Gföhler Gneis des Typusgebietes eine "Scheinmulde" (KÖLBL, 1925; WALDMANN, 1951) bildet. Die Serien, welche im Ostflügel der Großmulde von Gföhl unterlagern, haben im Bereich von St. Leonhard/Hornerwald Hangendposition. Ebenso finden wir die höhermetamorphen Serien, welche die Bunte Serie des Drosendorfer Fensters im N, W und S tektonisch überlagern, im E in Liegendposition. All diese, aufs erste paradox erscheinenden Beobachtungen lassen sich einheitlich und einfach erklären: Die basalen Teile des Moldanubikums wurden bei der Moldanubischen Überschiebung von großräumiger E-gerichteter Schleppefaltung erfaßt, die überschlagenen Faltenschenkel sind für die beobachtete Inversion verantwortlich.

Nicht nur strukturell, auch in der metamorphen Gesteinsprägung, zeigen die moldanubischen Serien deutliche Veränderungen in Annäherung an die Moravikumsgrenze. Granulitfazial geprägte Gesteine und solche der Sillimanitzone werden an die Bedingungen der Disthenzone angepaßt. Am auffälligsten ist das Muskowitwachstum auf Kosten von Feldspat und Sillimanit. Das Produkt dieser **retrograden** Entwicklung ist, wie schon F.E. SUESS erkannt hat, die Glimmerschieferzone. Leitgesteine verschiedener moldanubischer Serien wie Marmore, Quarzit, Graphitgesteine, bestimmte Amphibolite, Gföhler Gneis oder Granulit, welche in die Glimmerschieferzone hineinzuverfolgen sind, belegen deren heterogenen Charakter.

Die Beobachtungen auf den Blättern 8 und 21 dokumentieren in eindeutiger Weise, daß der **Innenbau des Moldanubikums älter** als die Moldanubische Überschiebung ist. Über deren Alter läßt sich nur sagen, daß sie **postdevonisch** ist, da im Schwarzava-Fenster devonische Serien zum Fensterinhalt gehören. Für das Alter des Intramoldanubischen Baues nimmt TOLLMANN (1982, 1985) bretonisches Alter an. Es stellt sich aber sofort die Frage, warum sich dieses orogene Ereignis nicht in der Sedimentation des mährischen Paläozoikums abgezeichnet hat. DVORAK (1973) stellte in seiner Studie nämlich fest, daß bis ins höhere

Vise die Sedimentation ungestört verlief und erst dann orogene Unruhe durch grobe Schüttung angezeigt wird. Ohne die gesamte Problematik hier aufrollen zu wollen, sei nur erwähnt, daß man nur die Wahl hat, den Innenbau des Moldanubikums vorvariszisch anzunehmen oder altvariszisch, wobei bei letzter Annahme eine Fülle verschiedenster Ereignisse in einen kurzen Zeitabschnitt zusammengedrängt werden (v. BREEMEN et al., 1982).

Auch der Innenbau des Moldanubikums, der durch die Moldanubische Überschiebung deformiert wurde, verrät Deckenbau. Der Verfasser (FUCHS, 1976, 1986) gliedert in 3 Einheiten (von Liegend gegen Hangend):

- 1) **Ostrong-Einheit**, aufgebaut von der Monotonen Serie.
- 2) **Drosendorfer-Einheit**, repräsentiert durch die Bunte Serie.
- 3) **Gföhler-Einheit**, aufgebaut aus Gföhler Gneis, Granulit und deren Begleitserien.

Generell nimmt der Grad der Metamorphose in den hangenden Einheiten zu. Die Tatsache, daß gerade in der höchsten Einheit Gesteine aus der tiefsten Kruste und aus dem oberen Erdmantel auftreten sowie Migmatite und Magmatite eine große Rolle spielen, wird als Beleg für Deckenbau gewertet.

Die Blätter 8 und 21 belegen somit in besonders klarer Weise die mehrphasige Entwicklung des waldviertler Moldanubikums.

#### Literatur

- DVORAK, J.: Synsedimentary tectonics of the Paleozoic of the Drahany Uplands (Sudeticum, Moravia, Czechoslovakia).- *Tectonophysics*, 17/4, 359-391, Amsterdam 1973.
- FUCHS, G.: Zur Entwicklung der Böhmisches Masse.- *Jb. Geol. B.-A.*, 119, 45-61, Wien 1976.
- FUCHS, G.: Zur Diskussion um den Deckenbau der Böhmisches Masse.- *Jb. Geol. B.-A.*, 129, 41-49, Wien 1986.
- KÖLBL, L.: Die Stellung des Gföhler Gneises im Grundgebirge des niederösterreichischen Waldviertels.- *Tschermaks Miner. Petr. Mitt.*, 38, 508-540, Wien 1925.
- SUESS, F.E.: Bau und Bild der Böhmisches Masse.- In: DIENER, C. et al.: *Bau und Bild Österreichs*, 322 S., Wien (Verlag Tempsky-Freytag) 1903.
- SUESS, F.E.: Die moravischen Fenster und ihre Beziehung zum Grundgebirge des Hohen Gesenke.- *Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., Denkschr.*, 88, 541-631, Wien 1912.
- TOLLMANN, A.: Großräumiger variszischer Deckenbau im Moldanubikum und neue Gedanken zum Variszikum Europas.- *Geotekt. Forsch.*, 64, 91 S., Stuttgart 1982.
- TOLLMANN, A.: *Geologie von Österreich. Band II.*- 710 S., Wien (Deuticke) 1985.
- VAN BREEMEN, O., AFTALION, M., BOWES, D.R., DUDEK, A., MISAR, Z., POVONDRA, P. & VRANA, S.: Geochronological studies of the Bohemian massif, Czechoslovakia, and their significance in the evolution of Central Europe.- *Transact. Royal Soc. Edinburgh, Earth Sc.*, 73, 89-108, Edinburgh 1982.
- WALDMANN, L.: Das außeralpine Grundgebirge Österreichs.- In: SCHAFFER, F.X.: *Geologie von Österreich*, 2. Aufl., 1-105, Wien (Deuticke) 1951.

## 2.2. Metamorphose im niederösterreichischen Moldanubikum – eine Übersicht

Von KONSTANTIN PETRAKAKIS & WOLFRAM RICHTER

### Der aktuelle Stand

Die jüngste Erforschungsepoche im Bereich des Niederösterreichischen Moldanubikums beginnt mit intensiven feldgeologischen und petrographischen Untersuchungen an Granuliten von Scharbert (1963, 1964). Scharbert schlug folgende Bedingungen für die Bildung dieser Gesteine vor:  $T = 525-710^{\circ}\text{C}$  und  $P = 8-10$  kbar. Diese Werte wurden später von Scharbert & Kurat (1974) aufgrund der Fe/Mg-Verteilung zwischen den Mineralphasen und dem Vergleich mit experimentellen Ergebnissen (Fig. 7) auf  $760^{\circ}\text{C}$  und 11 kbar revidiert.

Zaydan & Scharbert (1983) führten vergleichende Untersuchungen an Gesteinen aus dem südlichsten Bereich der Monotonen und der Bunten Serie durch. Sie definierten zwei metamorphe Zonen (S. 182): eine *Crd+Kfs-Zone*<sup>2</sup>, gebildet unter den Bedingungen,  $T = 630^{\circ}\text{C}$  und  $P = 3$  kbar, und eine *Sil+Kfs-Zone*, für die Bedingungen von  $T = 670^{\circ}\text{C}$  und  $P = 5$  kbar abgeleitet wurden. Die Werte für die Sil-Kfs-Zone wurden mit Hilfe von Grt-Bi-Geothermometrie und Grt-Plg-Sil-Q-Geobarometrie an **Gneisen** gewonnen und sie gelten seither als repräsentativ für die Metamorphosebedingungen in der Bunten Serie. Sie sind jedoch nicht konsistent mit den systematisch höheren Werten von durchschnittlich  $750^{\circ}\text{C}$  (S. 196), die durch die Anwendung von Grt+Cpx-Geothermometrie an **Amphibolitproben** ebenfalls der Bunten Serie ermittelt wurden.

Hödl (1985) untersuchte den Rehberger Amphibolit und die ihn begleitenden Kalksilikatgesteine aus der Basis der Gföhler Einheit. Er wies darauf hin, daß diese Gesteine durch folgende Paragenesen charakterisiert sind:

- |      |                       |      |                            |
|------|-----------------------|------|----------------------------|
| (1): | Grt + Kpx + Plg + Amp | (2): | Kpx + Plg + Amp            |
| (3): | Kpx + Skp + Plg + Cc  | (4): | Skp + Plg + Ep + Kpx + Amp |

Die Paragenesen (1) und (2) kennzeichnen ein älteres, höher metamorphes Ereignis, für das er eine weite Temperaturstreuung von  $T = 640-750^{\circ}\text{C}$  ermitteln konnte. Bemerkenswert ist jedoch, daß die höheren T-Werte aus der Paragenese (1) stammen. Die Paragenesen (3) und (4) interpretierte Hödl hingegen als das Ergebnis

---

#### <sup>2</sup>Abkürzungen:

Amp=Amphibol, Bi=Biotit, Cc=Calcit, Crd=Cordierit, Dist=Disthen, Do=Dolomit, Ep=Epidot, Grt=Granat, Ilm=Ilmenit, Kfs=Kalifeldspat, Kpx=Klinopyroxen, Mu=Muskovit, Opx=Orthopyroxen, Plg=Plagioklas, Px=Pyroxen, Ru=Rutil, Ska=Skapolith, Sil=Sillimanit, Sta=Staurolith, Q=Quarz.

eines jüngeren, überprägenden Ereignisses, welches durch Temperaturen um  $T = 630^{\circ}\text{C}$  charakterisiert wird.

Die Ergebnisse von Hödl können direkt mit jenen von Kuschnig (1986) verglichen werden. Kuschnig untersuchte die Amphibolite aus dem Hangendem der Bunten Serie und stellte eine Zweiphasigkeit der Metamorphose fest. Für das ältere Ereignis, welches durch die Paragenese (1) gekennzeichnet ist, gibt er Temperaturen von  $T = 750^{\circ}\text{C}$  an, stellt aber eine weite Streuung der geothermometrischen ermittelten Werte im Bereich von  $T = 650\text{-}800^{\circ}\text{C}$  fest. Das jüngere Ereignis verursachte eine partielle Rekristallisation der Gesteine, die zur Bildung von albitreichem Plagioklas und Aktinolith unter Bedingungen von  $530\text{-}590^{\circ}\text{C}$  führte.

Petrakakis (1984, 1986a, 1986b, 1988) untersuchte Metapelit- und Quarz-Feldspat-Gneise aus dem südlichen Bereich der Bunten Serie. Diese Gesteine gehören dem HT-Faziestyp

(5): Grt + Bi + Sil + Kfs

(Thompson, 1976) an und weisen untergeordnete migmatische Erscheinungen auf. In solchen Gesteinen aus der Bunten Serie kann Graphit lokal angereichert sein. Der weitere Mineralbestand umfaßt reliktschen Disthen, Rutil, Ilmenit, Apatit und Zirkon. Von grosser Bedeutung ist das Auftreten von Disthen, Muskovit und Kalifeldspat neben Plagioklas und Quarz in Form von Einschlüssen in den Granaten der metapelitischen Gesteine. Sie belegen den Zerfall der Paragenese Muskovit und Quarz im Stabilitätsbereich des Disthens, was, aufgrund von umfassenden petrogenetischen Analysen (Thompson, 1982) nur unter stark reduzierter Wasseraktivität und Bedingungen von  $T \geq 700^{\circ}\text{C}$  und  $P > 6\text{-}7$  kbar möglich ist (Petrakakis, 1986a, Fig. 8). Ausführliche Mikrosondeanalytik an den Mineralphasen der Gneise ergab einerseits eine weitgehende Homogenisierung der Granate, die spätestens während des Metamorphosehöhepunktes erfolgt sein muß, andererseits Abkühlungsphänomene, die vor allem durch die Granat-Randzonen und die angrenzenden Biotite dokumentiert werden. Die verbreitete Resorption der Granate setzte gleichzeitig mit der Abkühlung ein und überdauert teilweise die Abkühlungsphänomene. Geothermobarometrische Daten aufgrund von Analysen aus nicht "abgekühlten" Mineralbereichen sind konform mit den oben erwähnten paragenetischen und textuellen Beobachtungen und belegen Metamorphosebedingungen im Bereich  $T = 700\text{-}770^{\circ}\text{C}$  und  $P = 7\text{-}9$  kbar. Die  $a_{\text{H}_2\text{O}}$  dürfte zumindest lokal (Graphitführung!) niedrige Werte erreicht haben. Petrakakis (1988) konnte Aktivitäten von weit unter 1.0 ( $a_{\text{H}_2\text{O}} \leq 0.5$ ) nachweisen.

Die tektonische Grenze zwischen der Bunten Serie und der Monotonen Serie wird durch blastomylonitische Gesteine gebildet. Als wichtigste Vertreter ist ein feinkörniges, feinplattiges, scharf gebändertes und stark liniertes Gestein, die sogenannte Granulit-Lamelle (Fuchs & Scharbert, 1979), zu nennen, das dieselbe charakteristische HT-Paragenese (5), wie die Gneise aus der Bunten Serie, führt. Das Besondere an diese Gesteinen ist jedoch ihre blastomylonitische Textur: in einer feinkörnigen, rekristallisierten Matrix aus Feldspat, Biotit, Ilmenit und Rutil treten Zeilen von Diskenquarz und Sillimanit, sowie Porphyroklasten von Granat, Disthen und perthitischem Alkalifeldspat auf. Die Äquivalenz der charakteristischen Paragenese (5) in diesen Blastomyloniten und in den Gneisen der Bunten Serie weist auch auf die Äquivalenz ihrer Bildungsbedingungen hin. Dies wurde durch geothermobarometrische Daten bestätigt (Petrakakis, 1986a). Die Tatsache, daß gerade **diese hoch metamorphe Paragenese im Grenzbereich der Bunten Serie** einer intensiven Deformation unterworfen wurde, weist auf großräumige tektonische Vorgänge **während oder kurz nach** dem Metamorphosehöhepunkt hin. Diese Deformation ist höchstwahrscheinlich

durch Dekompression gekennzeichnet. Ein starkes Argument dafür ist das Auftreten von Opx + Plg-Symplektiten rund um zerfallenden Granat in 3-4 cm großen, amphibolitischen Xenolithen innerhalb der Granulitlamelle (Petrakakis, unpubl. Daten). Der Dekompressionsprozeß ist jedoch nicht nur in der Granulitlamelle nachweisbar. Analoge Symplektite konnte auch in Grt-Amphiboliten aus der Loja beobachtet werden (Petrakakis, 1986a).

Die von Petrakakis (1986a) untersuchten Gesteine weisen neben den Abkühlungserscheinungen auch nachfolgende Rehydratisierungs- und Rekristallisierungsprozesse auf. Besonders auffallend ist die Bildung von **Muskovit-Neoblasten und Chlorit** über ältere Gefügeelemente, sowie die fortdauernde **Instabilität von Cordierit** während dieser Prozesse. Die Menge an neugebildetem Hellglimmer hängt vom lokal variierenden Infiltrationsgrad des Fluid ab. Die paragenetischen und textuellen Merkmale und die geothermobarometrische Daten von "abgekühlten" Mineralphasen deuten auf eine partielle Reequilibrierung der Gesteine unter  $T = 530-630^{\circ}\text{C}$  und  $P = 2-4$  kbar hin. Dieser Prozeß wurde von Petrakakis (1986a) als Folge einer jüngeren Wiederaufwärmung gedeutet. Es kann jedoch die Möglichkeit des Verweilens der Gesteine in einem höheren Krustenniveau nach der Dekompression und damit die Deutung der Mineralneubildungen als retrograde Erscheinungen nicht ausgeschlossen werden. Die Entscheidung darüber muß einer späteren Interpretation vorbehalten werden.

Högelsberger (1989) beschäftigte sich mit der Untersuchung von Marmoren und Kalksilikatgesteinen der Bunten Serie, die häufig mit Granat-Klinopyroxen-Gneisen wechsellagern. Die ersten beiden Gesteinstypen weisen in Abhängigkeit vom Gesteinschemismus variierende Gehalte an Diopsid, Tremolit, Phlogopit, Skapolith, Plagioklas und Kalifeldspat auf. Interessanterweise beschreibt Högelsberger Proben, die serpentinierte Olivine neben Dolomit, Diopsid, Tremolit und Phlogopit führen. Diese Assoziation interpretiert er als eine invariante Paragenese (unter  $P = \text{konst.}$ ), welche ein HT- Stadium in der Entwicklung der Bunten Serie belegen soll. Druck- und Temperatur-Bestimmungen über dieses Stadium erfolgten hauptsächlich durch Geothermobarometrie an Grt-Kpx-Q-Plg-Kfs-Amp-Bi-führenden Gesteinen (Gneise und Amphibolite). Es wurden  $T = 700^{\circ}\text{C}$  und  $P = 7$  kbar ermittelt. Högelsberger weist ebenfalls auf die Äquivalenz der P,T- Bedingungen in der Bunte Serie und der Gföhler Einheit aufgrund von vergleichenden geothermobarometrischen Untersuchungen hin. Mit Hilfe von Cc-Do-Geothermometrie, Phasengleichgewichtsanalysen und Untersuchungen an Fluideinschlüssen, besonders in den Marmoren und Kalksilikatgesteinen der Bunten Serie, gibt Högelsberger für das spätere Ereignisses Temperaturen von  $T = 500^{\circ}\text{C}$  an.

Petrakakis & Richter (1991) führten vergleichende petrographische Untersuchungen an zahlreichen Proben von Gföhler Gneisen und Px-freien Granuliten durch. Diese Gesteine sind wiederum durch **dieselbe typische Paragenese (5)** charakterisiert, wie die Gneise aus der Bunten Serie. Ebenso können reliktsche Disthen-, Hellglimmer- und Kalifeldspat-Einschlüsse in den Granaten mancher Proben beobachtet werden. "Abkühlungserscheinungen", wie die oben beschriebenen (unpubl. mikroanalytische Daten) sind ebenfalls häufig. In Bezug auf dem Mineralbestand weisen die Gföhler Gneise gegenüber den Px-freien Granuliten eine größere Homogenität auf. Der markante Unterschied zwischen den beiden Gesteinskomplexen ist der Deformationsgrad, der im Falle der Granulite blastomylonitische Charakteristik aufweist. Bemerkenswert ist die Tatsache, daß textuelle Übergänge vom Gföhler Gneis zum Granulit im Bereich Maria Taferl beobachtet werden konnten. Besonders interessant erscheint die Tatsache, daß lokal (z.B. im Bereich von Steinegg) die feinkörnigen Granulite weitgehende, offenbar nachträgliche Rekristallisationserscheinungen auf-

weisen. Diese sind besonders durch die, im Dünnschliffmaßstab unregelmäßige Anordnung von Biotit und die geraden Korngrenzen und "Trippelpunkte" zwischen den hellen, feinkörnigen Bestandteilen dokumentiert.

Petrakakis (1991) untersuchte die P,T- Bildungsbedingungen von zwei unterschiedlichen, Gesteinen aus der Gföhler Einheit. Der erste Gesteinstyp führt die Paragenese

(6): Grt + Opx + Bi + Plg + Q + Ilm + Ru

und ist ein nicht "granulitisch aussehender", mittelkörniger mafischer Gneis aus dem Bahnhofsgelände Weiteneegg. Der zweite Gesteinstyp, ein Amphibolit, stammt aus dem Bereiche S Steinegg und führt die Paragenese

(7): Grt + Cpx + Amp + Plg + Q + Ilm + Ru.

Mit Hilfe einer modernen, durch eine breite Datenbasis gut fundierten geothermobarometrischen Methode (Berman, 1991; Lieberman & Petrakakis, 1991) konnte gezeigt werden, daß diese Gesteine einen Gleichgewichtszustand bei  $T = 700-750^{\circ}\text{C}$  und  $P = 8$  kbar durchlaufen haben.

Dieses Ergebniss wird durch vorläufige Untersuchungen an Fluideinschlüssen in Px-führenden Granuliten unterstützt (Jawecki, 1991, schriftl. Mitteil.). Aufgrund ihrer Form und Verteilung können zwei Typen von Fluideinschlüssen in Quarzkristallen eines Granulits (Paragenese 6) beobachtet werden, die in verschiedenen Entwicklungsphasen gebildet wurden. Die Einschlüsse vom Typ I bestehen aus  $\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 \pm \text{CH}_4$  und weisen Homogenisierungstemperaturen zwischen  $-44.1$  and  $+28.6^{\circ}\text{C}$  auf. Die Einschlüsse vom Typ II sind weit verbreitet und führen  $\text{H}_2\text{O}$ -reiche Fluids niedriger Salinität ( $< 7.5$  Gew.-% NaCl). Zwei der Typ-I-Einschlüsse weisen eine auffallend hohe Dichte von über  $0.95 \text{ gr/cm}^3$  auf und liefern Isochoren, deren Anstieg gut mit den oben erwähnten P,T-Bedingungen übereinstimmt.

Vorläufige Ergebnisse über die Metamorphose der Monotonen Serie (Linner, 1991, schrift. Mitteil.) führen höchstwahrscheinlich zu einer Revision ihrer Bildungsbedingungen. Linner weist auf den migmatischen Charakter der Cordierit-führenden Gneise hin und gibt ihre charakteristische Paragenese mit

(8): Crd + Sil + Bi + Kfs

an. Dementsprechend, liegt die Metamorphosetemperatur über dem Stabilitätsfeld von Muskovit und Quarz. Manche Proben führen reliktsche Kristalle von Disthen und Einschlüsse von Hellglimmer in Cordierit und Plagioklas. Ein Grt + Sil + Bi-Gneis führt reliktschen Staurolit und Disthen. Diese Beobachtungen belegen ein Stadium vor dem Höhepunkt der Metamorphose. Das Auftreten von Hellglimmer in der Gesteinsmatrix führt Linner auf eine spätere Rehydratisierung der Gesteine zurück.

## Diskussion

Die oben zusammengefaßten Daten über die Metamorphose im Bereich des NÖ-Moldanubikums sind allgemein und trotz der Mannigfaltigkeit der untersuchten Gesteinstypen konform.

Eine Ausnahme bilden die Ergebnisse von Zaydan & Scharbert (1983) über die Bunte Serie. Ihre Angaben beruhen auf geothermobarometrische Daten von, offenbar, "abgekühlten" Mineralbereichen (z.B. Rand-Rand-Analysen von Granat und angrenzen-

dem Biotit) und dokumentieren lediglich späte Abkühlungsbedingungen. Bemerkenswert ist jedoch die Tatsache, daß Zaydan & Scharbert für ihre Amphibolitproben Temperaturen angeben, die in ausgezeichneter Übereinstimmung mit den Angaben der übrigen Autoren stehen.

Die vorläufigen Daten von Linner über die Monotone Serie weisen ebenfalls auf höhere Temperaturen hin. Die Abwesenheit von Granat in den typischen Cordieritgneisen unterstützt die Annahme niedriger Drucke im Vergleich zu den hangenden Einheiten des NÖ-Moldanubikums.

Ältere Bestimmungen der Metamorphosebedingungen in der Gföhler Einheit (760°C / 11 kbar) stammen aus der Pionierarbeit von Scharbert & Kurat (1973, Fig. 7) und beruhen auf den damals gebräuchlichen  $Al_2SiO_5$ -Trippelpunkt von Althaus (1969). Aus diesem Grunde ist der angegebene Druck um rund 2.5 kbar höher als jener von Petrakakis (1991) ermittelte Wert. Ihre Angabe über die Metamorphosetemperatur wird durch die neuen Daten bestätigt.

Im Hinblick auf die vorhandenen Daten über die Gföhler Einheit soll unterstrichen werden, daß die Daten von Scharbert & Kurat (1973) aus den Granuliten und jene von Petrakakis (1991) aus der Granulit- bzw. Gföhler Gneis-Begleitserie stammen. Darüberhinaus ist noch Folgendes zu bemerken: Die Daten von Petrakakis (1991) stammen, u.a., aus einem mafischen Gneis, der eine granulitfazielle Paragenese führt, jedoch im feldgeologischen Sinn nicht wie ein Granulit aussieht. Andererseits ergeben vorläufige P,T-Bestimmungen an einem Px-freien Granulit aus Sankt Leonhard eine ausgezeichnete Übereinstimmung mit den P,T-Werten aus dem mafischen Gneis und dem Amphibolit (Petrakakis, unpubl. Daten), zeigen also für die prägende Metamorphose idente oder zumindest vergleichbare Bedingungen. Die signifikanten Unterschiede zwischen dem Granulit und Gföhler Gneis, bzw. dem Granulit und dem mafischem Gneis aus Weitenegg sind vielmehr **textureller Natur** und liegen im **Deformationsgrad und nicht im Metamorphosegrad**. Diese Feststellung kann auch auf Gesteine der Bunten Serie ausgedehnt werden. Wie ausgeführt wurde, ist der **Blastomylonit an der Basis der Bunten Serie** im Grenzbereich zur Monotonen Serie ein Gestein, das ebenfalls durch die selbe kritische Paragenese (5) charakterisiert ist, die auch typisch für die weit verbreiteten Paragneise der Bunten Serie ist. Seinem Aussehen nach ist er aber durchaus als "granulitisch" im feldgeologischen Sinn zu bezeichnen, was auch zur Einstufung als "Granulit-Lamelle" geführt hat. Dementsprechend und damit im Bezug auf die texturale Prägung und dem Deformationsgrad ist er demnach mit den Granuliten zu vergleichen, die in **tektonisch höchster Position** innerhalb des NÖ-Moldanubikums auftreten. Somit ist das granulitische Aussehen dieser Gesteine weder an eine bestimmte stratigraphische Position, noch an eine bestimmte Serie gebunden. **Diese Ausführung soll unterstreichen, daß bestehende textuelle Unterschiede von Gesteinen keineswegs gleiche P,T-Bildungsbedingungen ausschliessen.** Dies gilt für die moldanubischen Serien umso mehr, als die Hauptdeformation der Gesteine höchstwahrscheinlich während, oder kurz nach dem Metamorphosehöhepunkt erfolgte.

Die aktuellen Daten über die Metamorphosebedingungen in der Bunten Serie und in der Gföhler Einheit weisen auf eine P,T-Äquivalenz hin, die im Wesentlichen auf die verbreitete charakteristische Paragenese (5) im Px-freien Granulit, im Gföhler Gneis und in den Gneisen der Bunten Serie beruht. Diese Äquivalenz wird innerhalb der Fehlergrenzen ausgezeichnet durch geothermobarometrische Daten unterstützt. Theoretisch weist die charakteristische Paragenese (5) auf vergleichbare und annähernd konstante externe Bedingungen der Metamorphose, wie P, T,  $a_{H_2O}$ ,  $a_{CO_2}$ ,  $a_{CH_4}$  u.s.f. hin. Bestehende Unterschiede in den berechneten P,T-Bedingungen liegen innerhalb der Unsicherheit der verwendeten geothermobarometrischen Methoden.

Die Äquivalenz der Metamorphosebedingungen in beiden Serien stellen die Unterscheidung beider Serien aufgrund von signifikanten Unterschieden im Metamorphosegrad völlig in Frage. Eine **tektonische Überlagerung** der Bunte Serie durch die lithologisch anders aufgebauten Gföhler Einheit muß als die Folge eines Ereignisses betrachtet werden, welches **vor der prägenden Metamorphose** stattgefunden hat. In Anbetracht des oberproterozoischen Alters der Marmore in der Bunter Serie (Frank et al. 1991) und der nachgewiesenen variszischen metamorphen Prägung vieler Gesteine des Moldanubikums (Van Bremen et al. 1982; Kröner et al., 1988; Carswel & Jamtvei, 1990; Frank et al., 1991), wäre eine **mehrphasige metamorphe und großtektonische Entwicklung** nicht gerade abwegig. Hinweise auf ältere, vorvariszische metamorphe Ereignisse existieren. Petrakakis (1986a) konnte im Granat mancher Gneise der Bunten Serie scharf abgegrenzte, Ca-reiche, reliktsche Kerne zonen beobachten. Petrakakis & Ntaflos (1991, in Vorbereitung) beschreiben reliktsche Paragenesen, bestehend aus (Fe,Ca)-Granat, Korund, Margarit, Hellglimmer und Zoisit, die in den (Mg,Fe,Ca)-Granaten von Opx-führenden Granuliten eingeschlossen sind. Diese Relikte bzw. Reliktparagenesen müssen älter sein, als die prägende Hauptmetamorphose und es wird weiteren Arbeiten vorbehalten sein, ihre paragenetische und altersmäßige Stellung abzuklären.

In fast allen der oben präsentierten Arbeiten wird eine Abkühlung und partielle Reequilibrierung und Rehydratisierung der Gesteine nach dem Metamorphosehöhenpunkt nachgewiesen. Diese Prozesse sind der Hauptgrund für die teilweise Neueinstellung der Elementverteilungen, die zum Nachweis der Bedingungen der höchsten Metamorphose dienen. Erscheinungen wie diese sind sehr häufig in polymetamorphen Gebieten zu beobachten und stellen eine potentielle Gefahr dar, die zu Fehlinterpretationen bei der Beurteilung der Bedingungen des Metamorphosehöhenpunktes führen können (vergl. Zaydan & Scharbert 1983) und die nur durch sorgfältigste paragenetische Analyse der untersuchten Gesteine vermieden werden kann.

Die oben erwähnten Daten sind gewiß unzureichend um konkrete Vorstellungen über die Entwicklung des NÖ-Moldanubikums abzuleiten. Andererseits können und sollen sie die Grundlage für die Interpretation von Altersdatierungen darstellen. Dies wird umso wesentlicher, je mehr die neuesten geochronologischen Daten zu kontrollierten Aussagen führen. Die verschiedenen, aus Gesamtgesteins-, Kleinbereichs- und Mineralisochronen gewonnenen Altersdaten (Frank et al., 1991), könnten umso besser interpretiert werden, je detaillierter Einsichten über den Ablauf der petrogenetischen Prozesse, die zu den beobachteten Paragenesen führen, in solche Interpretationen einfließen.

## Anerkennung

Die Forschungsergebnisse wurden durch die großzügige Unterstützung von FWF, Proj. Nr. S 4709-GEO und J0340-GEO ermöglicht.

## Literatur

- Althaus, E.: Der Einfluß des Wassers auf metamorphe Mineralreaktionen.- N. Jb. Min. Mh., 1968, 289-306, Stuttgart 1969.  
Berman, R.G.: Generalized consistent thermobarometry: theory and examples.- Canadian Mineralogist, in press, Ontario 1991.

- Carswell, D.A. & Jamtveit, B.: Variscan Sm-Nd ages for the high- pressure metamorphism in the Moldanubian Zone of the Bohemian Massif, Lower Austria.- Neues Jahrbuch Miner. Abh., 162, 69-78, 1990.
- Frank, W., Scharbert, S., Thöni, M., Popp, F., Hammer, S.: Isotopengeologische Neuergebnisse zur Entwicklungsgeschichte der Böhmisches Masse.- Österr. Beitr. Meteor. Geophys., in press, 1991.
- Fuchs, G. & Scharbert, H.G.: Kleinere Granulitvorkommen im niederösterreichischen Moldanubikum und ihre Bedeutung für die Granulitgenese.- Verh. Geol. B.-A., H. 2, 29-49, Wien 1979.
- Hödl, M.: Petrologie und Geochemie des Rehberger Amphibolites im Niederösterreichischen Moldanubikum.- Diss., Inst. Petrol., Univ. Wien, Wien 1985.
- Högelsberger, H.: Die Marmore und Kalksilikatgesteine der Bunten Serie - Petrologische Untersuchungen und geologische Konsequenzen.- Jb. Geol. B.-A., 132, 213-230, Wien 1989.
- Kröner, A., Wendt, I., Liew, T.C., Compston, W., Todt, W., Fiala, J., Vankova, V., Vanek, J.: U-Pb zircon and Sm-Nd model ages of high- grade Moldanubian metasediments, Bohemian Massif, Czechoslovakia.- Contrib. Mineral. Petrol., 99, 257-266, Berlin (Springer) 1988.
- Kuschnig, K.: Geochemie und Petrologie der Amphibolite der Bunten Serie.- Diss., Inst. Petrol., Univ. Wien, Wien 1986.
- Lieberman, J. & Petrakakis, K.: Generalized consistent thermobarometry: Applications to granulites from W. Alaska and Austria and analysis of uncertainties.- Canadian Mineralogist, in press, Ontario 1991.
- Petrakakis, K.: Polymetamorphe Entwicklung der Bunten Serie, Moldanubikum, N. Ö.- Fortschr. Min., 62, Bh. 1, 185-186, Abstract, Stuttgart 1984.
- Petrakakis, K.: Metamorphism of high grade gneisses from the Moldanubian zone, Austria, with particular reference to the garnets.- Journ. metamorphic Geol., 4, 323-344, London 1986a.
- Petrakakis, K.: Metamorphoseentwicklung in der südlichen Bunten Serie am Beispiel einiger Gneise, Moldanubikum, Niederösterreich.- TMPM, 35, 243-259, Wien 1986b.
- Petrakakis, K.: Hydrobarometrie an metamorphen Gneisen aus der Bunten Serie.- Fortschr. Min., 66, Bh. 1, 122, Abstract, Stuttgart 1988.
- Petrakakis, K.: Metamorphosebedingungen in der Gföhler Einheit.- Österr. Beitr. Meteor. Geophys., in press, Wien 1991.
- Petrakakis K. & Richter, W.: Gföhler Gneise und Granulite aus dem mittleren und südlichen NÖ- Moldanubikum: eine paragenetische und texturale Gegenüberstellung.- Österr. Beitr. Meteor. Geophys., in press, Wien 1991.
- Scharbert, H. G.: Die Granulite des südlichen niederösterreichischen Moldanubikums, I.- Neues Jb. Min. Abh., 100, 59-86, Stuttgart 1963.
- Scharbert, H. G.: Die Granulite des südlichen niederösterreichischen Moldanubikums, II.- Neues Jb. Min. Abh., 101, 27-66, Stuttgart 1964.
- Scharbert, H. G. & Kurat, G.: Distribution of some elements between coexisting ferromagnesian minerals in Moldanubian Granulite Facies Rocks, Lower Austria, Austria.- TMPM, 21, 110-134, Wien 1974.
- Thompson, A. B.: Mineral reactions in pelitic rocks: I. Prediction of P-T-XFe- Mg phase relations.- Amer. Journ. Sci., 276, 401-425, 1976.
- Thompson, A.B.: Dehydration melting of metapelitic rocks and the generation of H<sub>2</sub>O-undersaturated granitic liquids.- Amer. Journ. Sci., 282, 1567-1595, 1982.

- Van Bremen, O., Aftalion, M., Bowes, D.R., Dudek, A., Misar, Z., Povondra, P., Vrana, S.: Geochronological studies of the Bohemian Massif, Czechoslovakia, and their significance in the evolution of Central Europe.- Trans. R. Soc. Edinburgh Earth Sci., 73, 89-108, Edinburgh 1982.
- Zaydan, A. & Scharbert, H. G.: Petrologie und Geochemie moldanubischer Serien im Raume Persenbeug südwestliches Waldviertel.- Jb. Geol. B.-A., 126, 181-199, Wien 1983.

---

Raum für Notizen

### **2.3. Strukturbeobachtungen im Bereich Kampthal und die Frage der Herkunft der Gföhler Gneis/Granulitdecke**

Von WOLFGANG FRANK & FRIEDRICH POPP

Mit 2 Abbildungen.

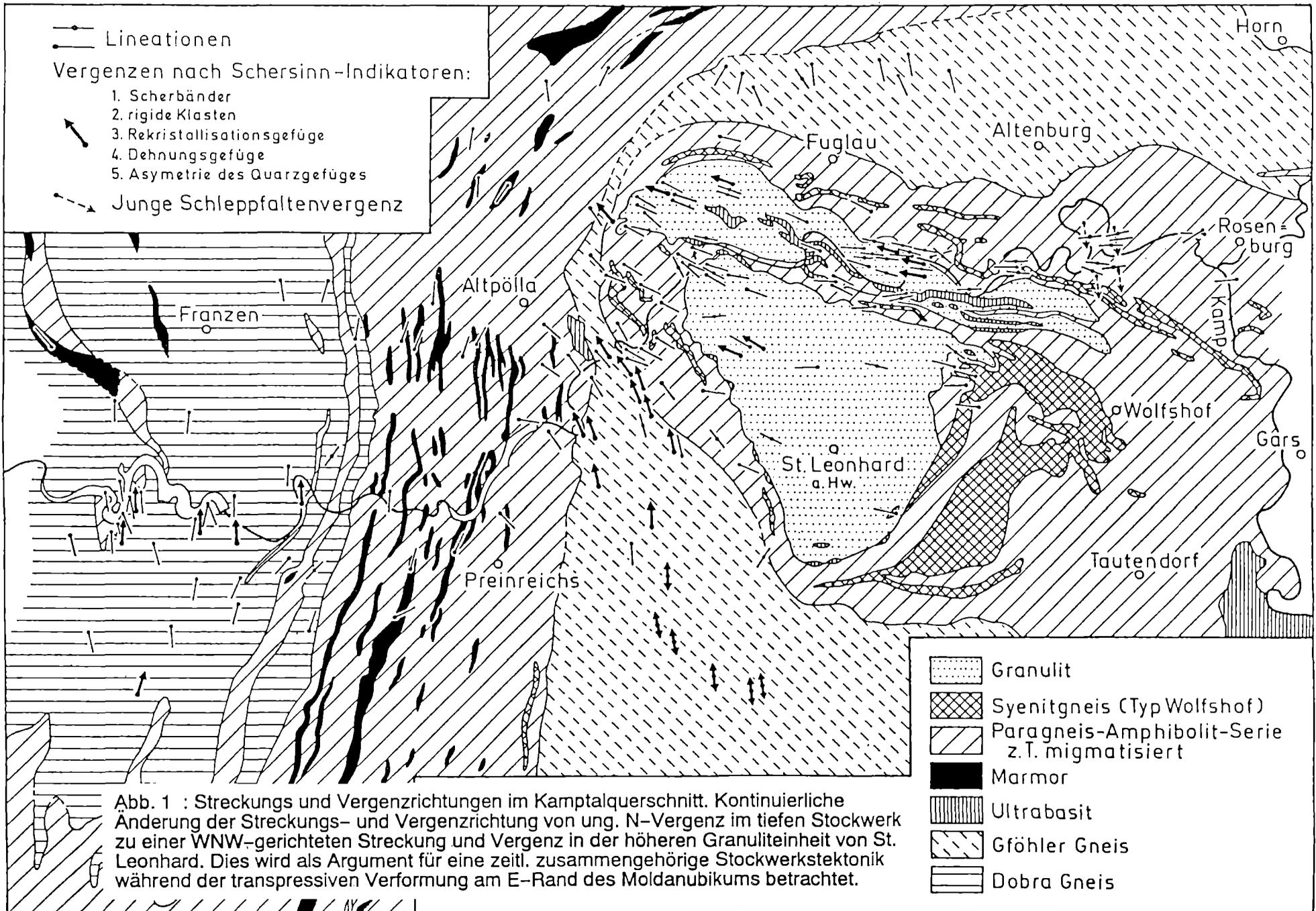
Zur Frage der Herleitung der Gföhler Gneis/Granulitdecke wurden sehr unterschiedliche Meinungen geäußert. FUCHS (1976) hat für eine Herkunft und Wurzelzone am Ostrand des Moldanubikums plädiert. THIELE (1976, 1984) und TOLLMANN (1982, 1985) haben für eine Herleitung aus westlicher Richtung, z.T. mit sehr großen Transportweiten argumentiert. Diesen Vorstellungen ist auch MATTE (1985) aufgrund von einigen Schersinnbeobachtungen gefolgt.

In Anbetracht der intensiven variszischen Hauptmetamorphose und Strukturprägung ist es nicht verwunderlich, daß im Feld heute im wesentlichen nur mehr die relativ späten Stadien der Strukturprägung und nicht die ersten variszischen Stadien bzw. noch ältere erfaßt werden können. Folgende Aspekte sind für die Frage der Herkunft dieser tektonisch hohen Einheit zu berücksichtigen:

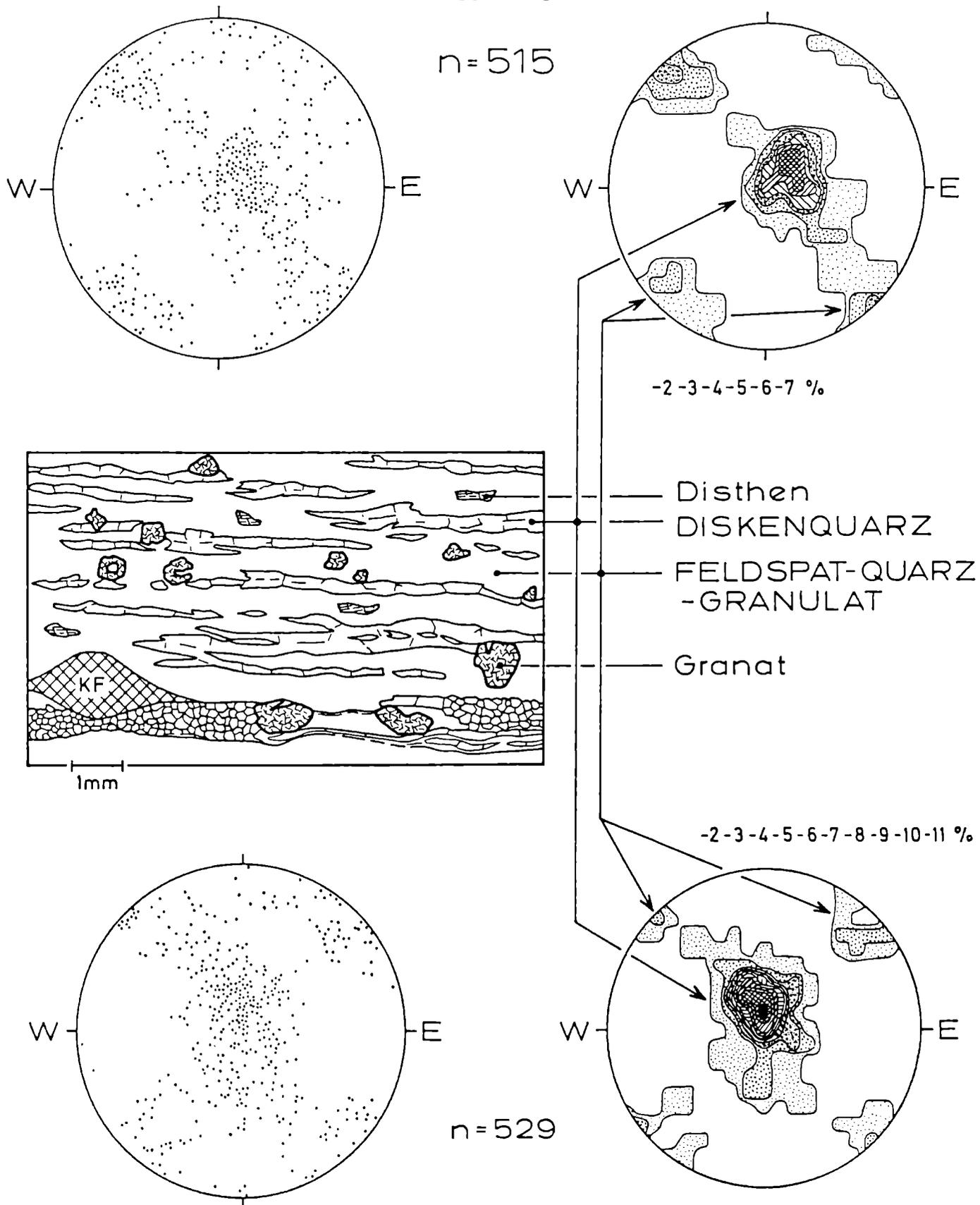
In dieser Einheit herrschten hochtemperierte Metamorphosebedingungen bei hohen Drucken bis zu einem Zeitraum von vermutlich 340 Ma. Die strukturelle Überprägung und damit der Transportweg unter schwächer metamorphen Bedingungen ist vergleichsweise bescheiden geblieben. Gleichartige Feststellungen können auch für die Liegendeinheiten getroffen werden. Die Monotone Serie am Ostrand des Südböhmischen Plutons ist durch eine Niederdruckmetamorphose mit Cordierit charakterisiert. Relikte von Hochdruckmetamorphose sind hier noch nicht beschrieben worden. Es ist allerdings der Übergang zwischen den beiden PT-Regimen noch nicht hinreichend untersucht. Die Verteilung dieser Metamorphosezonen muß mindestens schon um 350 Ma (Alter des Weinsberger Granites) in ähnlicher Form wie heute existiert haben. Diese Verteilung der Metamorphosebedingungen ist im Verein mit den Alterseingrenzungen ein starkes Argument dafür, daß die Mittel- bis Hochdruckmetamorphose (und damit auch die Gföhler Gneis/Granulitdecke), die ja auch noch in der Bunten Serie großteils wirksam war, schon immer in dem Bereich, der heute den Ostrand des Moldanubikums darstellt, beheimatet war. Das Fortwirken einer Metamorphose mit so bedeutender Druckkomponente (vgl. PETRAKAKIS & RICHTER, 1990) im Stimbereich einer großen Deckenmasse bis an den Ort der - im Sinne TOLLMANN's (1982) - weit entfernten Platznahme erscheint unrealistisch.

Ein weiteres Argument ergibt sich aus der Großform des Gföhler Gneises, der aus einer ruhigen, schüsselförmigen Lagerung im Bereich Krems gegen N im Bereich N von Gföhl, insbesondere im Kampthal, in eine enggepreßte Lamelle übergeht, die große Verformungsintensität zeigt und wo eindeutig eine N-WNW-Vergenz dominiert.

Die von TOLLMANN (1982) für eine Herleitung aus Westen angeführten ostvergenten Faltenstrukturen stellen zumeist späte Stauchfalten mit geringer Deformationsintensität dar, die häufig erst nach der Bildung der dominanten Schieferung entstanden sind und ältere groß- und kleinräumige Isoklinalfalten überprägen (vgl. FUCHS, 1986). Dieser Verformungsakt ist als relativ bescheidene Deformation nach den viel intensiveren synmetamorphen Scher- und Plättungsprozessen immer wieder feststellbar. Er korreliert mit der Spätphase der Aufschiebung des Moldanubikums auf das Moravikum nach der transpressiven Phase.



W 22: Steinbruch W neben Straße Steinegg - Fuglau



W 19: Steinbruch E neben Straße Steinegg - Fuglau (bei Ortstafel Steinegg)

Abb. 2: Quarzgefüge im Granulit.  
Beispiele für Quarz-C-Achsenregelung im Granulit mit deutlichen Quarzzeilen im Bereich Kamptal.

Die im folgenden dargestellten, heute noch studierbaren Strukturen im Bereich des Kamptales unterstützen in Ihrer kinematischen Aussage das oben entwickelte Bild und stehen im Einklang mit den Ergebnissen von FRITZ (mündl. Mitt.) über die Platznahme des Blumauer Granulitvorkommens nördlich des hier dargestellten Gebietes.

Die Abb. 1 zeigt die dominierende Streckungsrichtung in den verschiedenen Gesteinsserien. Auffällig ist, daß eine kontinuierliche Änderung in den Richtungen der Streckungslinearen von Dobragneis und Gföhler Gneis in den Granulit hinein erfolgt, wobei die WNW-Richtung, die im Granulit dominiert, auch noch in die Gföhler Gneislamelle hineinreicht. Ausgedehnte Feld- und mikroskopische Beobachtungen (Druckschatten um rigide Körner, Scherbänder, Quarzorientierung, Dehnungsrisse) ergaben im Bereich des Kamptales deutliche Argumente für einen NNW-vergente Schersinn während dieser Hauptdeformation. Dieser eindeutig nordgerichtete Schersinn dreht in den hangenden Serien (Granulit) in die WNW-Richtung ein. In der Granuliteinheit fehlen makroskopische Scherindikatoren weitgehend. Jedoch treten im nördlichen Granulitzug entlang des Kamptales stärker deformierte Bereiche auf, die durch plattige Gefüge und Quarzzeilen mit Diskenquarzen charakterisiert sind. In diesem Gesteinstyp wurden Quarzgefüge gemessen, die auf eine kombinierte W-vergente Scherung und Plättung hinweisen (vgl. Abb. 2).

Im übrigen Granulitvorkommen treten diese Quarzzeilen stärker zurück und die Orientierung der Quarzgefüge weist auf eine dominierende Plättung hin.

In der, den Granulit unterlagernden Amphibolit-Paragneis-Serie können häufig mit der Großform korrelierende Faltenstrukturen mit wechselnder, jedoch dominierender S-Vergenz beobachtet werden. In der Streckungsrichtung zeigen sich häufig Dehnungsrisse, die mit Mobilisaten ausgefüllt wurden. Diese Dehnungsstrukturen geben Hinweise auf eine W-gerichtete Bewegungstendenz.

Als letztes Deformationseignis können lokale, kleinräumige, E-vergente Strukturen (Scherbänder etc.) beobachtet werden, die in der Regel mit retrograden Metamorphosevorgängen korrelieren (Alumosilikate - Muskovit).

## Literatur

FUCHS, G. (1976): Zur Entwicklung der Böhmisches Masse.- Jb. Geol. B.-A., 119, 45-61, Wien.

FUCHS, G. (1986): Zur Diskussion um den Deckenbau der Böhmisches Masse.- Jb. Geol. B.-A., 129, 41-49, Wien.

MATTE, Ph., MALUSKI, H. & ECHTLER, H. (1985): Cisaillement ductiles varisques vers l'Est-Sud Est dans les nappes du Waldviertel (Sud Est du Massif de Bohême, Autriche). Données microtectoniques et radiométriques 39Ar/40Ar.- C. R. Acad. Sci. Paris, 301, Série 2, n° 10, 721-726, Paris.

PETRAKAKIS, K. & RICHTER, W. (1990): Metamorphosebedingungen in der Gföhler Einheit.- in Vorbereitung.

THIELE, O. (1976): Ein westvergenter kaledonischer Deckenbau im niederösterreichischen Waldviertel?.- Jb. Geol. B.-A., 119, 75-81, Wien.

THIELE, O. (1984): Zum Deckenbau und Achsenplan des Moldanubikums der Südlichen Böhmisches Masse (Österreich).- Jb. Geol. B.-A., 126, 513-523, Wien.

TOLLMANN, A. (1982): Großräumiger variszischer Deckenbau im Moldanubikum und neue Gedanken zum Variszikum Europas.- Geotekt. Forsch., 64, II+91 S., Stuttgart.

TOLLMANN, A. (1985): Das Ausmaß des variszischen Deckenbaues im Moldanubikum.- Krystalinikum, 18, 117-132, Prag.

TOLLMANN, A. (1985): Der österreichische Anteil der Böhmisches Masse.- in: Geologie von Österreich, Bd.2., 616-674 (Deuticke), Wien.

## **2.4. Zur Kinematik des intramoldanubischen Deckenbaues und der Platznahme des Südböhmischen Batholiths**

Von FRANZ NEUBAUER

Mit 3 Abbildungen

### **EINFÜHRUNG**

Die moldanubische Zone der südöstlichen Böhmischen Masse ist in mehrere tektonostratigraphische Einheiten, die als Decken übereinander gestapelt sind, gliederbar (z.B., FUCHS & MATURA, 1976; MATTE et al., 1990). Über deren Grenzen herrscht im allgemeinen Einigkeit. Größere Diskrepanzen bestehen über das Alter des Deckenbaues (kaledonisch versus variszisch, siehe z.B. Zusammenfassung in FUCHS, 1990). Jüngste geochronologische, petrologische und strukturgeologische Daten geben zusammen mit älteren Daten und Argumenten ein neues, komplexeres Bild über den intramoldanubischen Bau und dessen Alter (CARLSWELL, 1990; FRANK et al., 1991; FRITZ, 1991; FUCHS, 1990; HÖGELSBERGER, 1989; MATTE et al., 1985; MATURA, 1984; NEUBAUER, 1991; THIELE, 1984; TOLLMANN, 1982). Dieser Beitrag faßt die neuesten geologisch relevanten Daten über den intramoldanubischen Deckenbau und über die Platznahme des Südböhmischen Batholiths zusammen und diskutiert diese im Sinne neuer möglicher Modelle.

### **ARGUMENTE FÜR DEN INTRAMOLDANUBISCHEN DECKENBAU**

Die Tektonostratigraphie der moldanubischen Zone der südöstlichen Böhmischen Masse ist zusammen mit relevanten Daten zu Ausgangsgesteinen und Metamorphose in Abb. 1 zusammengefaßt. Geochronologischen Untersuchungen (FRANK et al., 1991) haben gezeigt, daß anderswo getätigte biostratigraphische Einstufungen z.B. der Bunten Serie schwerlich auf die südöstliche Masse übertragen werden können. Von unten nach oben werden folgende tektonostratigraphische Einheiten unterschieden:

1) Monotone Serie, eine Metagrauwackenserie.

2) Bunte Serie mit dem wahrscheinlich spätproterozoischen Dobragneis an der Basis, der lithologisch und altersmäßig mit dem Bittescher Gneis korrelierbar ist. Die Sr-Isotopie der Marmore (FRANK et al., 1991) und das U-Pb-Zirkonalter des Rehberger Amphibolites (ca. 600 Ma; GEBAUER & GRÜNENFELDER, 1982) sprechen für ein proterozoisches Alter der Serie. Dafür spricht auch die diskordante Einschaltung des Weitener Granitgneises, für den ein zumindest frühpaläozoisches Rb-Sr-Alter gesichert ist (FRANK et al., 1991).

3) Der Gföhler Gneis ist i. w. ein Orthogneis mit einem ordovizischen Rb-Sr-Isochronenalter Alter (FRANK et al., im Druck).

4) Die auflagernden, tw. pyroxenführenden Granulite (St. Leonhard, Dunkelstein, Marbach-Wieselburg) sind i.w. aus Orthogneisen, die aus kalkalkalischen sauren magmatischen Gesteinen und deren Differentiaten abgeleitet werden, entstanden (CARSWELL,

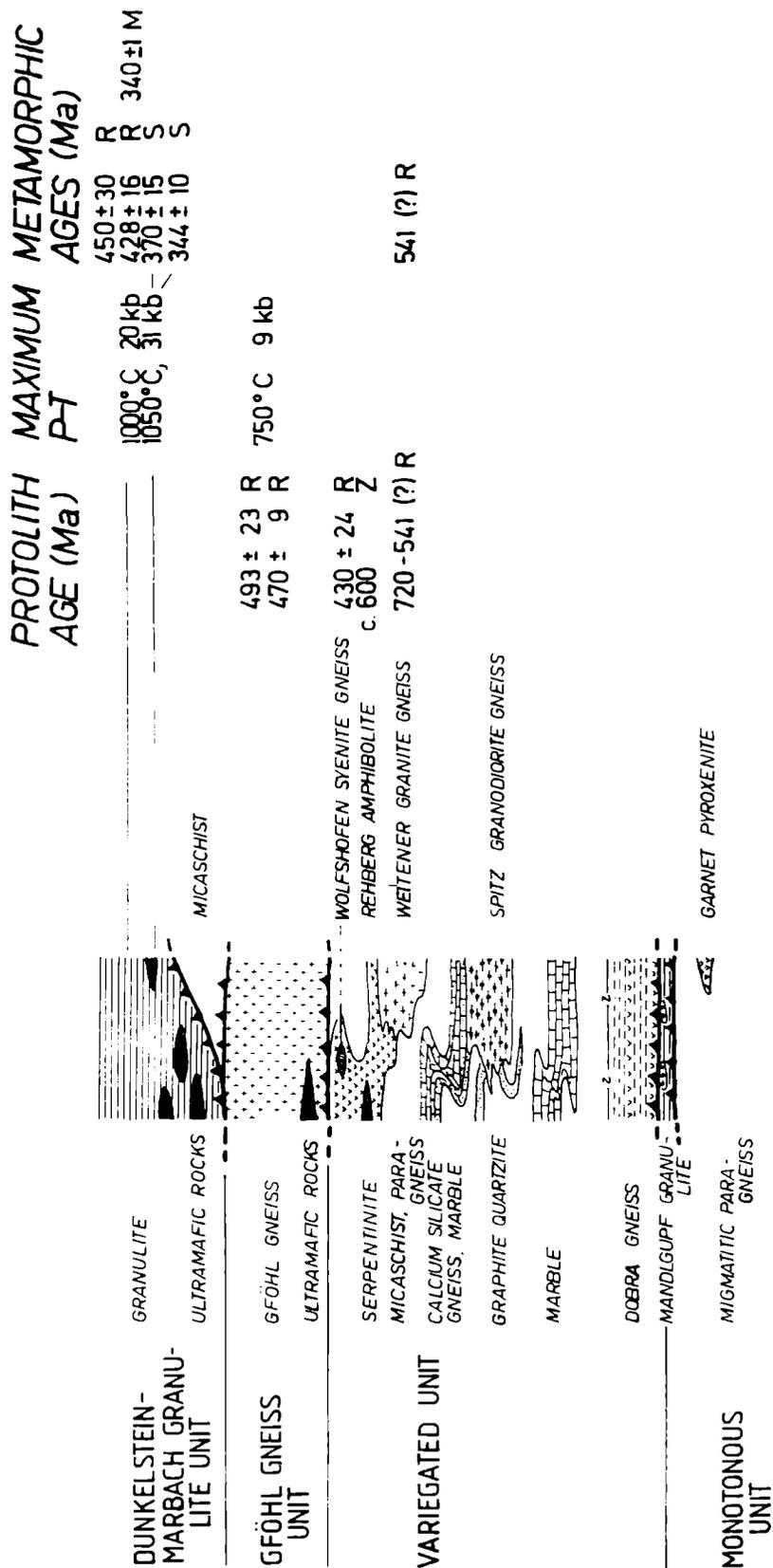


Abb. 1: Tektonostratigraphie des Moldanubikums der südöstlichen Böhmischen Masse (geochronologische und petrologische Daten von CARLSWELL (1991), CARLSWELL & JAMTVEIT (1990), CARLSWELL & O'BRIEN (1991); FRANK et al. (1991, bzw. darin zitierte Daten), PETRAKAKIS & RICHTER (1991); SCHENK & TODT (1984). R - Rb-Sr-Isochrone; S - Sm-Nd-Isochrone; M - U-Pb Monazit.

1991). Die zuletzt nachgewiesenen, extrem hohen Metamorphosetemperaturen zeigen klar, daß diese Einheit als tiefkrustale Decke über die anderen Einheiten hochgeschürft wurde.

Die Granulite wie auch seltener die Granulite beinhalten Linsen von Ultramafiten. Die Granulite des Dunkelsteiner Waldes zeigen eine Hochdruckparagenese von 31 kb und 1050°C (CARLSWELL, 1991), für die variszische Sm-Nd-Alter gefunden wurden (CARLSWELL & JAMTVEIT, 1990).

Größere Unklarheiten bestehen in der Zuordnung der Glimmerschiefer/Gneise westlich der Yspertalgranulitlamelle, die ebenfalls mit Ultramafiten assoziiert ist, und mit der Korrelation des Loosdorf-Komplexes südlich des Dunkelsteiner Wald-Granulites mit der Bunten Serie.

P-T-Bestimmungen spiegeln ein dramatische Zunahme der Metamorphosetemperaturen von unten nach oben wieder. Der wesentliche Bruch liegt an der Basis der Gföhler Gneis-/Granulit-Einheit, die damit eine, variszische intramoldanubische Suture darstellt.

### KINEMATIK DES INTRAMOLDANUBISCHEN DECKENTRANSPORTES

Im Gegensatz zur einheitlichen Strukturprägung an der Moldanubikums-/Moravikumsgrenze mit generell NNE-gerichteten Deckentransport (FRITZ, 1991; FRITZ & NEUBAUER, in Vorb.) ist das südwestliche anschließende Moldanubikum ungleich komplizierter geprägt, wie man aus den unterschiedlich orientierten Streckungslineationen erkennen kann. Die eigenen Untersuchungen konzentrierten sich bisher auf die duktile Deformation, die nun längs der intramoldanubischen Deckenbahnen wie auch im Inneren der einzelnen Körper gefunden werden kann. Alle Einheiten beinhalten Gefüge mehrerer aufeinanderfolgender penetrativer hochtemperierter Deformationsereignisse, die vorläufig nur grob verschiedenen Druck-Temperatur-Bedingungen zugeordnet werden können (Abb. 2). Im großen gesehen, bleiben die sich dabei bildenden, penetrativen Schieferungsflächen ungefähr parallel zueinander.

Mehrere Deformationsereignisse können unterschieden werden:

- 1) Meist N-S orientierte Dehnungsstrukturen, die mit Hochdruckparagenesen in den Ultramafiten der Granulite assoziiert sind.
- 2) Strukturen, die Mitteldruck- und migmatitischen Paragenesen z.B. in Amphiboliten verknüpft sind. Diese sind v.a. in Amphiboliten der Bunten Serie, im Dobragneis, Spitzer Granodioritgneis und im Gföhler Gneis erhalten und zeigen eine bevorzugte NNE-SSW-Orientierung der Streckungslineation. Schersinnindikatoren weisen auf eine bevorzugte Bewegung des Hangenden gegen N (siehe Abb. 2). In der unmittelbaren Unterlagerung des Gföhler Gneises überwiegen migmatitische Gefüge mit einer ca. E-W, häufig aber auch NNE-SSW orientierten Streckungslineationen, deren Schersinne häufig auf eine Top E bzw. NNE, seltener auch SSW weisen. Granitoide Leukosome vom Typ der Wolfshofener Syenitgneise intrudieren häufig in N-S orientierten, ± saigeren Dehnungsgängen, die damit auf koachsiale E-W-Dehnung der Hangendpartien der Bunten Serie hinweisen. Die relative Abfolge dieser beiden Deformationsereignisse steht noch auf unsicherem Fundament.

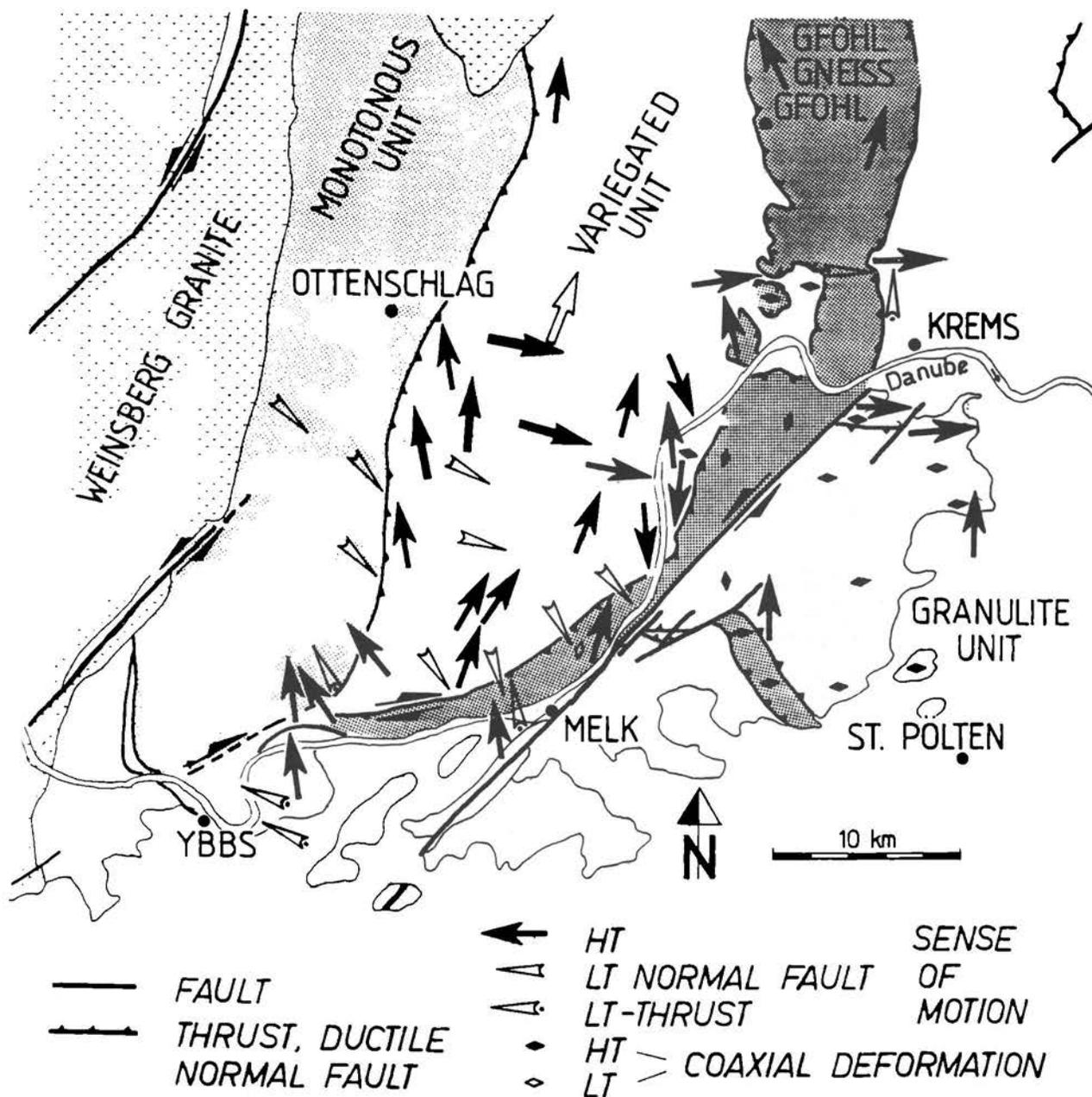


Abb. 2: Karte mit Schersinnen hoch- (mehrere Deformationsakte zusammengefaßt !) und niedrigtemperierter, duktiler Deformation.

Die St. Leonharder und Dunkelsteiner Granulite werden von einer ca. E-W streichenden Streckungslineation auf penetrativen Schieferungsflächen beherrscht. Die Streckungslineation wird u.a. durch retrograde Umbildung des Granats in Biotit in Streckungshöfen abgebildet. Alle Untersuchungen zeigen eine dominante koachsiale Deformation, seltener Scherung des Hangenden gegen E oder W an.

3) Penetrative Mylonitzonen im Inneren der Monotonen Serie und solche diskrete Zonen im Hangenden der Bunten Serie gehen auf eine Deformation unter retrograden Metamorphosebedingungen, etwa in niedrigtemperierter Amphibolit- bzw. Grünschieferfazies zurück. Diese Mylonitzonen sind v.a. durch Bildung sekundären Hellglimmers und seltener Chlorites zu erkennen. Die dazugehörige Streckungslineation ist ca. NW-SE orientiert, die Schersinne sind

dominant gegen SE gerichtet, in der Monotonen Serie dominieren im allgemeinen koachsiale Gefüge. Diese Gefüge zeigen NW-SE-Dehnung während abklingenden Metamorphosebedingungen an, wobei v.a. die Grenze zwischen Bunter Serie und Gföhler Gneis als flache Abschiebung reaktiviert wird. Dieses Ereignis scheint damit für die Einmündung der höheren moldanubischen Decken in eine N - S streichende Synform verantwortlich.

Der großräumige Faltenbau mit offenen, ca. N-S streichenden Falten im Inneren der Bunten Serie muß jünger sein als die letzte penetrative Schieferung der Gesteine, d.h. zumindest der tw. migmatitischen Schieferung, da diese Schieferungsflächen mitverfaltet werden.

4) Das letzte großflächig faßbare Ereignis sind lokale, dm- bis m-mächtige, duktile Scherzonen, die häufig granitische Gänge erfassen. Diese Scherzonen zeigen generell eine Scherung des Hangenden gegen N bzw. NW an (Abb. 2). Diese Gängen erfassen datierte Granitgänge (Rb-Sr-Gesamtgesteinsisochronenalter von  $332 \pm 6$  Ma, FRANK et al., im Druck), womit eine klare Zeitmarke gegeben ist. Mit diesem Ereignis lassen sich auch semiduktile Schergefüge des Gebietes Rehberg - Krems zuordnen, die vermutlich zeitgleich mit ähnlich orientierten, kühlen Schergefügen an der Moravikum/Moldanubikumsgrenze sind (FRITZ, 1991).

#### KINEMATIK DER PLATZNAHME DES SÜDBÖHMISCHEN BATHOLITHS

Der Südböhmische Batholith ist ein zusammengesetzter Batholith, der Granitoide unterschiedlichen Alters (SCHARBERT, 1987; SCHARBERT & VESELA, 1990) und unterschiedlicher Magmen enthält. Der Batholith zeigt eine längliche, ca. NNE-SSW orientierte äußere Form, die den inneren Strukturen entspricht. Der Weinsberger Granit wie Rastenberger Granodiorit (EXNER, 1969) zeigen häufig eine flachliegende magmatische Foliation, die sich durch Einregelung der plattigen Kalifeldspäte und endogener und exogener Xenolithe, und durch Biotitschlieren ergibt. Die langen Achsen der Xenolithe und Kalifeldspäte sind im östlichen Teil (ca. zwei Drittel des Weinsberger Granites) grosso modo N-S, im NW-Teil NW-SE, im Westteil ca. E-W orientiert (Abb. 3). Dies spricht für einen bevorzugten N-S-Dehnung des gesamten östlichen Weinsberger Granites während des quasiflüssigen Zustandes des Magmas. Dies wird gestützt durch die Orientierung der Granitgänge, die einen breiten, um N-S verlaufenden Gürtel abbilden, und damit einen E-W verlaufende Achse für  $\sigma_2$  und ebenfalls N-S-Dehnung anzeigen (NEUBAUER, 1991).

Diese magmatischen Strukturen werden überprägt durch ein Set von Strukturen, die im festen Zustand, d.h. nach der Platznahme gebildet wurden. Solche finden sich v.a. im Westteil und im Südteil des Plutons. Im Westteil des Plutons sind diese "solid-state"-Strukturen unter der Stabilitätsbedingungen des Biotits gebildet, im Süden unter retrograder Umwandlung von Biotit in Muskowit. Die zugehörige Schieferung liegt flach, die Streckungslineation ist NW-SE orientiert. Ein Zusammenhang mit den Dehnungsstrukturen in den moldanubischen Serien wird vermutet.

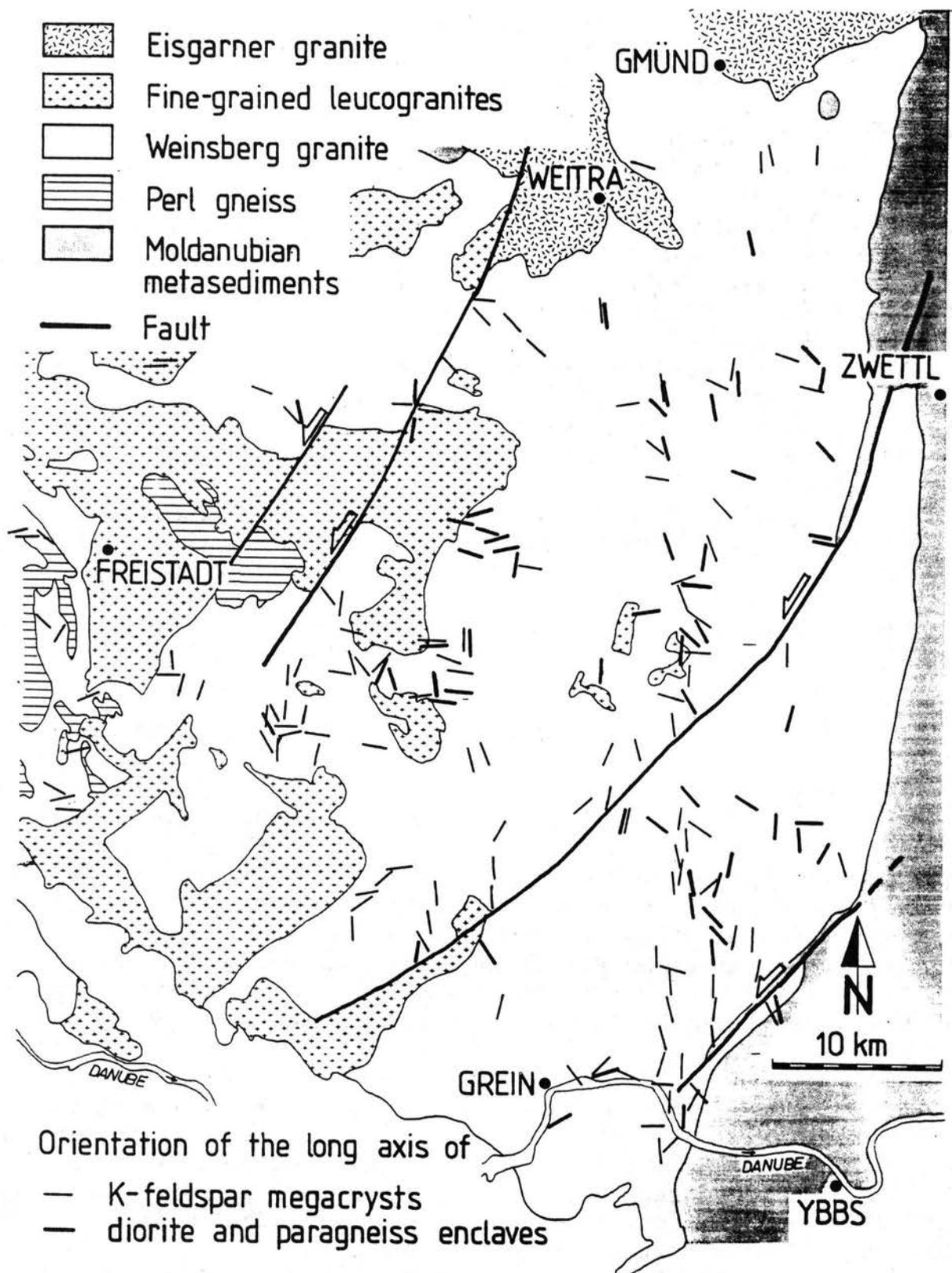


Abb. 3: Orientierung von länglichen Einschlüssen im Weinsberger Granit als Indikatoren der magmatischen Fließrichtungen.

#### DISKUSSION

Die neuen Untersuchungen werfen neue Fragen auf, die erst durch weitere Untersuchungen gelöst werden können. Alle signifikanten Altersdaten zeigen an, daß die besprochenen penetrativen Strukturen

zwischen ca. 370 und 330 Ma gebildet wurden (siehe auch Tab. 1). Das Alter des Deckenbaues, zumindest der Platznahme der hochtemperierten variszischen Granulitdecke muß als gesichert variszisch gelten, nachdem alle signifikanten geochronologischen Alter (Abb. 1; Tab. 1) spätes Devon und Unterkarbon anzeigen. Die tief aus dem Mantel aufgestiegenen Ultramafiten werden wohl während der Hochschürfung der Granulite von der Krustenbasis in die Granulite inkorporiert. Diese tiefreichende Zone dürfte damit eine Suture anzeigen, wenn auch echte Ophiolithe längs dieser Grenze bisher nicht mit Sicherheit nachgewiesen sind. Alle weiteren Verformungsakte, die Bewegung längs

---

Tab. 1: Sequenz der Deformationsereignisse im Moldanubikum (etwas geändert nach NEUBAUER, 1991).

---

- (1) **Shearing of ultramafic:**  
P-T: 1050 - 900<sup>0</sup> C, 31 - 20 kbar (CARLSWELL 1991)  
Evidence of timing: 370 - 340 Ma (Sm-Nd garnet-WR: CARLSWELL & JAMTVEIT, 1990)
- (2) **Top NNE shearing and stacking of all units:**  
P-T: 720 - 770<sup>0</sup> C, 7 - 9 kbar (HÖGELSBERGER 1989, PETRAKAKIS 1986 a, b, PETRAKAKIS & RICHTER 1991)  
Evidence of timing: 341 ± 4 (U-Pb zircon: BREEMEN et al. 1982)  
340 ± 1 (U-Pb monazite: SCHENK & TODT 1983)
- (3) **Top E to ESE shearing:**  
P-T: Start at comparable conditions to (2), later decreasing P-T  
Time: Before and during regional cooling
- (4) **Intrusion of the South Bohemian pluton (Weinsberg granite) and doming of the eastern Moldanubian zone:**  
P-T: ??  
Time: 349 ± 4 (SCHARBERT 1987)
- (5) **Exhumation by SE-directed low angle faults:**  
P-T: Amphibolite (early) to greenschist facies (late): 630 - 430<sup>0</sup>C, 2 - 4 kbar (PETRAKAKIS, 1986b; HÖGELSBERGER, 1989)  
Time: ca. 330<sup>0</sup> (<sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar, amphibole and muscovite: DALLMEYER et al., in press)  
323 ± 7 Ma (<sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar, biotite: MATTE et al., 1985)
- (6) **Conjugate strike slip fault activity:**  
P-T: Greenschist facies conditions  
Time: Late Carboniferous(?) to early Permian basin (Zöbing: FUCHS & MATURA, 1976)  
ca. 290 Ma: (<sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar, muscovite: BRANDMAYR et al., in press)

der moravischen Grenze, kann durch Aufteilung der duktilen Verformung in eine dominante orogenparallele Bewegung (Top nach NNE) und in eine orthogonale, auf das moravische Vorland gerichtete Bewegung (Top E) erklärt werden. Der Weinsberger Granitpluton dürfte noch in einer Spätphase dieser Bewegung intrudiert sein. Eine rasche Abkühlung läßt sich mit ca. 330 Ma datieren, in der die T auf unter ca. 375° C abgekühlt sind (DALLMEYER et al., im Druck). Die lokalen späten, kühlen Bewegungen, die Granitgänge betreffen, können als N-S gerichtete Kompression, die durch einen von S (Bereich der heutigen Alpen) ankommenden Indenter verursacht wird, erklärt werden. Dieser Indenter verursacht die Zerschneidung längs der NE-SW orientierten Scherzonen (BRANDMAYR et al., im Druck).

Eine Reihe von Punkten müssen als ungeklärt gelten: Dies betrifft v.a. die Bedeutung des intramoldanubischen Faltenbaus, der v.a. von FUCHS (z.B. 1990 cum lit.) herausgearbeitet wurde. Diese Falten zeigen eine linkssinnige en echelon-Anordnung, die auf eine N-S streichende sinistrale Wrench-Zone als mögliche Erklärung hinweisen. Das Alter des Faltenbaues kann mit Sicherheit als variszisch interpretiert werden, da variszisch metamorphe und geschieferte Gesteine davon betroffen werden.

#### ZUSAMMENFASSUNG

Die strukturelle Entwicklung der moldanubischen Zone in der südlichsten Böhmisches Masse begann mit Versenkung und krustaler Imbrikation während frühvariszischer Zeit. Vier Decken können unterschieden werden. Eine kryptische Suture könnte unterhalb der Gföhler Gneis-/Granulitdecke vorhanden sein, in welche Mantelgesteine während der frühvariszischen Versenkung der krustalen Granulite/Gföhler Gneise inkorporiert wurden. Die Stapelung krustaler Gesteine ist die Folge dextraler Transpression gegen den brunovistulischen Mikrokontinent. Die Decken wurden zuerst in einem tiefkrustalen Niveau gegen NNE transportiert, später gegen E bis ESE. Schließlich führte die Platznahme des Südböhmischen Batholiths zur Aufdomung des Deckenstapels durch ostgerichtete Kompression. Wenn man die strukturellen Daten mit solchen zur Metamorphose und geochronologischen Daten kombiniert, so muß die Deckenstapelung und anschließende Intrusion des Südböhmischen Plutons innerhalb einer kurzen Zeitspanne des späten Devons und Unterkarbons stattgefunden haben.

Späte koachsiale und vorwiegend SE-abschiebende, nonkoachsiale Dehnungsstrukturen sind Ausdruck des gravitativen Kollaps der vorher verdickten Kruste. Die duktilen Dehnungsstrukturen wurden vorwiegend unter amphibolitfaziellen und grünschieferfaziellen Bedingungen während des ausgehenden Unterkarbons gebildet. Anschließend weitere N- bis NW-gerichtete lokale Scherzonen können mit der Zerlegung der Böhmisches Masse an der Stirn des von Süden ankommenden variszischen Indenters korreliert werden.

## Literatur

- BRANDMAYR, M., DALLMEYER, R.D., HANDLER, R. & WALLBRECHER, E. (im Druck): Conjugate shear zones in the southern Bohemian Massif: Implications for Variscan vs. Alpine tectonothermal activity.
- BREEMEN, O. van, AFTALION, M., BOWES, D.R., DUDEK, A., MISAR, Z., POVONDRA, P. & VRANA, S. (1982): Geochronological studies of the Bohemian massif, Czechoslovakia, and their significance in the evolution of Central Europe. - *Transact. Royal Soc. Edinburgh Earth Sci.*, 73, 89-108.
- CARLSWELL, D.A. (1991): Variscan high P-T metamorphism and uplift history in the Moldanubian Zone of the Bohemian Massif in Lower Austria. - *Eur. J. Mineral.*, 3, 323-342.
- CARLSWELL, D.A. & JAMTVEIT, B. (1990): Variscan Sm-Nd ages for the high pressure metamorphism in the Moldanubian Zone of the Bohemian Massif, Lower Austria. *N. Jb. Miner. Abh.*, 162, 69-78.
- CARLSWELL, D.A. & O'BRIEN, P.J. (1991): High pressure granulites in Moldanubian Zone, Lower Austria. *Terra abstracts*, 3/1, S. 93.
- DALLMEYER, R.D., NEUBAUER, F. & HOECK, V. (in press):  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  mineral age control on the chronology of late Paleozoic tectonothermal activity in the southeastern Bohemian Massif, Austria (Moldanubian and Moravian zones). - *Tectonophysics*, (im Druck).
- EXNER, C. (1969): Zur Rastenberger Granittektonik im Bereich der Kampkraftwerke (Südliche Böhmisches Masse). - *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 61 (1968), 9-39.
- FRANK, W., SCHARBERT, S., THÖNI, M., POPP, F. & HAMMER, S. (1991): Isotopengeologische Neuergebnisse zur Entwicklungsgeschichte der Böhmisches Masse. Proterozoische Gesteinsserien und variszische Hauptorogenese. - *Österr. Beitr. Meteor. Geophysik*, 3, 185-228.
- FRITZ, H. (1991): Structures and kinematics along the Moravian - Moldanubian boundary: preliminary results. *Österr. Beitr. Geophysik Meteor.*, 3, 77-96.
- FRITZ, H. & NEUBAUER, F. (in Vorb.): Displacement partitioning in a transpressional orogen: the southeastern Bohemian Massif.
- FUCHS, G. (1986): Zur Diskussion um den Deckenbau der Böhmisches Masse. - *Jb. Geol. Bundesanst.*, 129, 41-49.
- FUCHS, G. (1990): The Moldanubicum - an old nucleus in the Hercynian mountain ranges of central Europe. - In: Minarikova, D. & Lobitzer, H., *Thirty years of geological cooperation between Austria and Czechoslovakia*; 257- 261, Prague (Geological Survey).
- FUCHS, G. & MATURA, A. (1976): Die Geologie des Kristallins der südlichen Böhmisches Masse. - *Jb. Geol. Bundesanst.*, 119, 1-43.
- FUCHS, G. & SCHARBERT, H.G. (1979): Kleinere Granulitvorkommen im niederösterreichischen Moldanubikum und ihre Bedeutung für die Granulitgenese. - *Verh. Geol. Bundesanst.*, 1979/2, 29-49.

GEBAUER, D. & GRÜNENFELDER, M. (1982): Geological development of the Hercynian Belt of Europe based on age and origin of high-grade and high-pressure mafic and ultramafic rocks. - Abstracts Fifth International Conference on Geochronology and Isotope Geology, Japan.

HÖGELSBERGER, H. (1989): Die Marmore und Kalksilikatgesteine der Bunten Serie - Petrologische Untersuchungen und geologische Konsequenzen. - Jb. Geol. Bundesanst., 132, 213-230.

MATTE, P., MALUSKI, H. & ECHTLER, H. (1985): Cisaillements ductiles varisques vers l'Est - Sud-Est dans les nappes du Waldviertel (Sud-Est du Massif de Bohême, Autriche). Données microtectoniques et radiométriques  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ . - C.R. Acad. Sc. Paris, 301, II/10, 721-726.

MATURA, A. (1984): Das Kristallin am Südostrand der Böhmisches Masse zwischen Ybbs/Donau und St. Pölten. - Jb. Geol. Bundesanst., 127, 13-27.

NEUBAUER, F. (1991): Kinematics of the Moldanubian Zone in the southern Bohemian Massif: Preliminary results from the Danube section. Österr. Beitr. Geophysik Meteor., 3, 57-76.

PETRAKAKIS, K. (1986a): Metamorphoseentwicklung in der südlichen Bunten Serie am Beispiel einiger Gneise, Moldanubikum, Niederösterreich. - Tschermaks Mineral. Petrogr. Mitt., 35, 243-259.

PETRAKAKIS, K. (1986b): Metamorphism of high-grade gneisses from the Moldanubian zone, Austria with particular reference to the garnets. - J. Metamorphic Geol., 4, 323-344.

PETRAKAKIS, K. & RICHTER, W. (1991): Metamorphosebedingungen in der Gföhler Einheit. Zentralbl. Geol. Paläont. Teil I, (im Druck).

SCHARBERT, S. (1987): Rb-Sr Untersuchungen granitoider Gesteine des Moldanubikums in Österreich. - Mitt. Österr. Mineral. Ges., 132, 21-37.

SCHARBERT, H.G. & FUCHS, G. (1981): Metamorphe Serien im Moldanubikum Niederösterreichs. - Fortschr. Miner., 59, Beih. 2, 129-152.

SCHARBERT, S. & VESELA, M. (1990): Rb-Sr Systematics of intrusive rocks from the Moldanubicum around Jihlava. - In: Minarikova, D. & Lobitzer, H., Thirty years of geological cooperation between Austria and Czechoslovakia; 263-272, Prague (Geological Survey).

SCHENK, V. & TODT, W. (1984): U-Pb Datierungen an Zirkon und Monazit der Granulite im Moldanubikum Niederösterreichs (Waldviertel). - Fortschr. Mineral., 61, 190-191.

THIELE, O. (1984): Zum Deckenbau und Achsenplan des Moldanubikums der Südlichen Böhmisches Masse (Österreich). - Jb. Geol. Bundesanst., 126, 513-523.

TOLLMANN, A. (1982): Großräumiger variszischer Deckenbau im Moldanubikum und neue Gedanken zum Variszikum Europas. - Geotekt. Forsch., 64, 1-91.

ZAYDAN, A. & SCHARBERT, H.G. (1983): Petrologie und Geochemie moldanubischer metamorpher Serien im Raume Persenbeug (südwestliches Waldviertel). - Jb. Geol. Bundesanst., 126, 181-199.

## 2.5. Kinematik und Alter der Blattverschiebungszonen in der südlichen Böhmisches Masse

Von ECKARD WALLBRECHER, R. DAVID DALLMEYER, MICHAEL BRANDMAYR, ROBERT HANDLER, FREDERIKE MADERBACHER & REINHARD PLATZER

Mit 10 Abbildungen

### Zusammenfassung

Mylonitische Gefüge der NW-SE und NE-SW streichenden Blattverschiebungen in der südlichen Böhmisches Masse zeigen dextralen Schersinn an den NW-SE verlaufenden Störungen und sinistralen an den NE-SW streichenden Blattverschiebungen. Die Mylonitisierung ist in den meisten Scherzonen unter grünschieferfaziellen Bedingungen abgelaufen.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Datierungen an verschiedenen Korngrößenfraktionen von Muskowiten, die während der Mylonitisierung gebildet wurden, ergeben Alter von 287.3 +/- 0.6 Ma (NW-SE-System) und 294.5 +/- 0.8 - 260.3 +/- 1.1 Ma (NE-SW-System). Die Scherzonen werden deshalb als ein spätvariszisches konjugiertes System gedeutet, das durch einen sich in E-W-Richtung erstreckenden Indenter im Zuge einer N-S-Konvergenz entstanden sein könnte. Rb-Sr-Datierungen an Muskowiten ergeben ein Alter von 190 Ma, das mit einer teilweisen alpinen Verjüngung des konjugierten Systems interpretiert wird. Sprödformationen in den Scherzonen stellen wahrscheinlich Vorlanddeformationen während der alpinen Orogenese dar, die durch einen Indenter hervorgerufen wurden, der eine ähnliche Form und Orientierung gehabt hat, wie der variszische.

### Abstract

Mylonitic fabrics developed in conjugate wrench fault systems of the Southern Bohemian Massif display dextral shear sense (NW-SE striking systems) and sinistral shear sense (NE-SW trending systems).  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating of various size fractions of muscovite formed during associated mylonitization yield ages of 287.3 +/- 0.6 Ma (NW-SE system) and 294.5 +/- 0.8 - 260.3 +/- 1.1 Ma (NE-SW system). The shear zones are, therefore, interpreted as a late Variscan conjugate system which may have been generated by indentation of an E-W elongated crustal unit during north-south convergence. Rb-Sr dating of muscovites yields an age of c. 190 Ma which is interpreted to indicate partial Alpine rejuvenation of the conjugate system. Brittle deformation within the shear zones likely represents foreland deformation during the Alpine orogeny which was probably caused by a similar type of indentation as during Variscan orogenesis.

### Einleitung

Dank der guten Kartierung und geologischen Bearbeitung der Umgebungen der meisten der Blattverschiebungszonen (FUCHS & MATURA, 1976; FUCHS, 1976; MATURA, 1976; THIELE, 1984) und neuerer petrographischer Detailbearbeitung (FINGER, 1986; FINGER & HÖCK, 1987) sind die Lage der Scherzonen und die Ver-

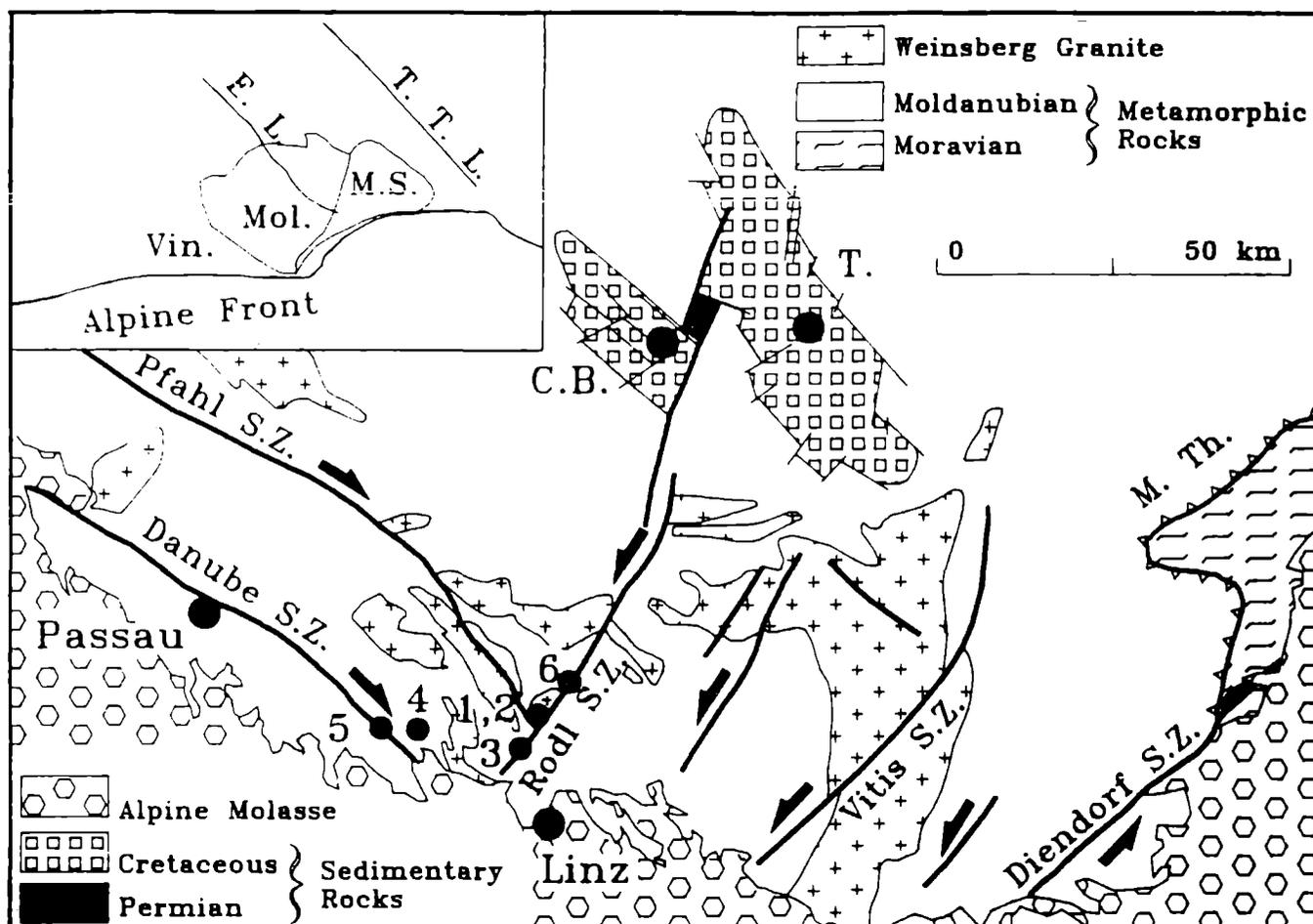


Abb.1 Scherzonen in der südlichen Böhmischer Masse

satzrichtungen bekannt und gut kartiert. Sie werden als spätvariszische Bildungen betrachtet (z.B. THIELE, 1961; FUCHS, 1976; FUCHS & MATURA, 1976; TOLLMANN, 1985), einige Autoren betrachten sie jedoch als jünger (GRABER, 1928; THIELE, 1970; SCHEIDEGGER, 1976). Abb. 1 stellt die Verteilung der Scherzonen und die Versatzrichtungen an ihnen dar. Sie lassen sich nach Streichrichtung und Bewegungssinn in zwei Gruppen gliedern:

- 1) NW-SE bis WNW-ESE streichende Störungen mit dextralem Schersinn (Pfahl-, Donau-Scherzone und kleinere Scherzonen).
- 2) NE-SW bis NNE-SSW streichende Scherzonen mit sinistralen Schersinn (Rodl-, Vitis-, Diendorfer-Scherzone und kleinere Scherzonen).

### Duktile Deformationen

#### Die Donau-Scherzone

Hier sind Perlgneise und Perldiatexite duktil in Protomylonite (sensu HIGGINS, 1971) umgewandelt. Die mylonitische Foliation hat ein mittleres Einfallen von 25/58. Sie weist ein deutliches Streckungslinear in der Streichrichtung auf (Abb. 2). Mesoskopische S-C-Gefüge zeigen einen sehr deutlichen einheitlichen dex-

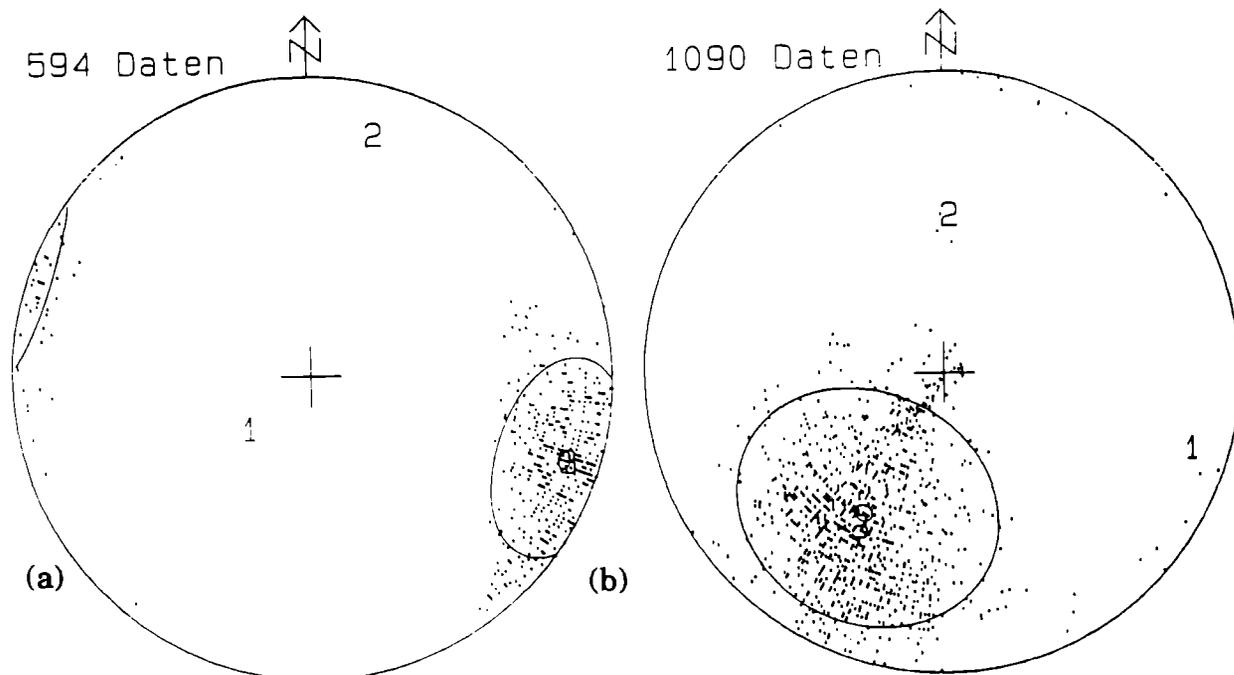


Abb.2 Streckungslineationen (a) und Foliationen (b) in der Donau-Scherzone zwischen Eferding und Niederranna. Darstellung von Schwerpunktvektor, sphärischem Öffnungsgrad, Vertrauenskegel und Eigenwerten (WALLBRECHER, 1986), Lambertsche Projektion, untere Halbkugel.

tralen Schersinn. Quarzgefüge aus den zentralen Bereichen der Scherzone, die mit der integralen Messung der Quarz-c-Achsen-Azimute (Photometermethode, WALLBRECHER, 1988) erfasst und als Richtungsrosen dargestellt wurden, zeigen dextrale Schiefregelungen bei sehr großer Strain-Homogenität (Abb. 3). Röntgentexturaufnahmen des Quarzgefüges zeigen dextrale Schiefgürtel der c-Achsen und eine Clusterregelung der a-Achsen in der S-Richtung des S-C-Gefüges (Abb. 4).

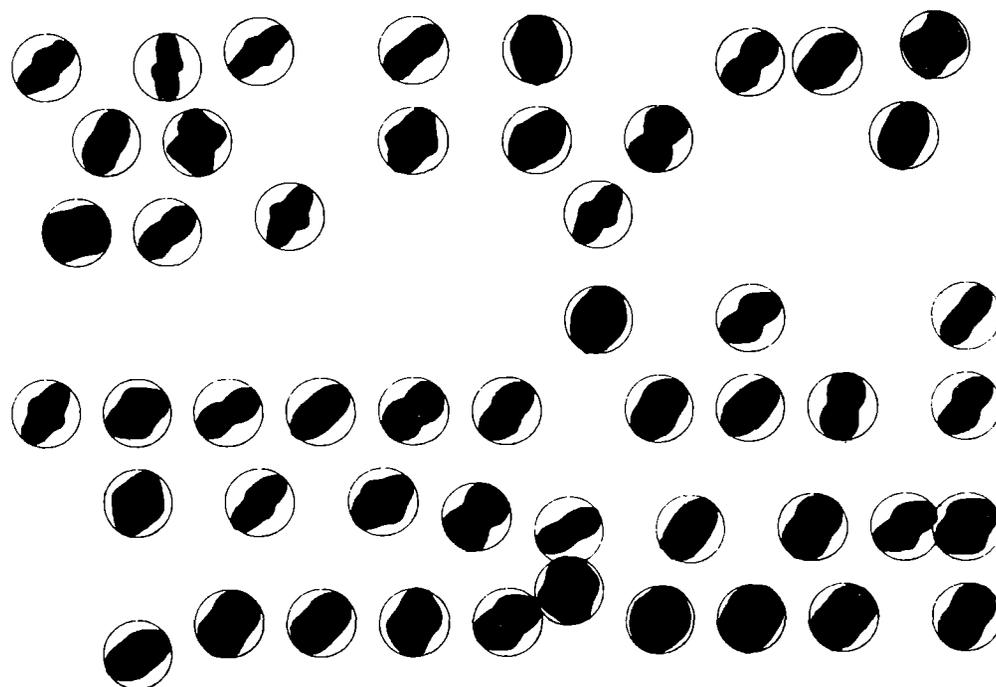


Abb.3 Richtungsrosen von Quarz-c-Achsen-Azimuten in einem (xz)-Schnitt, gemessen mit dem Mikroskop-Photometer, Perlgneis, Donauschlinge bei Schlögen.

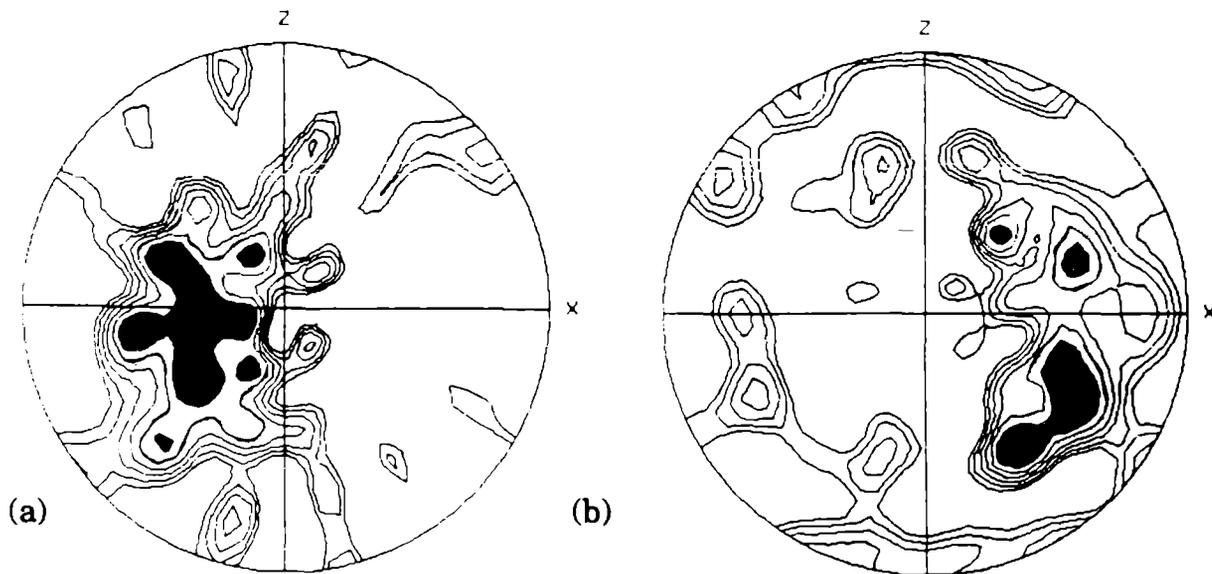


Abb.4 a) Polfigur der c-Achsen (104), b) Polfigur der a-Achsen (110) von Quarz, berechnet aus ODF-Koeffizienten, Mylonit, Donauschlinge bei Schlögen.

#### Die Pfahl-Scherzone

In der Pfahl-Scherzone sind Protomylonite aus einem Granit- bzw. Orthogneisprotolithen (Weinsberger Granit, Eisgarner Granit und Grobkorngneis) die häufigsten Gesteine an den Scherzonenrändern. Zum Zentrum der Scherzone hin entwickeln sich hieraus Mylonite und Ultramylonite. Duktile Scherbänder und langgezogene asymmetrische Druckschatten und syn- oder antithetisch zerschnittene Feldspatklüster weisen auf eine dextrale Scherung hin. Quarz zeigt Rekristallisationsgefüge mit Tripelpunkt-Korngrenzen von nahezu  $120^\circ$ , die für eine Bildung während dynamischer Rekristallisation sprechen (ETHERIDGE & WILKIE, 1981).

Röntgertexturanalysen des Quarzgefüges im Zentrum der Scherzone zeigen Gitterregelungen mit einem sehr deutlichen Maximum der c-Achsen in der x-Richtung des finiten Strainellipsoides und mit einer Verteilung der a-Achsen in einem Gürtel um diese Richtung (Abb. 5). Eine solche Gitterregelung kann nur mit einer Aktivie-

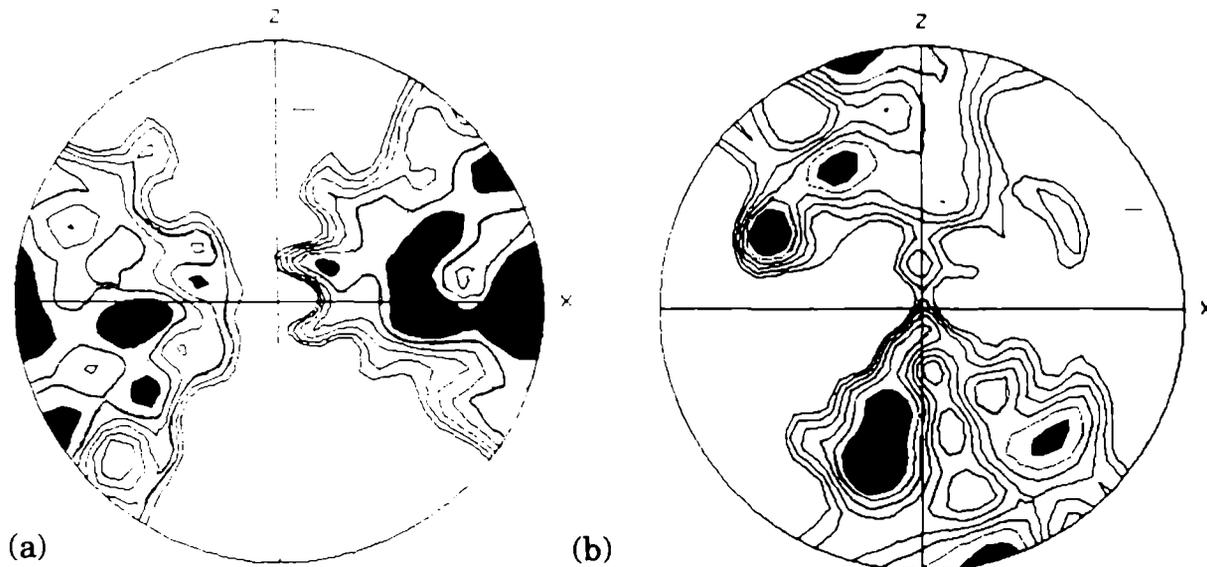


Abb.5 a) Polfiguren der c-Achsen (104) und b) der a-Achsen (110) von Quarz, berechnet aus ODF-Koeffizienten, zentraler Bereich der Pfahl-Scherzone, Steinbruch bei Aigen, Mühlthal.

rung der Prismenflächen als Gleitflächen und der c-Achsen als Gleitrichtung unter relativ hohen Temperaturen (ca. 700°C: MAINPRICE et al. 1986) gedeutet werden. Eine mögliche Erklärung für diese hohen Temperaturen könnte ein sehr früher Beginn der Scherdeformation, unmittelbar nach der Intrusion des spätvariszischen Eisgarner Granites sein.

### Die Rodl-Scherzone

Die Rodl-Scherzone ist südlich von Untergeng sehr kompakt und einheitlich, nach Nordosten hingegen spaltet sie sich zunehmend in zahlreiche Äste auf, sodaß schwächer deformierte linsenförmige Bereiche fast vollständig von stärker deformierten Gesteinen umhüllt werden (Abb. 6).

Bei den Gesteinen, die von Mylonitisierung und Phyllonitisierung erfaßt wurden, handelt es sich um Perlgneise, Perldiatexite, Weinsberger Granit und Schlierengranit (Nomenklatur nach FINGER, 1986). Eine Korngrößenreduktion und die Ausbildung einer penetrativen Schieferung und Lineation sind ebenso vorhanden, wie die Beschränkung der Mylonite auf relativ schmale Zonen. Die Schieferungsflächen fallen generell mit etwa 80° nach NW ein, die Streckungslineation streicht in Richtung NE-SW und liegt nahezu horizontal (Abb. 7). Die Korngröße der einzelnen Minerale nimmt in Richtung zur Scherzone deutlich ab, was vor allem durch das kataklastische Verhalten der Kalifeldspäte bedingt ist. Aus S-C-Gefügen, ecc-Gefügen und asymmetrischen Feldspatäugen läßt sich ein sinistraler Schersinn ableiten. Aufgrund des kataklastischen Verhaltens der Feldspäte kommt es zu einer starken Kornzerkleinerung, die eine Serizitbildung erleichtert, sodaß in hochdeformierten Myloniten schließlich eine vollständige Umwandlung der Feldspäte in Serizit erfolgt. Auch dürfte der erhöhte Fluiddurchsatz, der im unmittelbaren Scherzonenbereich wegen der Erhöhung der Durchlässigkeit der Gesteine ansteigt, für die verstärkte Umwandlung verantwortlich sein. Große Muskowitalkörner zeigen an ihren Rändern ebenfalls einen schmalen Serizitsaum. Granat, Hornblende und Biotit reagieren auf die Bedingungen während der Deformation in der Art, daß sie sowohl randlich als auch entlang von Spaltflächen in Chlorite umgewandelt werden. Diese Mineralreaktionen sind Zeugen einer retrograden Metamorphose unter grünschieferfaziellen Bedingungen während der Aktivität der Scherzone.

Die am häufigsten beobachteten Quarzgefüge sind äquidimensionale Rekristallisationskörner, die durch ihre gut ausgebildeten Korngrenzen mit Tripelpunkten von 90-120° auffallen. Die Größe der Rekristallisationskörner schwankt von 0.05 bis 0.15 mm. Meist treten solche Rekristallisate lagenförmig oder in Form von Nestern auf. Sie lassen somit auf die ehemalige Existenz eines großen Altkornes schließen. Daß Rekristallisationskörner aus solchen deformierten Altkörnern entstehen, wird an Kern-Mantel-Texturen deutlich. Dabei handelt es sich um einen meist langgezogenen Mantel aus äquidimensionalen Rekristallisaten, die noch nicht rekristallisierte Bereiche des Altkornes umgeben. Diese Kerne bestehen aus stark gelängten, undulös auslöschenden Körnern oder aus einem Verband von Subkörnern. Solche Texturen sind typisch für den Wechsel der Deformationsmechanismen in Quarz von einer niedrigtemperierten Plastizität zu Bedingungen des 'power-law creep'. Die deformierten Altkörner verhalten anschließend durch den Prozeß einer syntektonischen Rekristallisation (ETHERIDGE & WILKIE, 1979; GOTTSTEIN & MECKING, 1985; WHITE, 1977).

Zur Erstellung der Polfiguren in Abb. 6 wurden pro Dünnschliff jeweils 200-300 Quarzrekristallisate mit Hilfe eines U-Tisches eingemessen, daneben wurde auch die Photometermethode eingesetzt, die sinistrale Schiefregelungen der Quarz-c-Achsen-Azimute in Bezug auf das kinematische Koordinatensystem und eine große strain-Homogenität ergab. Auffallend sind die unterschiedlichen Verteilungen der Quarz-c-Achsen in den Diagrammen (Abb. 6). Clusterverteilungen an der Peripherie sind durch die Aktivierung der Basisfläche entstanden. Cluster in Richtung der y-Achse müssen als Prismen-a-Gleitung und durchgehende Schiefgürtelverteilungen, die durch das Zentrum gehen, mit der Aktivierung einer der beiden Rhomboederflächen zusammen mit Basis-a-Gleitung und Prismen-a-Gleitung erklärt werden. Der Wechsel

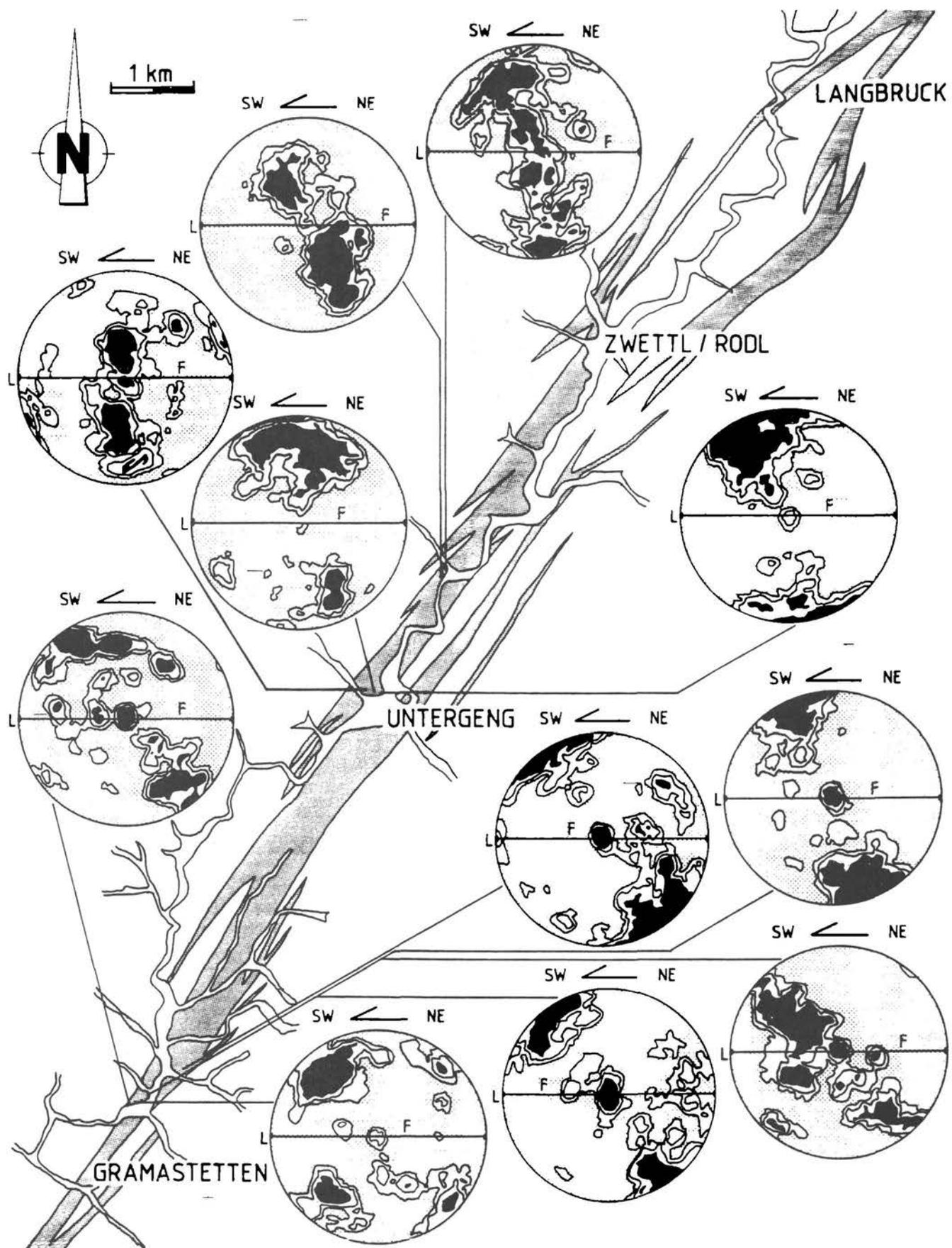


Abb.6 Die Rodl-Scherzone im Mühlviertel. Die hochdeformierten Gesteine (Mylonite und Phyllonite) sind durch die Punkt-Signatur gekennzeichnet, außerdem sind Quarz-c-Achsen-Diagramme verschiedener Mylonite dargestellt. Logarithmische Abstufung in Vielfachen der Gleichverteilung (MRD).

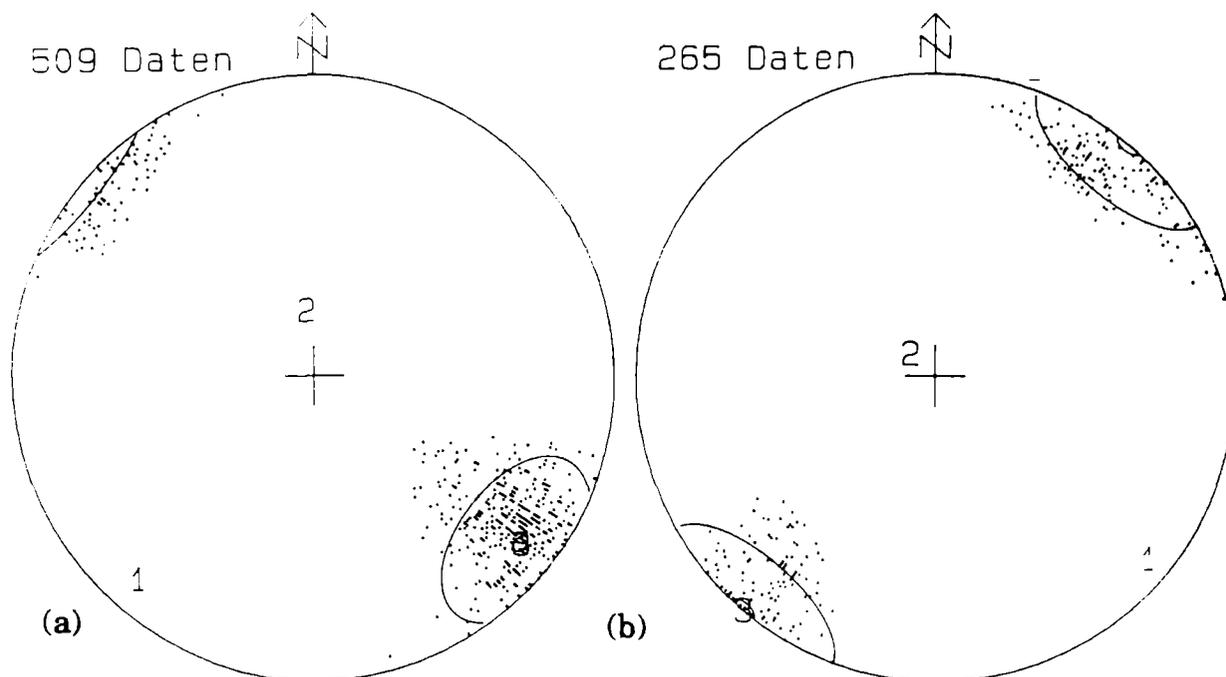


Abb.7 Foliation (a) und Lineation (b) in der Rodl-Scherzone. Darstellung von Schwerpunktvektor, sphärischem Öffnungsgrad, Vertrauenskegel und Eigenwerten (WALLBRECHER, 1986), Lambertsche Projektion, untere Halbkugel.

von einer Basisgleitung zu einer Rhomboedergleitung setzt die Überschreitung einer höheren kritischen Scherspannung voraus. Da in den Dünnschliffen oftmals eine Korrelation von feinkörnigen Quarzmikrogefügen mit einer Rhomboedergleitung der Quarzrekristallisate zu beobachten ist, scheinen eine lokale Aufheizung des Gesteins durch die Deformationswärme und ein erhöhter Fluiddurchsatz die wesentlichen Faktoren zu sein, die zu diesem Wechsel der Betätigung der aktiven Gleitsysteme geführt haben.

#### Die Scherzonen zwischen Weitra und Freistadt

In den auf den Blättern Großpertholz und Königswiesen kartierten Mylonitzonen konnte nur ein Aufschluß mit anstehenden Myloniten bei Hörndlwies, östlich vom Nebelstein, gefunden werden. Dieser Aufschluß ist bislang der einzige, in dem mit Kern-Mantel-Texturen auch eine duktile Deformation an Feldspäten nachgewiesen werden konnte. Diese Deformation äußert sich in einer Rekristallisatbildung an den Feldspäten, was als Hinweis für eine höhere Temperatur (>600°C) während der Deformation gedeutet werden muß (TULLIS & YUND, 1987). Als Erklärungsmöglichkeit könnte man auch hier an eine Deformation unmittelbar im Anschluß an die Intrusion des Protolithen (spätvariszischer Feinkorngranit) denken oder an freigewordene Deformationswärme.

#### Die Vitiser und die Diendorfer Scherzone

Beide Scherzonen zeigen bislang ausschließlich eine spröde Deformation, die sich darin äußert, daß nur Kataklastite gefunden wurden. Bei der Vitiser Störung, die in den Aufschlüssen bei Rappottenstein und südwestlich von Zwettl im Weinsberger Granit und Granitgneis verläuft, deutet jedoch nichts darauf hin, daß hier die Deformation in einem höheren Krustenstockwerk als in den bisher beschriebenen Scherzonen stattgefunden haben sollte. Eine mögliche Erklärung könnte in einem besonders hohen Fluiddurchsatz gefunden werden, der mit der Intrusion des Granites im Zu-

sammenhang stehen könnte. Ein besonders hoher Porenfluidruck könnte die Scherfestigkeit des Gesteines soweit herabgesetzt haben, daß es zu hydraulischen Brüchen gekommen sein könnte.

### Alter der duktilen Deformation

Über das Alter der Scherzonen in der südlichen Böhmisches Masse gibt es kontroverielle Meinungen. Prädevonische Aktivität an den NW-SE streichenden Störungen wurde von DVORAK (1985) in Erwägung gezogen. Ein alpines Alter wurde von GRABER (1928) vorgeschlagen. Alpine Reaktivierung einer ursprünglich variszischen Struktur wurde von THIELE (1961), FUCHS (1976), FUCHS & MATURA (1976) und von TOLLMANN (1985) vermutet. Eine untere Altersgrenze ist durch die Intrusion des Weinsberger Granites gegeben, für den eine 349 +/- 4 Ma Gesamtgesteinsisochrone aufgestellt wurde (SCHARBERT, 1987).

### <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar Mineralalter

Die angewandten Methoden sind im Detail in DALLMEYER & GIL IBARGUCHI (1990) beschrieben. Es wurden Proben von der Rodl-Scherzone und von der Donau-Scherzone aufgesammelt. Die Probenpunkte sind in Abb.1 dargestellt. Mineralkonzentrate wurden in Aluminiumfolie eingewickelt, in Quarzröhrchen eingeschmolzen und für 40 Stunden im TRIGA Reaktor des U.S. Geological Survey in Denver bestrahlt. Die Alters- und K/Ca-Spektren sind in Abb. 8 dargestellt.

### Die Rodl-Scherzone

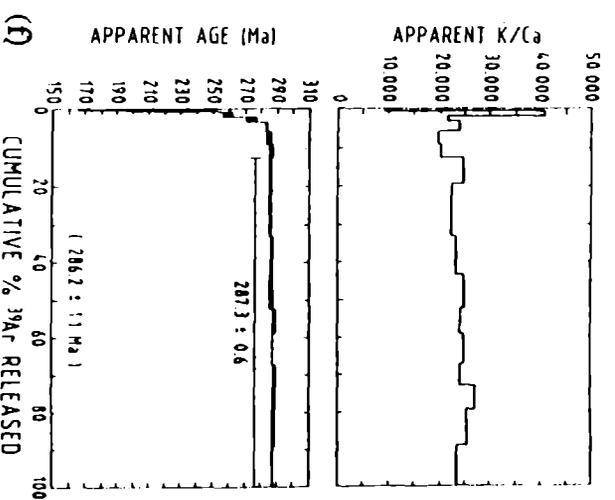
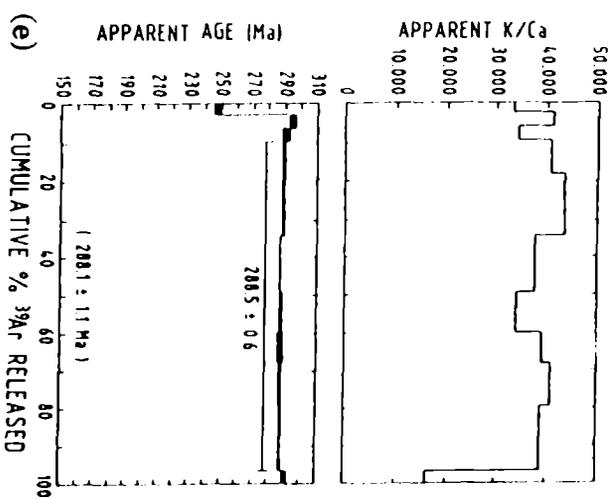
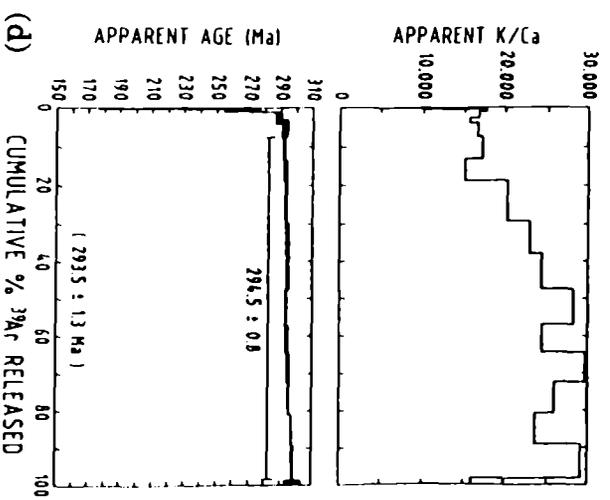
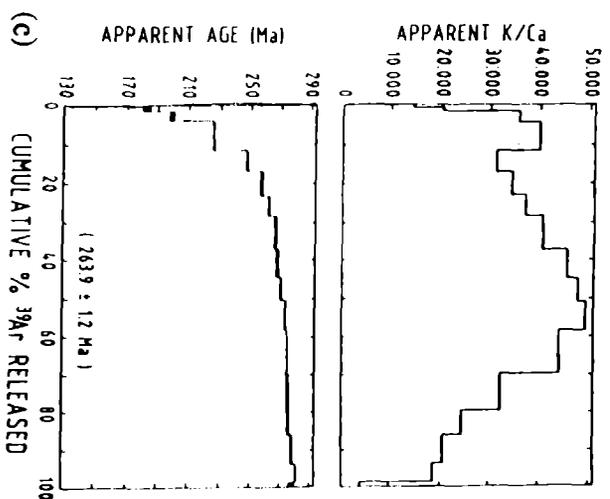
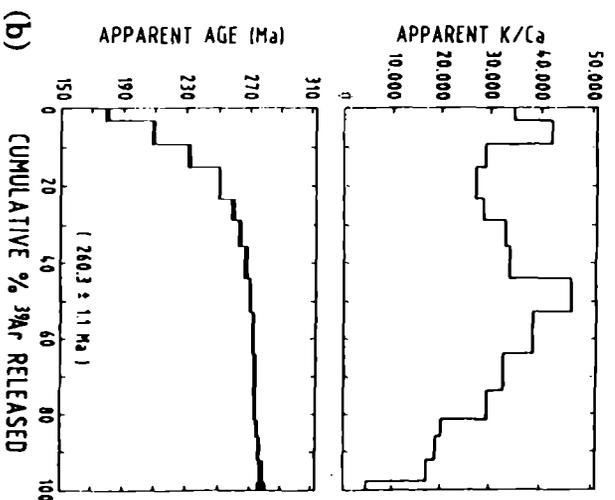
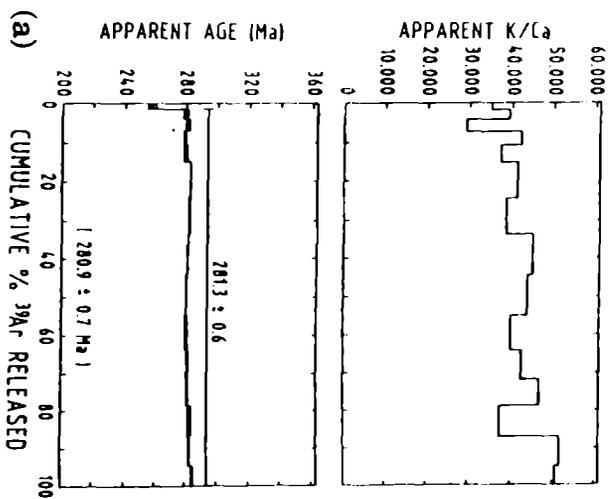
Eine Probe (1) von nahezu undeforziertem muskowithaltigem Granit wurde an der Rodl-Scherzone in einem Steinbruch nahe Untergeng aufgesammelt. Ein Konzentrat von großen magmatischen Muskowiten wurde aus dieser Probe angefertigt. Es zeigt ein konkordantes <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar-Altersspektrum (Abb. 8a) mit einem Plateau-Alder von 281.3 +/- 0.6 Ma. Die Variation der K/Ca-Verhältnisse ist gering. Das Plateau-Alder wird als postmagmatisches Abkühlungsalter gedeutet, wobei eine Schließungstemperatur des Muskowites von 375 +/- 25°C angenommen wird.

Eine weitere Probe (2) wurde in einem protomylonitischen Granit in ca. 3m Entfernung von (1) gewonnen. Das Gefüge dieser Probe wird bestimmt durch sehr feinkörnigen, offensichtlich rekristallisierten Muskowit (Serizit), der von den Foliationsflächen herunter gekratzt und in zwei Fraktionen getrennt wurde (A = 0.13 - 0.15 mm; B = 0.11 - 0.09 mm). Beide Fraktionen ergeben ähnliche diskordante <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar-Altersspektren (Abb. 8b,c), in denen die Alter (180 Ma) vom niedrigen

---

Abb.8 <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar-Alters- und K/Ca-Spektren von Konzentraten verschiedener Korngrößen feinkörniger Hellglimmer von den mylonitischen Foliationen der Rodl- und der Donau-Störung (Lokalitäten s. Abb.1).

- a) Probe 1, große magmatische Muskowite, Granit, Rodl-Scherzone, Untergeng
- b) Probe 2, Hellglimmer (Fraktion 0,15-0,13 mm) aus protomylonitischem Granit; 3m von Probe 1
- c) Probe 2, Hellglimmer (Fraktion 0,11-0,09 mm) aus protomylonitischem Granit; 3m von Probe 1
- d) Probe 3, Muskowit aus einem Protomylonit, Rodl-Scherzone, Gramastetten
- e) Probe 4, Muskowit aus dem geschiefertem Haibacher Granit, außerhalb der Donau-Scherzone, Haibach
- f) Probe 5, Muskowit aus mylonitischem Paragneis, Donau-Scherzone, Schlögen/Donau



Temperaturbereich bis zu 270 Ma bei mittleren und hohen Temperaturen systematisch ansteigen. Die K/Ca-Spektren der beiden Fraktionen sind ebenso diskordant. Die systematische Veränderung des K/Ca-Verhältnisses zeigt an, daß während der beiden Analysen Argon von verschiedenen Mineralphasen abgegeben wurde. Eine mit einem relativ hohen K/Ca-Verhältnis ist vermutlich der sehr feinkörnige Hellglimmer, der während einer Phyllonitierung neu gewachsen ist. Die mittleren Temperaturbereiche der Analysen werden beherrscht von zunehmenden K/Ca-Verhältnissen, die wahrscheinlich von porphyroklastischen Fragmenten ehemaliger magmatischer Muskowite herrühren. Die relativ niedrigen K/Ca-Verhältnisse im hohen Temperaturbereich der Analysen stammen vermutlich von porphyroklastischem magmatischem Feldspat. Für die sehr feinkörnige Fraktion von phyllonitisch neugebildetem Hellglimmer kann somit ein maximales Alter von 170-180 Ma angegeben werden.

Ein weiteres Muskowitkonzentrat (3) wurde aus einer protomylonitischen Probe gewonnen, die bei Gramastetten genommen wurde. Dieses Konzentrat gibt ein konkordantes  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Altersspektrum (Abb. 8d), das sich in einem Plateau-Alter von 294.5  $\pm$  0.8 Ma äußert. Das K/Ca-Spektrum ist verhältnismäßig konkordant, damit kann das Plateau-Alter als Abkühlungsalter nach einer spätpaläozoischen Metamorphose interpretiert werden.

### Die Donau-Scherzone

Eine Probe (4) eines geschieferten Zweiglimmergranites wurde außerhalb der Donau-Scherzone aus dem Haibacher Granit gewonnen. Das Muskowitkonzentrat zeigt ein konkordantes  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Altersspektrum, das ein Plateau-Alter von 288.5  $\pm$  0.6 Ma ergibt. Es wird interpretiert als postmagmatisches Abkühlungsalter (Abb. 8e).

Eine weitere Probe (5) wurde in mylonitischen Paragneisen in der Nähe von Schlögen aufgesammelt. Das Muskowitkonzentrat zeigt eine leichte Altersdiskordanz bei sehr niedrigen Temperaturen (Abb. 8f), allerdings bilden 90% der Gesamtentgasung an Argon ein Plateau-Alter von 287.3  $\pm$  0.6 Ma. Das K/Ca-Spektrum zeigt, daß die Plateau-Anteile der Analyse eine chemische Homogenität anzeigen. Das hohe K/Ca-Verhältnis bei niedrigen Temperaturen und die korrespondierenden niedrigen Alter lassen eine geringe thermische Verjüngung während der duktilen Deformation in der Scherzone vermuten.

### Rb-Sr-Mineralalter

Eine Probe (6) wurde in der Rodl-Scherzone, 1.4 km NNE Untergang aufgesammelt. Das Verhältnis von  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  zu  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  für das Gesamtgestein und für die sehr feinkörnige Hellglimmerfraktion ergibt ein Modellalter von 192  $\pm$  2 Ma für Hellglimmer (Abb. 9). Dieses Alter ist wahrscheinlich zu hoch, da immer noch geringe K-Feldspatreste aus dem Weinsberger Granit (349  $\pm$  4 Ma; SCHARBERT, 1987) im Pulverdiffraktogramm zu bemerken waren, somit ist eine post-paläozoische Reaktivierung wahrscheinlich.

### Junge Störungen

In allen duktilen Scherzonen durchsetzen jüngere Spröddeformationen die Mylonite. Richtungen von Harnischflächen, Strömungen und Versatzsinn dieser jungen Störungen wurden für eine Paläospannungsanalyse herangezogen. Hierfür wurde ein von uns entwickeltes Computerprogramm eingesetzt, das auf der Methode der Ermittlung der Schnittmenge der Kompressionsdieder (ANGELIER & MECHLER, 1977) beruht. Die Linien gleicher Schnittmängendichte werden dabei in eine Lagenkugelprojektion geplottet (Abb. 10a-f).

Für beide Scherzonenrichtungen (NW-SE und NE-SW) ergaben sich dabei identische Anordnungen der Hauptnormalspannungen. Die größte Hauptnormalspannung

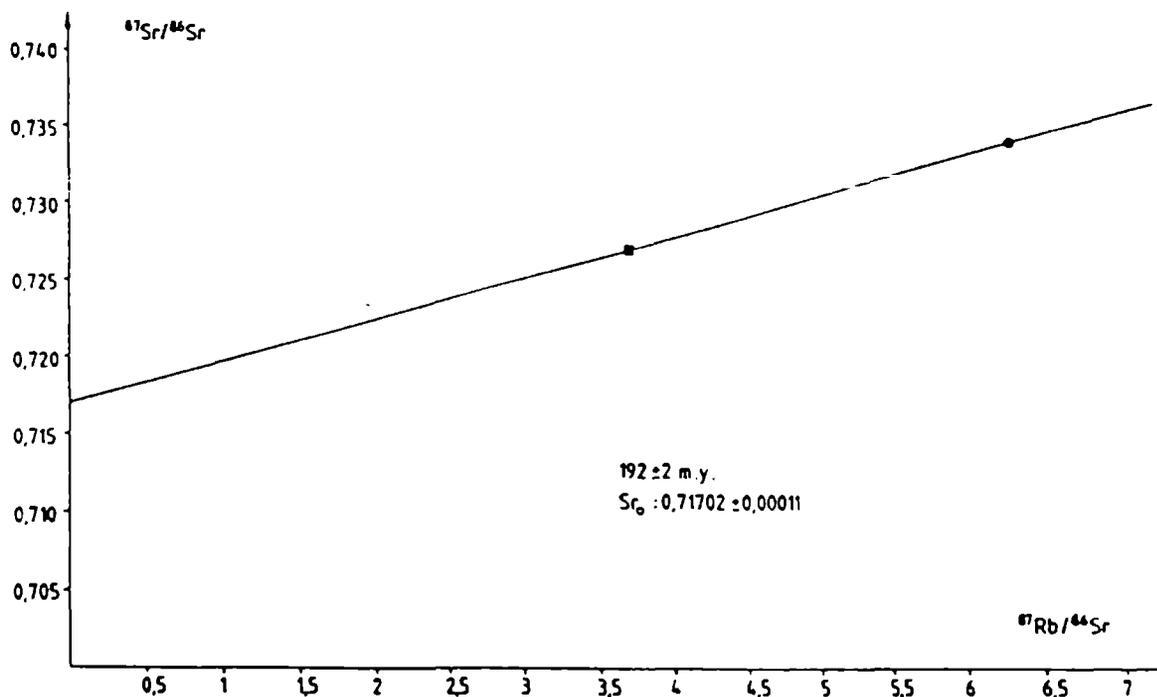


Abb.9 Probe 6, Rb-Sr-Zweipunkt-Isochrone, mylonitischer Weinsberger Granit, Rodl-Scherzone, 1.4 km NNE Untergeng; Quadrat: Gesamtgestein, Kreis: Glimmerkonzentrat (<0.002mm).

( $\sigma_1$ ) verläuft N-S, die kleinste ( $\sigma_3$ ) E-W und die mittlere ( $\sigma_2$ ) steht senkrecht darauf. Dieses einheitliche jüngere Spannungsfeld hat die gleiche räumliche Anordnung, wie das aus den konjugierten duktilen Scherzonensystemen ableitbare spätpaläozoische Spannungsfeld.

## Diskussion

Die Scherzonen in der südlichen Böhmisches Masse stellen Blattverschiebungen dar, die in Krustenbereichen unterhalb der Übergangszone zwischen spröder und duktiler Deformation angelegt wurden. Einige entstanden unter sehr hohen Temperaturen (Pfahl-Scherzone), was auf eine gleichzeitige Intrusion des Eisgarner Granites hindeutet.

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Datierungen zeigen, daß beide Systeme (NW-SE und NE-SW) gleichzeitig zu spätvariszischer Zeit entstanden. Sie können deshalb als ein orthogonal-konjugiertes System von Blattverschiebungen angesehen werden. Dieses System setzt sich in die CSFR fort und bildet deshalb ein regelmäßiges großräumiges Muster. Eine Richtung (NW-SE) verläuft parallel zu Grenzen großer Krustenblöcke in Mitteleuropa (Elbe-Lineament und Tornquist-Teysseire-Linie, parallel zur SW-Begrenzung der Russischen Tafel, das andere System steht senkrecht darauf. In der Moldanubischen Zone könnten die dextrale Scherung an NW-SE-Scherzonen und die sinistrale Scherung an NE-SW-Systemen dadurch erklärt werden, daß das Moldanubikum einen keilförmigen Indenter zwischen Vindelizischem Block im Westen und Moravikum im Osten bilden würde (Abb. 1), der bei einer spätpaläozoischen variszischen Konvergenz wirksam gewesen wäre (WEBER, 1987). Da jedoch das gleiche orthogonale System von Scherzonen mit den gleichen Schersinnen auch im Moravikum gefunden wurde (DVORAK, 1985), scheint es wahrscheinlicher, daß sich dieses Scherzonensystem nach der variszischen Konvergenz von Laurasia und Gondwana in einer breiten Konvergenzzone entwickelte. Das Muster von dextralen und sinistralen Scherzonen

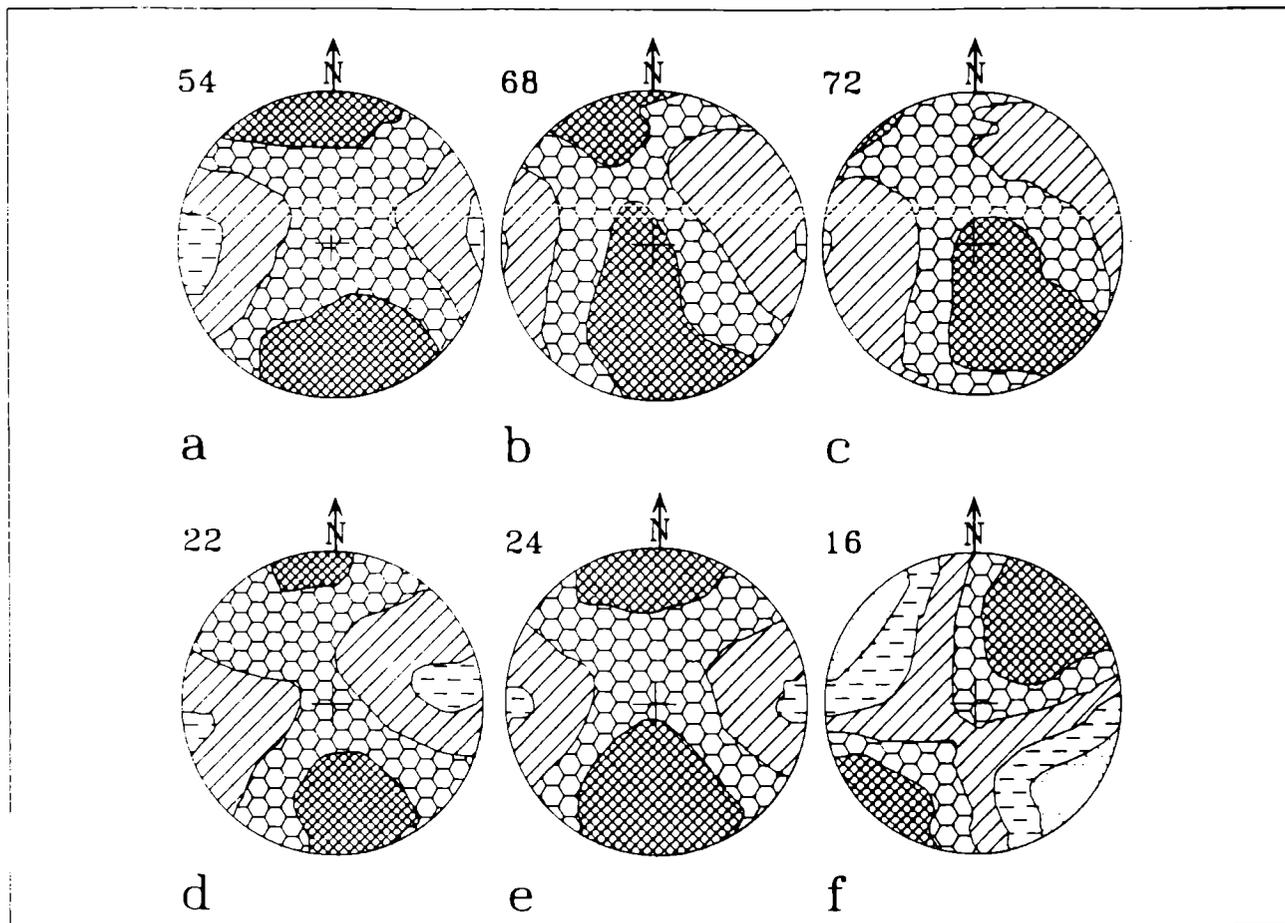


Abb.10 Orientierung der Hauptnormalspannungen während der jungen Sprödeformation, geplottet mit einem Programm, das die Methode von ANGELIER & MECHLER (1976) benutzt. Zahlen geben die Anzahl der Kompressionsdieder für jedes Diagramm wieder. Isolinien stellen Schnittmengen der Kompressionsdieder dar: 0-20% gepunktet, 20-40% gestrichelt, 40-60% schräge Linien, 60-80% Waben, 80-100% Kreuzschraffur  
a) Pfahl-Scherzone, Steinbrüche bei Aigen, Mühlthal  
b) Donau-Scherzone, westlicher Teil zwischen Schlögen und dem Rannach-Tal  
c) Donau-Scherzone, östlicher Teil, zwischen Schlögen und Eferding  
d) Rodl-Scherzone zwischen Untergeng und Langzwettl  
e) Scherzone zwischen Vitiser und Rodl-Scherzone, Steinbrüche in der Umgebung von Karlstift  
f) Diendorfer Scherzone, nahe Zöbing.

könnte als ein System von " $\alpha$ - und  $\beta$ -slip-lines" sensu TAPPONNIER & MOLNAR (1976) verstanden werden, das die Trajektorien maximaler Scherspannungen darstellt, die sich auf der Nordflanke eines in E-W-Richtung langgestreckten Indenters entwickelten.

Während der alpinen Orogenese (die das Ergebnis einer gleichartigen Konvergenz von nördlichen und südlichen Krustenblöcken darstellt) war die Böhmisches Vorland. Während dieser Orogenese hat sich im Vorland ein Spannungsfeld aufgebaut, das sehr ähnlich dem variszischen war. Das bedeutet, daß die variszischen Scherzonen in höheren spröden Krustenteilen reaktiviert wurden. Der Graben von Ceske Budejovice (Abb. 1) ist gefüllt mit kretazisch-miozänen Sedimenten und begrenzt von Störungen, die die gleiche Orientierung haben, deshalb wird diese Struktur als alpidisch gedeutet (FUCHS & MATURA, 1976). Die reaktivierten Scherzonen gehören einem System von jungen Scherzonen an, die in ganz Mitteleuropa verbreitet sind und durch alpine N-S-Konvergenz erklärt werden (STACKEBRANDT & FRANZKE, 1989).

## Literatur

- ANGELIER, J. & MECHLER, P. (1977): Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la méthode des dièdres droits. - Bull. Soc. géol. France, **19** : 1309-1318.
- DALLMEYER, R.D. & GIL IBARGOCHI, J.I. (1990): Age of the amphibolitic metamorphism in the ophiolitic unit of Morais (North Portugal). Implications for the early stages of the Hercynian Orogenesis in the Iberian Massif.- J. Geol. Soc. London, **147**.
- DVORAK, J. (1985): Horizontal movements on deep faults in the proterozoic basement of Moravia.- Jb. Geol. B.-A., **127** : 551-556.
- ETHERIDGE, M.A. & WILKIE, J.C. (1979): Grain size reduction, grain boundary sliding and the flow strength of mylonites.- Tectonophysics, **58** : 159-178.
- ETHERIDGE, M.A. & WILKIE, J.C. (1981): An assessment of dynamically recrystallized grainsize as a paleopiezometer in quartz-bearing mylonite zones.- Tectonophysics, **78** : 475-508.
- FINGER, F. (1986): Die synorogenen Granitoide und Gneise des Moldanubikums im Gebiet der Donauschlingen bei Obermühl (Oberösterreich).- Jb. Geol. B.-A., **128**: 383-402.
- FINGER, F. & HÖCK, V. (1987): Zur magmatischen Entwicklung des Moldanubikums in Oberösterreich.- Jb. Geol. B.-A., **129** : 641-642.
- FUCHS, G. (1976): Zur Entwicklung der Böhmisches Masse.- Jb. Geol. B.-A., **119** : 45-61.
- FUCHS, G. & MATURA, A. (1976): Zur Geologie des Kristallins der südlichen Böhmisches Masse.- Jb. Geol. B.-A., **119** : 1-43.
- GOTTSTEIN, G. & MECKING, H. (1985): Recrystallization.- in: WENK, H.-R. (Hrsg.): Preferred orientation in deformed metals and rocks: An introduction to modern texture analysis : 183-218, London (Academic Press).
- GRABER, H.V. (1928): Das Alter der herzynischen Brüche.- Mitt. Geol. Ges. Wien, **19**: 1-17.
- HIGGINS, M.W. (1971): Cataclastic rocks.- US. Geol. Surv. Prof. Pap., **687**, 97 S.
- MAINPRICE, D., BOUCHEZ, J.L., BLUMENFELD, P. & TUBIA, J.M. (1986): Dominant c-slip in naturally deformed quartz: Implications for dramatic plastic softening at high temperature.- Geology, **14** : 819-822.
- MATURA, A. (1976): Hypothesen zum Bau und zur geologischen Geschichte des kristallinen Grundgebirges von Südwestmähren und dem niederösterreichischen Waldviertel.- Jb. Geol. B.-A., **119**: 63-74.
- SCHARBERT, S. (1987): Rb-Sr Untersuchungen granitoider Gesteine des Moldanubikums in Österreich.- Mitt. Österr. Min. Ges., **132**: 21-37
- SCHEIDEGGER, A.E. (1976): Untersuchungen des Beanspruchungsplanes im Einflußgebiet der Diendorfer Störung.- Jb. Geol. B.-A., **119**:83-95
- STACKEBRANDT, W. & FRANZKE, H.J. (1989): Alpidic reactivation of the variscan consolidated lithosphere: The activity of some fracture zones in Central Europe.- Z. geol. Wiss., **17** : 699- 712.
- TAPPONNIER, P. & MOLNAR, P. (1976): Slip-line field theory and large scale continental tectonics.- Nature, **264** : 319-324.
- THIELE, O. (1961): Zum Alter der Donaustörung.- Verh. Geol. B.- A., **1961** : 131-133.
- THIELE, O. (1970): Der österreichische Anteil an der Böhmisches Masse und seine Stellung im variszischen Orogen.- Geologie **19**: 17-24.
- THIELE, O. (1984): Zum Deckenbau und Achsenplan des Moldanubikums der südlichen Böhmisches Masse (Österreich).- Jb. Geol. B.-A., **26** : 5513-523.
- TOLLMANN, A. (1985): Geologie von Österreich, Band 2, Wien (Deuticke).
- TULLIS, J. & YUND, R.A. (1987): Transition from cataclastic flow to dislocation creep of feldspar: Mechanisms and microstructures.- Geology, **15** : 606-609.
- WALLBRECHER, E. (1986): Tektonische und gefügekundliche Arbeitsweisen.- 244 S. Stuttgart (Ferdinand Enke)

- WALLBRECHER, E. (1988): A ductile shear zone in the Panafrican Basement on the northwestern margin of the West African Craton.- in: JACOBESHAGEN, V. (Hrsg.): The Atlas Systems of Morocco, studies on its geodynamic evolution.- Lecture Notes in Earth Sc., 15 : 19-42
- WEBER, K. (1987): The development of the Mid-European Variscides interpreted in terms of allochthonous terranes.- IGCP 233 Meeting 1987, Nouakchott, Mauritania, Abstracts :213-214.
- WHITE, S.H. (1977): Geological significance of recovery and recrystallization processes in quartz.- Tectonophysics, 39 : 143-177.
- 

Raum für Notizen

### **3. Moravikum**

#### **3.1. Das Moravikum der Thaya-Kuppel als Teil der variszisch deformierten Randzone des Bruno-Vistulikums – eine Einführung**

Von GÜNTER FRASL

Mit 4 Abbildungen

Es kann als allgemein bekannt vorausgesetzt werden, daß zuerst F.E.SUESS eine "Moravische Zone" vom Moldanubischen Gebirge unterschied (F.E.SUESS 1897, 1903, 1908, 1912, 1926; vgl. auch FRASL in Exk.-Führer 1983), und daß er die zwei großen Moravischen "Kuppeln" oder "Fenster" nach zwei Flüssen benannte: nämlich das zur Gänze in Mähren liegende Schwarzawa-Fenster (auch Svatka Dome) und das zum größten Teil ins niederösterreichische Waldviertel reichende Thaya-Fenster (= Dyje Dome der neueren tschechischen Literatur), welches bei der Eggenburger Tagung besucht wird. - Der Begriff "Thaya-Kuppel" wurde verschieden verwendet: seit SUESS und WALDMANN steht er für die ganze moravische Gesteinsfolge vom Thayabatholith im Osten bis hinauf zur Bittescher Gneisdecke (einschließlich dieser beiden Körper); bei TOLLMANN (z.B. 1986/2/628) wird dagegen das Moravikum Österreichs wie folgt gegliedert: 1. in die Thaya-Kuppel mit ihrer Hülle, 2. die Pleissing-Decke und 3. die Bittescher-Gneis-Decke. Die SUESS'sche Begriffsfassung besitzt jedenfalls Priorität und wird in diesem Sinne auch hier verwendet, weil die Kuppelform insbesondere durch die breite Heraushebung im Querschnitt Messern-Pernegg-Pulkau besonders deutlich ist, und weil der Ostrand des Thaya-"Fensters" einerseits wegen der Überdeckung durch die tertiären Molassegesteine, andererseits wegen der Störungen entlang der Boskowitz Furche und Diendorfer Störung noch immer in Diskussion ist, sodaß eventuell die Bezeichnung "Halbfenster" eher zutreffen würde.

SUESS sprach auch bereits von einer "Moravischen Überschiebung" der höhermetamorphen ("katazonalen") Moldanubischen Zone mit Ostvergenz über die Moravische Zone mit ihrer schwachen Metamorphose ("epi- bis mesozonal"). Erst später haben sich die heute häufiger gebrauchten tektonischen Begriffe: "Moldanubikum" und "Moravikum" für die beiden Zonen eingebürgert.

Als das typischste Gestein der Moravischen Zone wurde schon von SUESS (z.B. 1926), und auch von L. WALDMANN (z.B. 1930 oder 1951, 1958), der helle Bittescher Gneis bezeichnet, welcher über eine Gesamtlänge von ca. 150 km auffallend gleichmäßig ausgebildet ist. Dessen sanft geschwungene Westgrenze wird seitdem hierzulande einfachheitshalber als Hangendgrenze des Moravikums im Thaya-Fenster gegen das Moldanubikum angenommen.

Schon F.E. SUESS, L. WALDMANN (ab 1924) und K. PRECLIK (1924 und 1926) beschrieben vom Thaya-Fenster die Deckentektonik über dem im Osten strukturell relativ geschont gebliebenen Thayabatholith. SUESS stellte aber auch schon die Äquivalenz dieses Thayabatholiths mit der vorwiegend aus ganz ähnlichen Granitoiden aufgebauten Brünnener Masse klar, d.h. mit dem bei

Brünn aufgeschlossenen Teil eines von dort nach Osten unter der Molassezone weitergehenden, größeren Bereiches von jedenfalls vordevonischen Graniten und Dioriten. Thayabatholith und Brünnner Masse sind aber entlang eines etwa SSW-NNE verlaufenden Störungsbündels auseinandergerissen und dutzende Kilometer weit sinistral versetzt, nämlich an der postherzynischen Diendorfer Störung (SCHERMANN 1965) und der Boskowitz Furche, die seit dem Oberkarbon aktiv ist. Beide Granitoidkörper sind da z.T. von einer nach S breiter werdenden Keilscholle voneinander getrennt (Mi in Fig. 2), die nach dem davon sichtbaren Misslitzer Horst benannt wird und dort u.a. Amphibolite, Gneise und granulitische Gesteine zeigt (DUDEK, 1962).

Durch Tiefbohrungen auf Öl, Gas und Kohle kennt man besonders in Mähren inzwischen schon weitgehend das Ausmaß jener vorvariszischen Krustenscholle, deren Granite im Brünnner Massiv (Brno Massif), und dann in kleineren Aufschlüssen bei Olmütz (Olomouc) ans Tageslicht kommen. A. DUDEK hat von dort aufgrund der Bohrkernuntersuchung eine sehr instruktive Darstellung über den vordevonischen Kristallinbestand dieser Scholle gegeben (DUDEK 1980) und dabei von einem spätestens cadomisch konsolidierten Krustenstück gesprochen, das er nach Brünn und nach der Weichsel als "Bruno-Vistulikum" bezeichnet (Fig. 1).

Anmerkung: Abgesehen von dem für ein solches kristallines Basement auch verwendeten Namen "Brunnia" wird neuerdings auch von einem "Moravian Terrane" gesprochen (FRANKE 1989; MATTE et al. 1990), was sich aber nicht nur auf das vorvariszische kristalline Grundgebirge bezieht, sondern - mit Rücksicht auf eine angestrebte Gliederung des mitteleuropäischen Variszikums in Terrane - zumindest auch auf das Devon und Unterkarbon im Hangenden des Kristallins (Fig. 2).

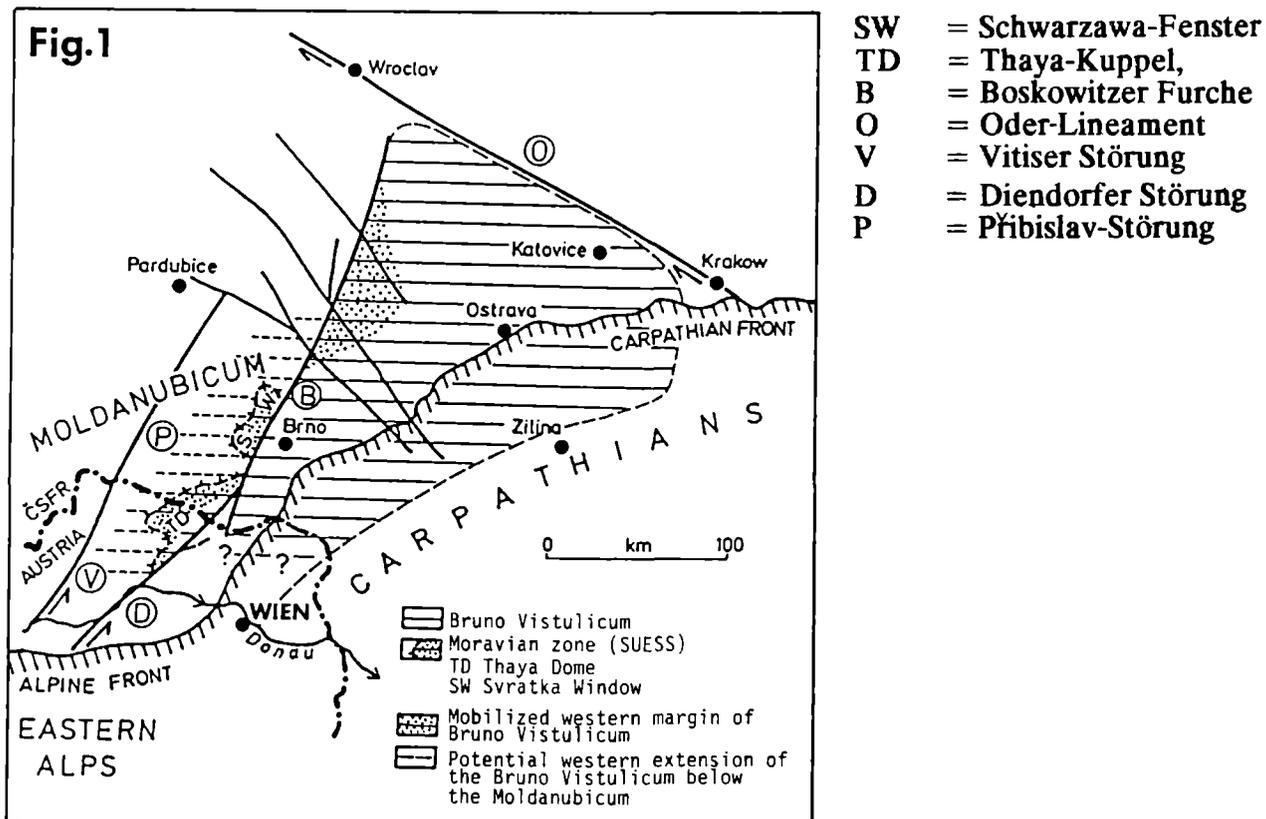


Fig. 1: Das cadomisch konsolidierte Bruno-Vistulikum, das weitgehend von jüngeren Sedimenten verdeckt ist, sowie sein Westrand mit den Moravischen Fenstern (TD und SW) und der vermuteten Fortsetzung unter dem Moldanubikum. - Nach DUDEK 1980 und FINGER et al. 1989.

Vergleicht man das von DUDEK angenommene Ausmaß des Bruno-Vistulikums (Fig. 1) mit der geologischen Karte der Tschechoslowakei 1:500.000 (1967), dann reicht die etwa dreieckige Kristallinscholle des Bruno-Vistulikums von Brünn aus im Untergrund nach Süden bis in den österreichischen Grenzbereich um Laa an der Thaya, dann unter dem Karpatenflysch möglicherweise bis zur Klippenzone, dann weiter im Norden bis in die Nähe von Krakau (Krakow) und Breslau (Wroclav), und schließlich im Westen bis zur Ramsaulinie (Ramsova Fault), der Boskowitz Furche und Diendorfer Störung. Auf der Westseite der letztgenannten Störungszone

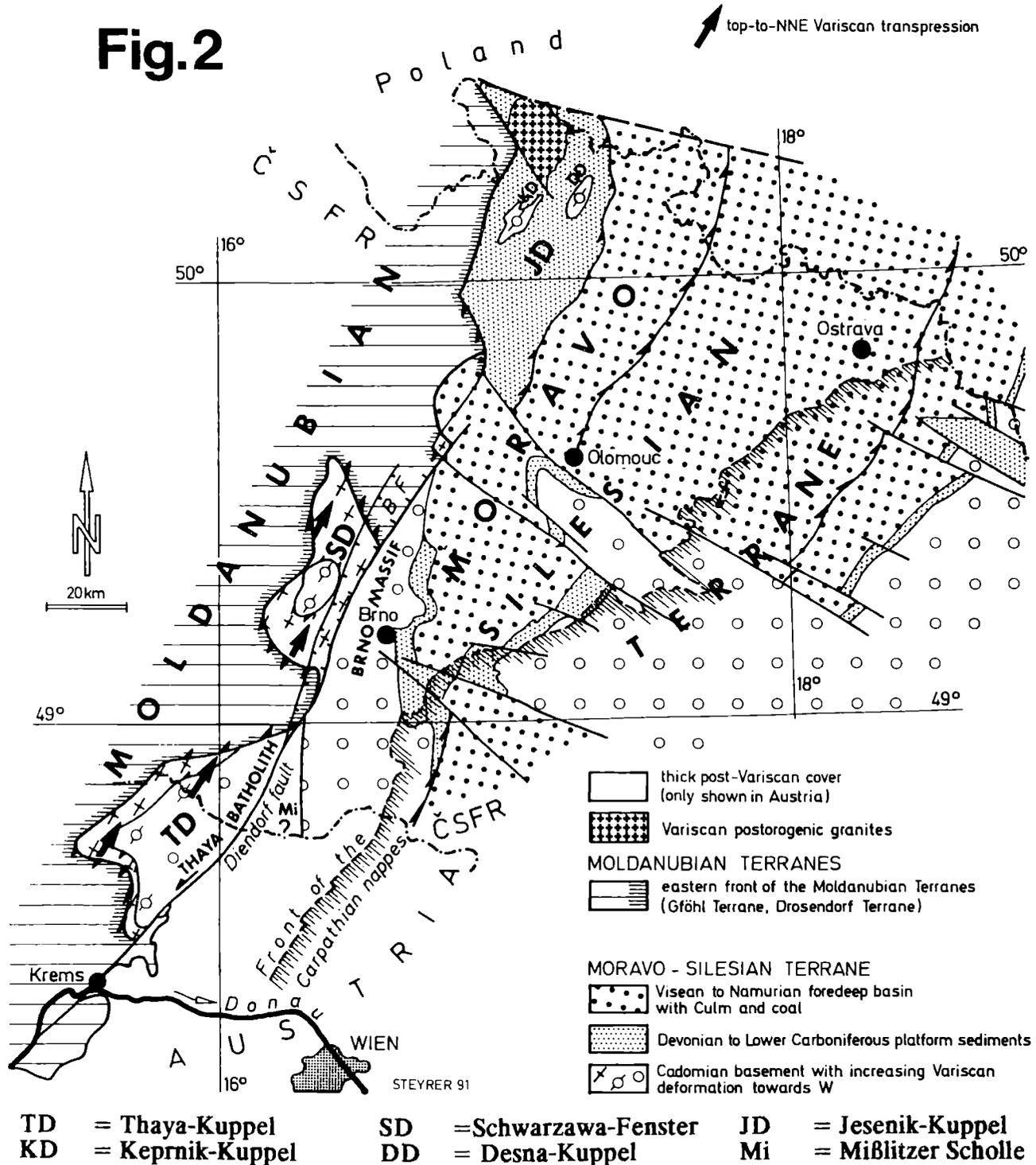


Fig. 2: Die Thaya-Kuppel (TD) als sinistral versetzter Randteil des Bruno-Vistulikums gegenüber dem Moldanubikum (= Moldanubian Terranes) - Vereinfachte Skizze nach MATTE et al. 1990 - Das Bruno-Vistulikum bildet mit seiner Devon- und Karbonüberlagerung das Moravo-Silesische Terran. Darüber ist z.T. die neogene Molasse und Karpatenflysch.

reicht das Material des Bruno-Vistulikums, aber auch noch in das Schwarzawa Fenster und in die Thaya-Kuppel hinein (vgl. Fig. 2), und es gibt geophysikalische Indizien, nach welchen sich dieses Kristallin unter dem Moldanubikum als Unterplatte auch noch bis etwa zur Pfibislav Zone und Vitiser Störung fortsetzt. Somit ist das Bruno-Vistulikum nach der Karte der CSFR in Schlesien weitgehend vom mächtigen, gefalteten und auch nach Westen zunehmend metamorphen Devon des Hohen Gesenkes (Jesenik) verdeckt, was etwa dem "Silesikum" bei SUESS entspricht. Hingegen ist die fossilführende kalkige Devonbedeckung des Kristallins bei Brünn verhältnismäßig geringmächtig, und das Kristallin geht dann nach NE großflächig unter jenem Karbon weiter, das als Schlesisches Oberkarbonbecken bis Polen hinüberreicht. Gegen die Karpaten hin reicht das Bruno-Vistulikum inklusive seiner Karbonbedeckung noch ca. 40 km weit unter die Karpatendecken, und schließlich ist auch die -- von den letzteren zum Teil überschobene, zum Teil aber auch dem Flyschrand vorgelagerte -- neogene Molasse eine Bedeckung des Bruno-Vistulikums (Fig. 2).

Über den kristallinen Materialbestand des Bruno-Vistulikums kann man kurz zusammenfassen, daß im NE-Teil, etwa von Olmütz an, Paragneise und Anatexite vorherrschend sind, während im SW-Teil vorvariszische Granitoide angehäuft sind (DUDEK 1980), wie sie auch im Thayabatholith wieder an die Oberfläche kommen.

Nun bietet die Thaya-Kuppel zwar einen guten Überblick über die gegen W hin rasch stärker werdende variszische Deformation und Metamorphose am Rand der im ganzen bereits vorvariszisch versteift gewesenen Bruno-Vistulikums-Scholle. Werfen wir aber zum Vergleich dazu vorher einen Blick auf das "Silesikum" des Niederen und Hohen Gesenkes in der ungefähren Fortsetzung des Moravikums gegen NNE (vgl. SUESS 1926; Geology of Czechoslovakia, Bd.1, 1968; SUK et al. 1984). Das silesische Devon war dort primär in vorwiegend schieferiger Ausbildung mit häufigen spilitisch-keratophyrischen Einlagerungen vorhanden, und es liegt mit seinem Basisquarzit auf einem recht variabel zusammengesetzten Präkambrium auf, nämlich einer westlichen Randpartie des Bruno-Vistulikums, welche im "Desná-Dome" und im "Keprník-Dome" an die heutige Oberfläche herausgehoben ist. Dieses Präkambrium umfaßt außer den hellen Keprník- und Orlik-Gneisen, welche artmäßig weitgehend unserem Bittescher Gneis entsprechen, hauptsächlich Paragneise.

Jedenfalls ist dort die präkambisch-devonische und unterkarbonische Abfolge bei der variszischen Orogenese in bemerkenswerter Weise tektonisiert und regionalmetamorph überprägt worden, und zwar im NW-SE Querprofil mit genereller Ostvergenz des Höheren. Es sind dort relativ steile Überschiebungen und Aufschiebungen im Westen, die gegen Osten in eine erst im Schlesischen Karbonbecken ausklingende Faltung übergehen; dieser von W nach E stark abnehmenden tektonischen Auswirkung der variszischen Orogenese entspricht auch die jeweilige Intensität der Regionalmetamorphose, wie man das am klarsten an der Überprägung des Devons ablesen kann: dieses ist nur im Osten noch fossilführend, und es wird gegen Westen, also gegen den Keprník-Dome zu, immer stärker umkristallisiert, z.B. bis zur Bildung von Granat-Staurolith-Glimmerschiefern, was also einer mittelgradigen Metamorphose entspricht.

Eine ganz entscheidende Abnahme der Intensität der variszischen Überprägung von W nach E gilt aber im Prinzip auch für den Querschnitt am Westrand des Bruno-Vistulikums, welchen wir in unserer Thaya-Kuppel sehen können. Freilich gibt es gewisse Unterschiede: Im Silesikum hat die von SW her kommende Transpression eher noch den Charakter einer Anpressung oder steilen Aufpressung und die Kruste besteht aus viel Devon und wenig cadomischem Basement. – In der Thaya-Kuppel hat demgegenüber die westlichste und oberste Gneiseinheit, nämlich jene des Bittescher Gneises, eindeutig den Charakter einer flachliegenden, weitspannigen Decke, und in der Thaya-Kuppel sind fast nur präkambrische Gesteine sichtbar, die von der variszischen Orogenese

am Westrand der großen Bruno-Vistulikum-Scholle erfaßt wurden. Eine postgranitische Folge – die "Olbersdorfer Gruppe" mit Basisquarzit, Phyllit, spilitischen Einlagerungen und ganz wenig Kalk, ähnlich dem Silesischen Devon – ist hingegen nur ganz lokal im südlichsten Teil der Thaya-Kuppel erhalten (Fig. 3).

Daß die variszische Regionalmetamorphose im breitesten Querschnitt der Thaya-Kuppel im Westen bis weit in den Bereich der Amphibolitfazies hineinreicht, und damit in die höher Amphibolit-fazielle Regionalmetamorphose des Moldanubikums mit der dortigen Sillimanitstabilität überleitet, habe ich bereits in den Exk.Führern 1968 und 1977, aber auch in FRASL 1970 zeigen können.

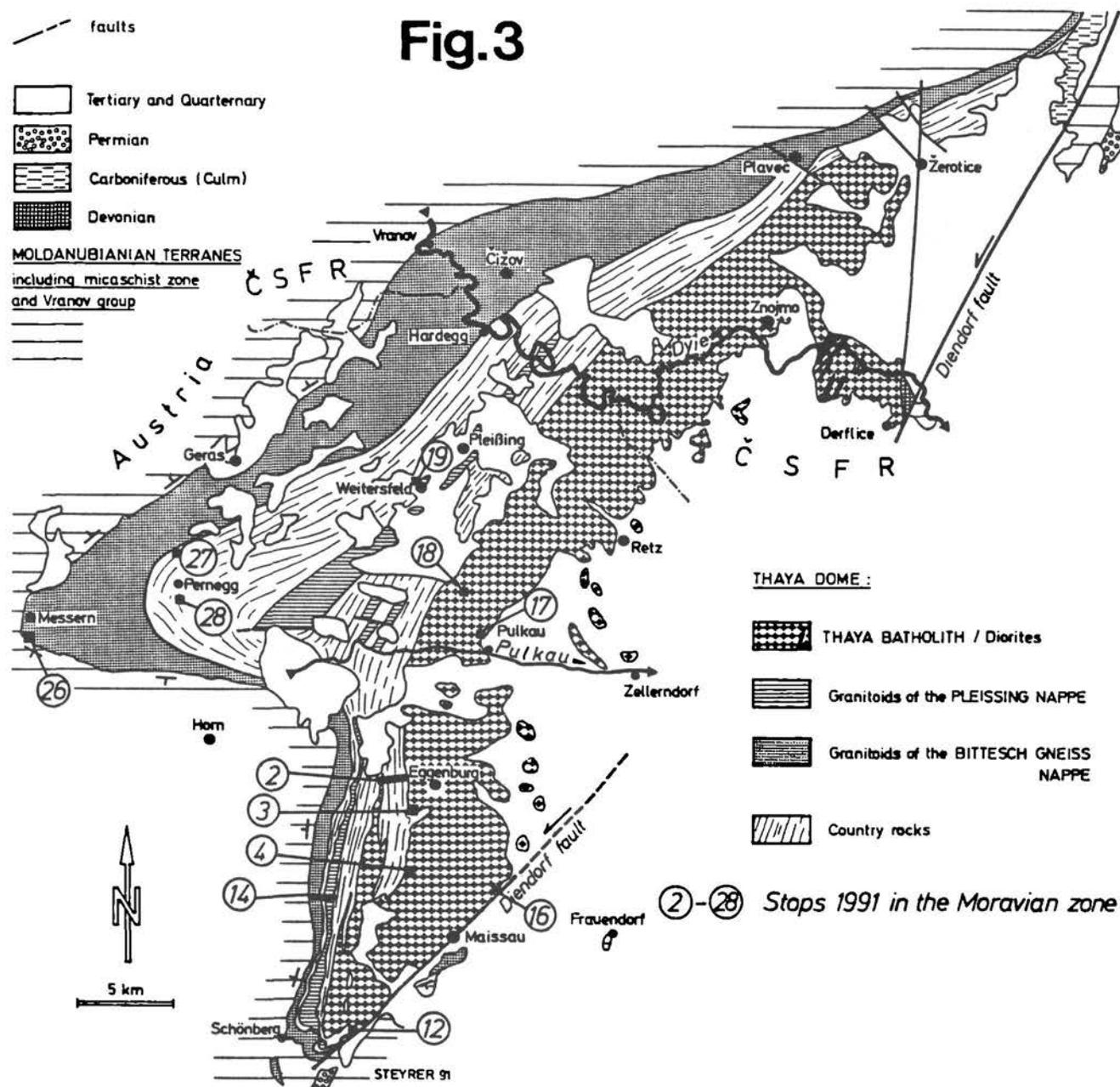


Fig. 3: Geologische Kartenskizze der Thaya-Kuppel und ihrer Granitoide. - Zusammenstellung nach FUCHS und MATURA 1976, BATIK 1984 und unpublizierten Kartierungsergebnissen von WALDMANN und FRASL (vgl. FINGER et al. 1989). - Haltepunkte der-GBA Exkursion im Kristallin der Thaya-Kuppel: 2 = Lateinbach, 3 = Kühnring, 4 = Matzelsdorf, 12 = Olbersdorf, 14 = Teichwiesenbachtal-Buttendorf, 16 = Limberg, 17 = Pulkau-Haidberg, 18 = Passendorf, 19 = Weikersfeld, 26 = Messern, 27 = Raisdorf, 28 = Pernegg.

Offenbar ist nämlich die Thaya-Kuppel an ihrer breitesten Stelle insbesondere im Westen - beim "Messerner Bogen" - am meisten herausgehoben worden ("Pernegger Kulmination", FRASL 1977), denn dort kommen die am meisten aufgeheizten moravischen Granat-Stauroлит-Glimmerschiefer und Kalksilikatschiefer sowie Amphibolitlagen im Bittescher Gneis (mit Andesin bis Labrador und mit Diopsid, sowie selten auch Disthen) an die Oberfläche. Hingegen haben schon SUESS, WALDMANN und PRECLIK treffend konstatiert, daß die Stärke der progressiven Regionalmetamorphose in der Thaya-Kuppel gegen Osten hin, besonders aber gegen das immer schmaler werdende Nord- und Südende hin abnimmt: diese Enden sind also am wenigsten erwärmt und wieder herausgehoben worden. Ganz im Osten, an der Diendorfer Störung, hat A. DUDEK übrigens schon 1960 auf die Transgression des roten Devonkonglomerats E von Znaim über einem Granit des Thayabatholiths hingewiesen. Dieses Devon ist nach der Illit-Kristallinität nur anchimetamorph (J.M. SCHRAMM, frendl.Mitt.)

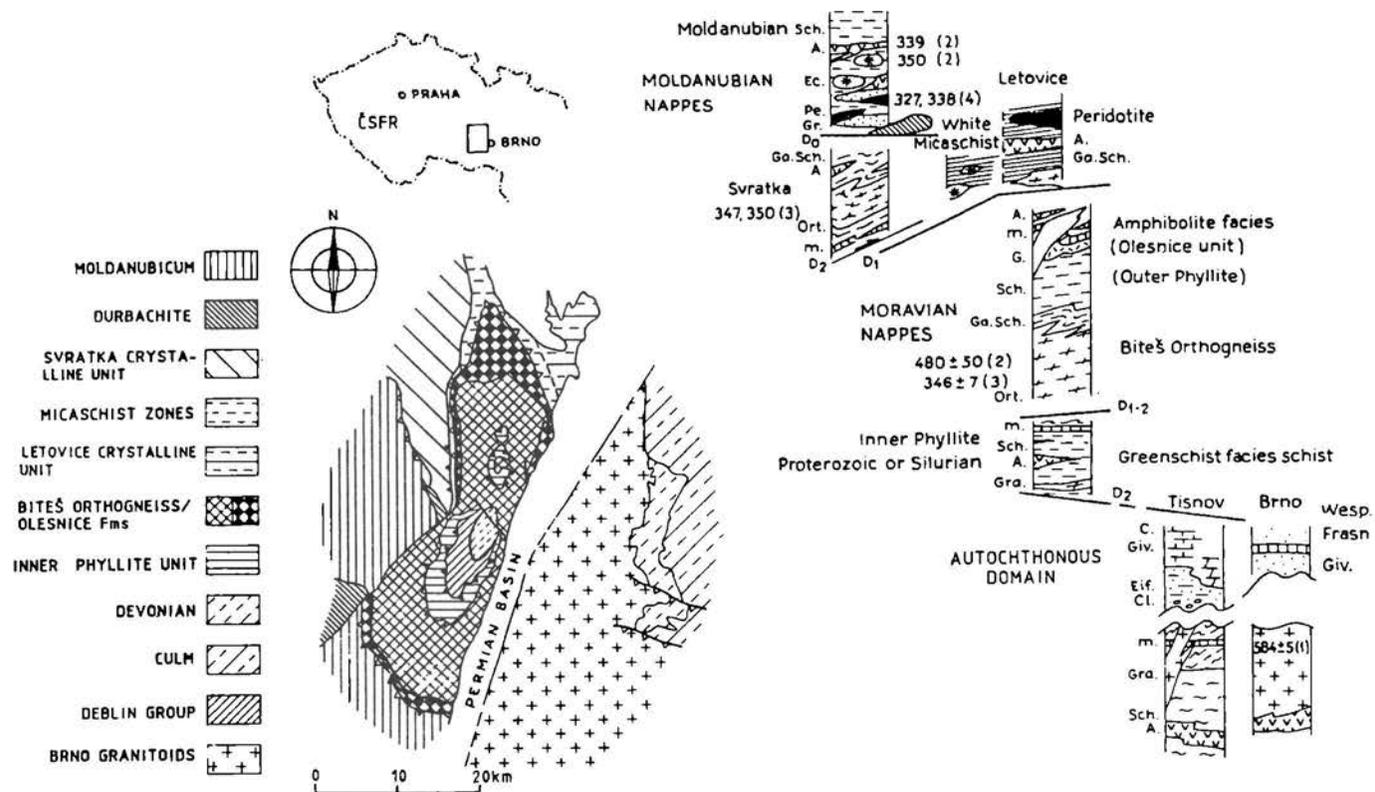
Zur Polymetamorphose: Was soeben als eine gegen den Messerner Bogen hin stärker werdende progressive Metamorphose und damit als Beispiel für die am Westrand der großen Bruno-Vistulikums-Scholle gegen außen hin stark zunehmende variszische Regionalmetamorphose skizziert wurde, ist nur jene Art von Metamorphose, die dominierend in Erscheinung tritt und die HÖCK (1975) genauer beschrieben hat. WALDMANN hat schon 1930/151 in einer Übersicht dargelegt, daß wir auch mit polymetamorphen Gesteinen rechnen müssen, also z.B. mit Anteilen, die schon vorgranitisch metamorph waren und besonders schwer faßbar sind, und dann Anteile mit einer sehr verbreiteten Metamorphose im Kontakthof der (cadomischen) Plutone. Solche Erscheinungen wie auch lokale Anatexite gehören zum "Alten Dach" der Granitoide ("alkristalline Schiefer", WALDMANN 1952/86). In Anlehnung an WALDMANNs Bezeichnung "altmoravische Hauptbewegung" (1930/151) wurde für die soeben angeführten Metamorphoserscheinungen die Bezeichnung "altmoravische Metamorphose (early Moravian M.)" eingeführt (FRASL 1968).

Ebenso sind damals die viel jüngeren und im allgemeinen der variszischen Deckenbildung folgenden, dominierenden regionalmetamorphen Erscheinungen zur "mittelmoravischen Metamorphose" zusammengefaßt worden.

Schließlich folgen spätherzynisch hauptsächlich in breiten Scherstreifen noch die diaphoritischen Überprägungen der "jungmoravischen (late Moravian) Metamorphose" (FRASL 1968) mit der dafür typischen Chloritisierung, manchmal auch einer sekundären Stülpnomelanbildung und auch mit serizitischen Weißschieferstreifen in den östlichsten Partien des Thayabatholiths.

Übrigens wird hierzulande meist wenig beachtet, daß auch die Granitoide der Brüner Masse stellenweise noch auf Devonkalk überschoben sind, und daß sie offenbar in variszischer Zeit im Allgemeinen auch noch recht deutlich metamorph überprägt wurden (vgl. DUDEK 1980, STELCL & WEISS 1986/239), sodaß die Granodiorite z.B. bei Blansko sogar stark epidotisiert sind. Auch ist in ihnen Prehnit nicht nur als Kluftmineral vorhanden, sondern dieser tritt gegen E hin noch weit verbreitet auch in Form von winzigen Linsen im Biotit der Granitoide auf. Derartige Linsen mit Pumpellyit, Prehnit oder auch Zeolith konnten sich z.B. bei der Chloritisierung von Biotit bilden (Zeolithfazies).

Zur Charakteristik des Westrandes des Bruno-Vistulikums gehört aber auch der Hinweis auf die maximal grünschieferfazielle Regionalmetamorphose des Moravikums, welches im Schwarzawa-Fenster auftaucht. Hier ist die Metamorphose also wesentlich weniger stark als im Thaya-Fenster oder im Silesikum. In der tektonisch tiefsten Einheit des Schwarzawa-Fensters ist der Devonkalk sogar stellenweise noch fossilführend. Deshalb wurde auch die Deckenüberschiebung über Devon im Schwarzawa-Fenster schon von SUESS erkannt, und das diente in vielem als Muster für die stratigraphisch-tektonische Gliederung im Thaya-Fenster. Der Deckenbau wurde dann im Schwarzawa-Fenster erst von JAROS und MISAŘ (1964) wieder anerkannt und die dabei aufgestellte Grundgliederung in bestimmte tektonische Einheiten wurde auch in der jüngsten tektonischen Studie über das Schwarzawa-Fenster und seine Umgebung (SCHULMANN et al.



Sketch map of principal constitutive units of the eastern margin of the Bohemian massif. Columns at right of the figure show their lithotectonic content and principal boundaries.

Explanations to lithological columns: A – amphibolite, Sch – schist, Gra – granite, m – marble, CL – clastics, C – carbonates, Ort – orthogneiss, Ga. Sch. – garnet micaschist, G – gabbro, Pe – peridotite, Ec – eclogite, Gr – granulite.

Geochronological data: 339(2) – VAN BREEMEN et al. (1982); 327(3) – BRUECKNER, H. K. et al. (1989); 346(4) – MALUSKI. – In: Matte et al. (1990).

Fig. 4: Das Schwarzawa-Fenster - aus SCHULMANN et al. 1991

1991) weitgehend beibehalten. In dieser Arbeit von SCHULMANN wurde übrigens der Begriff Schwarzawa-Fenster vermieden. In der auf der hiesigen Fig. 4 wiedergegebenen Kartenskizze aus SCHULMANN (1991) ist aber das Ausmaß des Schwarzawa-Fensters im Sinne von SUESS leicht wiederzuerkennen durch die folgende Signaturengruppe in der Legende: Deblin Group bis einschließlich Olešnice Formation. In den Säulenprofilen entsprechen dem Fensterinhalt die folgenden Teile: Autochthonous Domain und Moravian Nappes.

Schon SUESS hat bereits auf die für eine solche Entfernung überraschend gute Deckenübereinstimmung hingewiesen. Deshalb werden im folgenden die Einheiten der beiden Fenster bis zu einem gewissen Grad gemeinsam besprochen oder miteinander verglichen, weil nämlich die Erfahrungen aus dem anderen, etwa in der streichenden Fortsetzung befindlichen Bildungsraum oft wertvolle Anregungen für eine genetische Auffassung im Vergleichsraum bietet. Außerdem gibt es für das Schwarzawa-Fenster jetzt die inhaltsreiche Zusammenfassung von SCHULMANN et al. (1991), welche auch weit über ihren strukturgeologischen Schwerpunkt hinaus zum Vergleich einlädt. Deshalb wurde das dortige Übersichtskärtchen mit den Säulenprofilen der verschiedenen Einheiten hier auf Fig. 4 reproduziert, während die seit Jahrzehnten im Prinzip gleichgebliebene Grundgliederung der Einheiten im Thaya-Fenster von unten nach oben in

- 1.) den Thaya-Batholith samt parautochthoner Hülle,
- 2.) in die Pleissing-Decke (Orthogneise mit Hülle) und
- 3.) die Bittescher Gneis-Decke

aus den früheren Exkursionsführern und insbesondere aus den kurzen Zusammenfassungen in den Sammelbänden zur Geologie von Österreich (MATURA, im Geologischen Aufbau von Österreich

1980; A. TOLLMANN in Geologie von Österreich 1985) so bekannt sein sollte, daß sie hier nicht wiederholt wird. Warum übrigens in der geologischen Orientierungsskizze der Thaya-Kuppel auf Fig. 3 zwar die Orthogneiskörper der Pleissing-Decke sowie jener des Bittescher Gneises herausgehoben wurden gegenüber der anschließenden Schieferhülle, jedoch nicht wie üblich auch die Deckengrenzen stets an der jeweiligen Liegendgrenze, also auf der Ostseite dieser Gneiskörper durch Zahnlinien eingetragen wurden, sei vorläufig damit begründet, daß den Gneiskörpern als Deckenkerne im allgemeinen auch an der heutigen Liegendgrenzfläche eine primäre Hülle anhaftet, deren Abtrennung gegenüber der Hangendhülle des nächsten Deckenkernes höchst problematisch ist. Man kann sich da im Prinzip zusammengeklappte Mulden vorstellen, deren interne Hauptbewegungsflächen insbesondere dann kaum zu orten sind, wenn der Muldeninhalt keine nachprüfbare Altersgliederung hat, auch keine markanten Leithorizonte, wohl aber eine kräftige Tektonisierung und vermutlich Scherstreifen, Schuppung, Duplexbildung etc.

Generell kann von dem im wesentlichen vermutlichen cadomischen Ausgangsmaterial der drei Gneis-Kernkörper folgende einfachste Übersicht gegeben werden: Nur der Thaya-Batholith (vgl. die Haltepunkte 4, 16, 17) und der Bittescher Gneis (HP. 14, 26) sind fast ausschließlich aus sauren Granitoiden aufgebaut. Der Gneiskern der Pleissing-Decke ist hingegen aus Zweiglimmergneisen (HP. 19) bis dunklen granodioritischen bis tonalitischen Gneisen (HP. 14) aufgebaut, welche auch z.B. in zwei oder drei langgestreckten Gneiszügen nebeneinander auftreten können. Zwischen ihnen sind oft die stark ausgewalzten Reste ihres Alten Daches eingeschichtet. Auf die chemischen Gemeinsamkeiten dieser Gneise, welche von der altbekannten Natriumbetonung bis zum Spektrum der Spurenelemente reichen, wurde in FRASL et al. (1989) sowie in BERNROIDER (1989) hingewiesen. Danach stimmt dieser Sippencharakter auch mit jenem des aufgeschlossenen Brünner Massivs (ŠTELCL & WEISS 1986) und dessen Fortsetzung bis unter den Karpatenflysch (DUDEK 1980) gut überein. Dieser Chemismus unterscheidet sich generell in auffälliger Weise von jenem der herzynischen Granitoidmassen des Moldanubikums.

Übrigens werden auch die stark kataklastischen Schwarzawa (Syratka)-Granitoide im tiefsten Kern innerhalb des Schwarzawa-Fensters (sie sind auf Fig. 4 in der Kartenausscheidung "Deblin Group" inkludiert) als Fortsetzung der Brünner Granite aufgefaßt. Sie bilden dort einen Teil der "Autochthonen Einheit", deren Stoffbestand im "Tišnov-Fenster" sichtbar ist (vgl. die Säulenprofile unter dem Wort Tisnov).

Zum "Alten Dach" der Granitoidkörper: In der Brünner Masse (ŠTELCL) ist von einem Alten Dach wenig zu sehen, am ehesten kleine Vorkommen von injizierten Kalksilikathornfelsen. Am Westrand des Thayabatholiths sind solche ebenfalls vorhanden, jedoch zunehmend deformiert (HP. 4). In der Beschreibung des HP. 4 kann aber auch auf die durch weitere Kalksilikathornfelschiefer markierten Zusammenhänge mit höheren Gneisdecken hingewiesen werden, und zwar einschließlich der Bittescher Gneise mit ihren Fugnitzer Kalksilikatschiefern. WALDMANN erkannte übrigens schon 1924, daß solche Kalksilikatschiefer auch die tektonisch höheren Gneiskörper im unmittelbaren Hangenden und Liegenden begleiten und damit wichtige Indikatoren für eine Verwandtschaft der Hüllen dieser Orthogneiskörper darstellen.

Die mächtige Hüllgesteinsserie des Thaya-Batholiths, die sich an ihn im Westen anschließt und bis hinauf zu den Gneisen der Pleissing-Decke erstreckt, wurde als Glimmerschiefer-Quarzit-Serie (HÖCK und VETTERS 1977) oder neuerdings als Therasburg-Formation (HÖCK, Exkursionstext für 1990) bezeichnet. Besonders, SUESS, WALDMANN, PRECLI, FRASL und WACHTL erkannten in diesem Schieferhüllstreifen die von der Thaya nach Süden bis in die Gegend W von Maissau verfolgbare große Verbreitung des ehemaligen Injektionskontaktes, sowie die verbreitete Turmalinisierung und auch das Vorkommen von Pseudomorphosen nach Cordierit in mehreren Querschnitten dieser Hüllgesteinsserie. Deshalb wird die Hülle in dieser Mulde im wesentlichen

als "Altes Dach" des Thaya-Batholiths angesehen. Die Vorstellung, daß hier demgegenüber alle nicht injizierten Schiefer als eine nachgranitische Gruppe aufgefaßt werden können, ist aufzugeben, denn auch ein Injektionshof hört in einer älteren sedimentären oder regionalmetamorphen Hülle irgendwo auf, aber das betrifft eher die westliche, tektonisch höhere Pernegger Schiefermulde. Eine nachgranitische Schieferhülle konnte bisher in der Moravischen Zone Österreichs nur im Bereich S vom Manhartsberg auf etwa 5km Länge erkannt werden, wo der Thaya-Batholith nach Süden hin abtaucht. Nach ersten Hinweisen von SUESS und WALDMANN wurde da eine nachgranitische, also altpaläozoische Olbersdorfer Serie (oder Olbersdorfer Gruppe) von FRASL (1974) beschrieben (HP. 12). Diese, sehr schwach aufgewärmte, vermutlich altpaläozoische Quarzit-Schiefer-Split-Folge mit ihren geringmächtigen kalkigen Lagen ist wesentlich unscheinbarer als das bekannte fossilführende Devon von Tišnov im Kerngebiet der Schwarzawa-Kuppel, wo die Karbonatgesteine mitsamt der klastischen (quarzitischen) Basalserie schon seit langem zum autochthonen Bereich gerechnet wurden. – Auf einem kleinen Rest von rotem, klastischen Devon E von Znaim wurde auch schon oben hingewiesen, welcher auf dem Granit des Thayaplutons transgressiv aufliegt (DUDEK 1960).

Die Olbersdorfer Gruppe ist jedenfalls ebenso wie das Devon bei Tišnov noch von Orthogneisen überfahren, die hier zur Pleissing-Decke gerechnet werden können. Dabei sind aber zwischen der Olbersdorfer Gruppe und den genannten Orthogneisen noch andere Hülschiefer eingeklemmt, die wohl am ehesten der Therasburger Formation zugerechnet werden können. In diesem Fall kann man also wirklich eine Überschiebungsfläche (Schuppen- oder Deckengrenze) fordern, die aber innerhalb der Schieferhülle liegt und nicht an einer Gneisgrenze, und daher ist sie schwer zu orten. Die tektonisch höhere Schiefergruppe dürfte wegen der zunehmenden, reliktsch erhaltenen Kontakterscheinungen bereits zum ehemaligen Hof der höheren Orthogneise zu stellen sein, was aber wegen der variszischen Verschieferung und der schlechten Aufschlüsse nicht direkt nachzuweisen ist. Eine entsprechende Schubfläche unter einer derartigen (?) inversen Liegendserie der Pleissing-Einheit verliert sich schon ca. 3km NW von HP 12 in der nach Norden breiter werdenden Schiefermulde, weil da Bewegungen in den verschiedensten Niveaus oder eigentlich in der ganzen Hülle stattgefunden haben. Eine so überzeugende Hauptüberschiebungsfläche, wie sie z.B. im Schwarzawa-Fenster unmittelbar über dem Devonkalk als Grenze gegenüber der Gruppe der inneren Phyllite und damit gegenüber dem Allochthon – bezeichnet werden kann, fehlt meiner Ansicht nach im Thaya-Fenster, sodaß Autoren bei einer Eintragung einer Grenze zwischen Autochthon und Allochthon in eine Übersichtskarte große Freiheiten bleiben. Auf österreichischem Gebiet besteht kein Kontrast zwischen dem Autochthon und dem Allochthon, und daher ist weder stofflich, noch nach der Deformation, oder durch einen Metamorphosesprung ein Anlaß gegeben, bloß ein autochthones Gebiet zum Bruno-Vistulikum zu rechnen, und das Allochthon wie in der Schwarzawakuppel einem anderen Terran zuzurechnen, welches SCHULMANN et al. (1991) als Ausgangsmaterial für die zwei auf Fig. 4 unterschiedenen "Moravischen Decken" annehmen.

Zu unserer Pleißing-Decke gehören mehrere Orthogneiszüge. Wegen der wechselhaften Verbreitung der verschiedenen Granitoidtypen in diesen Zügen könnte man an etliche kleinere Plutone mit ihrem Alten Dach denken, die hier bei der variszischen Transpression enorm in die Länge gestreckt und etwas nach E herausgehoben wurden. Auf das injizierte Dach, welches zwischen zwei solchen Gneiszügen im Ort Weitersfeld aufgeschlossen ist, hat schon WALDMANN hingewiesen, und ein ähnlicher Hinweis kam bei Buttendorf (HP 14) von REINHOLD (1910 und 1914). Schon WALDMANN kannte genügend Reste von primären Zusammenhängen zwischen Orthogneis und Hülle, als er 1950 die Bezeichnung "Pleißinger Bewegungsmasse" wählte, in welcher er die gestreckten Orthogneiskörper mit deren oft westlich und auch östlich noch anliegender primärer Hülle verbindet. Er war sich bewußt, daß Hauptbewegungsflächen eher versteckt in den Schiefermulden liegen, und nicht ausgerechnet an den leicht kartierbaren Orthogneisgrenzen.

Die mächtige Paraserie westlich der Pleissing-Orthogneise bis hinauf zum Bittescher-Gneiskörper hat einen etwas anderen Charakter als jene östlich davon. Außer über die Granat-Stauroolith-Glimmerschiefer haben SUESS und WALDMANN über moravische Kalke geschrieben, und haben die letzteren neben die sicheren Devonkalke im autochthonen Kerngebiet des Schwarzawa-Fensters gestellt, was nicht aufrecht zu erhalten ist. Eher kann man sie mit den Marmorbändern in der Serie der sogenannten Inneren Phyllite vergleichen, die in Fig. 4 rechts schon zu den Mährischen Decken gerechnet werden. WALDMANN hat außerdem selbst schon 1921 darüber berichtet, daß solche Marmore im Liegenden des Bittescher Gneises in die Fugnitzer Kalksilikatschiefer übergehen und diese wiederum zum ursprünglich injizierten Kontakthof des Bittescher Gneiskörpers gehören (E von Schönberg am Kamp), und daher müssen die ursprünglichen Mergel mit den zugehörigen Kalklagen auch älter sein als der Gneis.

In beiden Fenstern gibt es - für jedermann überzeugend in Deckenform - die Bittescher Gneise. Im Schwarzawa-Fenster wurden sie bereits in frühen Arbeiten von SUESS mit den beiderseits begleitenden "Inneren" und "Äußeren Phylliten" zu einer Einheit zusammengefaßt, von welcher JAROŠ & MISAŘ (1974, S.75) wiederholen, daß die Bittescher Gneise mit diesen beiden Hüllserien im Intrusivkontakt stehen. Neuerdings gliedern SCHULMANN et al. (1991) dieses Ensemble in zwei "Moravische Decken": unten nehmen sie eine "Decke der Inneren Phyllite" an, in denen es aber auch Einlagerungen von kataklastischem Granit, Metabasiten, Marmor und Quarzit gibt (Proterozoikum oder Silur?). Zur "Bittescher Orthogneis-Decke", die darüber folgt, wurde dabei auch noch die hangende "Olešnicer-Formation" gerechnet, die gegenüber dem alten Namen "Äußere Phyllite" umbenannt wurde, denn de facto handelt es sich um mittelgradig metamorphe Gesteine, wie etwa Biotit- und Hornblendegneise, Tremolitmarmore sowie Granatamphibolithe und Stauroolith-Granat-Glimmerschiefer. Erst darüber kommt das noch höher metamorphe Moldanubikum, beginnend mit weißen Glimmerschiefern.

Wie sieht es nun mit der Fortsetzung dieser "Moravischen Decken" in der Thaya-Kuppel und besonders in deren österreichischen Anteil aus? Die offizielle Grenze zwischen Moravikum und Moldanubikum wird seit den frühen Arbeiten von F.E. SUESS streng an die Oberfläche des Bittescher Gneises gebunden, sodaß die im Hangenden daran anschließende Glimmerschieferzone ins Moldanubikum gestellt wird. - Jenseits der tschechischen Grenze wies jedoch schon DUDEK (1962) auf einen primären Intrusionsverband mit den im Hangenden des Bittescher Gneises folgenden und im Thayatal ca. 2 km breiten "Äußeren Phylliten" (= Vranov-Olešnicer Serie) hin, deren Zusammensetzung und Metamorphose etwa der Olešnicer Serie in den hangendsten Teile der Schwarzawa-Kuppel entspricht. Erst über dieser käme auch beim Thayatal eine sogenannte Glimmerschieferzone.

Nun habe ich schon 1970 auch für das österreichische Gebiet die Lage einer so fundamentalen Grenzfläche zwischen Moldanubikum und Moravikum genau an der Hangendgrenze des Bittescher Gneises in Frage gestellt, auch wenn die Gneisgrenze selbst noch so leicht und exakt zu kartieren ist, und zugleich in sanften Bögen über die Übersichtskarte läuft.

Einmal ist im Messerner Bogen (bei der Pernegger Queraufwölbung) die progressive Regionalmetamorphose der Bittescher Gneise und auch der Paragesteine in deren Liegenden schon so hoch -- nämlich weit in der Amphibolitfazies -- ,daß es an der genannten Grenzfläche selbst keinen Metamorphosehiatus gegenüber einem höher metamorphen Moldanubikum gibt. Dann streichen z.B. gleich aussehende Glimmerschiefer, Muskowitgneise, Tremolitmarmore und Granatamphibolithe der Olešnicer Serie aus der ČSFR als Komponenten unserer Glimmerschieferserie und Bunten Serie nach Süden weiter. - Auch ein Hinweis auf diverse Übereinstimmungen der Bittescher Gneise mit den Dobragneisen z.B. bezüglich Material und basischen Lagen und auch auf eine Lagesymmetrie beiderseits der mächtigen Bunten Serie und der diese überlagernden Gföhler Gneise ist nur von A. MATURA (1976) positiv aufgegriffen worden

(TOLLMANN 1985/628). Als weiteres Indiz für die Idee, daß doch wohl zum Bittescher Gneis zumindest Rudimente des zugehörigen Alten Daches auch im Hangenden gehören würden, muß darauf kurz hingewiesen werden, daß BERNROIDER im Aufnahmebericht 1989 ein erstes Vorkommen von Kalksilikatschiefern im unmittelbaren Hangenden des Bittescher Gneises nahe der tschechischen Grenze erwähnt, welche er mit den Fugnitzer Kalksilikatschiefern im Inneren wie auch im Liegendkontakt des Bittescher Gneises vergleicht. - Bei der Beschreibung zu H.P 14 habe ich außerdem darauf hinweisen können, daß es spezielle Flatschen-Glimmerschiefer im unmittelbaren Hangenden des Bittescher Gneises gibt, ebenso in z.T. mächtigen Einlagerungen in ihm (Rahn), aber auch in seinem Liegenden, nämlich mehrmals in Verbindung mit den Buttendorfer tonalitischen Gneisen der Pleissing-Decke, und daß solche Flatschen-Glimmerschiefer vermutlich auf ehemalige Knoten und Fleckenschiefer im ehemaligen Kontaktbereich der Gneisedukte zurückzuführen sind.

Und schließlich sehen sich auch die typisch moravischen, biotithaltigen Marmore im Liegenden des Bittescher Gneises im Mödringtal südlich von Pernegg und andererseits die stets dem Moldanubikum zugerechneten feinkristallinen Marmore am Eingang ins Loibachtal am Westende von Langenlois so sehr gleich, daß A. MATURA (briefl.Mitt.) mich schon lange auf die frappante Übereinstimmung hinwies. Die letzteren liegen aber etwa spiegelbildlich zu den ersteren, nämlich im Hangenden der südlichsten Vorkommen von Bittescher Gneis.

Wo könnte nun eine Sutur zwischen dem moldanubischen Terrangebiet einerseits und andererseits dem Moravo-Silesischen Terrangebiet (und damit also dem Rand des Bruno-Vistulikums) liegen? Es gibt eine locker besetzte Kette von kleinen Serpentinvorkommen wie z.B. in Freischling und S von Stockern in unserer "moldanubischen" Glimmerschieferzone, welche noch am ehesten auf eine solche Sutur zurückgehen dürfte. Die Serpentinlinsen stecken dort in einer enorm deformierten Glimmerschiefer-Paragneis-Serie mit Marmorfetzen, Amphiboliten etc... So eine Linie liegt also nahe über den Bittescher Gneisen der Thaya-Kuppel, wie auch in weitgehend entsprechender Weise über der Schwarzawa-Kuppel (z.B. nahe von Pernstein). Unter dem Bittescher Gneis gibt es nichts damit vergleichbares, und deshalb -- aber auch wegen der internen Übereinstimmungen und Zusammenhänge -- rechne ich auch die Bittescher Gneise samt ihrem Alten Dach zum Bruno-Vistulicum.

Noch etwas könnte da auf die Nähe zu einer solchen moldanubisch-moravischen Sutur hinweisen: In beiden großen Fenstern sind regelmäßig auf der Westseite in die Bittescher Gneise zahllose amphibolitische Lagen eingeschichtet, die am ehesten auf ehemalige Lamprophyre zurückgeführt werden können (F.E. SUESS, WALDMANN, FRASL 1989 - non FRASL 1970). Die Entstehung solcher Gangscharen wäre beim Rifting am Rand der späteren Sutur als Füllung begleitender Scherrißsysteme gut zu verstehen, wobei derzeit noch offen bleibt, ob die Gangbildung und auch die angenommene Sutur frühvariszisch oder auch schon cadomisch einzustufen wäre.

Noch ein Nachwort zur Großtektonik: Die vom Kern gegen den Westrand des Bruno-Vistulikums zunehmende und bis hin zur Formung der extrem ausgewalzten Bittescher Gneisdecke gehende Deformation wurde seit SUESS jahrzehntelang bloß als Folge einer ostvergenten Überschiebung des Moldanubikums über das Moravikum angesehen. Dabei wurden z.B. die biotitreichen Streckungslineale im Bittescher Gneis konsequent als B-Achsen gedeutet. Als erster hat ROETZEL (1979) in einer leider nicht publizierten Arbeit aufgrund von Untersuchungen auf Blatt Horn gezeigt, daß es sich dabei im wesentlichen um Streckungsachsen in der Bewegungsrichtung (Höheres etwa gegen NNE) handelt. Heute ist dieses Umdenken, nämlich auf eine generelle Bewegung des Höheren etwa gegen N bereits Selbstverständlichkeit, sowohl in der Thayakuppel als auch in der Schwarzawakuppel. Auch die Überschiebung ist demnach von sekundärer Bedeutung gegenüber dem (variszischen) transpressiven Längstransport am Westrand des Moravo-Silesischen Terranes mit seinem Bruno-Vistulischen Basement. Bei dieser Transpression wurde eigentlich im ganzen Bereich der Thayakuppel eine Scherzone gebildet, die im breitesten Anschnitt der Thaya-

Kuppel von Messern bis mindestens nach Zellerndorf, also auf ca. 30km Breite aufgeschlossen ist, und in der die Deformation gegen E hin abnimmt.

Gegenüber dieser beachtlichen Rechtsseitenverschiebung im Unterkarbon nimmt sich die postvariszische gegenläufige, nämlich sinistrale Bewegung an der Diendorfer und Boskowitz Störung ganz bescheiden aus. - Im übrigen haben sich bei der Transpression auch laterale Rampen gebildet. Zuerst haben dies FRITZ & STEYRER (1990) bei den Bittescher Gneisen auf Blatt Horn beschrieben, und nun nehmen auch SCHULMANN et al. (1991/S.90) einen "early lateral dextral ramp effect" über dem Autochthon im Bereich der Schwarzawa-Kuppel an. Man sollte aber bei derartigen Kuppeln auch zumindest an eine Mitwirkung eines Aufbeulungsvorganges denken, so ähnlich wie im Tauernfenster. Man könnte auch hier an eine entlastende "pull-apart-structure" in der moldanubischen Oberplatte denken, also in jener tektonischen Überlagerung, die vorher durch ihre mitgebrachte Wärme wesentlich an der inversen Regionalmetamorphose in beiden Kuppeln beteiligt war (FRASL 1970 für die Thaya-Kuppel; SCHULMANN et al. 1991 für die Schwarzawa-Kuppel).

Das Kerngebiet des Bruno-Vistulikum war bei der variszischen Orogenese in Mitteleuropa offenbar ein relativ steifer Bereich, eine vorvariszisch konsolidierte Scholle, ähnlich dem auch schon cadomisch (= panafrikanisch) versteiften "Cadomian Terrane" in der Bretagne. Ob aber das Bruno-Vistulikum vor der variszischen Orogenese selbst ein relativ junger Randteil der Fennosarmatischen Platte war, wie DUDEK, SUK, ŠTELCL und andere schrieben (auch FRASL et al. 1989), ist fraglich. Als ein Argument dafür könnte man die Rotliegendausbildung des Brünner Devons heranziehen. Andererseits könnte das Bruno-Vistulikum auch eine Randscholle von Gondwana gewesen sein, womit sich die cadomischen = "panafrikanischen" Granitoide der Thaya-Kuppel und auch der Brünner Masse besser vergleichen lassen. -- Im hier streiflichtartig in seinem Milieu skizzierten Moravikum der Thaya-Kuppel gibt es jedenfalls noch etliche Probleme zu lösen.

#### Literatur

- BERNROIDER, M.: Zur Geologie und Petrographie moravischer Gesteine im Gebiet NW Weitersfeld, Niederösterreich. - Jb. Geol. B.-A., 132, 349-373, Wien 1989.
- BERNROIDER, M.: Bericht 1987 über geologische Aufnahmen im Moravikum, Blatt 8, Geras. - Jb. Geol. B.-A. 131, S 401, Wien 1988.
- DUDEK, A.: Kristallinische Schiefer und Devon östlich von Znojmo (Znaim). - Sbor. Ustr. Ust. Geol., Odd. geol. XXVI-1959, 101-142, Praha 1960.
- DUDEK, A.: Zum Problem der moldanubischen Überschiebung im Nordteil der Thayakuppel. - Geologie, Jg. 11, H.7., 757-791, Berlin 1962.
- DUDEK, A.: The crystalline basement block of the Outer Carpathians in Moravia: Bruno-Vistulicum. - Rozpr. Čs. Acad. Věd. Ř. mat. přír. Věd., 90, 8, 1-85, Praha 1980.
- FINGER, F., FRASL, G., HÖCK, V. und STEYRER, H.P.: The Granitoids of the Moravian Zone in Northeast Austria: Products of a Cadomian Active Continental Margin? - Precambrian Res., 45 (1989), 235-245, Amsterdam 1989.
- FRANKE, W.: Tectonostratigraphic Units in the Variscan Belt of Central Europe. - Geol. Soc. Am. Spec. Paper, 280, 1989.
- FRASL, G.: The Bohemian Massif in Austria - The Moravian Zone. - Int. Geol. Conf. 23. Session Prague 1968, Guide to Exc.32C, Geol. B.-A., 13-24, Wien 1968.

- FRASL, G.: Zur Metamorphose und Abgrenzung der Moravischen Zone im niederösterreichischen Waldviertel. - Nachr. Deutsch. Geol. Ges., 2, 55-61, Tübingen 1970.
- FRASL, G.: Aufnahmen 1973 auf Blatt 21 (Horn), Moravischer Anteil. - Verh. Geol. B.-A., 1974, Wien 1974.
- FRASL, G.: Einführung in die Geologie der Moravischen Zone. - Exk.Führer "Eggenburg" der Österr. Geol. Ges., Nr.1, 4-19, Wien 1983.
- FRASL, G.: Zur Entstehung der Moravischen Zone - Vortragsskizzenfassung, verteilt bei der kristallingeologischen Tagung am Arsenal, Wien, Juni 1989.
- FRASL, G., HÖCK, V. and FINGER, F.: The Moravian Zone in Austria. - In: Field Guide Bohemian Massif, Intern. Conf. on Paleozoic Orogens in Central Europe, 127-142. Göttingen 1990.
- FRITZ, H. und STEYRER, H.P.: Die Moldanubische Überschiebung. - TSK III, 3. Symposium für Tektonik, Strukturgeologie und Kristallingeologie im deutschsprachigen Raum, Graz, 253-256, Graz 1990.
- FUCHS, G. und MATURA, A.: Zur Geologie des Kristallins der südlichen Böhmisches Masse. - Jb. Geol. B.-A. 119, 1-43, Wien 1976.
- Geological map of Czechoslovakia 1:500.000. - Ústř.úst. geol., Praha 1967.
- HÖCK, V.: Mineralzonen in Metapeliten und Metapsammiten der Moravischen Zone in Niederösterreich. - Mitt. Geol. Ges. Wien, 66-67 (1973-1974), 49-60, Wien 1975.
- JAROŠ, J. und MISAŘ, Z.: Deckenbau der Svatka-Kuppel und seine Bedeutung für das geodynamische Modell der Böhmisches Masse. - Sbor. geol. Věd., Geologie, 69-82. Prag 1974.
- MATTE, Ph., MALUSKI, H., RAJLICH, P. & FRANKE, W.: Terrane boundaries in the Bohemian Massif: Result of large scale Variscan shearing.- Tectonophysics, 177,151-170, Amsterdam 1990.
- MATURA, A.: Hypothesen zum Bau und zur geologischen Geschichte des Grundgebirges von Südwestmähren und dem niederösterreichischen Waldviertel. - Jb. Geol. B.-A., 119, 63-74, Wien 1976.
- MATURA, A.: Die Moravische Zone.- In: Geologischer Aufbau von Österreich, (ed. R. Oberhauser) Geol. B.-A. Wien, 1980.
- PRECLIK, K.: Zur Analyse des moravischen Faltenwurfs im Thayatal. - Verh. Geol. B.-A., 180-192, Wien 1924.
- PRECLIK, K.: Die Moravische Phyllitzone im Thayatale. - Sbor. Geol. Ustav. csl. rep., 6, 221-274, Wien 1926.
- PRECLIK, K.: Zur Kenntnis der chemischen Zusammensetzung der moravischen Erstarrungsgesteine. - Tscherm. Min. Petrogr. Mitt. 45, 1934.
- PRECLIK, K.: Das Nordende des Thayabatholithen. - Sbor. Geol. Ústav., 12, 34-61, Praha 1937.
- REINHOLD, F.: Das Gebiet östlich des Kamptales (Das niederösterreichische Waldviertel Nr. 3). - Tscherm. Min. Petr. Mitt., 32, 1914.
- SCHERMANN, O.: Über Horizontalverschiebungen am Ostrand der Böhmisches Masse. - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 16, 89-103, Wien 1965.

- SCHULMANN, K.: Fabric and kinematic study of the Bites orthogneiss (southwestern Moravia): Result of large-scale northeastward shearing parallel to the Moldanubium/Moravian boundary. - *Tectonophysics*, 177, 229-244, Amsterdam 1990.
- SCHULMANN, K., LEDRU, P., AUTRAN, A., MELKA, R., LARDEAUX, J.M., URBAN, M., LOBKOWICZ, M.: Evolution of nappes in the eastern margin of the Bohemian Massif: a kinematic interpretation. - *Geol. Rundschau* 80/1, 73-92.
- ŠTELCL, J., WEISS, J.: Brněnský masiv. - *Universita J.E. PURKYNE v BRNE*, 255 S., 1986.
- SUESS, F.E.: Der Bau des Gneisgebietes von Namiest und Groß-Bittesch in Mähren. - *Jahrb. Geol. RA*, S.505, Wien 1897.
- SUESS, F.E.: Bau und Bild der Böhmisches Masse. - Wien, Leipzig 1903.
- SUESS, F.E.: Die moravischen Fenster und ihre Beziehung zum Grundgebirge des Hohen Gesenke. - *Denkschr. Akad. Wiss. mathem.-naturwiss. Kl.*, 88, 541-631, Wien 1912.
- SUESS, F.E.: Intrusionstektonik und Wandertektonik im variszischen Grundgebirge. - *Borntraeger Berlin*, 268 S., Berlin 1926.
- SUK, M. et al.: Geological history of the territory of the Czech Socialist Republic. - *Geol. Survey Prag*, 399 S., Prag 1984.
- TOLLMANN, A.: Moravikum, in: *Geologie von Österreich, Band 2*, Deuticke Verlag Wien 1985, 628-632.
- WALDMANN, L.: Das Südende der Thaya-Kuppel. - *Jb. Geol. B.-A.*, 72, 183-204, Wien 1922.
- WALDMANN, L.: Vorläufiger Bericht über Aufnahmen des moravischen Gebietes südlich der Bahnlinie Eggenburg - Sigmundsherberg. - *Anz. Akad. Wiss. 5, mathem.-naturwiss. Kl.*, Wien 1924.
- WALDMANN, L.: Zum geologischen Bau der Thayakuppel und ihrer Metamorphose. - *Mitt. Geol. Ges. Wien*, XXI, 133-152, Wien 1928.
- WALDMANN, L.: Das außeralpine Grundgebirge Österreichs. - in: SCHAFFER, F.X. (Hrsg): *Geologie von Österreich, 2. Auflage* 1951, 1-104, 1951.

Zitierte Exkursionsführer:

- 1977 Waldviertel: Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt, Wien 1977
- 1983 Exkursionsführer Eggenburg der Österr. Geol. Ges., Wien 1983.
- 1990 Field-Guide Bohemian Massif. - IGCP Proj. 233: Terranes in the Circum Atlantic Palaeozoic Orogenes - Central Europe, Göttingen 1990.

## **3.2. Das Moravikum der Thaya-Kuppel in Österreich – Lithologie und Metamorphose**

Von VOLKER HÖCK

Mit 5 Abbildungen

### **1. Vorwort**

Die vorliegende kurzgefaßte Beschreibung der Lithologie der Moravischen Zone und ihrer Metamorphoseentwicklung basiert im wesentlichen auf den entsprechenden Ausführungen im Exkursionsführer zur Tagungen des IGCP Projektes Nr. 233: Terranes in the Circum Atlantic Paleozoic Orogens "in Göttingen 1990 (FRASL, G., HÖCK, V. und FINGER, F.: The Moravian Zone in Austria). Diesem Führer wurde u.a. auch der Abschnitt über die Lithologie des Thaya Batholithen übernommen, der ursprünglich von G. FRASL stammt.

### **2. Lithologie**

Im folgenden werden die wichtigsten lithologischen Einheiten des Moravikums vom Liegenden (Thaya Batholith) bis ins Hangende (Bittescher Gneis) kurz charakterisiert. Der Schwerpunkt liegt dabei wegen der Notwendigkeit einer gerafften Darstellung nicht auf den einzelnen petrographischen Gesteinstypen sondern vielmehr auf den zusammengehörigen Gesteinsassoziationen (= Formationen). Die Verbreitung der einzelnen lithologischen Einheiten im österreichischen Anteil des Moravikums ist der Abb. 1 zu entnehmen.

#### **2.1. Der Thaya Batholith**

Die tiefste strukturelle Einheit des Moravikums ist ein schwach metamorpher und deformierter Granitkomplex cadomischen Alters (Rb-Sr-Gesamtgesteinsalter von ca. 550 M.a., SCHARBERT & BATIK 1980). Im Westen ist der Batholith von seinem ursprünglichen Dach überlagert, im Osten durch die Diendorfer Störung abgeschnitten und teilweise von tertiären Sedimenten bedeckt. Seine östliche Fortsetzung E der Diendorf-Boskovice-Störung könnte das Brünner Massiv darstellen (STELCL & WEISS 1986). Im Süden wird der Thaya Batholith von einer dünnen, transgressiven, niedriggradig metamorphen Gesteinsabfolge frühpaläozoischen Alters, der Olbersdorfer Formation (FRASL 1974) überlagert. Auf seiner ganzen östlichen Erstreckung ist der Thaya Batholith schließlich von jungtertiären Sedimenten bedeckt. Lediglich an einer Stelle in der CSFR östlich von Znaim beschreibt DUDEK (1960) devonische Klastika, weiters finden sich nordöstlich von Znaim den Batholithen überlagernde devonische Dolomite mit Evaporiten (Bohrung Zerodice; BATIK & SKOCEK 1981).

Aufgrund von Kartierungen und chemischen Untersuchungen lassen sich vier verschiedene Lithologien innerhalb des Thaya Batholithen unterscheiden (FINGER et al. 1989):

- 1) Der **Hauptgranit** umfaßt mittelkörnige helle Granite und Granodiorite mit geringen Biotit-Gehalten von 4 bis 5%. Derartige Gesteine und ihre vergneisten Äquivalente umfassen etwa zwei Drittel des gesamten Batholithen (vgl. auch PRECLIK 1937).

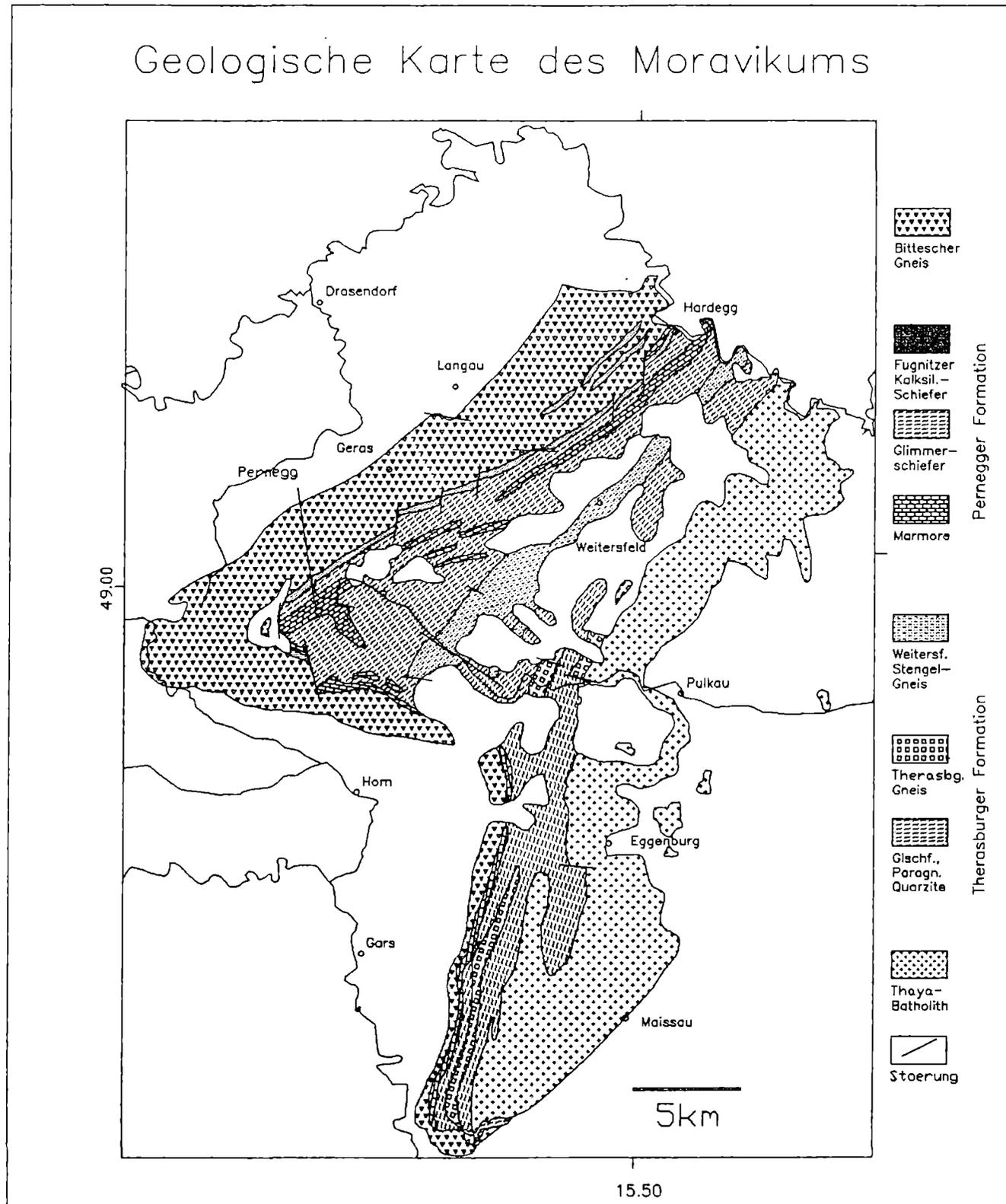


Abb. 1: Geologische Übersichtskarte des Moravikums in Österreich.

Basierend auf geochemischen Untersuchungen erscheint es möglich, den Hauptgranit weiters in eine niedrig-Sr-Variante zu untergliedern, die im wesentlichen auf den Bereich des Pulkau-Tales beschränkt ist, und nördlich davon eine eher granodioritische Variante mit hohen Sr-Gehalten.

- 2) Unter dem Gumpinger Typ werden mehr oder weniger vergneiste, biotitreiche Granodiorite und Quarz-Monzodiorite mit großen Kalifeldspatkristallen und Amphibolen, die zu Biotit umgewandelt wurden, zusammengefaßt. Der Typ Gumpinger ist älter als der angrenzende Hauptgranit und ist auf den SW-Teil des Batholithen beschränkt, wo er einen NNE-SSW streichenden Körper von etwa 12 km Länge und 2 km Breite bildet.
- 3) Der Passendorfer Typ umfaßt im wesentlichen feinkörnige bis mittelkörnige Tonalite bzw. Metatonalite mit einem Biotitgehalt von 10 bis 40%, aber nur geringfügigen Amphibolgehalten. Die Tonalite beschränken sich auf die NW-Seite des Batholithen, sind älter als der Hauptgranit.
- 4) Der Gauderndorfer Typ ist ein feinkörniges, granitisches bis granodioritisches Gestein und enthält meist mehr Biotit als der Hauptgranit. Seine größte Erstreckung umfaßt einen etwa 14 km langen Körper, ungefähr 3 km N von Eggenburg. Gänge des Gauderndorfer Typs schlagen gelegentlich durch den Hauptgranit durch.

Im Hinblick auf ihre petrographischen und geochemischen Charakteristika entsprechen die Granitoide des Thaya Batholithen im wesentlichen der Definition von I-Typ Granitoiden im Sinne von CHAPPELL & WHITE (1974), bzw. PITCHER (1982). FINGER et al. (1989) erklären die Genese des Batholithen mit einer Subduktion ozeanischer Lithosphäre unter einen früheren südwestlichen Kontinentalrand des Fennoarmatischen Kontinents. Aplite und Pegmatite zeigen nur lokale Bedeutung, z.B. am Manhartsberg. Sie weisen dieselbe variszische Deformation und Metamorphose wie die umgebenden plutonischen Gesteine auf. Weiters finden sich wenige granodioritische Gänge und selten postvariszische Lamprophyre.

## **2.2. Die Therasburger Formation**

Im Westen wird der Thaya Batholith von einer metamorphen pelitischen bis psammitischen Folge überlagert, die von HÖCK & VETTERS (1975) als "Quarzitglimmerschieferserie" bezeichnet wurde. Intrusivkontakte sind an wenigen Stellen, vor allem im nördlichen Teil, noch gut erhalten. HÖCK et al. (1991) führten für die gesamte Serie den Namen Therasburger Formation ein. Sie besteht im wesentlichen aus Glimmerschiefern, z.T. mit einer beträchtlichen Menge von Albit und/oder Oligoklas und leitet damit zu feinkörnigen Paragneisen über. Schiefer und Grauwacken dürften die Ausgangsgesteine gewesen sein. Feldspatreiche Varietäten und feinkörnige, stark geschieferte Gneise wurden von HÖCK (1983) als Therasburger Gneise bezeichnet. An einigen Teilen finden sich reichlich blaugrüne Amphibole, sodaß sich für diese Gesteine ein Hinweis auf ihre Entstehung entweder aus Dioriten oder Andesiten ergibt. Zwischenlagen von Quarziten innerhalb der Gneise und Glimmerschiefer mit Lagen von wenigen cm bis m sind häufig verbreitet. Der hohe Erzgehalt dieser Gesteine, insbesondere Magnetit, ist seit längerem bekannt. LIBOWITZKY (1989, 1990) interpretiert die Glimmerschiefer und Gneise mit ihrem hohen Gehalt an Ilmenit als präkambrische "blacksands". Die

stratigraphische Einstufung dieser Formation erfolgt aufgrund ihrer Kontaktverhältnisse zum Thaya Batholithen (siehe oben). Die erhaltenen migmatischen Zonen und die Intrusionsbeziehungen deuten deshalb auf ein Alter >550 M.a.

### **2.3. Der Weitersfelder Stengelgneis**

Ein ganz charakteristischer Gneiskörper, der Weitersfelder Stengelgneis, trennt die Therasburger Formation von der tektonisch höheren Folge der Pernegger Formation (HÖCK et al. 1991). Die Therasburger Gneise und die Weitersfelder Gneise wurden früher als zusammenhängender Gneiskörper unter dem Namen "Weitersfelder Stengelgneis" zusammengefaßt (WALDMANN 1922, 1930, 1951). Tatsächlich müssen sie aber aufgrund der Geländeuntersuchungen und der petrographischen Unterschiede getrennt werden. Der Weitersfelder Stengelgneis im engeren Sinn ist auf den nördlichen Teil des Moravikums beschränkt und zeigt granitische Zusammensetzung mit einer z.T. deutlich entwickelten Augenstruktur.

### **2.4. Die Pernegger Formation**

Die Pernegger Formation (die Marmor-Glimmerschiefer-Serie nach HÖCK und VETTERS 1975) umfaßt, wie der Name sagt, Kalkglimmerschiefer, Kalkschiefer und reine Marmore, die ineinander übergehen. Die Marmore überwiegen in den höheren Teilen der Folge als zusammenhängende Lagen, zum Teil aber auch als ausgelängte Linsen. Im Vergleich zur Therasburger Formation sind die Glimmerschiefer hier alle reich an Biotit und Muskovit und weisen weniger Quarz und Feldspat auf. Die exakte Abgrenzung zwischen beiden Formationen bildet insbesondere im Südteil der Moravischen Zone einige Probleme, wo der charakteristische Weitersfelder Stengelgneis fehlt. Auch wenn innerhalb der Glimmerschieferprofile beider Formationen deutliche Unterschiede zu erkennen sind, kann im einzelnen die Abtrennung der Glimmerschiefer problematisch sein. In der geologischen Karte (Abb. 1) wurde deshalb für beide Einheiten eine einheitliche Signatur gewählt.

Die ursprünglichen Gesteine sind in einer Schiefer-Kalk-Abfolge zu sehen, Übergänge zu Gneisen fehlen. Der oberste Teil der Marmore wird von einem ganz charakteristischen Horizont von Kalksilikatschiefern gebildet, den sogenannten Fugnitzer Kalksilikatschiefern. Es handelt sich um einen nur wenige Meter mächtigen Horizont, der aus Quarz, Plagioklas, Kalifeldspat, Amphibol, Klinopyroxen, Calcit und Klinozoisit besteht. Die Fugnitzer Kalksilikatschiefer finden sich manchmal auch als geringmächtige Lagen und Linsen im überlagernden Bittescher Gneis. Das Alter der Pernegger Formation ist unbekannt. Ihre Stratigraphie hängt im wesentlichen von zwei entscheidenden Fragen ab, die noch nicht gelöst sind, nämlich erstens von der Frage wie alt der Bittescher Gneis (siehe unten) ist und zweitens, ob tatsächlich ein Intrusionskontakt zwischen den Bittescher Gneisen und den Fugnitzer Kalksilikatschiefern besteht. Diese Annahme wird von FRASL (1983) und BERNROIDER (1989) favorisiert und zwar aufgrund von aplitischen Gängen, die sich in den Fugnitzer Kalksilikatschiefern finden.

### **2.5. Der Bittescher Gneis**

Die oberste Einheit des Moravikums ist zugleich seine typischste. Es handelt sich um einen extrem deformierten Orthogneis mit einer exzellent entwickelten Augenstruktur. Dunkle

Amphibolitlagen bis 50 cm Dicke sind auf die obersten 20 bis 30 Meter beschränkt. Diese Lagen liegen parallel zu den regionalen s-Flächen und wiederholen sich viele Male in einem relativ dünnen Abschnitt. Sie wurden als Hinweis auf einen vulkanischen Ursprung für zumindest den obersten Teil der Bittescher Gneise als Wechsellagerung von rhyolitischen und basischen Laven gehalten (FRASL 1970). In jüngster Zeit neigt FRASL (1989) eher dazu, die Amphibolite als extrem deformierte Gänge in einem ehemaligen Granit anzusehen. Der Bittescher Gneis zeigt auffallende Ähnlichkeit mit dem Dobragneis des Moldanubikums. Dies drückt sich sowohl in der Zusammensetzung und der Struktur aus, als auch in dem Vorkommen zahlreicher Amphibolitlagen (Gänge), die in beiden Gesteinen vorkommen. Diese Eigenschaften veranlaßten verschiedene Autoren (MATURA 1976, MATTE et al. 1985), eine enge tektonische Beziehungen zwischen Bittescher Gneis und Dobragneis zu postulieren und ersteren dem Moldanubikum zuzurechnen.

Die Diskussion über das Alter des Bittescher Gneises basiert auf drei ganz unterschiedlichen Rb-Sr Gesamtgesteinsaltern:

790 M.a. (S.SCHARBERT 1977)	Rb/Sr Gesamtgestein
560 M.a. (MORAU & JÄGER 1982)	Rb/Sr Gesamtgestein
480 M.a. (v. BREEMEN et al. 1982)	Rb/Sr Gesamtgestein

### 3. Metamorphose

FRASL (1968, 1970) entwickelte die Ideen von F.E.SUESS, WALDMANN und PRECLIK zur Metamorphose im Moravikum weiter und präsentierte ein dreiphasiges Metamorphosekonzept. Er unterschied

- 1) die altmoravische Phase, die mit der Intrusion des Thaya Batholithen zusammenhängt,
- 2) die mittelmoravische Phase als regionale Hauptmetamorphose und
- 3) die jungmoravische Phase als retrograde Entwicklung.

Die altmoravische Phase ist dementsprechend auf die unmittelbare Umgebung des Thaya Batholithen beschränkt und vermutlich cadomischen Alters, entsprechend der engen Beziehung zwischen dem Thaya-Pluton und dessen Alterseinstufung. Der Bereich mit den besten Relikten dieser Metamorphose findet sich im nördlichsten Teil der Moravischen Zone in Österreich, östlich der Ruine Kaja, in dem migmatische Strukturen noch schön erhalten sind. Mineralogische Relikte dieser Metamorphose sind mögliche Pseudomorphosen nach Cordierit sowie almandinreiche Granatkerne mit einem ganz charakteristischen zweiphasigen Wachstumsmuster (HÖCK et al. 1991): Die alten Granatkerne sind reich an Fe sowie Mg (bis zu 10 Mol% Pyrop), aber arm an Grossular und Spessartin. Alle Elemente zeigen einen scharfen Anstieg (Ca, Mn) bzw. Abfall (Fe, Mg) ihrer Elementkonzentrationen zwischen Kern und Rand. Letzterer wurde während der mittelmoravischen Phase gebildet und entspricht in seiner Detailzonierung der Granatentwicklung aus den Glimmerschiefern der Pernegger Formation. Dementsprechend nehmen gegen den äußeren Rand hin Fe und Mg wiederum zu, Ca und Mn hingegen ab. Dieser Typ der komplexen mehrphasigen Zonierung ist am Beispiel eines Granates - aus dem Dach des Thaya Batholithen östlich der Ruine Kaja - in Abb. 2 dargestellt.

Die Frage, ob die Fugnitzer Kalksilikatschiefer ursprünglich als Kontaktmetamorphose als Höfe um die Intrusion des Bittescher Gneis-Magmas gebildet wurden - eine Vorstellung, die von FRASL (1983) und BERNROIDER (1989) favorisiert wird - bleibt zunächst ein offenes Problem, ebenso die Frage nach dem Alter dieser möglichen Kontaktmetamorphose.

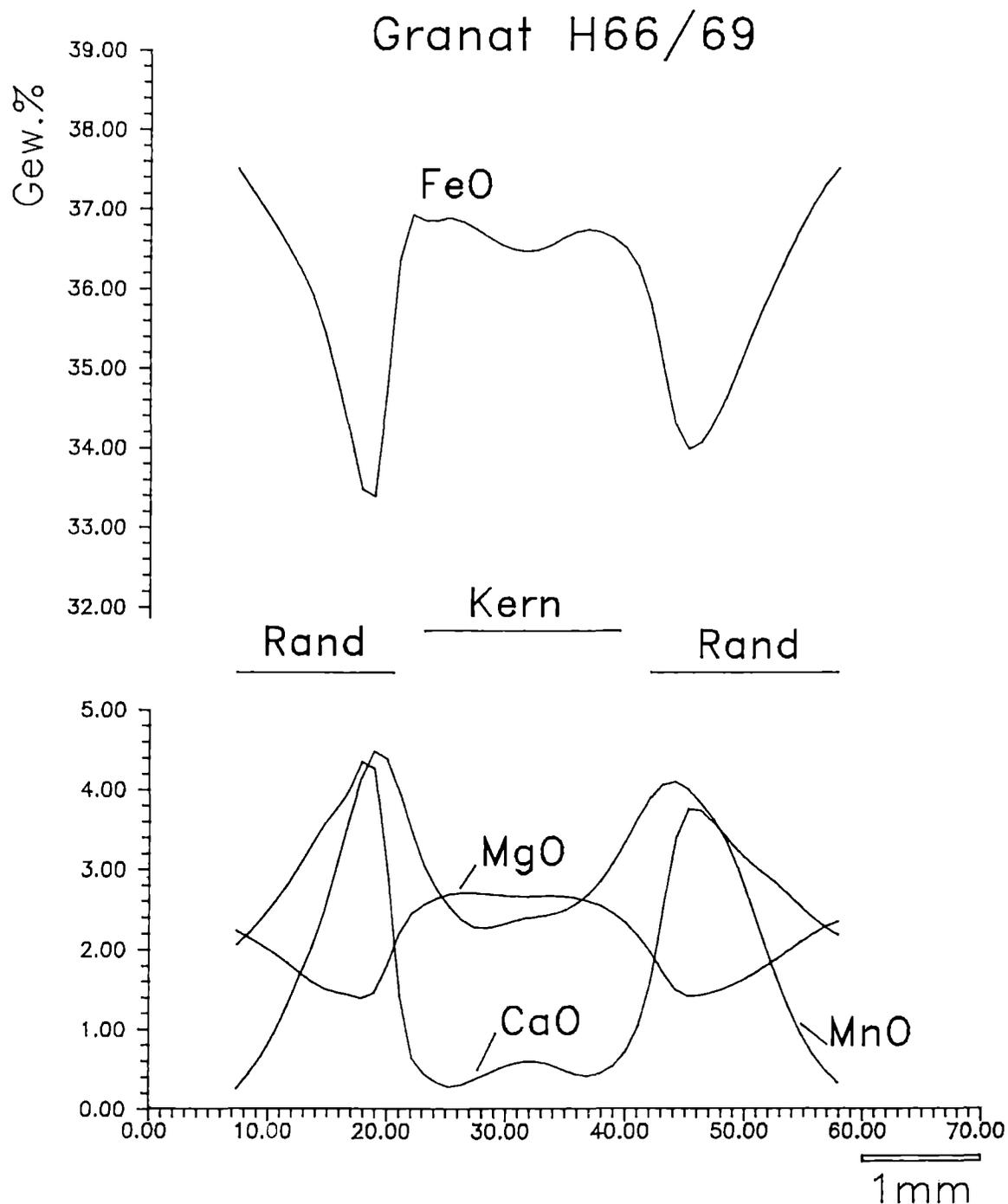


Abb. 2: Mineralchemische Profile durch einen Granat aus dem alten Dach des Thaya Batholithen (E der Ruine Kaja) Die Elementverteilung zeigt einen Fe, Mg reichen und Ca, Mn armen Kern, sowie einen zonierten Randbereich. Dieser weist eine Fe, Mg arme Innenzone und eine systematische Zunahme dieser Elemente gegen den Außenrand hin auf.

Die regionale Metamorphose der mittelmoravischen Phase fand während der variszischen Orogenese statt. Jüngste Untersuchungen an  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  Plateaulaltern von Amphibolen aus Amphiboliten des Bittescher Gneises ergaben  $328,7 \pm 3,3$  M.a., von Muskovit aus dem Bittescher Gneis  $328,7 \pm 0,3$  M.a. und vom Weitersfelder Stengelgneis  $328,5 \pm 0,7$  M.a. (DALLMEYER et al. 1990).

Bereits F.E.SUESS (1912) und später PRECLIK (1927) sowie FRASL (1970) zeigten, daß der Metamorphosegrad im westlichen Teil am höchsten ist und nach Süden, Norden und Osten hin abnimmt. Aus diesen Gründen muß die Metamorphose im Hinblick auf die Struktur des Moravikums als invers bezeichnet werden, insoferne als die strukturell höchsten Einheiten auch die höchstgradigen Anteile der metamorphen Zonierung repräsentiert. HÖCK (1975) beschreibt vier Mineralzonen mit unterschiedlichen Mineralparagenesen in metapelitischen Gesteinen, die speziell im Südteil des Moravikums

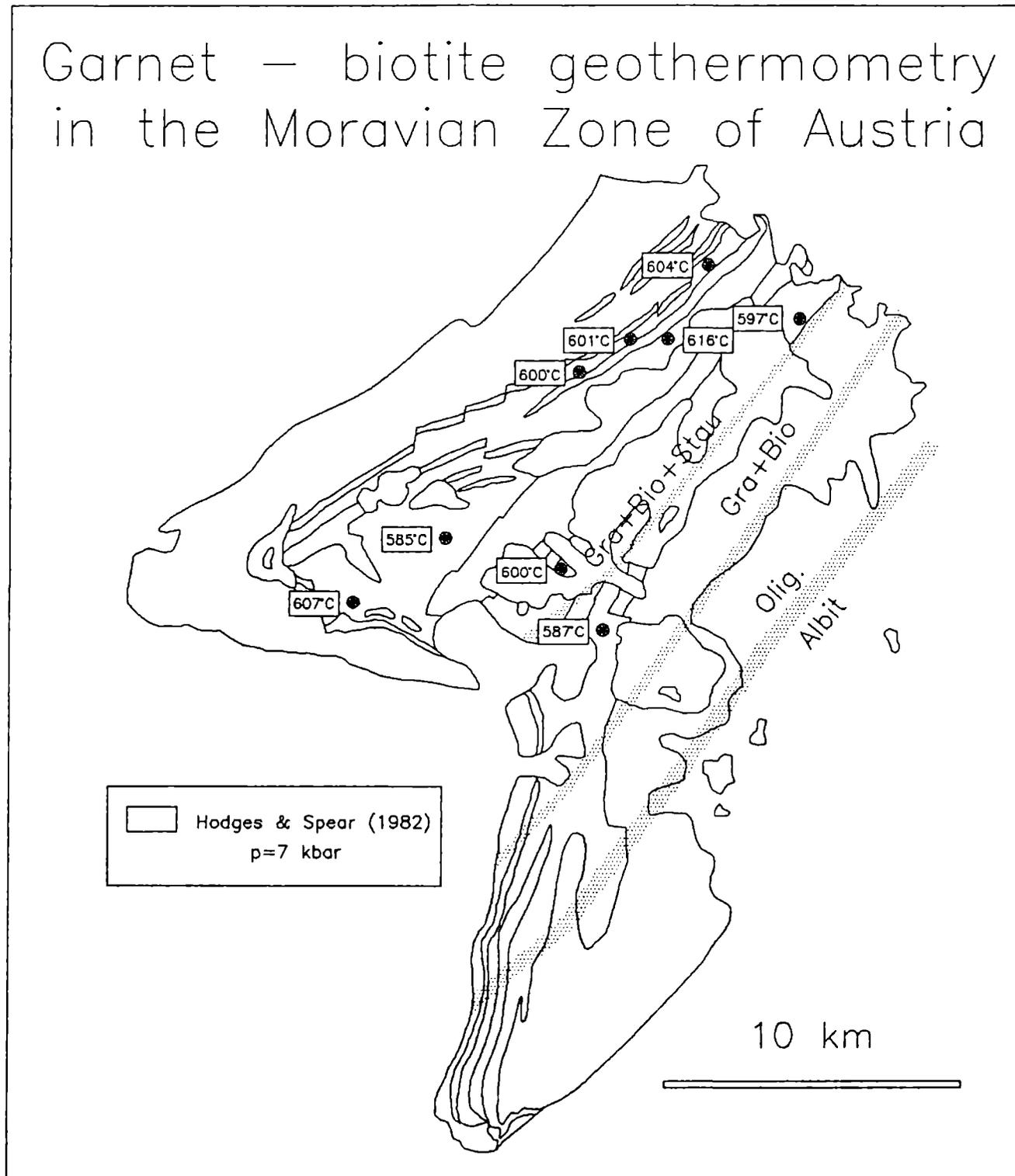


Abb. 3: Karte der Mineralzonierung im Moravikum sowie Temperaturen der Granat- Biotit- Geothermometrie entsprechend dem Modell von HODGES and SPEAR (1982).

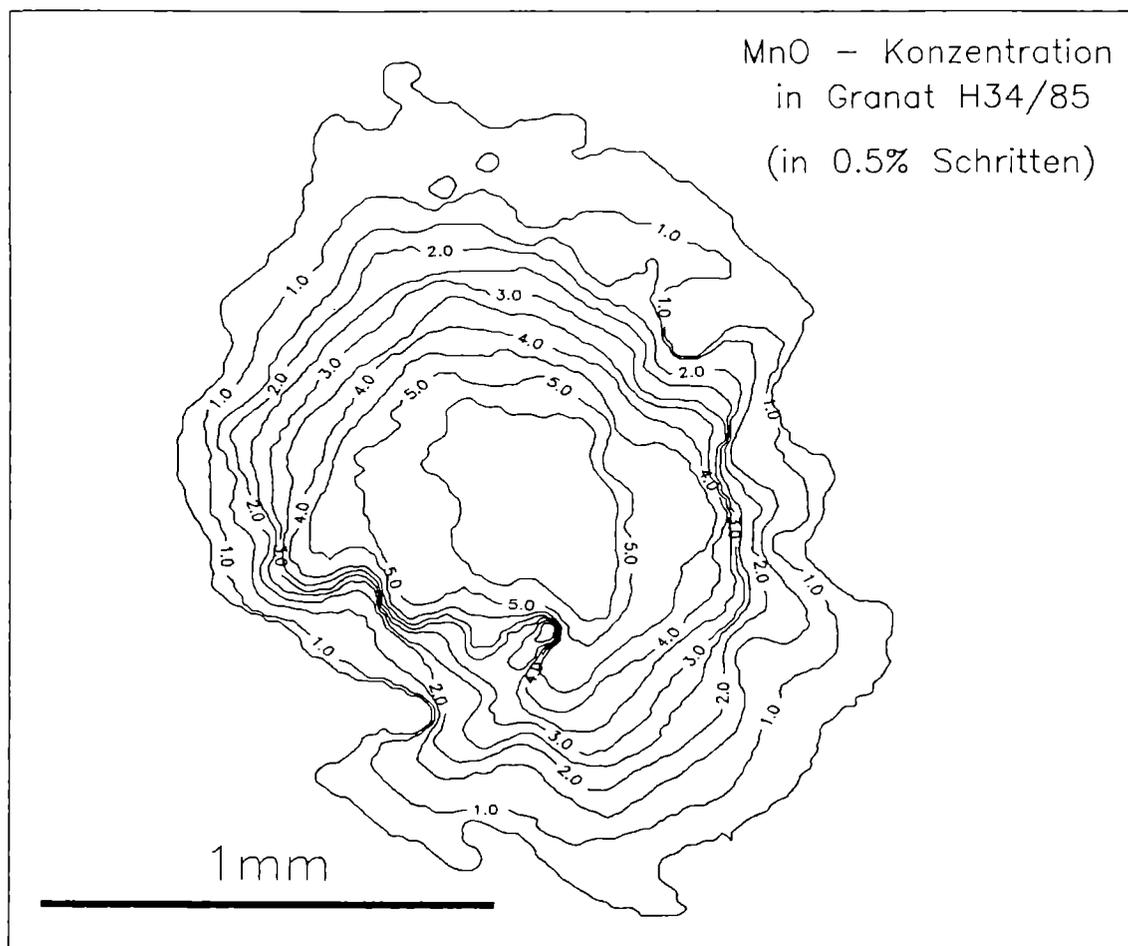


Abb. 4: MnO Verteilung in einem Granat der Pernegger Formation. Generell zeigt sich ein Trend der MnO Abnahme vom Kern zum Rand. Schmale leistenförmige relative Mn-Anreicherungen entsprechen den z. T. radialstrahligen Wachstumszonen.

schräg zu den lithologischen Einheiten streichen. Die erste und südlichste Zone zeigt nur Paragenesen mit Phengit und Chlorit. In Zone 2 erscheint mit zunehmender Temperatur zusätzlich Biotit und in Zone 3 zusätzlich noch Granat. In der nordwestlichsten Zone 4 bilden Staurolith + Granat + Biotit die typische Mineralparagenese, während Chlorit als stabile Phase verschwindet. FRASL (1983) fügte noch eine Übergangszone zwischen Albit und Oligoklas hinzu, die hauptsächlich auf dem Erstauftreten von Oligoklas in Gneisen beruht. Während diese Metamorphosezonierung im österreichischen Anteil des Moravikums recht gut dokumentiert ist (vergl. Abb. 3), fehlen Untersuchungen zur regionalen Verteilung der Metamorphose noch im tschechoslowakischen Anteil der Thaya-Kuppel.

Innerhalb der Pernegger Formation zeigt sich in Zone 4 ein zweiphasiges Wachstum des Granats mit einschlußfreien oder einschlußarmen Kernen und einer deutlichen Randzone, die in ihrem inneren Teil reich an Einschlüssen ist. Die äußere Randzone wiederum ist arm an Einschlüssen (Quarz und wenig Ilmenit), verschiedentlich sind radiale Wachstumsmuster im Kern entwickelt (Sterngranat). Sie zeigen radial orientierte Quarzeinschlüsse. Diese Erscheinung aus dem Moravikum wurde das erste Mal von FRASL (1981) beschrieben. Das sehr unregelmäßige, teils radialstrahlige Wachstum spiegelt sich auch im Chemismus wider. Abb. 4 z. B. zeigt die MnO Verteilung im Granat, die deutlich längliche Zonen der MnO Anreicherung entsprechend dem Wachstum

erkennen läßt. Die Granate sind synkinematisch bezüglich der ersten Schieferung rotiert. Chemisch zeigen die Granate die typische Glockenform mit Mn-(vergl. Abb. 4) und Ca-reichen Kernen und Fe- bzw. Mg-reichen Rändern. Die Granat-Biotit-Geothermometrie basierend auf dem Modell von HODGES and SPEAR (1982) ergibt Temperaturen zwischen 580 und 600°C für die Zone 4 (Granat + Staurolith + Biotit) und etwa 580°C für die Granat-Biotit-Zone (Abb. 5).

Der Übergang von der Granat + Biotit + Chlorit Zone in die Granat + Biotit + Staurolith Zone wird am besten durch die diskontinuierliche Reaktion:



beschrieben. Das Gleichgewicht dieser Reaktion sollte nach THOMPSON (1976) bei 5 kbar  $\text{PH}_2\text{O}$  und 580°C liegen, eine Temperatur, die mit der aus der Granat-Biotit-Geothermometrie abgeleiteten gut übereinstimmt. Drucke sind in Abwesenheit einer  $\text{Al}_2\text{SiO}_5$  Phase schwer abzuschätzen, könnten aber mit relativ hohen Fehlergrenzen im Bereich von 5 bis 7 kbar gelegen sein. Derartige Werte lassen sich aus dem Granat-Muskovit- Biotit- Plagioklas Geobarometer nach HODGES and CROWLEY (1985)

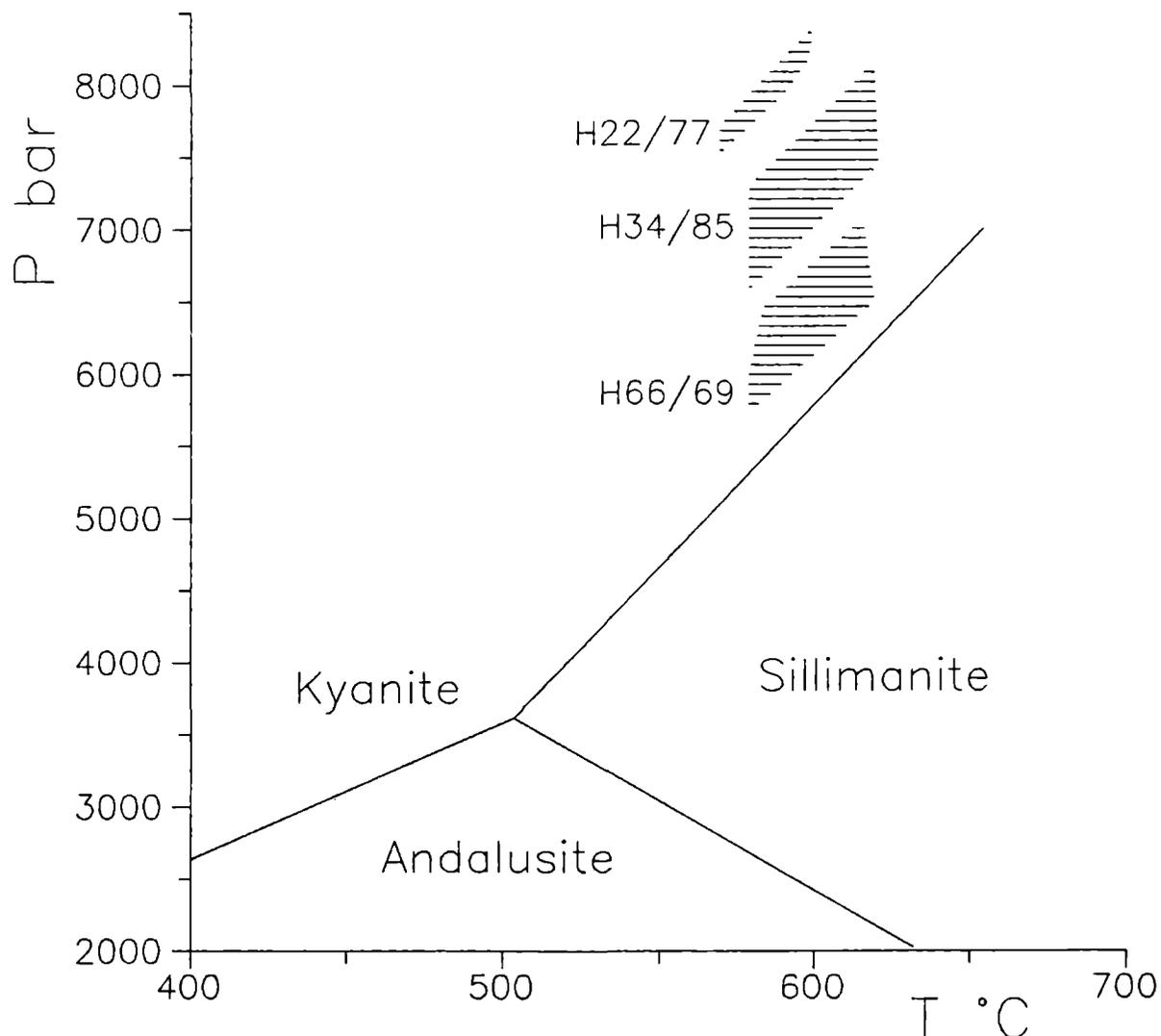


Abb. 5: PT Diagramm für Metapelite der Pernegger Formation im Bereich der Pernegger Kuppel. Die Temperaturangaben beruhen auf der Granat- Biotit Geothermometrie, die Druckangaben auf dem Granat- Muskovit- Biotit- Plagioklas Geobarometer.

errechnen (Abb. 5). Dies stimmt gut mit den ersten Resultaten der Phengit-Geobarometrie überein (MASONNE and SCHREYER 1987), die an Kalifeldspat- und Biotit-führenden Gneisen der Moravischen Zone durchgeführt wurden. Si-Gehalte in den Phengiten von 3,25 bis 3,30 pro Formeleinheit lassen bei einer gegebenen Temperatur von 580 bis 600°C (Granat-Biotit-Thermometrie) auf einen Druck von etwa 5 bis 7 kbar schließen.

Die retrograde jungmoravische Phase ist noch nicht sehr gut dokumentiert. Sowohl die Therasburger als auch die Pernegger Formation wurden von diesem späten Ereignis überprägt. Die älteren Minerale wie z.B. Staurolith, Granat und Biotit wurden dabei teilweise oder gänzlich zu Chlorit bzw. Muskovit umgeformt. Öfters findet sich retrograder Chlorit als Reaktionssaum rund um Staurolith und Granat. Biotit ist zum Teil quantitativ verschwunden und läßt Granat und Staurolith als Relikte in einer Chlorit-Muskovit-Matrix zurück.

Die inverse Metamorphose der mittelmoravischen Phase kann am besten durch die Überschiebung eines heißen Krustenblockes über das Moravikum erklärt werden, der sehr rasch gegen Süden, Osten und Norden auskeilt.

#### Literatur

- BATIK, P. & SKOCEK, V.: Lithologic development of the Paleozoic at the eastern margin of the Dyje massifu. - Vest. Ustr. Ust. Geol., 56/6, 337-347, Praha 1981.
- BERNROIDER, M.: Zur Petrogenese präkambrischer Metasedimente und cadomischer Magmatite im Moravikum. - Jb. Geol. B.-A., 132, H. 2, 349-373, Wien 1989.
- CHAPPELL, B.W. & WHITE, A.J.R.: Two contrasting granite types. - Pacific Geology, 8, 173-174, 1974.
- DALLMEYER, R.D., NEUBAUER, F. & HÖCK, V.:  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  mineral age controls on the geochronology of late-Paleozoic tectonothermal activity in the southeastern Bohemian Massif, Austria (Moldanubian and Moravo-Silesian Zones). - IGCP 233 Field Guide, Intern. Conf. Göttingen-Giessen, 87-96, Göttingen 1990.
- DUDEK, A.: Kristallinische Schiefer und Devon östlich von Znojmo (Znaim). - Sborn. UUG., XXVI-1959, 101-141, Praha 1960.
- FINGER, F., FRASL, G., HÖCK, V. & STEYRER, H.P.: The Granitoids of the Moravian Zone of Northeast Austria: Products of a Cadomian Active Continental Margin? - Precamb. Res., 45, 235-245, 1989.
- FRASL, G.: The Bohemian Massif in Austria. - International Geological Congress XXIII Session, Guide to Exc. 32 C., Austria, 13-24, Praha 1968.
- FRASL, G.: Zur Metamorphose und Abgrenzung der Moravischen Zone im niederösterreichischen Waldviertel. - Nachr. D. Geol. Ges., 2, 55-60, 1970.
- FRASL, G.: Aufnahmen 1973 auf Blatt 21 (Horn), Moravischer Anteil. - Verh. Geol. B.-A., 1974, H. 4, 37-42, Wien 1974.

- FRASL, G.: Kristallisationsgeschichte und Bewegungsrichtungen im Staurolith-Granatglimmerschiefer von Pernegg im Kernbereich der mittelmoravischen Kristallisation (Moravische Zone, niederösterreichisches Waldviertel). - Tagung DMG-ÖMG, Wien 1981.
- FRASL, G.: Einführung in die Geologie der Moravischen Zone. - In HÖCK, V. et al.: Exk. der Österr. Geol. Ges. 1983, 4-18, Wien 1983.
- FRASL, G.: Zur Entstehung der Moravischen Zone. - Abstr. Tagung AG "Geologie der Metamorphite" der ÖGG, 2S., Wien 1989.
- FRASL, G., HÖCK, V. & FINGER, F.: The Moravian Zone in Austria. - IGCP-Proj. Nr. 233, Intern.Conference on Paleozoic Orogens in Central Europe, Field Guide Bohemian Massif, 127-142, Göttingen 1990.
- HÖCK, V.: Mineralzonen in Metapeliten und Metapsammiten der Moravischen Zone in Niederösterreich. - Mitt. österr. geol. Ges., 66-67, 49-60, Wien 1975.
- HÖCK, V., FRASL, G., STEININGER, F. & VETTERS, W.: Zur Geologie des Kristallins und Tertiärs der weiteren Umgebung von Eggenburg. - Exk.Führer der Österr.Geol.Ges. 1983, 59 S., Wien 1983.
- HÖCK, V. & VETTERS, W.: Bericht 1974 über geologische Aufnahmen auf Blatt Horn (21).- Verh. Geol. B.-A., Wien 1975.
- HÖCK, V., MARSCHALLINGER, M. & TOPA, D.: Granat-Botit-Geothermometrie in Metapeliten der Moravischen Zone in Österreich. - Österr. Beitr. Met. Geoph., H. 3, in press, Wien 1991.
- HODGES, K.V. & CROWLEY, P.D.: Error estimation and empirical geothermobarometry for pelitic systems. - Am. Mineralogist, 70, 702-709, 1985.
- HODGES, K.V. & SPEAR, F.S.: Geothermometry, geobarometry and the  $Al_2SiO_5$  triple point at Mt.Moosilauke, New Hampshire. - Am. Mineralogist, 67, 1118-1134, 1982.
- LIBOWITZKY, E.: Mineralogische Untersuchungen einer magnetischen Anomalie im Moravikum der Böhmischen Masse in Österreich. - Unveröff. Diss. Univ. Wien, Naturwiss. Fakultät, 126 S., Wien 1989.
- LIBOWITZKY, E.: Precambrian black sands as precursors of magnetit and ilmenite bearing chlorite-micaschists, Bohemian Massif, Austria. - Mineralogy and Petrology, 43, 147-160, Wien 1990.
- MASSONNE, H.-J. & SCHREYER, W.: Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite, and quartz. - Contrib. Mineral. Petrol., 96, 212-224, 1987.
- MATTE, Ph., MALUSKI, H., and ECHTLER, H.: Cisaillements ductiles varisque vers l'Est - Sud-Est dans les nappes du Waldviertel (Sud-Est de Massif de Boheme, Autriche) Données microtectoniques et radiométrie  $^{39}Ar/^{40}Ar$ . - C.R.Acad.Sc. Paris, 301, Serie II, No 10, 721-726, Paris 1985.

- MATURA, A.: Hypothesen zum Bau und zur geologischen Geschichte des kristallinen Grundgebirges von Südwestmähren und dem niederösterreichischen Waldviertel. - Jb. Geol. B.-A., 119, 63-74, Wien 1976.
- MORAU, W. & JÄGER, E.: Rb-Sr Whole Rock Ages for the Bites-gneiss, Moravicum, Austria. - Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., 62, 327-334, 1982.
- PITCHER, W.: Granite type and tectonic environment. - In: HSU, K. (ed): Mountain Building Processes, 263 S., London 1982.
- PRECLIK, K.: Zur Tektonik und Metamorphose der moravischen Aufwölbung am Ostrand der Böhmisches Masse. - Geol. Rdsch., 18, 81-103, Stuttgart 1927.
- PRECLIK, K.: Das Nordende des Thayabatholithen. - Vest. SGU, 12, 34-61, Prag 1937.
- SCHARBERT, S.: Neue Ergebnisse radiometrischer Altersdatierungen an Gesteinen des Waldviertels. - Arbeitstagung Geol. B.-A., 1977, Waldviertel, 11-15, Wien 1977.
- SCHARBERT, S. & BATIK, P.: The Age of the Thaya (Dyje) Pluton. - Verh. Geol. B.-A., 1980, H. 3, 325-331, Wien 1980.
- STELCL, J. & WEISS, J.: Brnensky Masiv. - Universita J. E. Purkyne v Brne, 1986, 24 p., 1986.
- SUESS, F.E.: Die moravischen Fenster und ihre Beziehung zum Grundgebirge des Hohen Gesenke. - Denkschr. k. Akad. Wiss. math. naturwiss. Kl., 83, 541-631, Wien 1912.
- THOMPSON, A.B.: Mineral reactions in pelitic rocks: I. Prediction of P-T-X (Fe-Mg) phase relations. - Am. J. Science, 276, 401-424, 1976.
- VAN BREEMEN, O., AFTALION, M., BOWES, D.R., DUDEK, A., MISAR, Z., POVONDRA, P. & VRANA, S.: Geochronological studies of the Bohemian massif, Czechoslovakia, and their significance in the evolution of Central Europe. - Transact. Roy. Soc. Edinburgh: Earth Sci., 73, 89-108, 1982.
- WALDMANN, L.: Das Südende der Thayakuppel. - Jb. Geol. B.-A., 72, 183-204, Wien 1922.
- WALDMANN, L.: Zum geologischen Bau der Thayakuppel und ihre Metamorphose. - Mitt. Geol. Ges. 21, 133-152, Wien 1930.
- WALDMANN, L.: Das außeralpine Grundgebirge Österreichs. - In: F.X.SCHAFFER (Hrsg): Geologie von Österreich, 2. Aufl., 10-104, Deuticke, Wien 1951.

### 3.3. Zwei Profile durch den Mittelabschnitt des Moravikums

Von WOLFGANG VETTERS

Mit 3 Abbildungen

Die beiden, bisher nur in Einzelarbeiten beschriebenen (HÖCK & VETTERS 1974, 1975, 1979; VETTERS 1983), Ost-West Profile durch das Moravikum werden hier erstmals in einer einheitlichen, graphischen Darstellung gemeinsam publiziert.

Da die schlechten Aufschlußverhältnisse auf den Hochflächen den petrographischen Bestand in seinem Connex nur sehr schlecht erkennen lassen und der heterogene

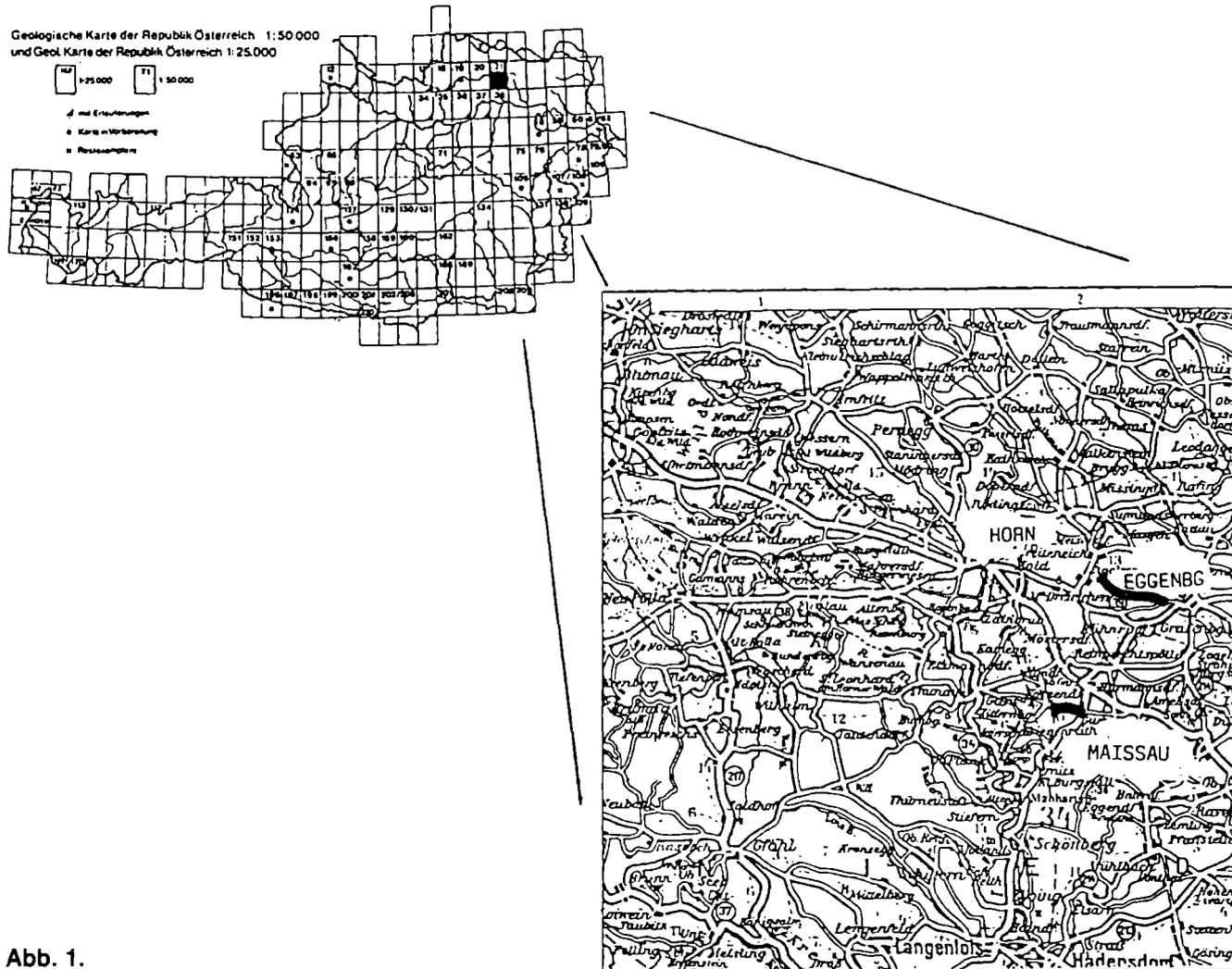


Abb. 1.

Lageplan der beiden Profile durch das Moravikum.

Profil 1: Westlich von Eggenburg entlang der ÖBB-Trasse.

Profil 2: Westlich von Maissau entlang der Straße von Buttendorf nach Kotzendorf (Teichwiesenbach).

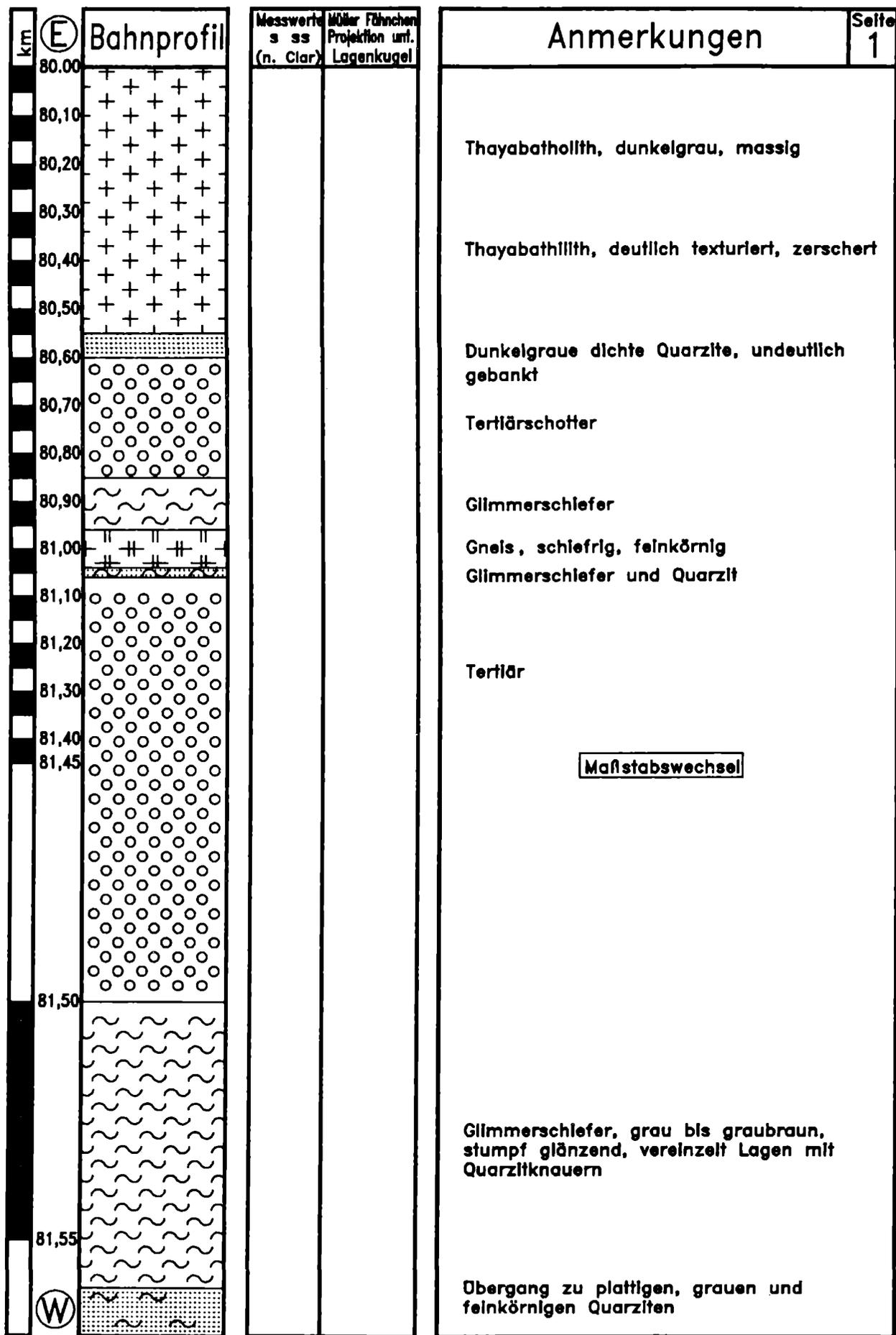
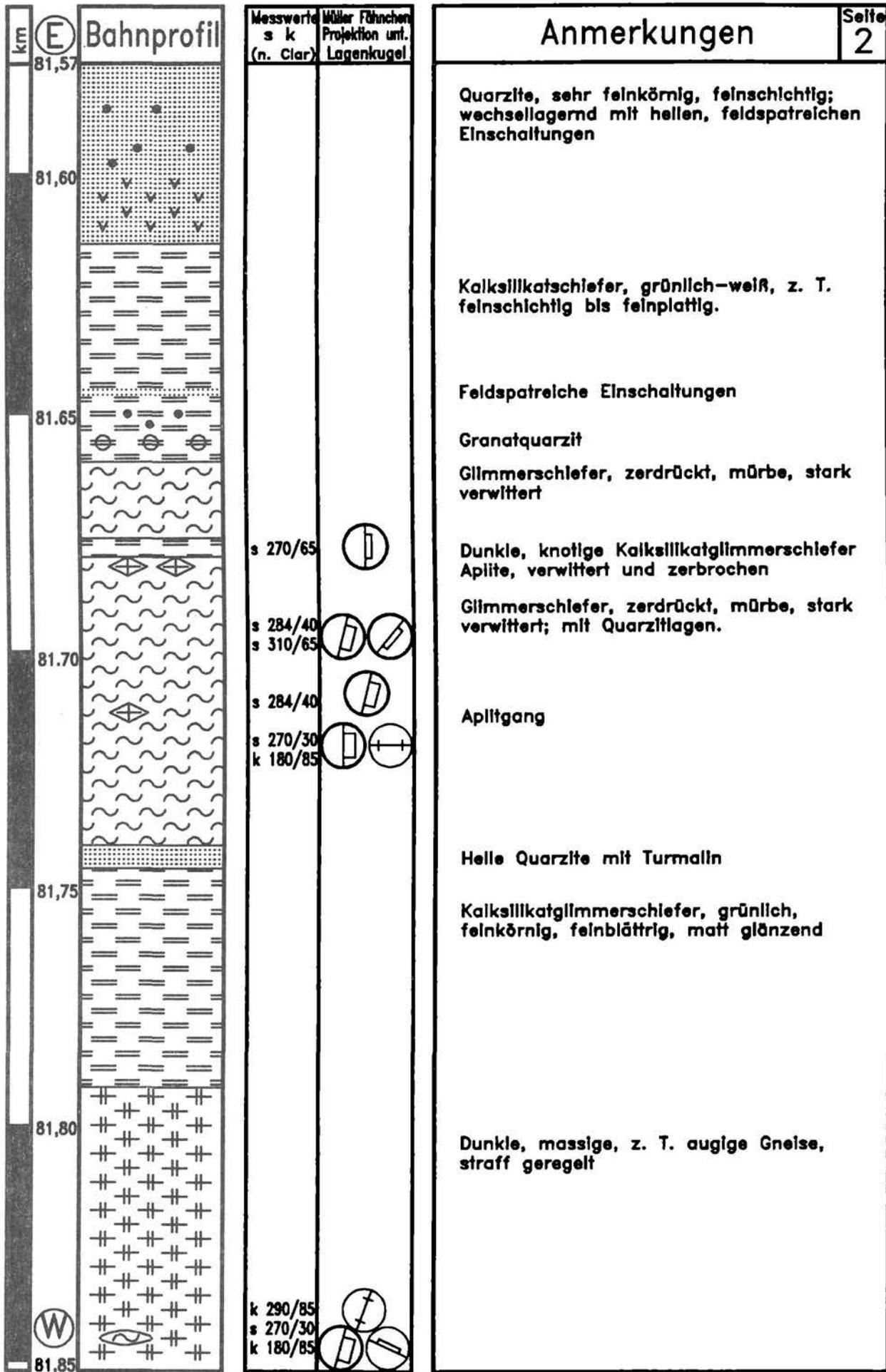
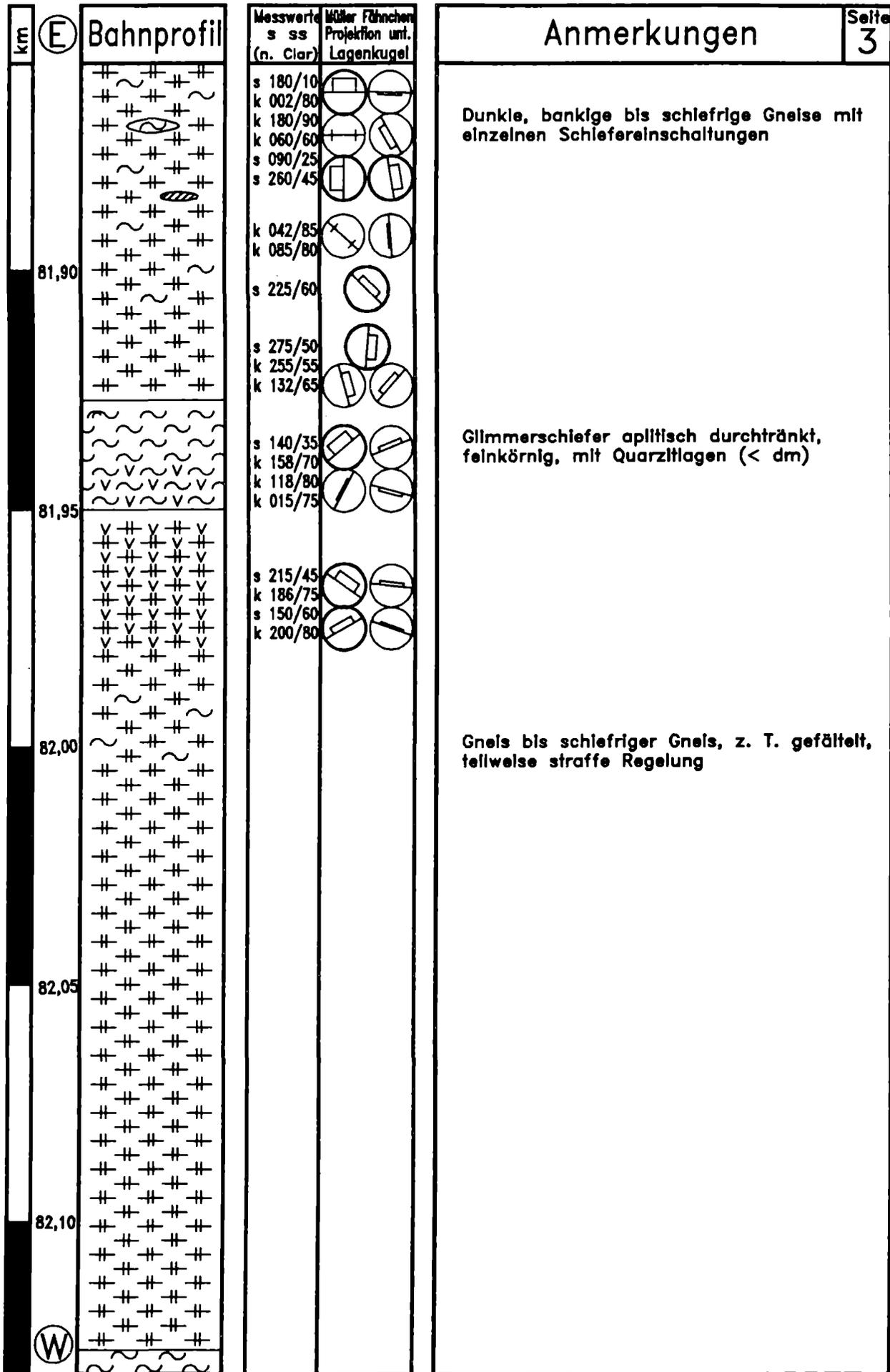


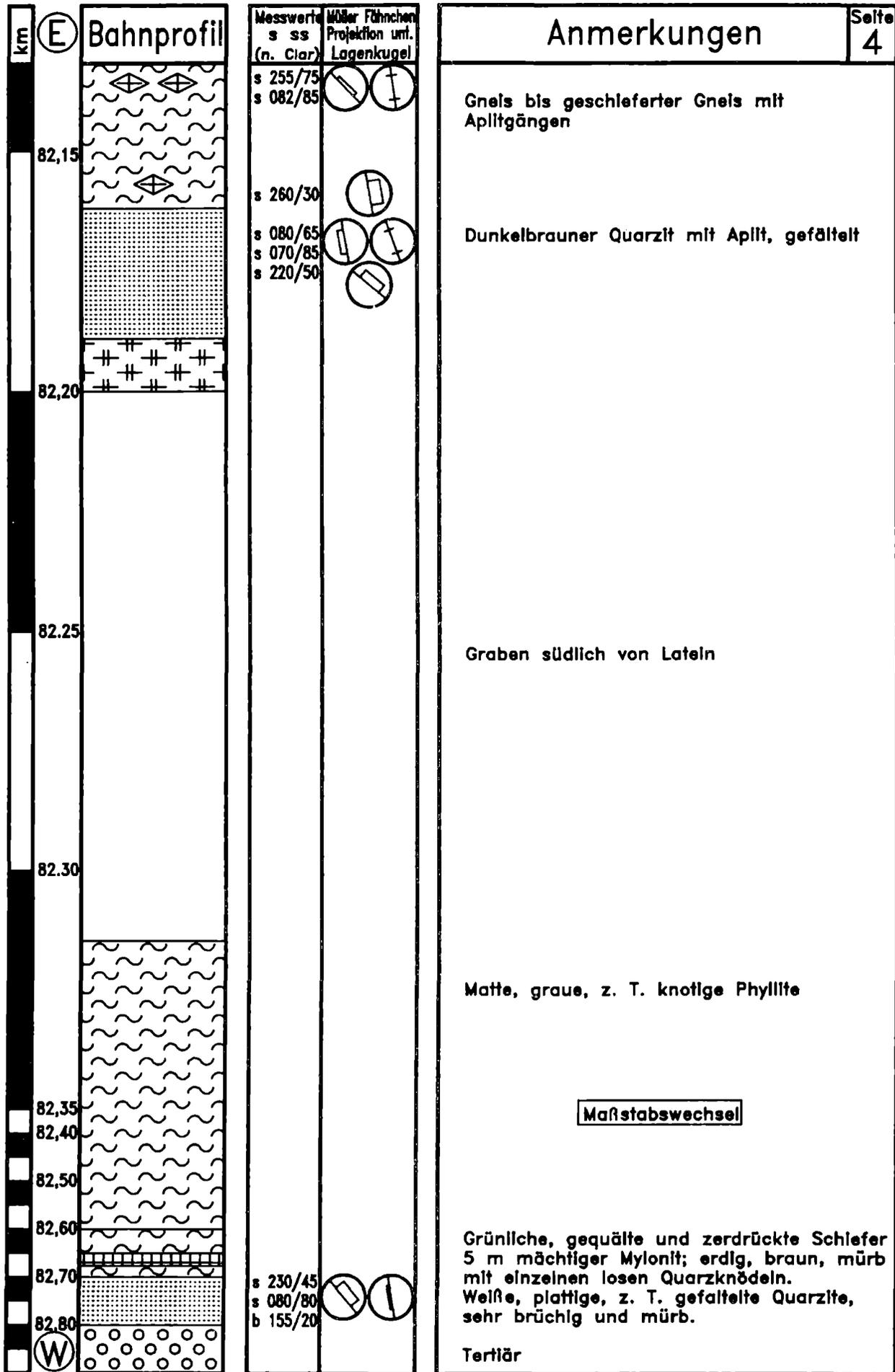
Abb. 2: Profil 1 westlich von Eggenburg entlang der ÖBB-Trasse.



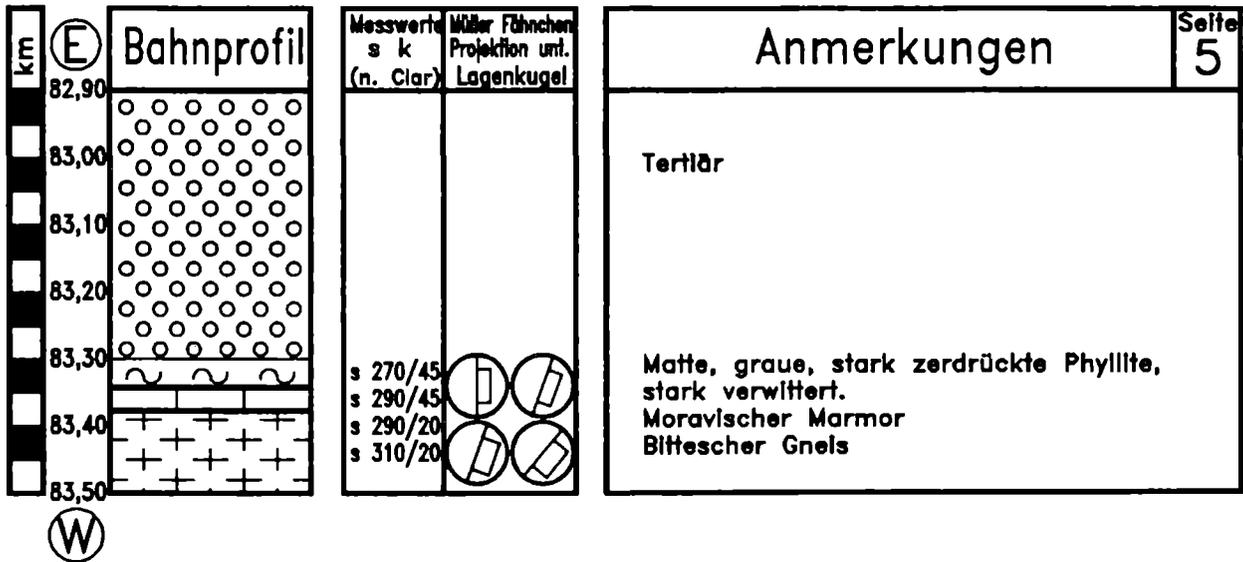
Profil 1 (Fortsetzung).



Profil 1 (Fortsetzung).



Profil 1 (Fortsetzung).



Legende				
anstehend		Schutt		
	Tertlär			
	moldanub. Glimmerschiefer		MODANUBIKUM	
	Mylonit			
	feinbankiger Bittescher Gneis		Bittescher Gneis	
	grobbankiger Bittescher Gneis			
	Kalkfeldspatauge			
	Amphibolit			
	Biottschiefer			
	Kalksllikatschiefer		Pernegger Formation	
	Kalkglimmerschiefer			
	heller Marmor			
	dunkler Marmor			
	quarzreicher Marmor			
	kompakter Metatonallt		Therasburger Formation	
	geschieferter Metatonallt			
	Quarzit			
	Phyllite		MORAVIKUM	
	Gneis			
	Thayabatholith			
	Quarzlagen, -linsen			
	Aplit			
	Phyllonite im Gneis			
	Feldspatführend			
	Granatführend			
				Schleiferungsflächen Kluffflächen

Profil 1 (Fortsetzung).

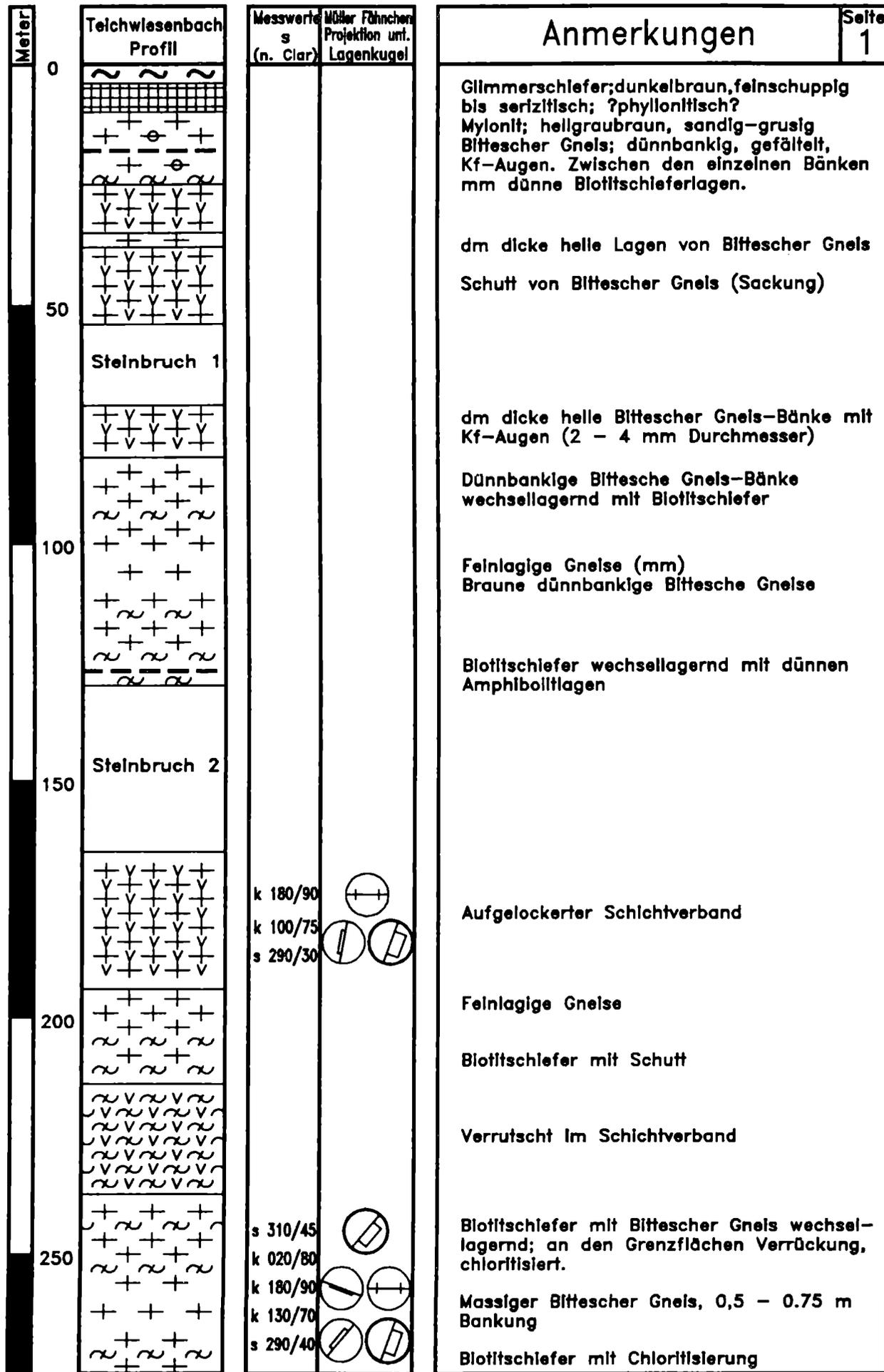
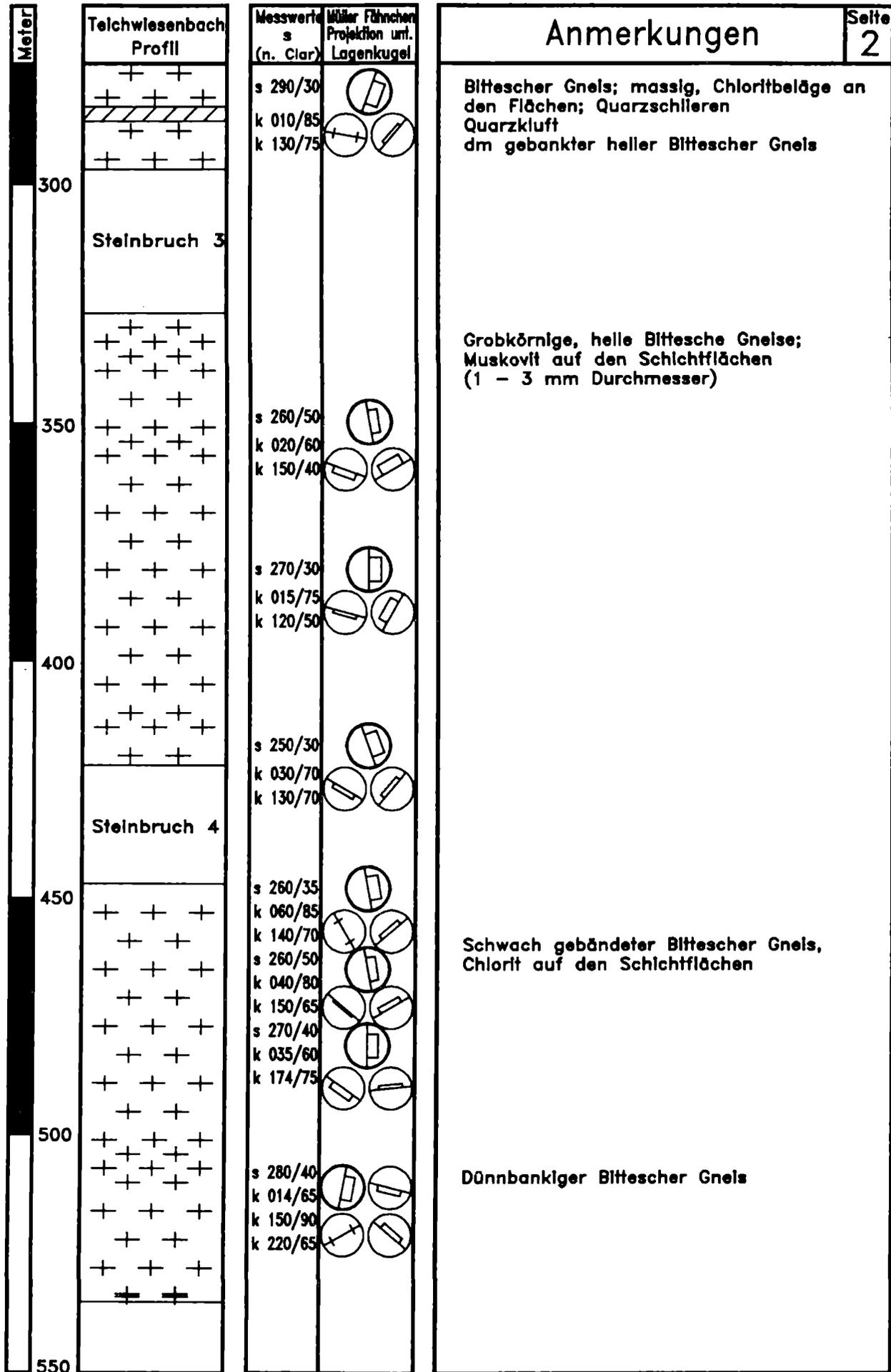
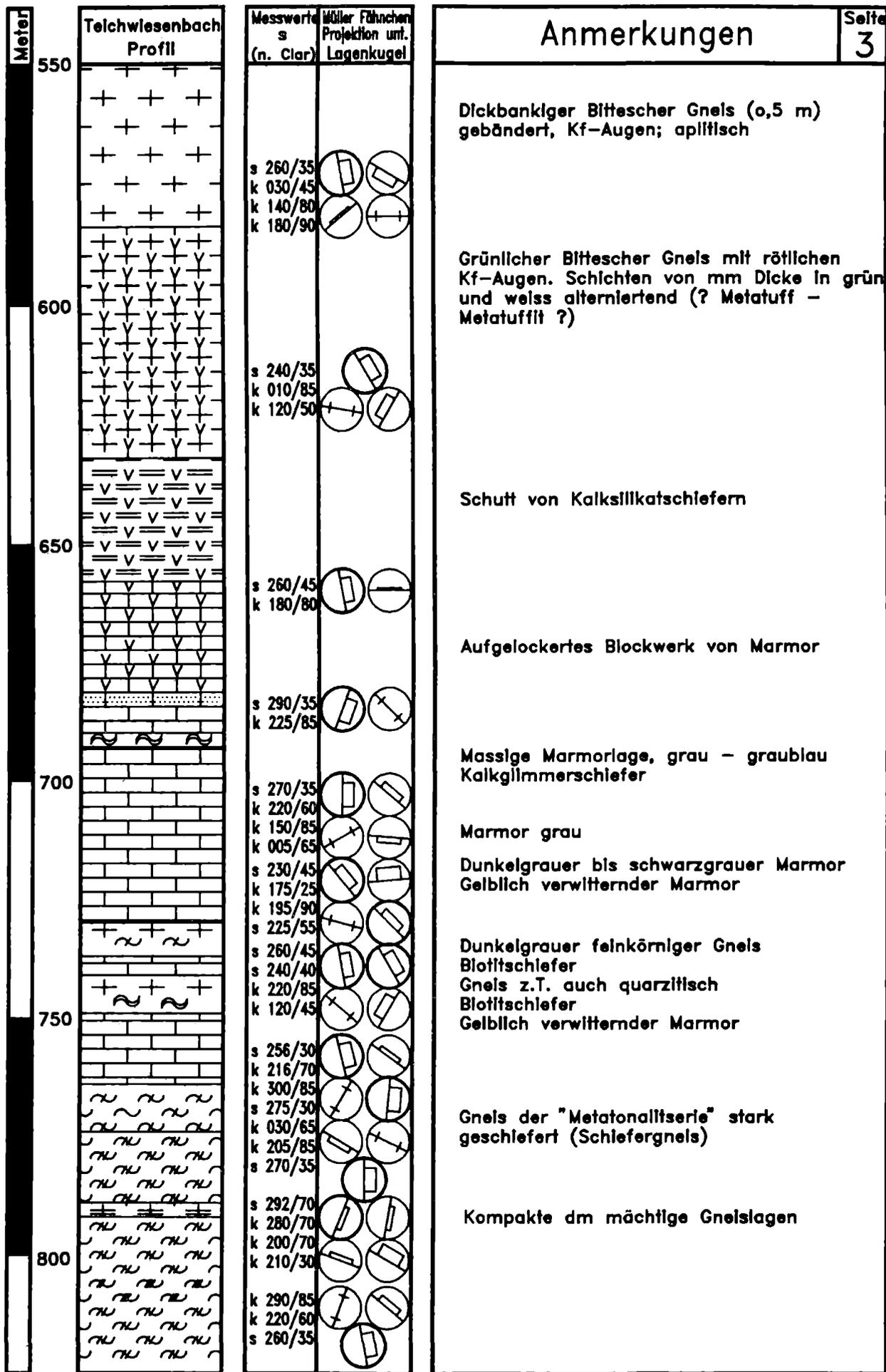


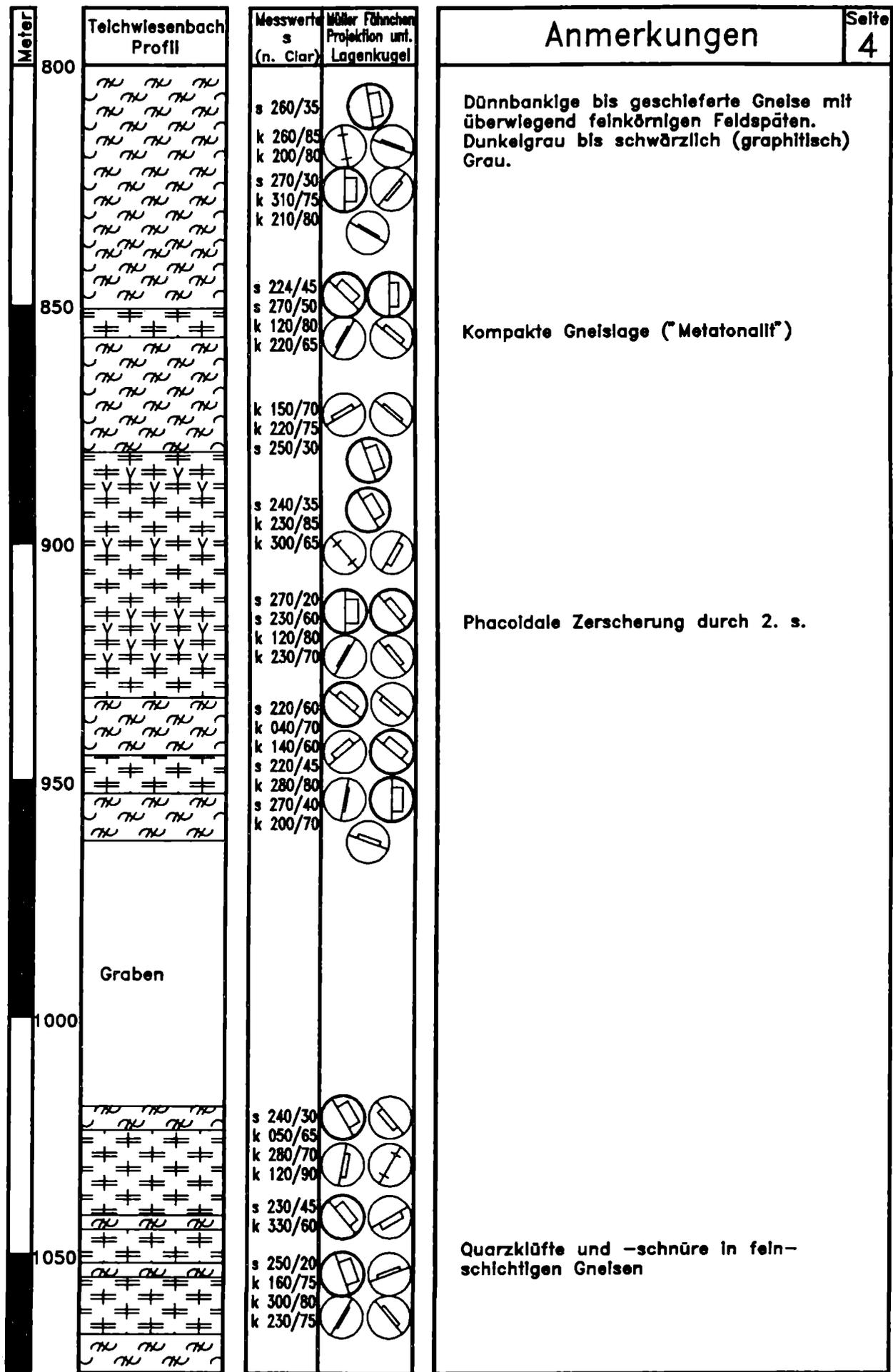
Abb. 3: Profil 2 westlich von Maissau entlang der Straße von Buttendorf nach Kotzendorf (Teichwiesenbach).



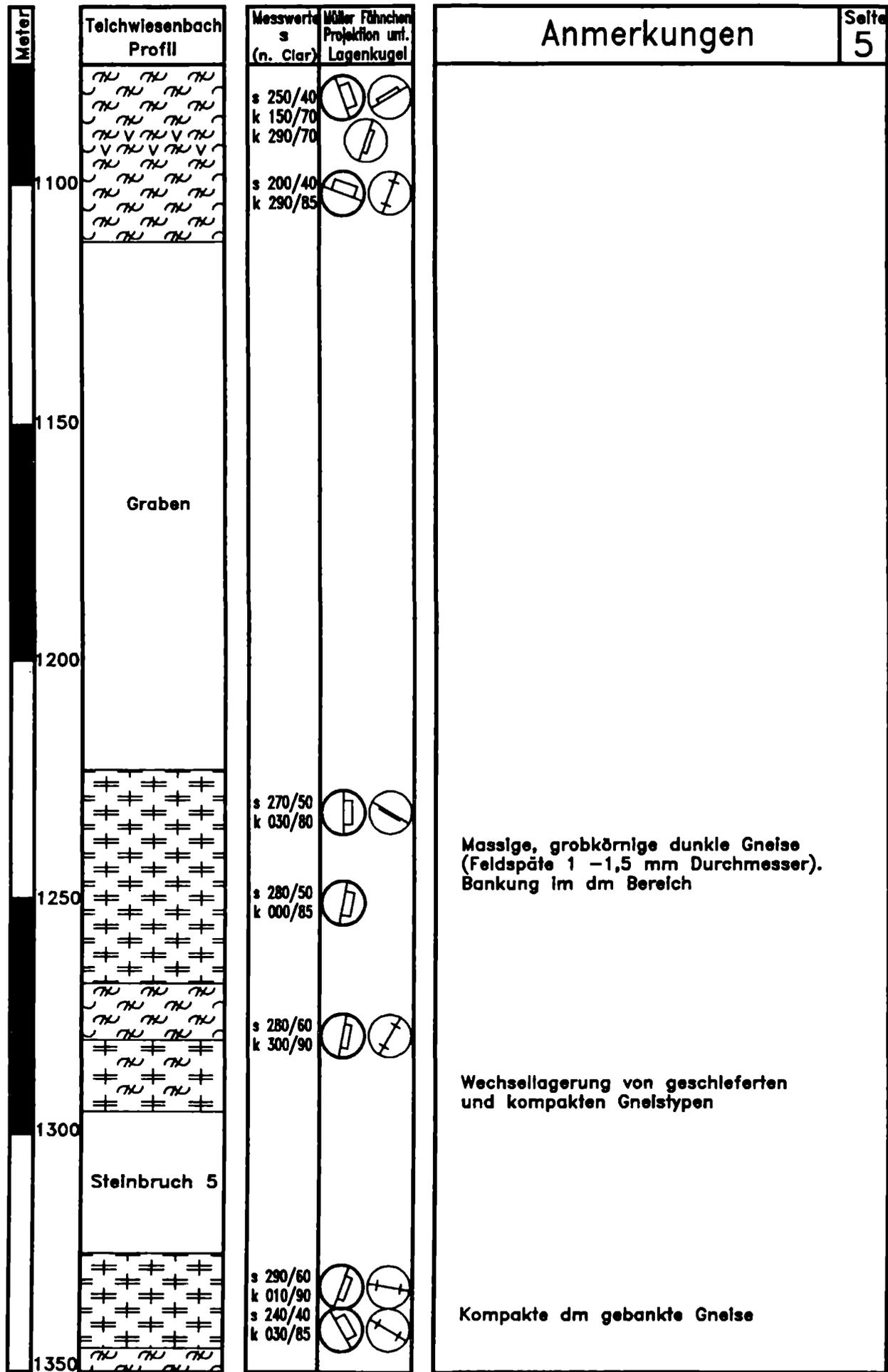
Profil 2 (Fortsetzung).



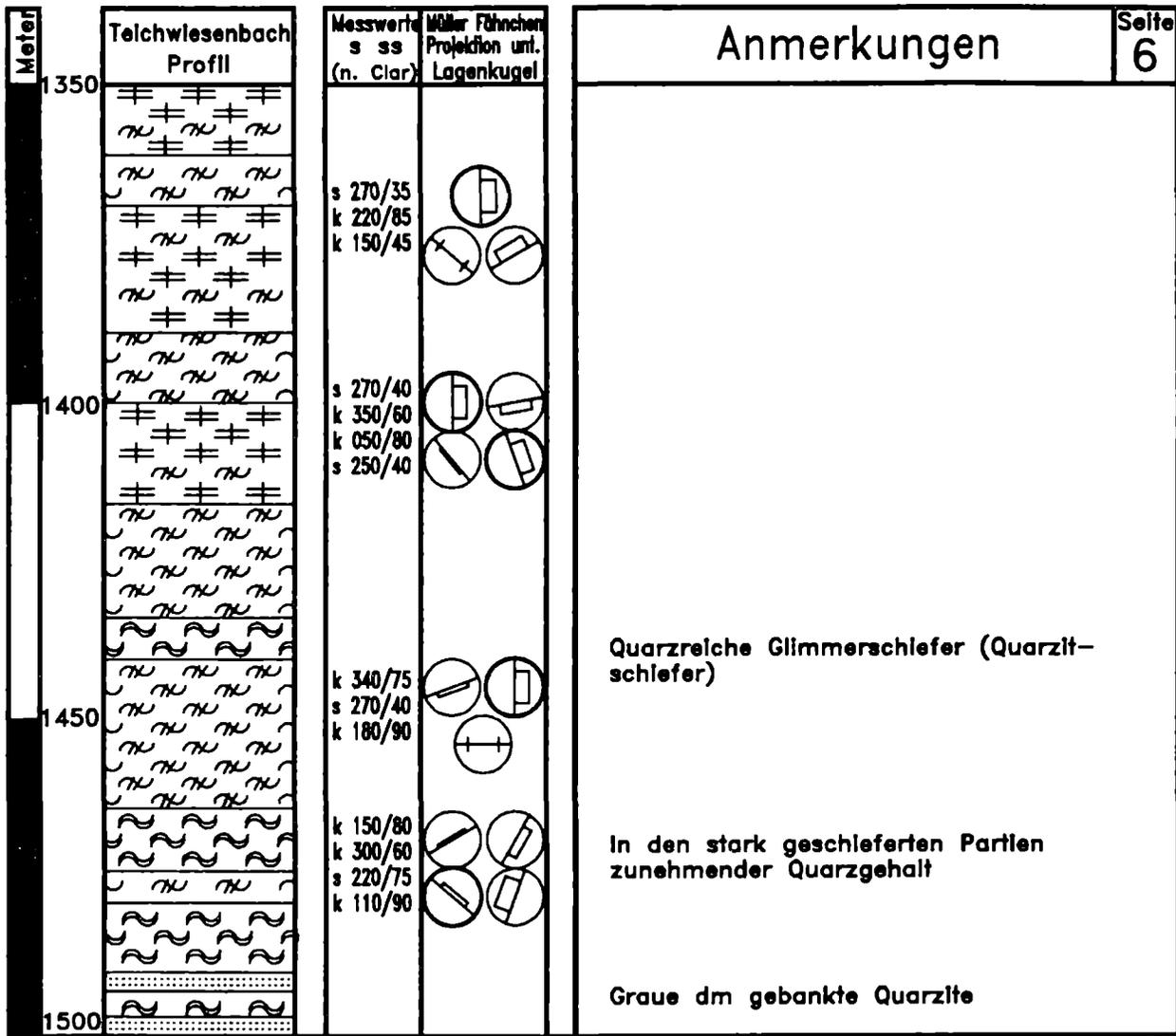
Profil 2 (Fortsetzung).



Profil 2 (Fortsetzung).



Profil 2 (Fortsetzung).



Legende			Schieferungsfläche		Klufffläche
anstehend		Schutt			
	moldanub. Glimmerschiefer				MODANUBIKUM
	Mylonit				
	feinbankiger Bittescher Gneis				Bittesche Gneis-Serie
	grobbankiger Bittescher Gneis				
	Kalkfeldspatagen				
	Amphibolit				
	Quarzlagen				
	Biotitschiefer				Glimmerschiefer Marmor-Serie
	Kalksillkatschiefer				
	Kalkglimmerschiefer				
	heller Marmor				
	dunkler Marmor				
	quarzreicher Marmor				Metatonallt-Serie
	kompakter Metatonallt				
	geschieferter Metatonallt				
	Quarzit				Glimmerschiefer-Quarzit-Serie

Profil 2 (Fortsetzung).

Stoffbestand des Moravikums ganz allgemein von Süden nach Norden sehr stark variiert, sollen diese beiden Profile helfen, den Aufbau und die Entstehungsgeschichte zu klären.

Beide Aufschlußprofile wurden nicht reduziert und stellen somit den gesamten Aufschluß dar, der durch die Metrierung bzw. Kilometrierung gliederbar ist. Die Gesteinsbezeichnungen sind - soweit nicht anders vermerkt - petrographische Begriffe ohne Anspruch auf genetische Interpretationen.

Die sehr komplexe Erforschungsgeschichte des seit mehr als 100 Jahren bekannten "besonderen Teils" des "Böhmischen Grundgebirges" zeigt die großen Schwierigkeiten für die Interpretation der Entwicklungsgeschichte des Moravikums (FRASL et al. 1990). Bemerkenswerterweise sind diese beiden Profile von den langjährigen Erforschern des Moravikums, F. E. SUESS und L. WALDMANN, nicht detailliert publiziert worden. Auch in den Kartierungstagebüchern von WALDMANN (die von Dr. E. ROTHE dankenswerterweise aus der Gabelsberger Schrift übersetzt wurden) sind diese Profile nicht näher beschrieben.

Diese beiden - man könnte fast sagen "klassischen" - Profile stellen innerhalb des österreichischen Anteils des Moravikums die am besten aufgeschlossenen Schichtfolgen von der Grenze der "Moldanubischen Überschiebung" (wie lange wird diese Grenze noch als solche gedeutet werden?) bis in den Randbereich des Thaya-Batholithen dar.

Das nördliche Profil entlang der Österreichischen Bundesbahn ("Franz Joseph-Bahn") zwischen den Bahn-Kilometern 80,0-83,5 (vgl. auch Haltepunkt 2) umfaßt den gesamten Schichtbestand vom Bittescher Gneis bis in den Thaya-Batholithen, während das nur 10 km südwestlich gelegene Profil im Teichwiesenbachtal (vgl. Haltepunkt 14) mit 1,5 km Länge nur den hangenden Abschnitt aufschließt.

Verwendet man die von HÖCK 1990 vorgeschlagene Nomenklatur in Formationsbegriffen, so ergibt sich im Vergleich der beiden Profile wohl ein überlappender Abschnitt der "Pernegger Formation", in dem die Heterogenität der Schichtglieder im Streichen deutlich wird. Das typische "Auskeilen" im Streichen kann anhand des südlichen Gneiszuges (Äquivalent zum "Therasburger Gneis", HÖCK 1990), der von HÖCK 1990 als "Paragneis" aus Andesit- oder Diorittuffen gedeutet wird, von Buttendorf nordwärts beobachtet werden. Gleichermaßen wie der Gneis schwächtiger wird, nimmt der liegende Quarzit an Mächtigkeit zu.

Ähnliches kann aus der liegenden Metasedimentsserie mit den in verschiedenen Niveaus liegenden Kalksilikatschiefern beobachtet werden oder mit dem schmalen Gneiskörper beim km 81 im FJB-Profil.

Soweit es möglich war, wurden die Gefügedaten in Müller-Fähnchen dargestellt und die Meßwerte extra ausgeschrieben. (Die ungleiche Dichte der Meßdaten im FJB-Profil basiert auf den verschiedenen Baumaßnahmen während der letzten 18 Jahre).

Die Grafiken wurden in dankenswerter Weise von Herrn Christian UHLIR erstellt.

## **Literatur**

Für die ältere Literatur siehe OBERHAUSER, R. ed., 1980: Der Geologische Aufbau Österreichs.

BERNROIDER, M. 1989.: Zur Petrogenese präkambrischer Metasedimente und cadomischer Magmatite im Moravikum.- Jb.Geol.B.A., 132, H.2, 349-373, Wien.

FRASL, G., HÖCK, V. & FINGER, F. 1990.: The Moravian Zone in Austria.- In: Paleozoic Orogens in Central Europe; Field Guide "Bohemian Massif", 127-142, Göttingen.

FINGER, F. et al. 1989.: The Granitoids of the Moravian Zone of Northeast Austria: Products of a Cadomian Active Continental Margin? - Precambrian Research, 45, 235-245, Amsterdam.

HÖCK, V. & VETTERS, W. 1974.: Bericht 1973 über geologische Aufnahmen auf Blatt Horn (21).- Verh.Geol.B.A., 1974, A61-A62, Wien.

HÖCK, V. & VETTERS, W. 1975.: Bericht 1974 über geologische Aufnahmen auf Blatt Horn (21).- Verh.Geol.B.A., 1975, A22-A26, Wien.

HÖCK, V. & VETTERS, W. 1979.: Bericht 1977 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 21, Horn.- Verh.Geol.B.A., 1978, A49-A51, Wien.

VETTERS, W. 1983.: In: HÖCK, V., FRASL, G., STEININGER, F. & VETTERS, W.: Zur Geologie des Kristallins und Tertiärs der weiteren Umgebung von Eggenburg.- Exkursionsführer Österr. Geol. Ges., 1, 31-37, Wien.

---

Raum für Notizen

### **3.4. Strukturelle Entwicklung am Südostrand der Böhmisches Masse**

Von HARALD FRITZ

Mit 2 Abbildungen

#### **EINFÜHRUNG**

Die Vorstellungen eines großmaßstäblichen Deckenbaus am Ostrand der Böhmisches Masse gehen auf F.E. SUESS (1912) zurück. Seine Ideen der ostgerichteten Überschiebung einer moldanubischen Einheit über das Moravikum fanden in den letzten 80 Jahren weitgehende Akzeptanz (FUCHS & MATURA, 1976; TOLLMANN, 1982; MATTE et al., 1985). Argumente für den intramoravische Deckenbau stammen vorallem aus dem tschechischen Anteil des Moravikums, wo devonische Kalke von cadomischen Granitoiden überschoben werden (JAROS & MISAR, 1974). In den letzten Jahren wurde durch zahlreiche struktur-geologische Untersuchungen das Bild eines einfachen, ostgerichteten Deckenbaus revidiert, ein weit komplexeres Model zur Strukturbildung in der südöstlichen Böhmisches Masse zeichnet sich ab (z.B.: SCHULMANN, 1990; SCHULMANN et al. 1991; RAJLICH, 1990; NEUBAUER, 1990; MATTE et al., 1990; FRITZ, 1990). In diesem Beitrag werden die Ergebnisse aus den jüngsten strukturgeologischen Untersuchungen zusammengefaßt und diskutiert.

#### **DEFINITION DER EINHEITEN**

Die Obergrenze des Bittescher Gneises ist für die Mehrzahl der österreichischen Geologen zugleich die Grenze Moravikum/Moldanubikum.

Der moldanubische Deckenstapel (NEUBAUER cum lit., dieser Band) umfaßt in diesem Areal 1) eine wahrscheinlich spätproterozoische Paragesteinserie (Bunte Serie und Begleitgesteine) (FRANK, et al. 1990) und 2) die, wahrscheinlich kaledonischen Gföhler Gneise und Granulite (ARNOLD in SCHARBERT, 1977; ARNOLD & SCHARBERT, 1973), die von FRANKE (1989) als Gföhl Einheit zusammengefaßt werden.

Eine Parallelisierung der Einheiten innerhalb des Moravikums wird durch die spärliche Zahl von Alterseinstufungen der Sedimente und Orthogesteine erschwert. Eine grob vereinfachte Gliederung des Moravikums umfaßt 1) wahrscheinlich cadomische Orthogesteine (SCHARBERT, 1977; SCHARBERT & BATIK, 1980) in verschiedenen Niveaus (Thayabatholith, Weiterfelder Stenglgneis und Bittescher Gneis und 2) Paragesteine von teilweise unsichere Altersstellung. Dies sind die wahrscheinlich spätproterozoische Paragesteine (FRANK et al.,

1990) der Pernegg Formation im Hangenden des Weitersfelder Stenglgneises und die Therasburg Formation im Liegenden des Weitersfelder Stenglgneises (HÖCK, et al., 1990).

Im Hangenden des Thayabatholithen treten lokal Schichtglieder auf, deren Bedeutung für tektonische Überlegungen von enormen Interesse sind, deren Stellung und regionale Verbreitung aber noch nicht zur Gänze geklärt ist. Es sind dies einerseits die Schiefer und Quarzite von Olberdorf (FRASL in FRASL et al., 1977), die Äquivalent zu den devonischen Schichtgliedern im Svratkadam sein könnten und andererseits Gesteine, die das alte Dach des Thayabatholithen repräsentieren.

Zwischen den moldanubischen Glimmerschiefern - Bunte Serie in der südlichen Böhmisches Masse und moldanubische "micashist zone" (SCHULMANN et al., 1991) treten Gesteine auf, die als Reste eines Ophiolit gedeutet werden können und somit die eigentliche Plattengrenze zwischen moldanubischer und bruno-vistulischer Platte darstellen. Es ist dies die Raabser Serie im Süden (FRITZ, in Vorbereitung) und die Letovice Einheit im Norden (MISAR et al., 1984).

## GEOMETRIE DES DECKENSTAPELS

Am Ostrand der Böhmisches Masse taucht das Moravikum in Form zweier Kuppeln, der Svratkakuppel im Norden und der Thayakuppel im Süden, fensterartig aus dem Moldanubikum auf (Abb. 1). Diese Domstruktur wird am besten durch den Bittescher Gneis, nach SUESS (1912) dem Leitgestein des Moravikums nachgezeichnet. Die Nord- bis Nordwestgrenze der Dome bilden etwa SW-NE streichende Störungen (Abb. 1).

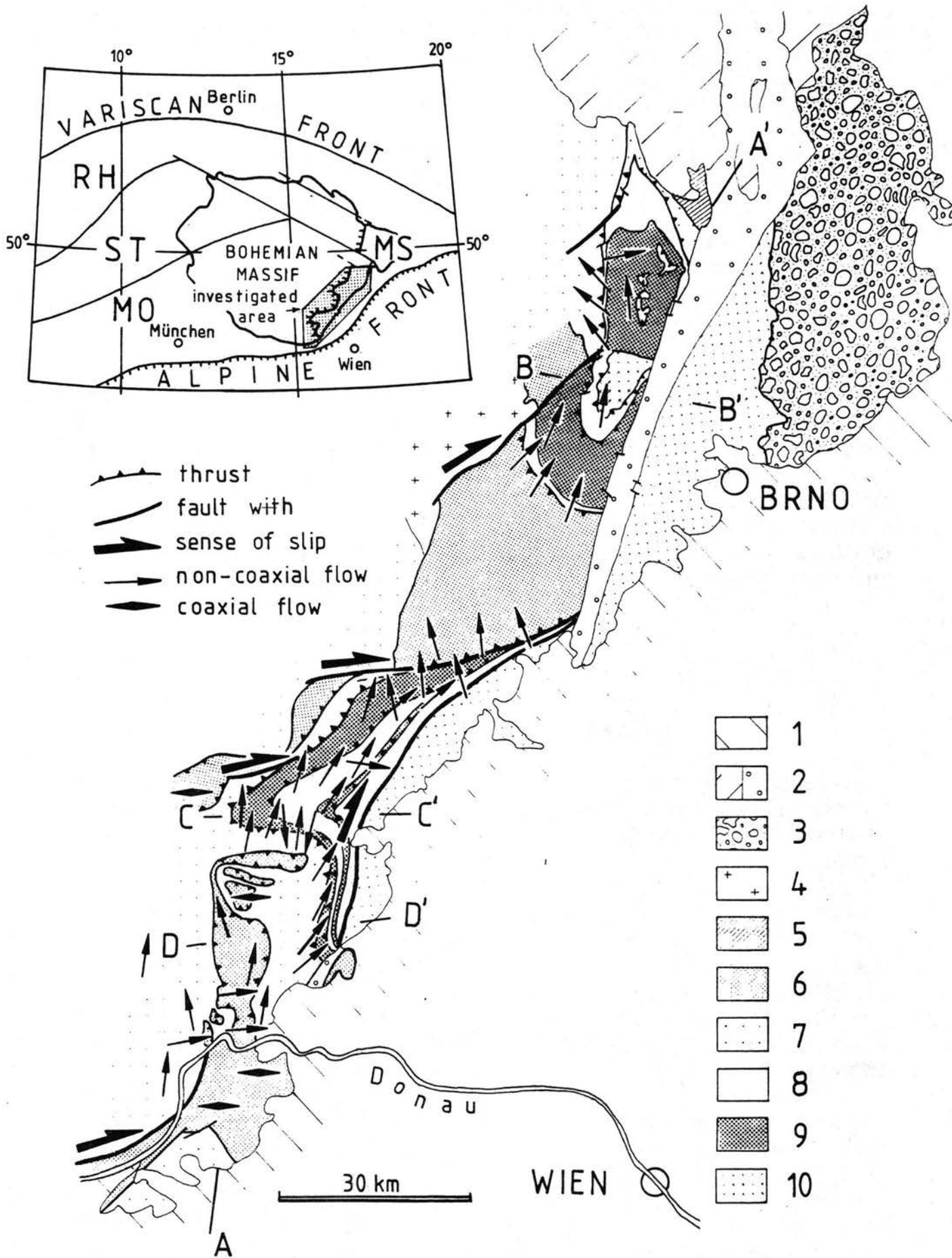
Die Architektur dieser Grenzzone, insbesondere die Geometrie der beiden metamorphen Dome (Svratkadam und Thayadam) ist das Resultat von Krustenverdickung (Deckenstapelung) und darauffolgender Ausdünnung der verdickten Kruste (Exhumation der Dome) während der variszischen Orogenese.

## STRUKTUREN DER DECKENSTAPELUNG

Penetratives Strukturelement ist eine Schieferung parallel zu den lithologischen Grenzen und ein ausgeprägtes Streckungslinear. Die Schieferungsflächen zeichnen die Form der Dome nach (Messerner Bogen, Svratkadam), Streckungslineare verlaufen quer über die Domstrukturen hinweg in NNE-SSW Richtung (FRASL, 1968). Eine große Zahl von Schersinnkriterien, z.B. S-C Gefüge (BERTHÉ et

---

**Abb. 1:** Vereinfachte geologische Karte vom Ostrand der Böhmisches Masse und Lokation des Arbeitsgebietes (Insert). Die Lage der Profile aus Abb. 2 ist mit A-A', B-B' (Svratkadam), C-C' und D-D' (beide Thayadam) angegeben. 1, tertiäre und quartäre Bedeckung; 2, mesozoische Sedimente (gestrichelt) und Perm der Boskowitz Furche (Kreissignatur); 3, Moravo-silesischer Trog; 4, Spät-variszischer Pluton; 5, Letovice Ophiolit; 6, Gföhler Gneis und Granulite des Moldanubikum; 7, moldanubische Glimmerschiefer (Bunte Serie und Begleitgesteine); 8, moravische Glimmerschiefer (Pernegg-Fm. und Therasburg-Fm. nicht differenziert); 9, moravische Orthogneise (nicht differenziert); 10, Thayabatholith.



al., 1979), asymmetrische Druckschatten um rigide Objekte (PASSCHIER & SIMPSON, 1986) und asymmetrischen Boudins belegen rotationale Deformationskomponente die erstmalig in diesem Gebiet von ROETZEL (1979) erkannt wurde. Die metamorphen Bedingungen (vergleiche auch BERNROIDER, 1989; HÖGELSBERGER, 1989) während dieser Verformung können vom rheologischen Verhalten gesteinsbildender Minerale abgeleitet werden. Mineralplastisches Verhalten von Feldspat und Strukturen, die für exponentielles Fließen von Quarz sprechen deuten auf Temperaturen von über 500° C hin (TULLIS & YUND, 1987). Streckungslineare in den Ultramafiten der Granulite sind mit Hochdruckparagenesen assoziiert (NEUBAUER, dieser Band, CARSWELL, 1991).

All diese Strukturen werden mit der Deckenstapelung in diesem Gebiet in Verbindung gebracht, alle Bewegungskriterien sprechen für tektonische Transport des Hangenden gegen NE.

Im Profil parallel zur Deckentransportrichtung über die Svratkakuppel im Norden und den Thayadom im Süden (Abb. 2) wird die Makrogeometrie der Decken deutlich. Der Materialüberschuß im Bereich der Dome zwischen dem Thayabatholithen im Liegenden und dem Bittescher Gneis im Hangenden ist Resultat des Schuppenbaus im Untergrund (SCHULMANN et al. 1991, FRITZ & STEYRER, 1990). Im Svratkadom ist diese Deckenstapelung durch die Überschiebung devonischer Kalke durch den cadomischen Untergrund stratigraphisch belegt, im Thayadom ist die Verdoppelung der Moravischen Marmore im Bereich des Messerner Bogens Argument für die Duplexstrukturen.

## EXHUMATIONSSTRUKTUREN

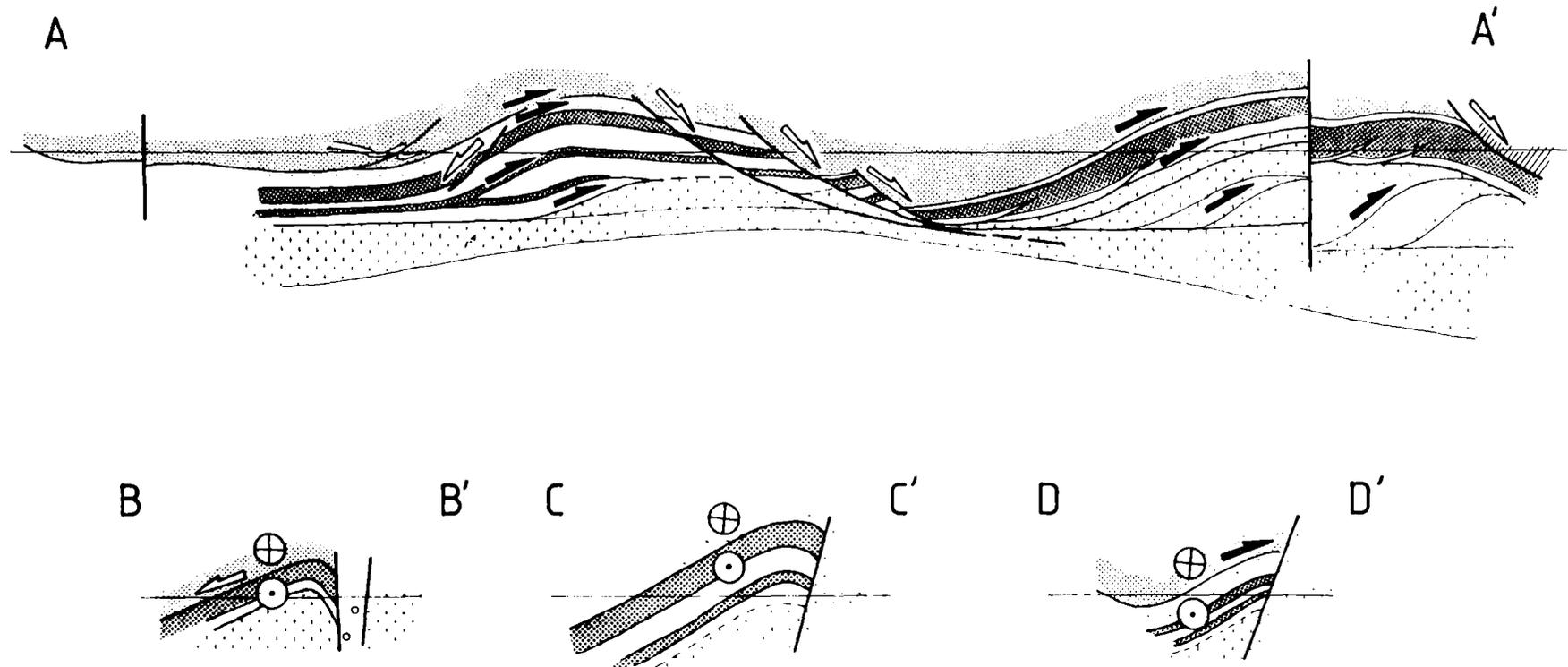
Während die Strukturen, die der Deckenstapelung zugeordnet werden sehr lagekonstant sind (NE-gerichtete Streckung), kommt es während der darauffolgenden Verformung zu einer Aufspaltung in verschiedene Verformungspfade.

(1) Meist ostvergente Falten, die klar die vorangegangene Schieferung überprägen, entwickeln sich in anisotropen Gesteinen innerhalb der Dome.

(2) Vorallem nördlich, aber auch südlich der Dome wird die erste Streckung von Abschiebungen überprägt. Diese sind nördlich der Dome nordgerichtet, südlich des Thayadoms südabschiebend.

(3) Ein System von dextralen Blattverschiebungen verläuft in NE-SW Richtung etwa entlang der Oberkante des Thayabatholithen, ein zweites System streicht spitzwinkelig dazu in ENE-WSW Richtung (Abb. 1).

Alle diese Strukturen können einem gemeinsamen Spannungsfeld mit W-E gerichteter Hauptkompression zugeordnet werden. Die dextralen Störungen sind ein System von Hauptstörung und Riedl'schen Scherbahnen. N-S Extension (Abschiebungen) und W-E Kompression (Falten) entsprechen einem System wie es zwischen den Scherbahnen erwartet werden kann. Semiduktilen Materialverhalten während der Strukturprägungen macht grünschieferfazielle Verformungsbedingungen wahrscheinlich.



**Abb. 2:** Profil parallel (A-A') und normal (B-B', C-C', D-D') auf die penetrative Streckung (siehe Abb. 1). Profil A-A' zeigt die Schaffung eines strukturellen Reliefs Verschuppung (Basement Duplexes). Schersinne während der Deckenstapelung sind durch schwarze Pfeile angegeben, Exhumationsstrukturen durch weiße Pfeile. Profile B-B', C-C' und D-D' zeigen W-E Aufdomung während dem 2. Deformationsinkrement. Legende wie in Abb. 1.

Makroskopischer Ausdruck dieser Strukturen ist einerseits die W-E Aufdomung von Svratkadam und Thayadom und andererseits der Zuschnitt der metamorphen Profile, wie er besonders nördlich des Thayadoms sichtbar ist. Hier lagert der Gföhler Gneis in einer Synformstruktur direkt dem Bittescher Gneis auf, die moravischen Glimmerschiefer über dem Bittescher Gneis fehlen. All diese Strukturen führen zur Freilegung der moravischen Fenster.

## **DAS ALTER DER DEFORMATIONEN**

Argumente für variszisches Alter der Strukturen sind 1) die Füllung des postkollisionalen moravo-silesischen Beckens und 2) geochronologische Untersuchungen.

Die Beckenfüllung des moravo-silesischen Beckens mit seiner maximalen Subsidenz im Vise spiegelt Kollision des moldanubischen mit brunovistulischen Mikrokontinent wieder. Die basale Geröllpopulation besteht vorwiegend aus Großgeröllen der Oberplatte (Granulite), es wird also eine bereits verdickte Kruste erodiert (DVORAK, 1989).

Abkühlung unter ca. 375° C bei etwa 330 Ma ist durch  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  Datierungen belegt (DALLMEYER et al., im Druck). Diese Alter werden mit dem raschem Aufstieg der Gesteine in Verbindung gebracht.

## **ZUSAMMENFASSUNG UND DISKUSSION**

Kinematische Untersuchungen am Ostrand der Böhmisches Masse werden als progressive Änderung des Verformungspfades bei transpressiver Kollision der moldanubischen mit der brunovistulischen Platte interpretiert (FRITZ & NEUBAUER, in Vorbereitung).

In einem ersten Deformationsinkrement kam es zu NE-SW gerichteter Streckung und Scherung des Hangenden gegen NE. Diese Verformung wird mit Deckenstapelung bei der transpressiven Kollision in Verbindung gebracht. Dabei kam es zuerst zur Stapelung der Gföhler Einheit (sensu FRANKE, 1989) und der Granulite auf die moldanubischen Glimmerschiefer (Bunte Serie und assoziierte Gesteine) und in weiterer Folge zu vorwärtsprogradierender Imbrikation der überfahrenen Platte.

In einem zweiten Deformationsinkrement dreht die Hauptkompressionsrichtung auf W-E. Die dadurch ausgelösten Strukturen spiegeln Dekompression und Freilegung der moravischen Fenster wieder. Ostvergente Faltung und Überschiebung wird mit diesem Verformungsakt in Verbindung gebracht.

Rotation der Hauptnormalspannungen im Uhrzeigersinn sind Ausdruck schräger Kollision des moldanubischen Indenter gegen das brunovistulische Vorland. Der Südostrand der Böhmisches Masse wird als tiefkrustaler, dextralen Wrenchkorridor betrachtet.

### **Literatur**

ARNOLD, A. & SCHARBERT, H.G., (1973): Rb-SR Altersbestimmungen der Granulite der Böhmisches Masse in Österreich.- Schw. Mineral. Petr. Mitt., 53, p. 61-78

- BERNROIDER, M. (1989): Zur Petrogenese präkambrischer Metasedimente und cadomischer Magmatite im Moravikum. - Jb. Geol. B.-A., 132, 2, p. 349-373.
- BERTHÉ, D.; CHOUKROUNE, P. & JEGOUZO, P. (1979): Orthogneis, mylonite and non coaxial deformation of granites: The example of the South American shear zone.- Journal of Structural Geology, 1, p. 31-42.
- CARSWELL, D.A. (1991): Variscan high P-T metamorphism and uplift history in the Moldanubian Zone of the Bohemian Massif in Lower Austria.- European Journal of Mineralogists, 3, p. 323-342.
- DALLMEYER, R.D., NEUBAUER, F. & HÖCK, V. (in press):  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  Mineral age controls on the chronology of late Paleozoic tectonothermal activity in the Southeastern Bohemian Massif, Austria (Moldanubian and Moravian Zones).-Tectonophysics (in Druck)
- DVORAK, J. (1989): Beziehungen zwischen Tektonik und Paläogeographie im mährischen Karbon.- Geol. Jb. Hessen, 117, p. 37-51.
- FRANK, W.; SCHARBERT, S.; THÖNY, M.; POPP, F. & HAMMER, S. (1990): Isotopengeologische Neuergebnisse zur Entwicklungsgeschichte der Böhmischen Masse. Proterozoische Gesteinsserien und variszische Hauptrogenese.- Österreichische Beiträge zu Meteorologie und Geophysik, 3, p. 185-228.
- FRANKE, W. (1989): Tectonostratigraphic units in the Variscan belt of central Europe, in Dallmeyer, R. D. ed., Terranes in the Circum-Atlantic Paleozoic Orogens.- Geological Society of America Special Publication 230, p. 67-90.
- FRASL, G. (1968): The Bohemian Massif in Austria, Moravian Zone, Guide to Excursion 32c, International Geological Congress Number 23, Prag, p. 13-24.
- FRASL, G.; FUCHS, G; MATURA, A. & THIELE, O. (1977): Einführung in die Geologie des Waldviertler Grundgebirges.- Arbeitstagung der Geol. Bundesanst. 1977, 106p.
- FRITZ, H. (1990): Structures and kinematics along the Moravian - Moldanubian boundary: preliminary results.- Österreichische Beiträge zu Meteorologie und Geophysik, 3, p. 77-96.
- FRITZ, H. & STEYRER, H. (1990) Die Moldanubische Überschiebung: 3. Symposium für Tektonik, Strukturgeologie, Kristallingeologie, Graz (Abstract), p. 253-256.
- FRITZ, H. & NEUBAUER F. (In Vorbereitung): Displacement partitioning in a transpressional orogen: The southeastern Bohemian Massif.
- FRITZ, H. (in Vorbereitung): Die Raabser Serie, eine mögliche ophiolitische Suture am Ostrand der Böhmischen Masse.
- FUCHS, G. & MATURA, A. (1976): Die Geologie des Kristallins der südlichen Böhmischen Masse.- Jb. Geol. Bundesanst., 119, 1-43.
- HÖCK, V.; MARSCHALLINGER, R. & TOPA, D. (1990): Granat-Biotit-Geothermometrie in Metapeliten der Moravischen Zone in Österreich.- Österreichische Beiträge zu Meteorologie und Geophysik, 3, p. 149-167.
- HÖGELSBERGER, H. (1989): Die Marmore und Kalksilikatgesteine der Bunten Serie - Petrologische Untersuchungen und geologische Konsequenzen. - Jb. Geol. B.-A., 132, p. 213-230.

- JAROS, J. & MISAR, Z. (1974): Der Deckenbau der Svratka Kuppel und seine Bedeutung für das geodynamische Modell der Böhmisches Masse.- Sbor. geol. ved. G., 12, p. 69-82.
- MATTE, P., MALUSKI, H. & ECHTLER, H. (1985): Cisaillements ductiles varisques vers l'Est - Sud-Est dans les nappes du Waldviertel (Sud-Est du Massif de Boheme, Autriche). Données microtectoniques et radiométriques  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ . - C.R. Acad. Sc. Paris, 301, II, p. 721-726.
- MATTE, P., MALUSKI, H., RAJLICH, P. & FRANKE, W. (1990): Terrane boundaries in the Bohemian Massif: Result of large scale Variscan shearing.- Tectonophysics, 177, p. 151-170.
- MISAR, Z., JELINEK, E. & PACESOVA, M. (1984): The Letovice dismembered meta-ophiolites in the framework of the Saxothuringian zone of the Bohemian Massif.- Mineralia Slovaca, 16, p. 13-28.
- NEUBAUER, F. (dieser Band): Zur Kinematik des intramoldanubischen Deckenbaues und der Platznahme des Südböhmischen Batholithes.
- NEUBAUER, F. (1990): Kinematics of the Moldanubian Zone in the southern Bohemian Massif: Preliminary results from the Danube section.- Österreichische Beiträge zu Meteorologie und Geophysik, 3, 57-76.
- PASSCHIER, C.W. & SIMPSON, C. (1986): Porphyroclast systems as kinematic indicators.- Journal of Structural Geology, 8, p. 831-843.
- RAJLICH, P. (1990): Variscan shearing tectonics in the Bohemian Massif.- Mineralia Slovaca, 22, p. 33-40.
- ROETZEL, R. (1979): Kriterien zur Erkennung der tektonischen Transportrichtung in Gesteinen mit ausgeprägter Lineation. Ein Vergleich Bittescher Gneis (Moravikum) - Plattengneis (Koralpe und Siegrabner Serie).- Unveröff. Vorarbeit Univ. Wien. 137p.
- SCHARBERT, S. (1977): Neue Ergebnisse radiometrischer Altersbestimmungen an Gesteinen des Waldviertels.- in: FRASL, G.; FUCHS, G.; MATURA, A. & THIELE, O.: Einführung in die Geologie des Waldviertler Grundgebirges.- Arbeitstagung der Geol. Bundesanst. 1977, 106p.
- SCHARBERT, S. & BATIK, P. (1980): The age of the Thaya (Dyje) Pluton.- Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, p. 325-331.
- SCHULMANN, K. (1990): Fabric and kinematics study of the Bites orthogneiss (southwest Moravia), Result of large-scale northeastward shearing parallel to the Moldanubian / Moravian boundary.- Tectonophysics, 177, p. 229-244.
- SCHULMANN, K., LEDRU, P., AUTRAN, A., MELKA, R., LARDEAUX, J.M., URBAN, M. & LOBKOWICS, M. (1991): Evolution of nappes in the eastern margin of the Bohemian Massif: A Kinematic interpretation.- Geologische Rundschau, 80, p.73-92.
- SUESS, F.E. (1912): Die moravischen Fenster und ihre Beziehung zum Grundgebirge des Hohen Gesenke.- Denkschrift der Kaiserlichen Akademie der Wissenschaften mathematisch naturwissenschaftliche Klasse, 83, p. 541-631.
- TOLLMANN, A. (1982): Großräumiger variszischer Deckenbau im Moldanubikum und neue Gedanken zum Variszikum Europas.- Geotektonische Forschungen Stuttgart, 64, 91 p.

TULLIS, J. & YUND, R.A. (1987): Transition from cataclastic flow to dislocation creep of feldspar: Mechanisms and microstructures.- *Geology*, 15, 606-609.

Van BREEMEN, O., AFTALION, M., BOWES, D.R., DUDEK, A., MISAR, Z., POVONDRA, P. & VRANA, S. (1982): Geochronological studies of the Bohemian Massif, Czechoslovakia, and their significance in the evolution of Central Europe.- *Earth Sciences*, 73, p. 89-108.

---

Raum für Notizen

## 4. Sedimentbedeckung der Böhmisches Masse

### 4.1. Das Jungpaläozoikum von Zöbing

Von WERNER VASICEK

Mit 1 Abbildung

#### Forschungsgeschichte

Das Jungpaläozoikum von Zöbing wurde vom österreichischen Geologen Philipp A. HOLGER entdeckt. Er beschreibt es als "Wiener Sandstein" in den Erläuterungen zu seiner 1841 erschienenen "Geognostischen Karte des Kreises ob dem Manhartsberge", scheidet das Jungpaläozoikum von Zöbing in der dazugehörigen Karte aber nicht aus. Erst durch Paul PARTSCH scheint es zusammen mit der Boskowitz Furche erstmals in einem geognostischen Kartenwerk auf. PARTSCH stuft es ins "rothe Todtliegende", ein Synonym für das "Rotliegende", ein. Genauer begangen und kartiert wurde es dann vor 1849 von Johann CZJZEK. Er wurde auch auf die fossile Flora vom Schacht beim Rockenbauer-Keller aufmerksam, die Constantin von ETTINGSHAUSEN 1852 beschrieb, aber (unrichtig) in die Unterkreide einstuft. Dagegen bestanden anscheinend von Anfang an Vorbehalte, denn 1866 weist Eduard SUESS, ähnlich wie Paul PARTSCH, auf das Jungpaläozoikum von Zöbing als einer Verlängerung des "Rothliegenden der Zwittawa" hin. Auch einigen Andeutungen CZJZEKs ist zu entnehmen, daß die ursprünglich von Paul PARTSCH vertretene Einstufung damals schon eher glaubhaft erschien, als das Ergebnis der Fossilbearbeitung durch ETTINGSHAUSEN. Vermutlich durch diese gegensätzlichen Meinungen veranlaßt, beschäftigte sich Dionys STUR mit den damals aus Zöbing bekannten Fossilien, gelangte 1870 ebenfalls wieder zur ursprünglichen, richtigen Ansicht PARTSCHs und stuft den damals bekannten Schichtkomplex wiederum ins Perm ein.

Mit der Bearbeitung des Kristallins der Böhmisches Masse durch Franz Eduard SUESS beginnen die Erörterungen um die Diendorfer Störung, deren Verlauf er 1912 erstmals entwirft und mit dem Boskowitz Hauptbruch in Verbindung bringt. F.E. SUESS erkennt die Lage der Permscholle in diesem Bruchsystem; auf das tektonische Gesamtkonzept wurde aber erst Leo WALDMANN 1922 aufmerksam.

Mit einer, zum heutigen Forschungsstand führenden Neukartierung und der planmäßigen Fossilsuche wurde erst nach dem 2. Weltkrieg begonnen. So konnte im Rahmen der Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 1977 und später (1983) von Werner VASICEK durch den Fund der Callipteris-Flora bei der Zöbinger Kampbrücke und der Vulkanitgerölle vor allem mit der Neuinterpretierung der Konglomerate als Auswirkungen der saalischen Phase eine Gliederung in Autun und Saxon vorgeschlagen werden.

#### Geologische Grundlagen

Die Zöbing-Formation stellt den Rest einer ehemals großflächigen, jungpaläozoischen Sedimentbedeckung der Böhmisches Masse dar.

Im geologischen Kartenbild führt die Westgrenze entlang der bergseits gelegenen Häuserzeile im östlichen Ortsteil von Zöbing am Kamp, zieht mit einer Reihe von meist steinbruchartigen Aufschlüssen über die Flanke des Heiligensteins und in der weiteren Folge entlang von kleineren Aufschlüssen von rötlichbraunen und graugrünen Sedimentgesteinen bis auf die halbe Höhe des Geißberges. Morphologisch tritt die Westgrenze sehr deutlich als sockelartige Begrenzung des Heiligensteins zutage, jenes Berges, der von der Hauptmasse der permischen Arkosen aufgebaut wird.

Ausgehend vom Westhang des Geißberges in Richtung NNE werden die Sedimente durch ein Teilstück der Diendorfer Blattverschiebung (Störung von Falkenberg nach WALDMANN, 1922) begrenzt. Die Grenze zwischen Sedimentscholle und Kristallin zieht dabei entlang der westlichen Talseite des Strassertales, überquert die Talsohle, zieht in geringem Abstand östlich an der Ruine Falkenberg vorbei und kann mit den am weitesten im Nordosten gelegenen Sedimentgesteinen bis südöstlich von Olbersdorf verfolgt werden.

Die Nordgrenze des Jungpaläozoikums von Zöbing verläuft vom nördlichen Ortsende von Zöbing nach NE, sie schneidet den Lausergraben spitzwinkelig, überquert den Wolfsbachgraben und zieht in der weiteren Folge südöstlich des Pösingerberges bis Diendorf-Olbersdorf.

Innerhalb dieser Grenzen liegt der Sedimentkomplex des Jungpaläozoikums von Zöbing. Er wird von der Granulitscholle von Zöbing-Diendorf (MATURA, 1976; Syn.: "Scholle von Diendorf am Walde" nach WALDMANN, 1922) unterlagert, die nach Norden hin, entlang eines ENE streichenden Bruches, der "Störung von Diendorf am Walde" (WALDMANN, 1922), begrenzt wird.

Soweit aufgeschlossen, wird das Jungpaläozoikum von Zöbing von moldanubischen kristallinen Gesteinen umrahmt. Es sind das im Osten Paragneise und Amphibolit, im Norden ist es der ebenfalls zum Moldanubikum zählende Granulitspan. Auch jenseits der Störung von Diendorf am Walde handelt es sich etwa bis zur Mitte der West-Ost-Erstreckung des Granulitspanes um moldanubische Amphibolite. Im Osten schließen jedoch moravische kristalline Gesteine an (vgl. FUCHS & MATURA, 1976). Vor allem handelt es sich um Rehberger Amphibolit, Glimmerschiefer und die Quarzite bis Serizit-Quarzite, Devon-Schiefer, Metavulkanite der Serie Spilit-Quarzkeratophyr der "Serie von Olbersdorf" (FRASL, 1974) und in etwas weiterer Entfernung um den Maissauer Granit der abtauchenden Thaya-Masse (vgl. WALDMANN, 1922; FRASL et al., 1977).

Bedingt durch die Einbeziehung in das Bruchsystem im näheren Umfeld der Blattverschiebung der Diendorfer Störung ist der Sedimentkomplex zusammen mit seiner Kristallinunterlage nach SE abgekippt, wo am W-Rand (Westrandprofil: VASICEK, 1977) der Sedimentscholle ein generelles E-W-Streichen und Einfallen nach SE von durchschnittlich 30°-45° festzustellen ist. Es kann daher über eine 1000 m mächtige Schichtfolge Bescheid gegeben werden.

### Lithostratigraphie

Aus der Gesamtabfolge der **ZÖBING-FORMATION** ist eine Dreigliederung ersichtlich (vgl. VASICEK, 1977, 1983) (Abb. 1).

Der etwa 300 m mächtige Liegendabschnitt beginnt auf der Kristallinoberfläche mit dem **"Leopoldacker Siltsteine-Member"**, das überwiegend aus feinkörnigen, dunkelgrauen und gut laminierten bis geschichteten Silt- bis Sandsteinen aufgebaut wird. Vereinzelt kommen in diesem Sediment graue bis schwarzgraue Kalkknollen vor, die Coal-ball-Charakter zeigen. Die dunkelgrauen Siltsteine beinhalten relativ zahlreiche organische Anteile in Form von Kohleflözchen und -schmitzen, aber auch inkohlte Fossilreste und Fusit (siehe Abb. 1/1). Es folgen darüber die geringmächtigen, ockerbraunen Silt- bis Sandsteine des **"Rockenbauer Sandsteine-Members"**, die stellenweise leicht karbonathaltig sind und in warvenartig strukturierte "Brandschiefer" übergehen. Häufig finden sich in diesen Sedimenten Tongerölle und resedimentierte Tonschieferplättchen bis Sandsteingerölle; geringfügige organische Reste liegen in Form fossiler Koniferenreste vor (siehe Abb. 1/2 und Haltepunkt 10A). Über diesen Sedimenten setzen an der Basis des **"Kalterbachgraben Sandstein/Siltstein Wechselfolge-Members"** unvermutet massive Sandstein- bis Arkosebänke ein (siehe Abb. 1/3). Es stellt dies einen Umschwung zu einer episodenhaft erfolgenden Sedimentation dar. Es kommt zu einem Wechsellagern von Sandstein- bis Arkosebänken, die Schichtflutablagerungen (sheetflood deposits) darstellen, mit dunkelgrauen, lamellierten bis geschichteten Silt- bis Sandsteinen. Dunkle Lamellenkalke und eine Lage roter Siltsteine können als Einschaltungen in diese Abfolge betrachtet werden (siehe Abb. 1/3).

Zur Oberkante des Liegendabschnittes hin kommt es mit dem **"Kampbrücke Siltsteine-Member"** zu Sedimentationsbedingungen, die denen des "Leopoldacker Siltsteine-Members" ähnlich sind, was mit einem partiellen Zurückbleiben grober Sedimente erklärt werden kann. In gut geschichteten Siltsteinen, die in größeren Abständen durch z.T. schwach verkieselte

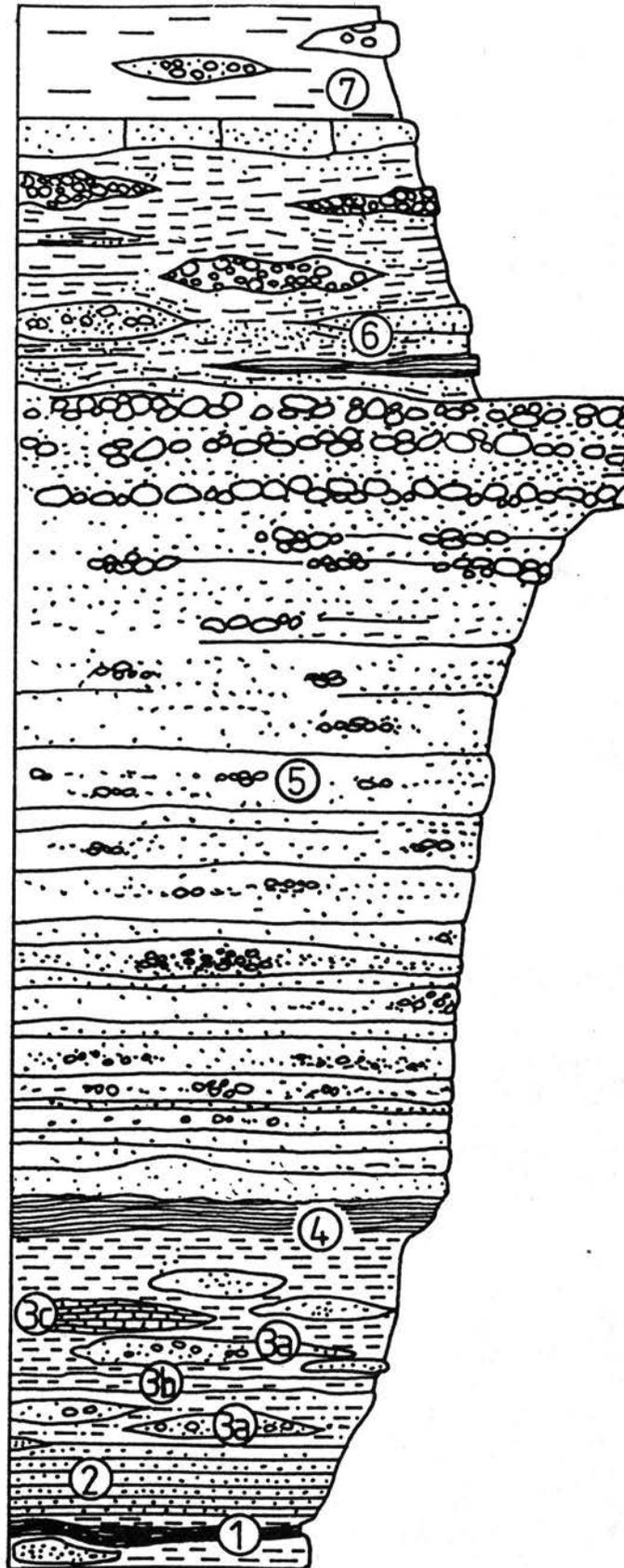


Abb.1: Lithologische Abfolge der Zöbing-Formation.

1: Leopoldacker Siltsteine-Member; 2: Rockenbauer Sandsteine-Member; 3: Kalterbachgraben Sandstein/Siltstein Wechselfolge-Member mit 3a: Sandstein- bis Arkosebänken, 3b: roten Siltsteinen, 3c: dunklen Lamellenkalken; 4: Kampbrücke Siltsteine-Member; 5: Heiligenstein Arkosen-Member mit Heiligenstein Konglomerat-Lagen; 6: Lamm Siltsteine/Arkosen-Member; 7: Geißberg Sandstein-Member.

Arkosebänke gegliedert sind, fanden sich kohlige Substanzen in zwei Fossilhorizonten (siehe Abb. 1/4).

Die vereinzelt in diese Siltsteinfolge eingeschalteten Arkosebänke stellen eine Übergangszone zum etwa 780 m mächtigen Mittelabschnitt des Profils dar. Dieser wird vom "Heiligenstein Arkosen-Member" eingeleitet und umfaßt etwa 700 m mächtige, durch Bankfugen deutlich voneinander getrennte Arkosebänke, die von unterschiedlicher Mächtigkeit sind, was nahelegt, daß auch sie eine gewisse Linsenschichtigkeit aufweisen (siehe Abb. 1/5). Es fehlen die feineren Sedimente (Tone und Silte), was den Arkosenkomplex bei relativ kurzen Transportstrecken der Sedimente (vgl. WIESENEDER, 1972) als zu einer Randfazies gehörig ausweist. Nahe der Oberkante dieses Members kommt es durch ein Zunehmen in der Führung von Kristallingeröllen (hauptsächlich Granulit, untergeordnet Quarz, Marmor, Vulkanite und auch Gröhler Gneis) zur Bildung der "Heiligenstein Konglomerat-Lagen" (siehe Abb. 1/5 und Haltepunkt 10B). Die Arkosebänke zeigen im zentralen Teil ein wesentlich gröberes Sediment und schichtige bis massive Konglomerateinschaltungen, wobei Durchmesser einzelner Geröllstücke bis zu einem Meter vorkommen. Gleichzeitig treten auch im Bereich der Bankfugen gröbere Sedimente auf, sodaß keine optisch wahrnehmbaren Schichtfugen auftreten und eine Wechselfolge von Konglomeraten und Arkosen zustandekommt.

Ein Zurücktreten der groben Sedimente ist für den etwa 400 m mächtigen Hangendabschnitt charakteristisch. Das "Lamm Siltsteine/Arkosen-Member" zeigt eine Abfolge von roten Siltsteinen und "reschen" Arkosen, die nicht verwitterte, rötliche Kalifeldspäte führen und mit rotbraunen Siltsteinen wechsellagern (siehe Abb. 1/6). In feineren Sedimenten ist eine Einschaltung von SiO<sub>2</sub>-reichen, dunkelgrauen Kalksteinen festzustellen. Eine abwechslungsreiche Folge von roten und grauen Tonen, in die Sandsteinlinsen und Arkosen eingeschaltet sind, stellt das "Gelßberg Sandstein-Member" dar (siehe Abb. 1/7).

#### Biostratigraphie

Im "Leopoldacker Siltsteine-Member" liegt mit einem Massenvorkommen von *Alethopteris zeilleri* (RAGOT) WAGNER und ähnlicher Formen eine fossile Flora, die in ein sehr wechselvolles Profil eingeschaltet ist und die auch eine Reihe von Pecopteriden beinhaltet, aber nur wenig Koniferen aufweist, sodaß das "Leopoldacker Siltsteine-Member" ins Oberkarbon gestellt werden kann. Für das "Rockenbauer Sandsteine-Member" ist *Callipteris conferta* (STERNBERG) BRONGNIART und sehr häufig auch *Ernestiodenron* (al. *Walchia filiciformis*) (SCHLOTHEIM) STERNBERG nachgewiesen, was auf ein Autun-Alter hinweist. Gleiches gilt auch für die höheren Anteile des "Kampbrücke Siltsteine-Members", wo neben einer Reihe von Callipteriden ebenfalls *Callipteris conferta* (STERNBERG) BRONGNIART nachgewiesen ist und weiters mit *Samaropsis crampii* (HARTT) H.POTONIÉ und *Calamostachys dumasii* ZEILLER für das Autun typische Fossilien vorkommen. Daß hier eine höhere Einstufung kaum in Frage kommt, ergibt sich daraus, daß *Reticulopteris germari* (GIEBEL) GOTHAN auf das Autun beschränkt bleibt (vgl. VASICEK, 1977).

Mit dem Einsetzen der "Heiligenstein Konglomerat-Lagen" nahe der Oberkante des "Heiligenstein Arkosen-Members" kommen auch Vulkanitgerölle vor.

Für die Stratifizierung ist das von Bedeutung, da das Einsetzen der grobklastischen Fazies und das Auftreten von Abtragungsprodukten aus vulkanischen Serien nach FALKE (1972) als Auswirkungen der saalischen Phase anzusehen sind, mit der die Grenze zum Oberrotliegenden (Saxon) festgelegt wird (vgl. VASICEK, 1977).

#### Literatur

Die Angaben zur zitierten Literatur finden sich im Literaturverzeichnis, im Anschluß an den Exkursionsführer.

## 4.2. Geologische Grundlagen, Lithostratigraphie, Biostratigraphie und chronostratigraphische Korrelation der Molassesedimente am Ostrand der Böhmisches Masse

Von FRITZ F. STEININGER & REINHARD ROETZEL

Mit 4 Abbildungen

### Historischer Überblick

Die tertiären, terrestrischen und marinen Sedimente am Ostrand der Böhmisches Masse in Niederösterreich stellen ein klassisches Gebiet der österreichischen Tertiärforschung dar. Fossilien aus diesem Raum werden bereits von F. BORN (1780), L. FICHTEL (1780) und A. STÜTZ (1807) erwähnt. Mit P. PARTSCH (1843, 1844), A. BOUÉ (1834), L. BRONN (1837), M. HÖRNES (1851, 1856, 1870), F. HAUER (1855, 1869), J. CZJZEK (1849, 1853) und F. ROLLE (1859) setzt deren systematische Beschreibung, die stratigraphische Gliederung und die geologische Kartierung des Gebietes ein. 1866 folgt die grundlegende Arbeit von E. SUESS über die stratigraphische Gliederung der Molasseabfolgen. Nun sind es vor allem die Arbeiten von Th. FUCHS (1875, 1900a, b, 1902, 1904), F. KARRER (1867), G. C. LAUBE (1871), A. E. REUSS (1847, 1872, 1874), A. MANZONI (1877, 1878), F. TUOLA & J. A. KAIL (1885), C. DEPÉRET (1895), O. ABEL (1897, 1898a, b, 1900, 1904) und F. X. SCHAFFER (1910 bis 1925), die einerseits die Faunen z.T. monographisch beschreiben und andererseits deren fazielle und stratigraphische Bearbeitung vorantreiben. In letzter Zeit waren es dann Arbeiten von F. BACHMAYER (1958, 1975, 1980, 1983), W. BERGER (1955, 1957), A. BERNHAUSER (1955), R. BRZOBOHATY (1989), J. P. GROS (1983, 1984, 1988), P. HOCHULI (1978, 1983), J. HOHENEGGER & P. PERVESLER, (1985), E. HOFMANN (1933, 1936a, b, 1939), W. KLAUS (1980), E. KNOBLOCH (1977, 1981a, b), K. KOLLMANN (1960, 1971), O. KÜHN (1925a, b, 1936, 1955, 1962, 1963), P. MEIN (1989), J. H. NEBELSICK (1989a, b), P. PERVESLER (1983, 1985), P. PERVESLER & F. STEININGER (1986), W. J. SCHMIDT (1955), H. SIEVERTS-DORECK (1961), F. STEININGER (1963a, b), F. F. STEININGER & W. E. PILLER, (1991), N. VAVRA (1978, 1987) und L. WITTIBSCHLAGER (1983), welche die Möglichkeit zu derartigen zusammenfassenden Darstellungen geben. Eine detaillierte historische Aufarbeitung der Wissenschaftsgeschichte findet sich in F. F. STEININGER & W. E. PILLER (1991).

Die Region um Eggenburg war schließlich ausschlaggebend für die Benennung der neogenen, regionalen, chronostratigraphischen Stufe im Untermiozän der zentralen Paratethys:

### EGGENBURGIUM

durch F. STEININGER & J. SENES (1971).

### Geologische Grundlagen

Die über den kristallinen Einheiten (Moldanubikum und Moravikum) des Ostrandes der Böhmisches Masse in Niederösterreich abgelagerten tertiären Sedimente gehören der tektonischen Einheit der "autochthonen Molassezone" an.

Diese terrestrischen bis marinen Sedimente des weiteren Eggenburger und Horner Raumes sind Erosionsreste einer ehemals geschlossenen Sedimentdecke, die über einem, zum Teil schon präsedimentär geformten und zertalten kristallinen Untergrund abgelagert wurde.

Später durch syn- und postsedimentäre Tektonik beeinflusst und schließlich bedingt durch Hebung des kristallinen Untergrundes wurde sie teilweise wieder erodiert. Diese Entwicklungsgeschichte erklärt das meist nicht zusammenhängende Auftreten der tertiären Ablagerungen, die von zahlreichen Kristallinaufragungen unterbrochen werden und oft zusätzlich von quartären Sedimenten bedeckt sind.

Gegen Osten taucht der aus kristallinen Gesteinen aufgebaute Schelf des Molassebeckens bis auf die Höhe von Hollabrunn relativ flach ab und liegt hier in einer Tiefe von 250 bis 300 Meter. Im Raum Hollabrunn verläuft im Molasseuntergrund der sogenannte Mailberger Abbruch in NE-SW Richtung. An diesem Störungssystem wird der Molasseuntergrund an mehreren Bruchstufen rasch auf eine Tiefe von 2500 bis 3000 Meter abgesenkt. Über dem Kristallin liegt hier eine permomesozoische Sedimentdecke in "außeralpiner" Fazies, darüber transgredieren die tertiären Sedimente der "autochthonen Molasse". Weiter nach Osten wird die "autochthone Molasse" tektonisch von der "allochthonen Molasse" ("Waschbergzone") und den tektonischen Einheiten des Ostalpinen Körpers (Flyschzone und Deckeneinheiten der Nördliche Kalkalpen) überlagert. Der Molasseuntergrund sowie die Molassesedimente selbst werden dadurch auf eine Tiefe von 5000 bis 6000 Meter abgesenkt. Sie erstrecken sich, durch Tiefbohrungen nachgewiesen, bis unter das Wiener Becken.

Die syn- und postsedimentäre Bruchtektonik des kristallinen Untergrundes steht ursächlich und zeitlich einerseits mit der im Untermiozän erfolgten Aufschiebung der "allochthonen Molasse" bzw. der Ostalpinen Einheiten und andererseits mit der Heraushebung der Böhmisches Masse im Obermiozän und Pliozän im Zusammenhang. Dadurch wurden auch die Ablagerungsräume des Horner Beckens und der Eggenburger Bucht in den Kristallingebieten selbst, sowie jene am Ostabfall des Manhartsberges und am östlichen Außenrand der Eggenburger Bucht geschaffen. Die Störungszonen streichen dabei oft subparallel zum NE-SW streichenden Diendorfer- bzw. Mailberger-Störungssystem (M. F. BUCHROITHNER, 1984). Synsedimentär wirkte diese Kleintektonik weiter und beeinflusste Sedimentmächtigkeiten und Fazies der tertiären Sedimente. Weiters sind in Aufschlüssen Hinweise auf postsedimentäre Verstellungen zu beobachten, die teilweise noch im Quartär und rezent aktiv sind. Als wichtigstes postsedimentäres, tektonisches Ereignis ist die sehr späte, wahrscheinlich obermiozäne bis pleistozäne Heraushebung der Böhmisches Masse zu nennen (vgl. Abb.1).

#### Lithostratigraphie

In den Sedimenten am Ostrand der Böhmisches Masse in Niederösterreich, im Raum Retz-Eggenburg-Horn-Fels, können im Oligozän bis Untermiozän mehrere kartierbare, lithostratigraphische Einheiten unterschieden werden (vgl. Abb.2).

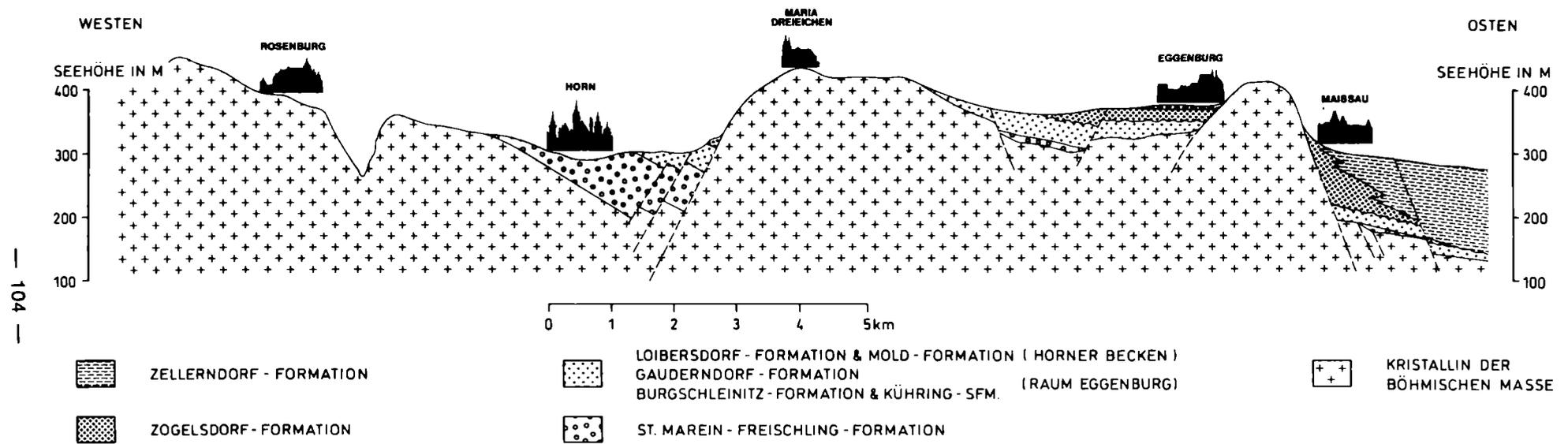
Aus dem Oligozän bis tiefsten Untermiozän finden sich obertags in diesem Raum vor allem im Horner Becken die Sedimente der fluviatilen, untergeordnet auch limnischen **St.MareIn-Freischling-Formation**. Es sind dies die Erosionsreste einer fluviatilen Rinne, die wahrscheinlich bereits seit der Oberkreide die Südböhmischen Becken gegen Osten über das Waldviertel in das Horner Becken entwässerte. Im Oberoligozän kann im Mündungsbereich, im Raum Krems-Statzendorf, eine Verzahnung mit der marinen Melk-Formation angenommen werden.

Neben der hauptsächlichen Verbreitung dieser feldspat- und pelitreichen Grobsande, Schotter und Silte im Horner Becken treten lithologisch und vermutlich auch stratigraphisch vergleichbare Ablagerungen auch westlich davon, bei Schlagles und zwischen Germanns und Kirchberg am Wald auf.

Wenige Erosionsrelikte einer äquivalenten Fazies finden sich auch in der Umgebung von Sigmundsherberg, Rodingersdorf, Kleinmeisdorf, Kühnring, Ravelsbach und Oberholz.

Die bisher gefundenen, spärlichen Fossilreste stammen ausschließlich von Pflanzen, wie Pollen und Sporen, verkieselte Hölzer und Blattreste.

Durch die marine Transgression im unteren Eggenburgium (Untermiozän) auf das präsedimentär geformte und reich gegliederte Kristallin der Böhmisches Masse entstanden kleinräumige, lokal unterschiedliche und rasch wechselnde Ablagerungsbereiche mit verschiedener Litho- und Biofazies. Besonders am Beginn der Transgression des unteren



**Abb.1: Schematischer, geologischer West-Ost Schnitt durch das Horner-Becken, die Eggenburger-Bucht und deren Außenrand bei Maissau.**

Eggenburgium ist diese lokale Beeinflussung in den Sedimenten dieses Gebietes sehr deutlich erkennbar.

Diese litho- und biofaziellen Unterschiede erfordern daher in der lithostratigraphischen Gliederung der Sedimente dieses Raumes eine getrennte Behandlung der Sedimentationsräume des Raumes Fels-Oberholz, des Horner Beckens und des Raumes Eggenburg (vgl. Faziesschema Abb.2).

Im Horner Becken beginnt die marine Schichtfolge mit den pelitreichen Ästuarablagerungen der **Mold-Formation**, die transgressiv aus den fluviatil-limnischen Sedimenten der St.Marein-Freischling-Formation hervorgehen. In dieser Formation überwiegen Feinkornsedimente des Stillwasserbereiches, wobei in abgeschlossenen Bereichen zeitweise sogar Kohle gebildet wurde. In der reichen Molluskenfauna der Pelite dominieren vor allem brackische Elemente wie *Pirenella*, *Mesohalina*, *Cerithium*, *Turritellidae*, *Natica*, *Ocenebrina*, *Dorsanum*, *Arca*, *Chama*, *Polymesoda*, *Mytilus* und *Ostrea*. Dazu treten *Nerita*, *Clithon*, *Hydrobia*, *Melanopsis* und *Congerina*, die die Nähe des fluviatilen Einflusses anzeigen.

Im Raum Eggenburg entsprechen der Mold-Formation äußerst schlecht sortierte, fossilreiche Silte, Sande und Kiese, die dort an der Basis der litoralen Schichtfolge der Burgschleinitz-Formation zur **Kühnring-Subformation** gestellt werden. Die reiche Molluskenfauna mit großen Austern und Mytiliden läßt die Ablagerung in einer seichten, schlammreichen, sublitoralen Fazies mit zeitweiligen Salinitätsschwankungen erkennen. Diesen Sedimenten entstammen auch die meisten terrestrischen Wirbeltierreste des Eggenburgium.

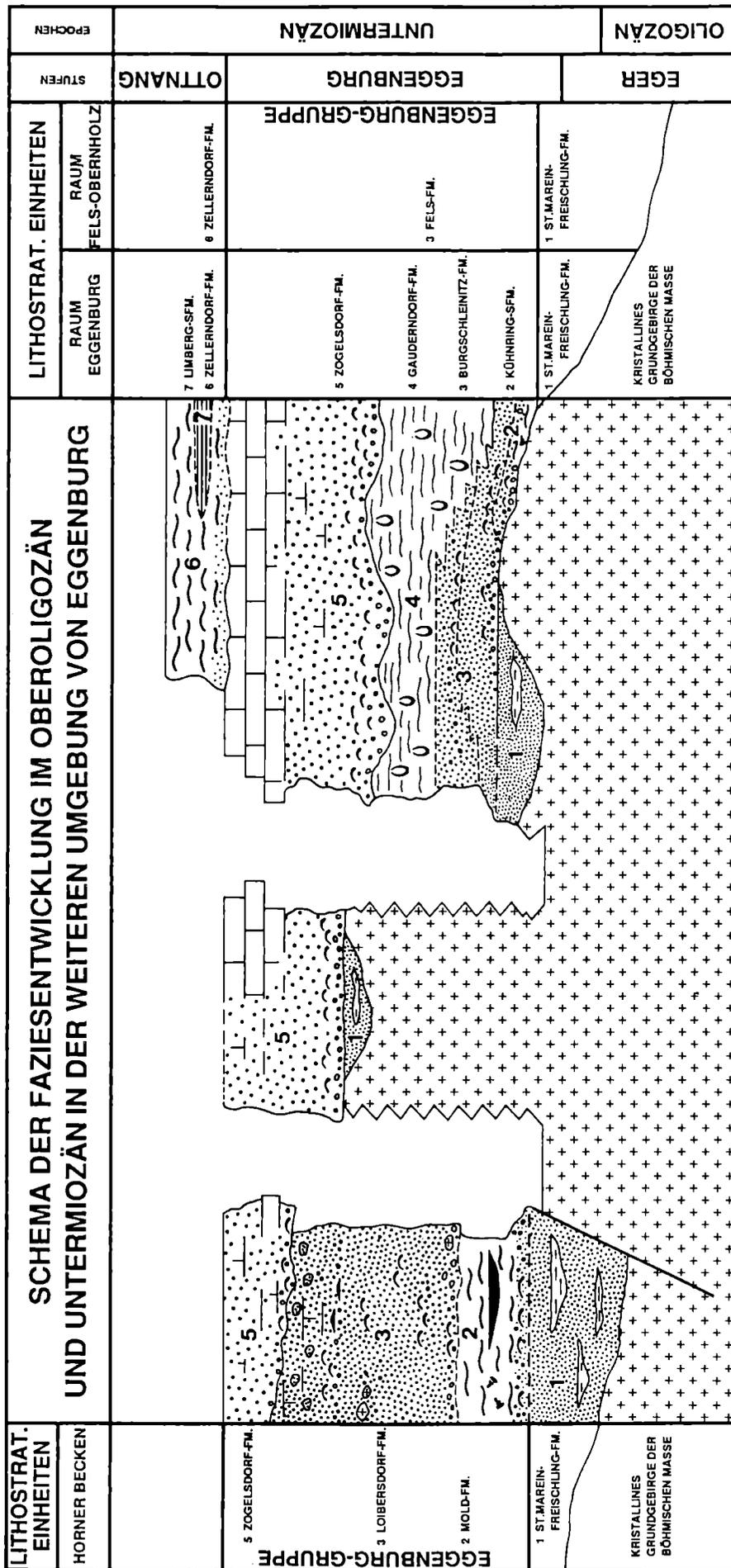
Im Horner Becken entwickelte sich mit fortschreitender Transgression über der Mold-Formation die vollmarin ausgebildete Litoralfazies der **Lolbersdorf-Formation**. Im Raum Eggenburg tritt in vergleichbarer fazieller Position die **Burgschleinitz-Formation** auf, die faziell im Raum Fels-Oberholz der **Fels-Formation** entspricht. Diese, vor allem stratigraphisch und durch die unterschiedlichen ökologischen Bedingungen in ihren Faunenzusammensetzungen variierenden Formationen, bestehen vorwiegend aus einer raschen Wechselfolge von gut bis mäßig sortierten Grob-, Mittel- und Feinsanden mit Kieseinschaltungen. Neben den Korngrößen- und Sortierungsmerkmalen weisen auch der Sedimentaufbau und typische Sedimentstrukturen auf die Ablagerung in einer wellendominierten, von Sturmereignissen geprägten, marinen Seichtwasserfazies im Eulitoral bis seichten Sublitoral hin. Diese Faziesinterpretation steht in Einklang mit den reichen Faunen und den Lebensspuren dieser drei Formationen.

In den artenreichen Molluskenfaunen fallen sowohl unter den Bivalven wie unter den Gastropoden die großwüchsigen Formen auf, wie z.B. bei den Turritelliden, Naticiden, Strombiden und Coniden; den Arciden und Glycymeriden; den Mytiliden, Chlamyiden, Pectiniden, Ostreiden, Glossiden, Cardiden, Pitriden und Panopeiden. Daneben ist eine artenreiche Foraminiferen- und Ostracodenfauna des Seichtwassers (z.B. Fels-Formation), die reiche Selachier- und Knochenfisch-Fauna und das häufige Vorkommen mariner Säugetiere, wie Sirenen und Wale, erwähnenswert.

Die vorwiegend in der Eggenburger Bucht auftretenden Feinsande und Silte der **Gauderndorf-Formation** können als sandige Schlammböden in etwas tieferen, ruhigen, geschützten, sublitoralen Bereichen dieser Bucht interpretiert werden. Die arten- und individuenreiche Molluskenfauna ist charakterisiert durch das dominante Auftreten grabender Bivalven wie *Tellina*, *Pitar*, *Cardium*, *Paphia*, *Lutraria*, *Iphigenia*, *Mactra*, *Panopea*, *Thracia* und *Solen* und führt daneben die bereits oben erwähnten Faunenelemente.

Die Sedimente der Gauderndorf-Formation gehen generell sukzessive aus den liegenden Grobsanden hervor, bzw. verzahnen einerseits lateral mit der gröberen Eulitoral- bis seichten Sublitoralfazies der Burgschleinitz-Formation und greifen andererseits bei fortschreitender Transgression randlich über diese hinweg.

Vor allem im Raum Eggenburg, am Außenrand zwischen Retz, Pulkau, Limberg, Maissau und Grübern und im Westen bis ans Horner Becken heranreichend, folgt die **Zogelsdorf-Formation**. Die meist gut verfestigten, bioklastischen Kalksteine transgredieren nicht nur mit einer deutlichen Diskordanz über die Burgschleinitz-Formation und die Gauderndorf-Formation sondern auch direkt auf das Kristallin und markieren damit die Basis der Transgression des oberen Eggenburgium bis Ottnangium.



Graphik E. PUHM 1991

Abb.2: Lithostratigraphische Gliederung, allgemeine Faziesentwicklung und chronostratigraphische Einstufung der Ablagerungen des Oligozän und Untermiozän der weiteren Umgebung von Eggenburg.

An der Transgressionsbasis finden sich oft umgelagerte Bivalven und Gastropoden aus der Gauderndorf- bzw. Burgschleinitz-Formation und darauf folgend reiche Molluskenlumacheln ("Molassesandstein") in terrigenreicher Fazies.

Vor allem Bryozoen, Brachiopoden, Corallinaceen, verschiedene Bivalven (*Chlamys*, *Pecten*, *Anomia*, *Ostrea*), Echinodermen, Balaniden und Foraminiferen sind maßgeblich am Aufbau der karbonatreichen Fazies beteiligt.

Die mit Hilfe der Biogenanteile in mehrere Mikrofaziesbereiche gliederbare Formation läßt in dem sublitoralen Ablagerungsraum sowohl im Sedimentaufbau als auch im biogenen Inhalt sehr deutlich einen karbonatreicheren Bereich innerhalb der Eggenburger Bucht und eine stärker exponierte, terrigenreichere Zone am Außenrand der Bucht unterscheiden (J. H. NEBELSICK, 1989a, b).

Die komplizierte Mikrofaziesverteilung innerhalb der Zogelsdorf-Formation ist sowohl auf die reich gegliederte Morphologie mit dadurch hervorgerufenen komplizierten Strömungsmustern, als auch auf die fortschreitende Transgression zurückzuführen.

Vorwiegend am Außenrand zwischen Retz und Fels-Obernholz, stellenweise aber auch in der Eggenburger Bucht, liegen die vollmarinen Pelite der **Zellerndorf-Formation** über der Zogelsdorf-Formation. Diese zuerst mit der Zogelsdorf-Formation lateral verzahnenden, später durch die fortschreitende Transgression auch im Hangenden der bioklastischen Kalksteine der Zogelsdorf-Formation abgelagerten Tone, entsprechen nach der planktonischen Foraminiferenfauna und der Knochenfisch-Fauna der hochmarinen Beckenfazies des obersten Eggenburgium bis Ottnangium.

Als Einschaltung innerhalb der Zellerndorf-Formation treten im Raum Limberg-Parisdorf die wahrscheinlich durch Coastal Upwelling entstandenen Diatomite der **Limberg-Subformation** auf.

Gleichzeitig drang mit fortschreitender Transgression die Zellerndorf-Formation mit diatomitischen Einschaltungen in brackischer Fazies weit gegen Westen auf die Böhmisches Masse und in fluviatil-ästuarische Täler vor und leitete im Raum Geras-Langau-Riegersburg zur parali-schen Kohlefazies der **Langau-Formation** über.

#### Biostratigraphie und chronostratigraphische Korrelation

##### **St. Marein-Frelschling-Formation:**

In den Begleitschichten der Lignitflözchen, die in den verschiedenen Niveaus dieser Formation auftreten, konnten durch P. HOCHULI (1978) die Pollenzonen **PGZ 19**, **PGZ 20a, b**, **NGZ I** und **NGZ II** nachgewiesen werden. Aufgrund der damit möglichen Korrelation wird diese Formation in den Zeitraum des **Unter- bis Oberollgozän** ("**Latdorflum**"/**Rupellum** bis **Chattium**) eingestuft und kann mit den regionalen Paratethys-Stufen **Kiscellum** (T. BALDI, 1968) und **Egerlum** (T. BALDI & J. SENES, 1975) korreliert werden (vgl. Abb.2).

##### **Mold-Formation:**

Durch P. HOCHULI (1978) wurde in Maiersch (Tongrube Frings, Haltepunkt 13) und einer Bohrung in Mörtersdorf (Pollen und typische Molluskenfauna) (E. HERNDLER, 1979) die neogene Pollenzone **NGZ II** nachgewiesen, womit eine Korrelation mit dem **höheren Oberegerlum** und dem tieferen Abschnitt des **unteren Eggenburglum** (F. STEININGER & J. SENES, 1971) und damit mit dem **tiefen Untermlozän** (**Aquitulum**/**Burdigallum**) möglich ist (vgl. Abb.2). Diese Korrelation wird vor allem durch die Molluskenfauna gestützt.

##### **Fels-Formation, Loibersdorf-Formation, Burgschleinitz-Formation mit Kühnring-Subformation und Gauderndorf-Formation:**

Diese fast durchwegs vollmarinen Ablagerungen werden vor allem aufgrund ihrer charakteristischen Molluskenfauna zum **unteren Eggenburglum** gerechnet. Verschiedentlich wurden die Kalknannoplankton-Zonen **NN2 / NN3** nachgewiesen, die ebenso wie die, allerdings spärliche, planktonische Foraminiferenfauna der Zone **N 5** für eine Korrelation mit dem **tiefen Untermlozän** (**Burdigallum**) sprechen (F. RÖGL & F. STEININGER, 1983; F. RÖGL & al., 1979; F. F. STEININGER & al., 1985, 1987 und 1990; vgl. Abb.2). Biostratigraphisch charakteristisch sind weiters für die basalen Anteile der Burgschleinitz-Formation (bzw. der Kühnring-Subformation) der Nachweis der neogenen Pollenzone **NGZ II** (P. HOCHULI, 1978), einer reichen Otolithenfauna (R. BRZOBOHATY, 1989), einer Kleinsäugerfauna des

tieferen Abschnittes der Säugetier-Zone **MN 3** (P. MEIN, 1989), sowie Großsäugerreste wie *Brachyodus onoideus* und *Metaxytherium krahulecki* (G. DAXNER-HÖCK, 1971).

#### **Zogelsdorf-Formation:**

Aufgrund der Molluskenfauna mit *Pecten hornensis* und *Chlamys palmata* wird die Zogelsdorf-Formation zum **oberen Eggenburgium** gerechnet. Das in den obersten Abschnitten nachgewiesene Kalknannoplankton der Zone **NN 3** und die neogene Pollenzone **NGZ III** (P. HOCHULI, 1978) weisen auf eine Korrelation mit dem **mittleren Untermiozän** (mittleres Burdigallium) hin (vgl. Abb.2).

#### **Zellerndorf-Formation:**

Der Nachweis der Pollenzone **NGZ III** und die Silicoflagellatenflora lassen einen direkten Vergleich mit der Typuslokalität des Ottnangium (Ottwang Schanze) zu und damit eine Korrelation mit dem **höheren Untermiozän: Ottnangium** (A. PAPP & al., 1973; F. RÖGL & al. 1979 und Abb.2).

Somit umfaßt die gesamte tertiäre Molasse-Schichtfolge im Raum des Ostrandes der Böhmisches Masse den Zeitraum des **Oligozän und Untermiozän**, hier gegliedert in die regionalen Paratethys-Stufen **Kiscellium-Egerium-Eggenburgium und Ottnangium** (vgl. Abb.2).

#### **Paläobiogeographie**

Im unteren Eggenburgium lassen sich besonders aufgrund der Molluskenfaunen deutliche, mehr oder weniger altersgleiche und regional eng begrenzte paläobiogeographische Faziesräume unterscheiden.

So wird z.B. der Raum der Südostabdachung des Manhartsberges durch eine Molluskenfauna vom Typus Fels am Wagram (F. STEININGER, 1963a, b) der Fels-Formation mit *Chlamys gigas plana* charakterisiert. Die Verbreitung dieses Faziesraumes reicht von Fundpunkten bei Loosdorf und Melk über Baumgarten bei Krems, Fels am Wagram, Gösing, Feuersbrunn, Mollands im unteren Kamptal bei Schönberg bis Oberholz und Wiedendorf.

Ein weiterer Faziesraum des unteren Eggenburgium läßt sich für das Horner Becken nachweisen. Hier ist das Vorherrschen von Molluskenfaunen mit *Chlamys gigas gigas* und anderen großwüchsigen Formen typisch und umfaßt vor allem die Loibersdorf-Formation mit den Scutellen-Sanden und Corallinaceen-Kalken Südost Breitenreich über Maria Dreieichen, Loibersdorf bis Kotzendorf.

In der Eggenburger Bucht fehlt in den basalen Formationen (Burgschleinitz- und Gaudernsdorf-Formation) des unteren Eggenburgium *Chlamys gigas* völlig und diese großwüchsige Form wird hier von dem ebenso großwüchsigen *Chlamys holgeri* und *Pecten pseudobeudanti* vertreten. Beide Formen treten auch am Außenrand der Eggenburger Bucht gegen das offene Molassemeer in den küstennahen Ablagerungen von Maissau und Limberg auf.

Nach J. H. NEBELSICK (1989a, b) lassen sich in der Zogelsdorf-Formation des oberen Eggenburgium, in der Eggenburger Bucht und am Außenrand dieser Bucht, bedingt durch die paläogeographische Gliederung der Bucht und die auch dadurch bedingten Strömungsmuster mehrere Faziesräume auf faunistischer Grundlage unterscheiden. Prinzipiell wird die nördliche Eggenburger Bucht von einer corallinaceenreichen Fazies dominierte, die gegen Süden von einer bryozoendominierten Fazies abgelöst wird. Kleinräumig treten von Echinodermen/Foraminiferen, bzw. Mollusken dominierte Faziestypen auf. Der Außenrand wird durch eine einheitliche Bivalven/Balaniden-Fazies charakterisiert.

Mit dem weiteren Anstieg des Meeresspiegels kommt es zur Ablagerung der Zellerndorf-Formation des Ottnangium, die in einer gleichbleibenden Fazies sowohl den Außenrand als auch den Raum der Eggenburger Bucht erfaßt. Am Außenrand findet sich, in diese Formation eingeschaltet, die Limberg-Subformation mit feinlaminieren Diatomiten von mehreren Metern Mächtigkeit, die von Straning über Limberg-Parisdorf-Maissau bis Grubern nachgewiesen ist.

Im Bereich des Horner Beckens sind weder Reste der Zogelsdorf-Formation noch Reste der Zellerndorf-Formation bekannt geworden.

#### **Literatur**

Die Angaben zur zitierten Literatur finden sich im Literaturverzeichnis, im Anschluß an den Exkursionsführer.

### 4.3. Die untermiozäne Mikroflora aus dem Raum Eggenburg – Horn – Geras

Von ILSE DRAXLER

Die kohleführenden, brackischen Sedimente der Molasse der Zentralen Paratethys im Horner Becken und bei Langau sind reich an Pollen und Sporen. Die Mikroflora wurden daher zur ökostratigraphischen Einstufung herangezogen und in die neogenen, untermiozänen Florenzonen NGZ II (Eggenburgien) und "Ottanngien" (= NGZ III, oberes Eggenburgien - Ottanngien) gestellt (HOCHULI, 1978; RÖGL, HOCHULI & MÜLLER, 1979).

Ebenso sind die untermiozänen, marinen Sedimente im Horner Becken und Eggenburger Raum pollenführend.

#### Maiersch, Tongrube Frings

Im südlichen Horner Becken sind bei Maiersch in der Tongrube Frings über Kaolintonen und -sandsteinen der St.Marein-Freischling-Formation tonig-sandige Ablagerungen der Mold-Formation mit geringmächtigen Kohlezwischenlagen aufgeschlossen (vgl. Exkursionsführer, Haltepunkt 13).

Die kohlebegleitenden, graubraunen Tone enthalten eine gut erhaltene Mikroflora in hoher Konzentration, deren Bestimmung Hinweise auf die Paläovegetation aus dem Lokal- und Nahbereich sowie aus dem Hinterland liefert und die in gewissem Ausmaß auch eine paläoklimatische Interpretation ermöglicht.

Die insektenblütigen Pollentypen stammen aus dem Lokal- und Nahflug bis 10 km, aus dem Weitflug (10-100 km) dagegen die dominierenden Typen (windblütige Formen). Seltene, windblütige Pollenformen kommen durch Fernflug über 100 km.

HOCHULI hat bereits 1978 aus einer Probe von Maiersch eine Mikroflora-Liste publiziert. Die Mikroflora setzt sich aus Algen, Bryophyten- und Pteridophyten-Sporen (Moose, Farne) sowie Pollen von Gymnospermen und Angiospermen zusammen.

Vereinzelt treten Kolonien der ölabscheidenden Grünalgenart *Botryococcus braunii* auf, die heute sowohl in Süßwasserseen, als auch in brackischen Gewässern vorkommt. Zwei Arten von Dinoflagellaten-Zysten in geringer Individuenzahl zeigen den brackischen Einfluß an. Die dominierenden Pollenformen stammen von mehreren Pinusarten (48%), wobei Pinus UG. Haploxyon häufiger auftritt als Pinus UG. Diploxyon (Habitus *Pinus sylvestris*). An bisaccaten Pollenformen sind noch *Cathaya*, *Cedrus* und *Abies* zu unterscheiden. Nur vereinzelt kommen Pollenkörner vom Habitus *Tsuga diversifolia* und Taxodiaceen/Cupressaceen vor. Von den Angiospermen sind triporate Pollenformen des *Engelhardia/Oreomunnea*-Habitus (10%) und *Myrica* (13%) vorherrschend. Häufig sind auch *Ilex* (2 Arten), *Tricolpopollenites henrici*, *Ulmus* und Ericaceen. Von den Pteridophyten-Sporen treten vor allen die großen, glatten, triletten Sporen der Schizeaceen (*Lygodium*, tropischer Schlingfarn) und *Osmunda* in höheren Prozentsätzen auf.

Aus dem Mikroflora-Bestand sind folgende Pflanzengemeinschaften zu rekonstruieren: Auf die offenen Gewässer mit Algen und Onagraceen (*Ludwigia*) folgen ufernahe Verlandungszonen mit *Potamogeton*, Cyperaceen und *Sparganium*. Daran haben sich Moorgesellschaften mit Cyperaceen, Moosen, Poaceen, mit *Myrica* und Cyrillaceen angeschlossen. Sumpf-

waldbestände sind mit *Carya*, *Nyssa*, Taxodiaceen ebenso wie flußbegleitende Auwälder mit *Pinus*, *Fraxinus* (*Fraxinus americana*-Habitus - amerikanische Tiefland-Sumpfesche), *Acer*, *Alnus*, *Betula*, *Salix*, Rutaceen (*Toddalia*) und Onagraceen nachzuweisen.

Einen wesentlichen Anteil an den Pollenspektren der Kohlebegleitschichten haben die Elemente der, die Sumpflandschaft umgebenden, artenreichen mesophilen Wälder, vorwiegend mit *Engelhardia/Oreomunnea*, Mastixiaceen, *Ulmus*, *Tilia*, Fagaceen (*Castanea*, *Castanopsis*), *Juglans*, *Symplocos*, Sapotaceen und die rankenden Vitaceen (*Partenocissus*). Typische Vertreter trockener Standorte (*Ephedra*) sind sehr selten. Zumindest ein Teil des Pollens von Nadelhölzern (*Tsuga*, *Pinus*, *Sciadopitys*) stammt aus dem Weit- und Fernflug von einem Hinterland mit Gebirgsrelief. Ein Teil des Pinuspollens könnte aber auch von küstennahen Pinuswäldern eingeweht worden sein.

*Myrica* sp. und *Leucothoe* sp. sind sowohl mit Pollen, als auch mit Samen und Fruchtresten nachgewiesen (KNOBLOCH, 1981).

In den Kohlen überwiegen Taxodiaceen gegenüber den saccaten Formen. Häufig sind auch kleine tricolporate Pollenformen (Fagaceen), ebenso Oleaceen, *Engelhardia*, Mastixiaceen, *Myrica*, Cyrtaceen und Ericaceen vertreten.

Die relativ hohe Frequenz der Pollenformen des *Engelhardia/Oreomunnea*-Habitus und vor allem der Schizeaceensporen läßt auf ein ganzjährig sehr warmes Klima mit hoher Luftfeuchtigkeit schließen.

#### Eggenburg Brunnstube

Marine, blaugraue, tonige Silte ("Liegendtegel") aus dem Raimundstollen im Brunnstuben-Graben bei Eggenburg (vgl. Exkursionsführer, Haltepunkt 6), die mit kalkigem Nannoplankton sowie Foraminiferen und Mollusken in das untere Eggenburgien eingestuft sind und palynologisch in die neogene Florenzone NGZ II gestellt werden (HOCHULI, 1978; RÖGL, HOCHULI & MÜLLER, 1979), enthalten ebenfalls einen hohen Prozentsatz an Pollen des *Engelhardia/Oreomunnea*-Habitus (22%).

Dem marinen Ablagerungsmilieu entsprechend sind zahlreiche Arten von Dinoflagellaten-Zysten (60% vom Gesamtpalynomorphenspektrum), wie z.B. *Cyclonephelium ordinatum reticulosum*, *Systematophora placacantha*, *Bulbodinium seitzii*, *Pleurozonaria*, *Hystrichokalpoma rigaudae* und *Lingulodinium machaeroporum* im Sediment enthalten.

Die Mikroflora des oberen Eggenburgien - Ottnangien aus Bohrungen in der Tertiärmulde von Langau (Blatt 8, Geras)

Die kohleführenden Schichten von Langau wurden schon mehrfach palynologisch bearbeitet (KLAUS, 1952; OBRITZHAUSER-TOIFL, 1954). Von OBRITZHAUSER-TOIFL liegt eine sehr gründliche Beschreibung und Bearbeitung der Pollen und Sporenformen, vor allem aus dem Hauptflöz und den Begleitschichten vor. Die Kohle wurde zunächst aufgrund eines Zahnfragmentes von *Mastodon* im Liegenden der Kohle ins Burdigal eingestuft (ZAPFE, 1953). HOCHULI hat 1978 die Kohle von Langau aufgrund der Mikroflora in das obere Eggenburgien - Ottnangien gestellt. Die Neogensedimente von Langau setzen sich über die Staatsgrenze nach Südmähren fort und wurden von dort durch GABRIELOVA (1973) aus einer Bohrung bei Safov palynologisch bearbeitet und die Mikroflora auch mit der von KLAUS (1952) angeführten Florenliste aus Langau verglichen. Aufgrund der Mikroflora von Safov kann nach GABRIELOVA ein untermiozänes Alter (Eggenburgien-Ottnangien) angenommen werden. Dieses Ergebnis der Palynologen steht im Einklang mit der zeitlichen Stellung der neuerlichen Transgression der Paratethys in diesem Raum (RÖGL & STEININGER, 1983; STEININGER et al., 1989).

GREGOR (1980) beschreibt aus Langau als Revision einer Bestimmung von BERGER (1957) Samen von *Stratiotes*, einer Wasserpflanze (Hydrocharitaceae). Von der Begleitflora wurden *Glyptostrobus* (Taxodiaceae) und *Myrica*, sowohl als Samen als auch als Pollen (von

THIELE-PFEIFFER bestimmt) nachgewiesen. Das Klima wird aufgrund der Florenelemente von GREGOR sehr präzise mit 12°-15° C mittlerer Jahrestemperatur und mit 1200-1500 mm jährlicher Regenmenge angegeben. Diese Schlußfolgerungen entsprechen auch den Vorstellungen von HOCHULI (1978).

FUCHS (1977) vertritt dagegen aufgrund seiner Kartierungsergebnisse auf anderen Kartenblättern und lithologischer Vergleiche die Ansicht, daß es sich bei den Kohlebildungen von Langau, ebenso wie jenen von Maiersch und den "Liegendtegel" der Brunnstube um ein Äquivalent des Pielacher Tegels handelt, der von ihm ins Unteregerien eingestuft wird.

#### Neue palynologische Ergebnisse

Das Probenmaterial der neuen palynologischen Untersuchungen stammt größtenteils aus den Kernbohrungen der GKB für die ÖMV aus dem Jahr 1981 (BRIX, 1981) und aus Bohrungen der Geologischen Bundesanstalt, die für die Kartierung auf Blatt 8 (Dr. Roetzel) in der Umgebung von Langau und Goggitsch durchgeführt wurden, um die Verbreitung der Neogensedimente festzustellen (ROETZEL, 1991).

In den tonigen Schichten und den Kohlebegleitschichten sind Pollen und Sporen ausgezeichnet erhalten. In den sandigen Partien sind sie teilweise fragmentiert.

Die meisten Pollen- und Sporenformen lassen sich rezenten Gattungen und Familien zuordnen. Nachgewiesen wurden bisher: Moose (Sphagnaceen und Ricciaceen - Marchantiales [Lebermoose]), Farne (5 Familien), Gymnospermen (5 Familien) und 33 Familien der Angiospermen. Über 100 Formen wurden benannt. Durch Rezentvergleiche kann man auf verschiedene Vegetationseinheiten schließen.

Ähnlich wie in Maiersch läßt sich eine Folge von Feuchtstandorten in dem Ästuar rekonstruieren. Aus kleinen Süßwasserseen stammen *Potamogeton*, *Nelumbo* (Lotosblume) (ZETTER & KERI, 1989) und *Botryococcus*. Dinoflagellaten-Zysten sind Zeiger eines Gewässers mit geringer Salinität. Der Übergang zum Moor ist durch *Sparganium*, Cyperaceen, *Phragmites* und *Typha* deutlich ausgeprägt. Auch die, von B. MELLER (Wien) durch Samenfunde bestimmte Krebschere (*Stratiotes*) wurzelt in der Röhrichtzone, bzw. im Stillwasser. Von Sumpfwiesen sind Pollenformen von Dipsacaceen, *Succisa*, Poaceen, Cyperaceen, Alismaceen, Onagraceen, Compositen und Geraniaceen zu finden.

Die Nähe der Küste wird durch die Halophytenvegetation mit Chenopodiaceen angezeigt.

Verschiedene Pollenformen von *Ephedra* sind auf trockene Standorte zurückzuführen. Der Sumpfwald ist mit *Nyssa* und *Taxodium* und der Sumpfbuschwald über Böden mit hohem Grundwasserspiegel mit Myricaceen, Cyrillaceen, *Alnus*, *Carya*, *Betula*, *Osmunda*, *Ilex* und *Vitis* dokumentiert. Im trockenen Bereich sind *Fagus*, *Fraxinus* und *Liquidambar* anzunehmen.

In dem Flußmündungsgebiet ins Meer wechseln diese Sumpfpflanzengesellschaften je nach Wasserstand mosaikartig ab.

Aus dem Florenbestand ist zu entnehmen, daß die artenreichen, sommergrünen und immergrünen Laubmischwälder, die "mixed mesophytic forests", ähnlich wie heute in den Niederungen am Yangtse in China, in der Vegetation der Umgebung der Sümpfe verbreitet waren und eine große Rolle gespielt haben. Aus diesen Wäldern stammen Pollen von *Cathaya*, Fagaceen, Juglandaceen (*Engelhardia/Oreomunnea*), *Platycarya*, *Carya*, *Pterocarya*, Oleaceen (*Fraxinus*-Arten), Sapotaceen, Symplocaceen (immergrüne Arten), *Tilia*, Vitaceen und Platanaceen. Aus klimatisch ungünstigeren Berghanglagen sind Pinaceen, *Tsuga*, *Abies* und *Sciadopitys* in die fossile Pollengesellschaft gekommen.

Es sind in den fossilen Pollengesellschaften Floren der Meeresküsten, kleiner stehender Gewässer, fließender Gewässer, vermoorter Ränder von Seen und Flüssen, Flußauen, Sumpfwiesen, der Niederungen mit trockenen Böden und der Berghänge enthalten. Die außergewöhnlich hohen Prozentsätze von *Pinus* über der Kohle (94 %) könnten auch auf eine Austrocknungs- und Stillstandsphase des lokalen Moornwachstums zurückzuführen sein, aber auch küstennahe Pinuswälder sind als Pollenlieferanten in Betracht zu ziehen. Nach der

heutigen Verbreitung sind mediterrane, ostasiatische, nord- und mittelamerikanische, europäische und kosmopolitische Florenelemente gemeinsam vorgekommen.

### Schlußfolgerungen

Trotz des enormen Formen- und Individuenreichtums der Mikroflora ist die konkrete, stratigraphische Aussage schwierig.

Die Mikroflora des Untermiozän ist bereits ziemlich gleichförmig, da keine großen phylogenetischen Veränderungen mehr stattgefunden haben. Das zeigt sich auch bei einem Vergleich der Mikroflora von Maiersch und Langau. Der Vergleich der fossilen und rezenten Pollen und Sporen ist bis jetzt meist nur bis zur Gattung und Familie möglich und klimatische Schlußfolgerungen können daher nur durch grobe Schätzungen gezogen werden.

Folgende Unterschiede lassen sich zwischen den Mikroflora von Maiersch und Langau feststellen:

In Maiersch sind die Schizeaceensporen, die ein tropisches Klima anzeigen, deutlich häufiger als in Langau. In Langau dagegen sind die Elemente mit geringeren klimatischen Ansprüchen in deutlich höheren Prozentsätzen nachzuweisen (*Ulmus*, *Fagus*, *Betula*, Poaceen, Cichoriaceen, Asteraceen, Dipsacaceen). Nach HOCHULI (1978) setzt *Graminidites soellichauensis* erst im Ottnangien ein. Die höheren Anteile von Poaceenarten könnten auch klimatisch trockenere Standorte eingenommen haben.

Die botanisch noch nicht zuordenbare Formart *Tricolporopollenites wackersdorfensis* wurde bisher noch nicht in älteren Schichten als Ottnangien und hauptsächlich im Mittel- und Obermiozän gefunden (KLAUS, 1984).

Trotz des außergewöhnlichen Reichtums mancher Proben an Pteridophytensporen konnte *Cicatricosisporites dorogensis* - eine charakteristische Sporenform des Pielacher Tegels - bisher weder in Langau noch in Maiersch gefunden werden.

### Literatur

BERGER, W.: Eine neue fossile Wassernuß aus den untermiozänen Braunkohlenablagerungen von Langau bei Geras in Niederösterreich.- *Phyton*, 7/1-3, 152-158, Horn 1957.

BRIX, F.: Bericht über die Kohlenexploration im Gebiet Langau - Riegersburg - Geras (niederösterreichisches Waldviertel).- Unveröff. Bericht ÖMV Aktienges., 20 S., 11 Tab., Beil., Wien 1981.

FUCHS, W.: Einige Beiträge zur Tertiär- und Quartärstratigraphie Ober- und Niederösterreichs.- *Verh. Geol. B.-A.*, 1977/3, 231-241, Wien 1977.

GABRIELOVA, N.: Die mikropaläobotanische Erkundung des Untermiozäns in der Umgebung von Safov bei Vranov nad Dyji.- *Věst. Ustr. ust. geol.*, 48/1, 11-16, Praha 1973.

GREGOR, H.-J.: *Trapa zapfei* BERGER aus dem Untermiozän von Langau bei Geras (NÖ.) - eine Hydrocharitacee.- *Ann. Naturhist. Mus. Wien*, 83, 105-118, Wien 1980.

HOCHULI, P.: Palynologische Untersuchungen im Oligozän und Untermiozän der Zentralen und Westlichen Paratethys.- *Beitr. Paläont. Österr.*, 4, 1-132, Wien 1978.

KLAUS, W.: Bemerkungen zur Palynologie der Hausruck-Kohlen (Vorläufige Mitteilung).- *Anz. österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl.*, 89/9, 69-77, Wien 1952.

KLAUS, W.: Über Form und Erhaltungszustand fossiler Pollenkörner in Koprolithen und Phosphoriten.- *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.*, 1971, 537-551, Stuttgart 1971.

- KLAUS, W.: Zur Mikroflora des Unter-Sarmat am Alpen-Südostrand.- Beitr. Paläont. Österr., 11, 289-438, 19 Taf., Wien 1984.
- KNOBLOCH, E.: Megasporen, Samen und Früchte aus dem österreichischen Tertiär.- Věst. Ustr. ust. geol., 56/2, 87-97, Praha 1981.
- NAGY, F.: Sporomorphs of the Neogene in Hungary.- Ser. Palaeontologic, 47, 471 S., Budapest 1985.
- OBRITZHAUSER-TOIFL, H.: Pollenanalytische (palynologische) Untersuchungen an der untermiozänen Braunkohle von Langau bei Geras, N.-Ö.- Sitz.ber. österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., Abt.I, 163, 325-374, Wien 1954.
- ROETZEL, R.: Bericht 1990 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 8 Geras.- Jb. Geol. B.-A., 134/3, Wien 1991 (in Druck).
- RÖGL, F., HOCHULI, P. & MÜLLER, C.: Oligocene - Early Miocene stratigraphic correlations in the Molasse Basin of Austria.- Ann. Géol. Pays Hellén., 3, 1045-1049, Athen 1979.
- RÖGL, F. & STEININGER, F.F.: Vom Zerfall der Tethys zu Mediterran und Paratethys.- Ann. Naturhist. Museum Wien, 85/A, 135-163, Wien 1983.
- STEININGER, F.F., RÖGL, F., HOCHULI, P. & MÜLLER, C.: Lignite deposition and marine cycles. The Austrian Tertiary lignite deposits - A case history.- Sitz.ber. österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., Abt.I, 197(1988-89)/5-10, 309-332, Wien 1989.
- ZAPFE, H.: Zur Altersfrage der Braunkohle von Langau bei Geras in Niederösterreich.- Berg-hüttenm. Mh., 98/1, 12-16, Wien 1953.
- ZETTER, R. & KERI, Ch.: Untersuchungen an Pollenkörnern der Gattung *Nelumbo* aus einer ober-miozänen Fundstelle des Burgenlandes (Österreich).- Ann. Naturhist. Mus. Wien, 90 (1986)/A, 111-118, Wien 1989.

---

Raum für Notizen

## 5. Geophysik

### 5.1. Geophysikalische Untersuchungen auf Blatt 21 Horn und im nordöstlichen Waldviertel

Von HERBERT HEINZ & WOLFGANG SEIBERL

Mit 4 Abbildungen

#### 1. EINLEITUNG

Vom Blatt Horn und seiner näheren Umgebung liegen vor allem aerogeophysikalische Meßergebnisse vor. Dies sind:

- a) die Befliegung im Rahmen des Programmes "Aeromagnetische Vermessung Ostösterreichs" (HEINZ et al., 1986) und
- b) (im Südteil des Blattes): die Hubschrauber-geophysikalische Befliegung ausgewählter Gebiete, im vorliegenden Fall jene des Meßgebietes Kamptal (SEIBERL & HEINZ 1986, HEINZ & SEIBERL 1990).

#### 2. AEROMAGNETIK

In der Abb.1 ist ein Ausschnitt aus der aeromagnetischen Karte Österreichs dargestellt, der den Ostrand der Böhmisches Masse innerhalb des österreichischen Bundesgebietes umfaßt. Die Begrenzung des Blattes 21, Horn ist darin hervorgehoben. Die Abb. 2 zeigt eine verkleinerte Darstellung der Blattschnittkarte 1:50.000. Das Gebiet wurde im Flughorizont 800 vermessen, d.h. das Fluggerät hatte eine Idealmeßflughöhe von 800 m über Normalnull. Die Meßprofile im Abstand von 2 km hatten Ost-West-Richtung, die rechtwinklig darauf gelegten Kontrollprofile hatten eine Lateraldistanz von 12 km. In der Abb.1 ist die Begrenzung des Flughorizontes durch eine strichlierte Linie dargestellt. In der Abb.2 stellt der westliche Blattrand die Grenze zwischen dem Flughorizont 1400 m über NN bzw. 800 m über NN dar. Dazu ist zu bemerken, daß der Grenzstreifen entlang aneinandergrenzender Flughorizonte überlappend gemessen wurde. In der gleichen Abbildung sind auch die Meß- bzw. Kontrollprofile mit ihren Kennziffern verzeichnet, ebenso die mit Hilfe der 35 mm Luftbildaufnahmen georteten Punkte.

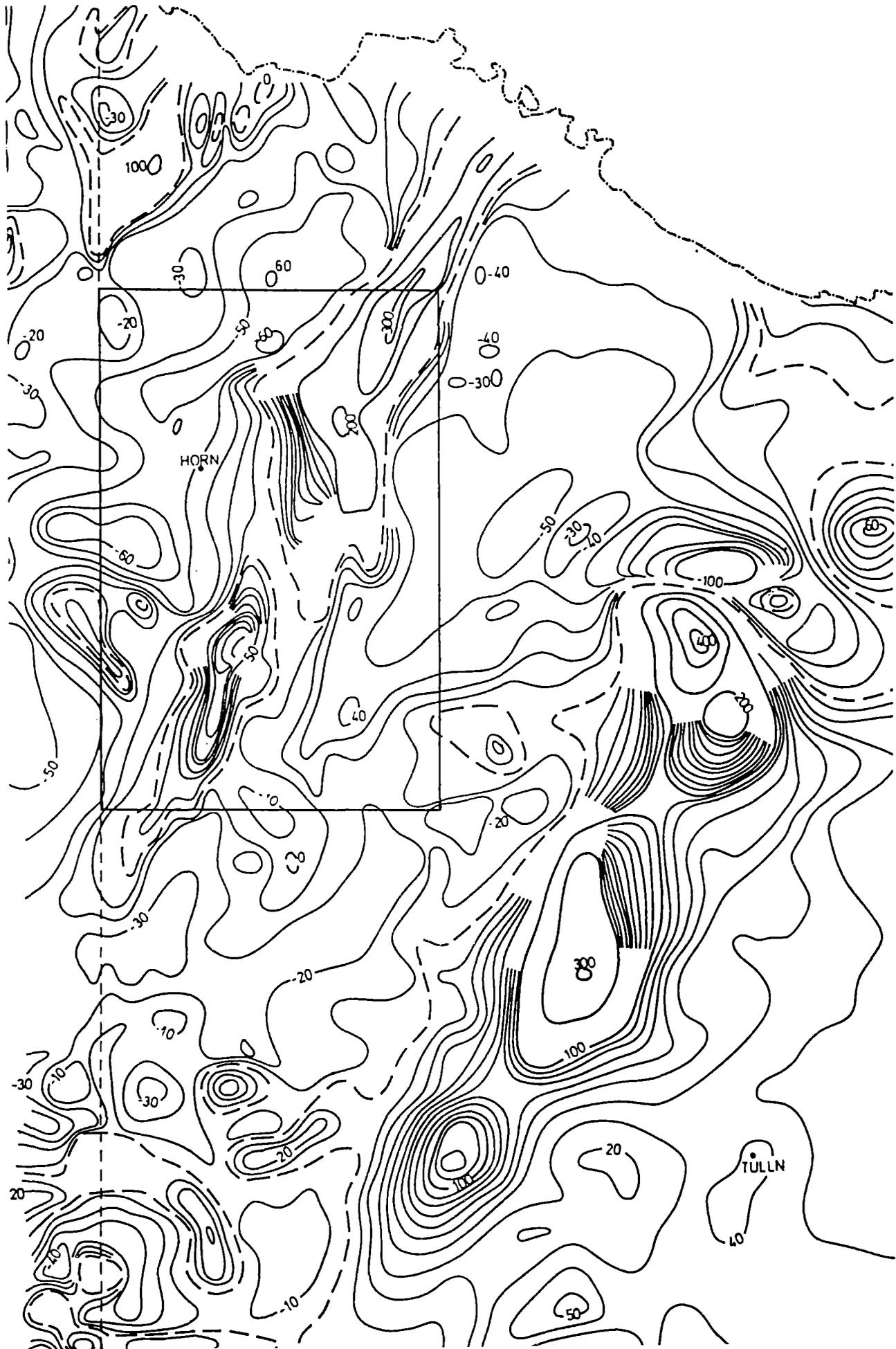


Abb. 1: Ausschnitt aus der aeromagnetischen Karte der Republik Österreich.  
 Flughorizont 800, nordöstliches Waldviertel, nördliches Weinviertel.

Dargestellt sind die Isanomalien der Totalintensität; als Meßgerät kam ein Protonenpräzisionsmagnetometer der Firma Geometrics, Modell G 803, mit einer Empfindlichkeit von 0,125 nT zum Einsatz.

Regionalfeldkorrekturen (IGRF 1977,7): 2,67 nT/km in Richtung Nord,  
0,74 nT/km in Richtung Ost.

Mittlere magnetische Inklination: 64,4°

Mittlere magnetische Deklination: 0,4°

Mittlere Totalintensität: 47.600 nT

Kartenprojektion: Gauß-Krüger, Ellipsoid: Bessel.

Die magnetischen Minima sind durch in das Minimum weisende Striche gekennzeichnet.

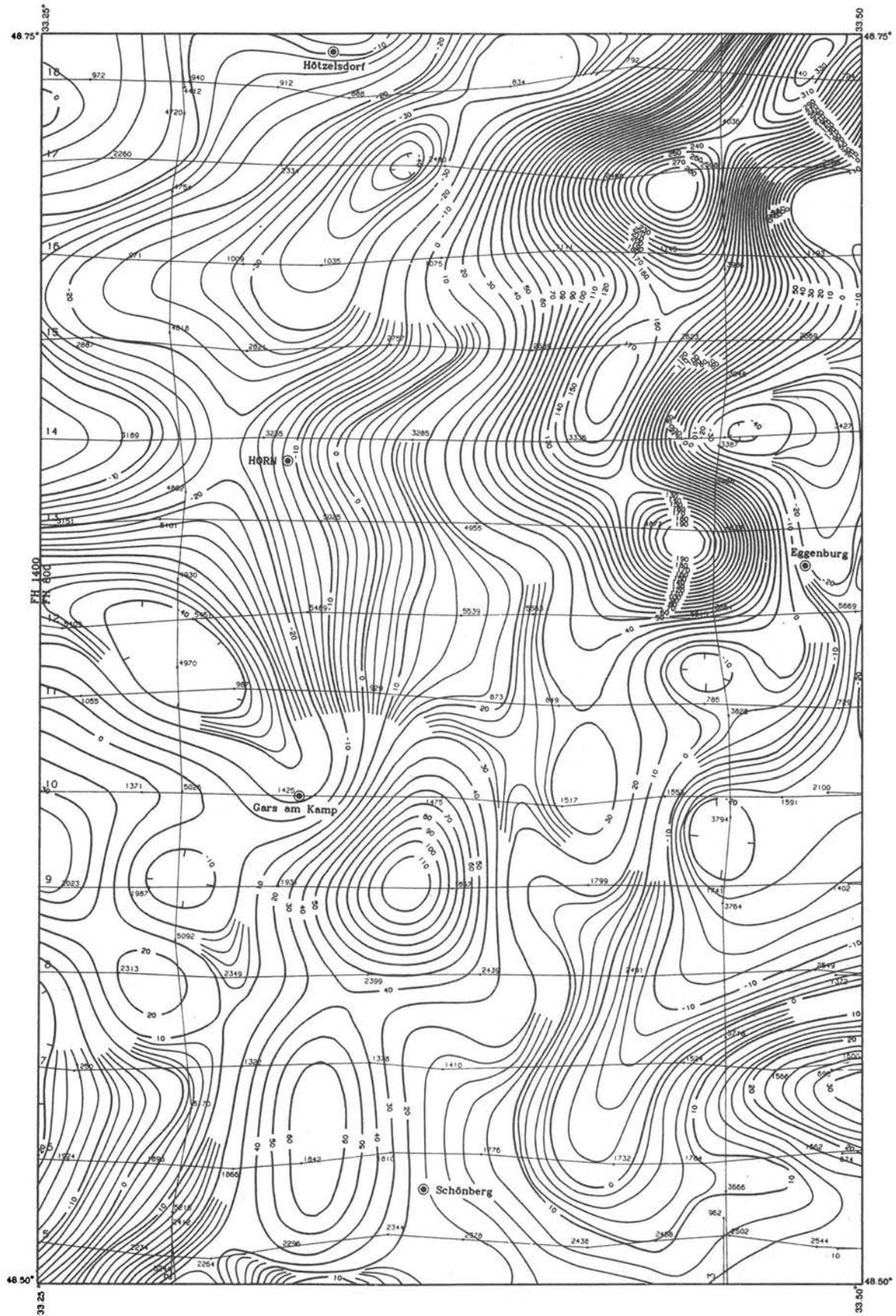
Weitere detaillierte Angaben über die Meßflugdurchführung, Datenverarbeitung, Kartenherstellung sowie theoretische Grundlagen finden sich bei: GUTDEUTSCH & SEIBERL 1987 und HEINZ & SEIBERL 1990.

Der Ausschnitt aus der aeromagnetischen Karte der Republik Österreich (Abb.1) zeigt drei Hauptstrukturelemente der magnetischen Signatur;

- a) den östlichen Rand der Böhmischen Masse, gekennzeichnet durch Anomalien mit großen Störampplituden und steilen Gradienten. Randlich (Bereich des Manhartsberges) sind die Strukturen deutlich NNE - SSW ausgerichtet, gegen W hin wird das magnetische Muster uneinheitlich. Südwestlich der Stadt Horn streichen die Anomalien lokal E - W. Dieses Strukturbild ist auf die Überlagerung von Störkörpern in unterschiedlicher Tiefenlage rückführbar;
- b) eine verhältnismäßig ruhige Zone östlich davon. Sie folgt der Boskowitz Furche und ist in ihrem Südteil durch positive magnetische Anomalien unterbrochen (SE-Teil des Blattes Horn);
- c) eine ausgeprägte Kette von Anomalien mit steilen Gradienten und hohen Amplituden, die mit jenen aus der Böhmischen Masse jedoch nicht vergleichbar sind. Die zugehörigen Störkörper sind in HEINZ et al., 1986 dargestellt, ihre Oberkanten liegen in 800 - 2000 m unter GOK, ihre unteren Begrenzungen in 2500 - 4500 m Tiefe.

In der Abb.2 - mit einer besseren Auflösung - dominieren NNE - SSW streichende Strukturen. Die Diendorfer Störung, die südlich von Schönberg/Kamp das Kartenblatt verläßt, ist durch die Isolinientrends am südöstlichen Blattrand gut markiert.

Die Anomalien zwischen Schönberg/Kamp und Gars/Kamp sind den Rehberger Amphiboliten zuzuordnen, die hier einen recht massiven, N-S streichenden Zug bilden. Hauptverursacher dieser Anomalien sind die mit dem Rehberger Amphibolitkomplex vergesellschafteten Ultrabasite, die in größerer Häufigkeit auftreten dürften, als mit den Mitteln der Kartierung zu erfassen ist. Die Basite südwestlich von Gars (Buchberg) hingegen treten magnetisch kaum in Erscheinung. Die zweite markante Anomaliengruppe (Maxima bis 330 nT) erstreckt sich aus



**Abb. 2: Aeromagnetische Karte des Blattes 21 Horn.**  
 Isanomalien der Totalintensität; Erläuterungen im Text.

dem Gebiet westlich von Eggenburg bis zum nordöstlichen Blattrand. All diese Strukturen mit ihren hohen Störampplituden und steilen Gradienten werden von den hier aufgeschlossenen Tonaliten verursacht. Durch diese Überlagerungseffekte ist das bestimmende geologische Element dieses Gebietes, ein Teil der Messerner Bogenstruktur, in der Isoanomalienkarte der Totalintensität unterdrückt.

Im Südwesten des Blattes 21 setzen etwa Ost-West streichende magnetische Anomalien ein, die mit der Oberflächengeologie nicht korrelierbar sind; unter Umständen ist hier an Ultrabasite in Verbindung mit den Granuliten zu denken, die weiter westlich (Elsarner Bach, Rösinger Berg; FUCHS 1979) aufgeschlossen sind. Die nicht sehr ausgeprägten NW - SE gerichteten Strukturen westlich der Linie Gars/Kamp - Horn werden mit den Wolfshofer Graniten (Gneisen) in Verbindung gebracht.

### 3. HUBSCHRAUBERGEOPHYSIK

Das Hubschraubergeophysik-Meßgebiet "Kamptal" umfaßt den Bereich westlich der Linie Hohenwarth - Maissau bis an den Westrand des Kamptales.

Diese Messungen wurden mit einem Hubschrauber des österreichischen Bundesheeres (Agusta Bell 212) durchgeführt. Das Meßsystem hatte folgende Komponenten:

- ein elektromagnetisches Mehrfachspulensystem vom Typ DIGHEM II (900 und 3600 Hz),
- ein Gammastrahlenspektrometer Geometrics GR 800 B zur Messung der U ( $^{214}\text{Bi}$ ), Th( $^{208}\text{Tl}$ ) und  $^{40}\text{K}$ -Strahlung (und der Gesamtstrahlung), sowie
- ein Protonenpräzessionsmagnetometer des Typs Geometrics G-801/3.

Insgesamt wurden hier 11 Meßprofile in ost-westlicher Richtung und 2 Kontrollprofile in Nord - Süd- bzw. Nordwest - Südost-Richtung geflogen. Die Sollflughöhe betrug 80 m über Geländeoberkante, die Sensoren der geophysikalischen Geräte bewegten sich daher in folgenden Höhen über Grund:

EM-Sonde:	50 m
Magnetometersonde:	60 m
Detektoren des Gammastrahlenspektrometers:	80 m

Eine ausführliche Beschreibung der hubschraubergeophysikalischen Messungen findet sich in SEIBERL & HEINZ 1986, bzw. in HEINZ & SEIBERL 1990.

Die Isoanomalien der Totalintensität bilden S von Gars wieder die Rehberger Amphibolite mit den Ultrabasiten ab. Südöstlich von Schönberg am Kamp sind die E - W bzw. NE -SW gerichteten Strukturen zu sehen, die im Abschnitt 2 mit den an die Granulite gebundenen Ultrabasiten in Verbindung gebracht wurden (Abb.3).

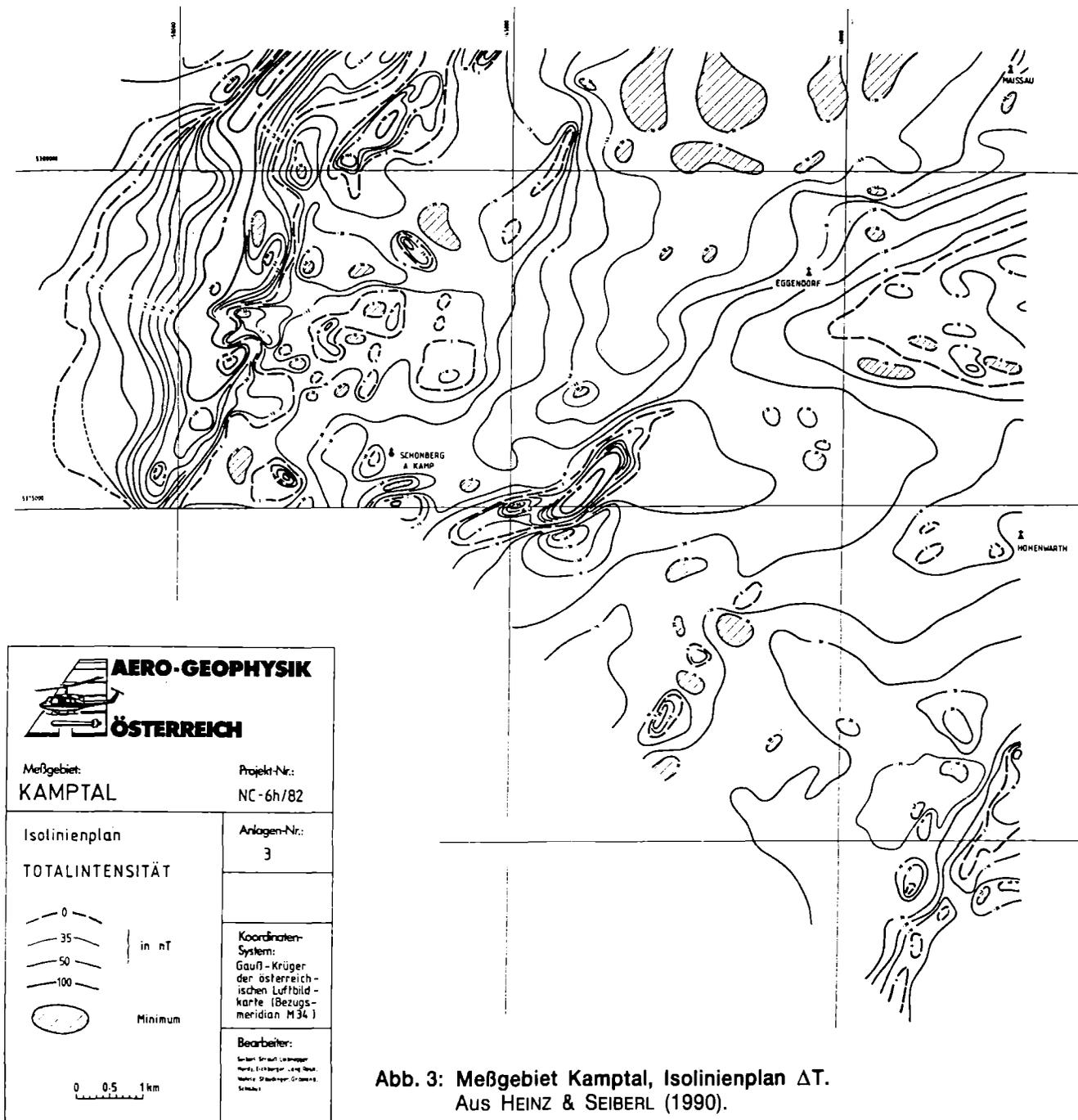


Abb. 3: Meßgebiet Kamptal, Isolinienplan  $\Delta T$ .  
Aus HEINZ & SEIBERL (1990).

Bei der Kartierung des scheinbaren Widerstandes (Abb.4) fiel zunächst die durch Widerstandsminima begleitete Diendorfer Störung auf.

Bittescher Gneis und Gföhler Gneis haben maximale Werte von etwa 2000 Ohmmetern. In tiefgründig verwitterten Gneisgebieten wurden Werte von 500 bis 750 Ohmmetern gemessen. Die Granulite haben etwas niedrigere scheinbare Widerstände (um 1200 Ohmmeter), während sich die Rehberger Amphibolite im Kamptal durch stark schwankende Leitfähigkeiten auszeichnen. Die Zonen guter Leitfähigkeit sind wahrscheinlich auf lokale Anreicherungen von Sulfiden oder Buntmetallen rückführbar.

Weitere, lokal begrenzte Minima liegen über den Zonen mit junger, lockerer Bedeckung.

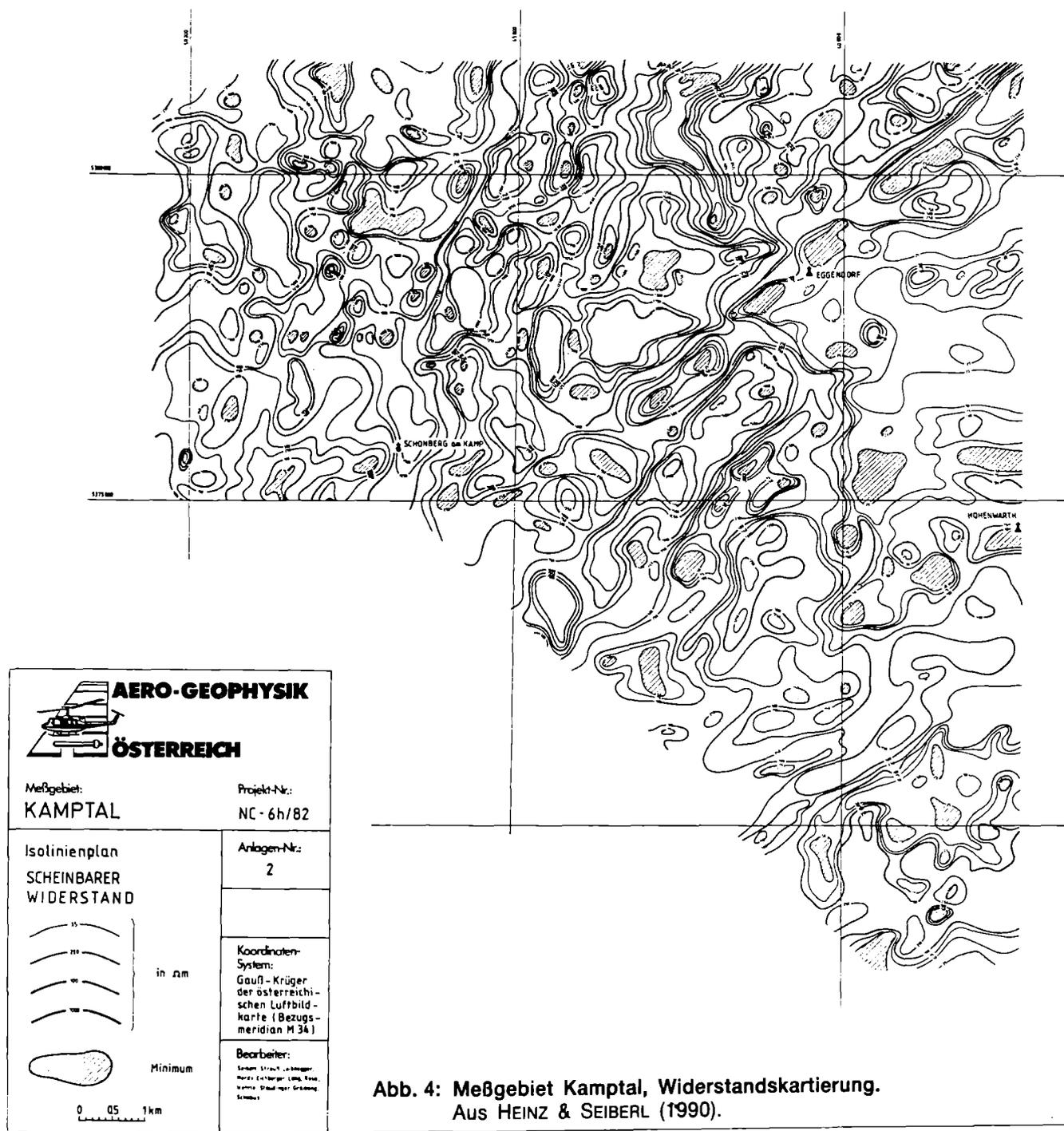


Abb. 4: Meßgebiet Kamptal, Widerstandskartierung.  
 AUS HEINZ & SEIBERL (1990).

Einige Anomalien sind künstlichen Ursprungs, so z.B. jene bei Plank und Stiefen (nördlich von Schönberg am Kamp), entlang der Eisenbahn Schönberg am Kamp - Gars oder an der Straße Schönberg am Kamp - Maissau.

In den Gföhler Gneisen östlich von Schönberg/Kamp wurden für den Kaliumkanal Werte um 300 cps (counts per second) gemessen, während der "Normaltyp" des Gföhler Gneises nur eine Strahlung von etwa 80 cps hat. Sie haben aber niedrigere Werte im Uran- und Thoriumkanal als sonst üblich.

Die Wolfshofer Gneise haben die höchsten Zählraten im Thoriumkanal (160 cps), während die Rehberger Amphibolite in allen Kanälen auffällig niedrige Zählraten aufweisen.

Gekennzeichnet ist das gesamte Meßgebiet durch zahlreiche, unregelmäßig begrenzte relative Maxima, die durch lokale Anreicherungen (Akkumulationen, Zusammenschwemmungen) bedingt sind.

#### **Literatur**

HEINZ, H. & SEIBERL, W.: Bewertung und Problematik aerogeophysikalischer Anomalien im österreichischen Bundesgebiet. - Abh. Geol.B.-A., 44, S 1 - 244, 152 Abb., 3 Tab., 8 Taf., Wien 1990.

HEINZ, H., BIEDERMANN, A. & KÖHAZY, R.: Auswertung aeromagnetischer Daten im Bundesland Niederösterreich. - Proj.Ber. NC-6p/84, 33S., 12 Abb., 6 Beil., Geol.B.-A., Wien 1986.

GUTDEUTSCH, R. & SEIBERL, W.: Die aeromagnetische Vermessung Österreichs. - Endber., I + 34S., 8 Abb., 1 Tab., 1 Beil., Inst.f.Met.& Geophys., Univ.Wien, Wien 1987.

FUCHS, G.: Bericht 1978 über geologische Aufnahmen im moldanubischen Kristallin auf Blatt 21, Horn (Waldviertel). - Verh. Geol. B.-A., 1979, S.A 70 - 71, Geol.B.-A., Wien 1979.

SEIBERL, W & HEINZ, H.: Aerogeophysikalische Vermessung im Kamptal. - Proj.Ber. NC-6h/82, 38S., 5+4 Abb., 7 Beil., ÖAW, Wien 1986.

---

Raum für Notizen

## 5.2. First Attempt of Gravity Map Stripping in the South-Eastern Bohemian Massif

By BRUNO MEURERS

With 6 Text-Figures

### Abstract

In this paper first results of gravity map stripping are presented considering both the gravity effect of the crust-mantle boundary and the low density of the Molasse sediments in Lower Austria. It can be shown that anomaly patterns at the eastern margin of the Bohemian massif are markedly changed. This especially is valid for the NNE-SSW striking positive anomaly near Hollabrunn which decreases by about 10 mGal compared with the absolute Bouguer maximum of the Austrian part of the Bohemian massif situated in the Raabs-unit.

### 1 Introduction

Since 1990 a new detailed gravity map is available, which completely covers the Austrian part of the Bohemian massif and the adjacent parts of the Molasse zone in Upper and Lower Austria (MEURERS et al., 1990). The map is based on about 5500 gravity stations evenly distributed with a station interval of at most 3 km. In some regions of local interest a much higher station density was established. The gravity net was tied to several first and second order absolute gravity stations to guarantee the correct datum. Bouguer anomalies were determined using the geodetic reference system 1980 and the mean Adriatic sea level as reference plane. Normal gravity and vertical gradient formulas considering also the second order terms were applied. Mass corrections were calculated spherically up to a distance of 167 km applying a reduction density of  $2670 \text{ kgm}^{-3}$ . This value is near to the mean density of the surface rocks in that region. The quality of the data is very good due to the generally smooth topography and using exclusively stations with precisely determined coordinates. Small errors far below 0.1 mGal can be expected in Bouguer gravity determination.

Compared with the old regional map published by the Bureau Gravimétrique International (BGI) in 1964 already the Bouguer gravity (Fig. 1) shows an unexpected highly structured anomaly pattern also in areas where the crystalline rocks are covered by low density sediments of the Molasse basins. In the eastern transition zone to the Molasse basin between Retz and Hollabrunn the gravity effect of the sedimentary filling with increasing thickness towards the East is obviously masked by deep reaching basement structures (MEURERS & STEINHAUSER, 1990). The gravity field here is partly caused by the relatively low density of the so-called Thaya batholite which extends near Retz in NNE-SSW direction. This gravity low is followed in the East by a marked zone of positive anomalies striking in the same direction. In this way an interesting negative-positive anomaly couple is formed which dominates the gravity effects of the Molasse sediments.

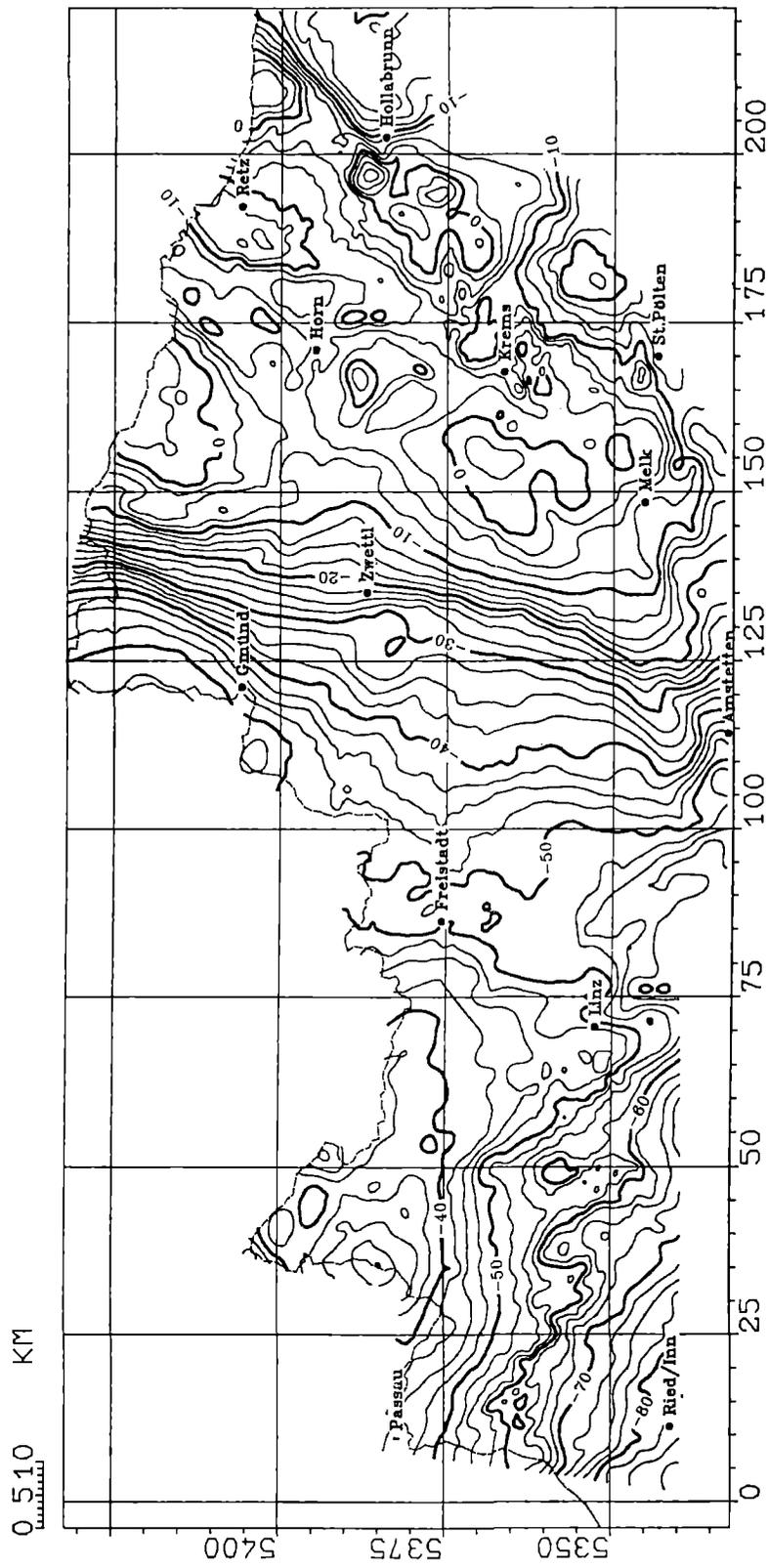


Figure 1: Bouguer gravity map of the southern Bohemian Massif (MEURERS *et al.*, 1990)  
 contour interval: 2.5 mGal

The margin of the Bohemian Massif in general is marked by a high gradient zone including several short wavelength anomalies caused by rim synclines. Only in the western part of the map the regional trend of the Bouguer anomaly seems to be guided by the gravity effect of the Mohorovičić-discontinuity, while beginning in the region near Linz the upper crustal structures become dominant more and more.

## 2 Gravity effect of the Mohorovičić-discontinuity

A first it is of special interest to estimate the gravity effect of the crust-mantle boundary. The depth of the Mohorovičić-discontinuity is well known in the territory of the CSFR, Hungary and beneath the main crest of the Eastern Alps (ALBU et al., 1989). For the region of Southern Germany a corresponding map is available published by GIESE & PRODEHL (1986) which fits very well to the results of Albu et al. Unfortunately the Moho depth is not well defined beneath the Bohemian Massif in Austria. In that area a boundary model can only be interpolated assuming that no local variations of the Moho depth exist (MEURERS, 1990). Under this assumption a flat ridge structure can be expected in the western and central part followed by a boundary slightly ascending towards the East (Fig. 2).

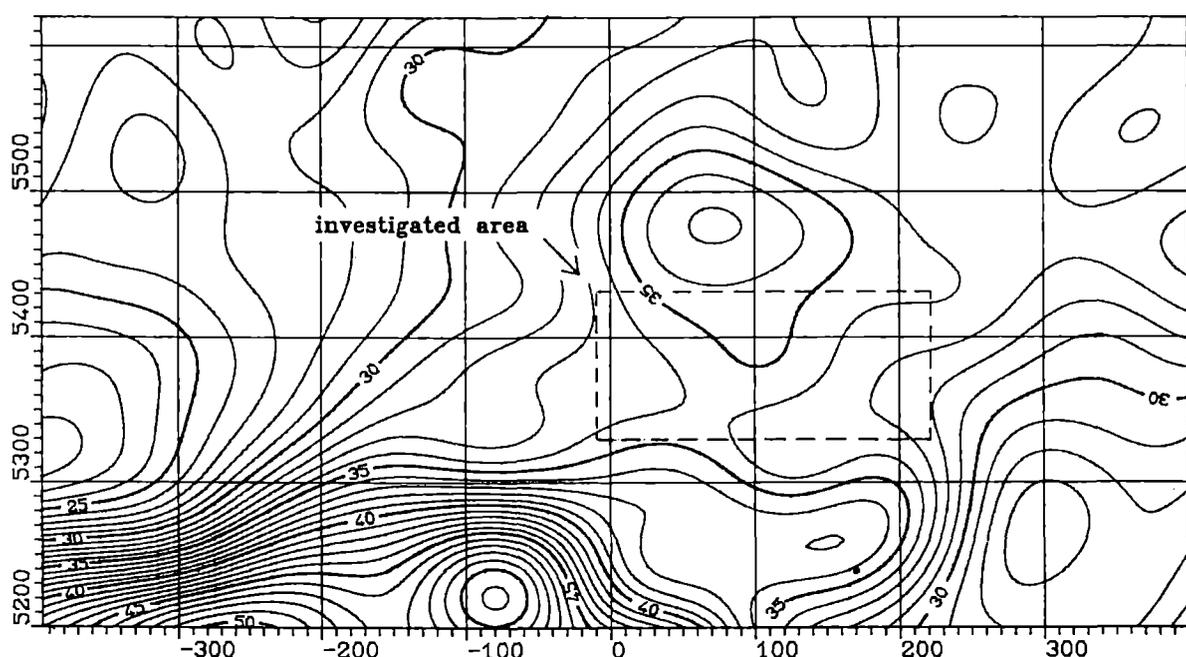


Figure 2: Model of the Mohorovičić-discontinuity beneath the Bohemian Massif based on the maps of ALBU et al. (1989) and GIESE & PRODEHL (1986)

The gravity effect of the crust-mantle boundary was calculated applying the well known discrete Fourier transformation-method of PARKER (1972). It has to be emphasized that this method assumes a plane approximation and does not consider the curvature of the earth surface. Due to this algorithm an off-set effect occurs and it can be possible that a small regional trend remains in the gravity distribution. A constant density contrast of  $400 \text{ kgm}^{-3}$  between lower crust and upper mantle material was assumed corresponding to seismic results in that region. Fig. 3 shows the residual gravity determined by subtracting the Moho-effect from the Bouguer anomaly and correcting the off-set to keep the same gravity mean value as in the original map.

Remarkable differences between both maps can be observed. Especially this refers to the NNE–SSW striking high gravity zone in the West of Hollabrunn, where the anomaly diminishes by about 10 mGal relative to the gravity maximum connected with the Raabs–unit in the Northwest of Horn due to metamorphic rocks with an high content of amphibolites. That means the Bouguer gravity increasing towards the East can partly be explained by the undulation of the crust–mantle boundary.

The stripped gravity map can be compared with an the isostatic residual field calculated by determination of the gravity effect of an Airy–Heiskanen root which is based on the same digital topographic height model as applied for terrain corrections of the zone far away from the gravity stations. Again the PARKER–formulas have been applied. The resulting anomaly pattern is very similar to the stripped gravity map. This agreement indicates a more or less isostatic compensation in the region of the Bohemian massif. The main part of the residual anomalies are obviously caused by upper crustal structures.

### 3 Gravity effect of the Molasse sediments

A second step consists in determining the gravity effect of the low density Molasse sediments. The question how far the Bouguer map is influenced by these effects is especially interesting at the eastern margin of the Bohemian massif, where the negative–positive anomaly couple is masking the gravity of the sediments with increasing depths towards the East. The results shown in this paper can only be considered as a first attempt, because till now not all informations available about the basement structure and density distribution could be evaluated for this purpose. The calculations are based on the Molasse basement relief map of BRIX et al. (1979), which covers the region between Steyr and the northern part of the Viennese basin. A map of the complete Molasse zone in Upper and Lower Austria is just under construction, therefore gravity map stripping concerning the Molasse sediments can only be performed for the eastern part of the Bohemian massif. The gravity effect was determined applying PARKER's formula assuming a density contrast of  $300 \text{ kgm}^{-3}$ , that corresponds to a surface density of the Molasse sediments between  $2400$  and  $2500 \text{ kgm}^{-3}$ , which is quite realistic.

The basement model stops in the South, where overthrusting by the Alpine units is beginning. Along of this tectonic lineament the model assumes a more or less vertical boundary. A vertical fault gravity effect has to be expected there, which of course is not realistic. But because of the large distance this problem does not disturb the anomaly pattern at the margin of the Bohemian massif and therefore can be neglected. The parker algorithm may only be applied if the lower and upper surface limiting the density inhomogeneity can be described by single valued functions. Therefore vertical fault structures within the basement area can not be modelled exactly in this method.

Fig. 4 shows the basement depth distribution compiled by digitizing the map of BRIX et al. (1979) and interpolating a  $4 \text{ km} \times 4 \text{ km}$  grid. The contour lines describe the basement depth below Adriatic sea level. In Fig. 4 the outcrop line of the cristalline rocks at the northern margin is symbolized by stars. For interpolation of the basement surface mean topographic heights from a high resolving digital height model of Austria (STEINHAUSER et al., 1984) have been used here. Additionally all digitized data points defining the interpolation surface are shown in Fig. 4. The resulting gravity effect amounts up to more than 20 mGal in the deepest parts of the area under investigation, but deminishes very fast towards the inner part of the Bohemian massif as clearly

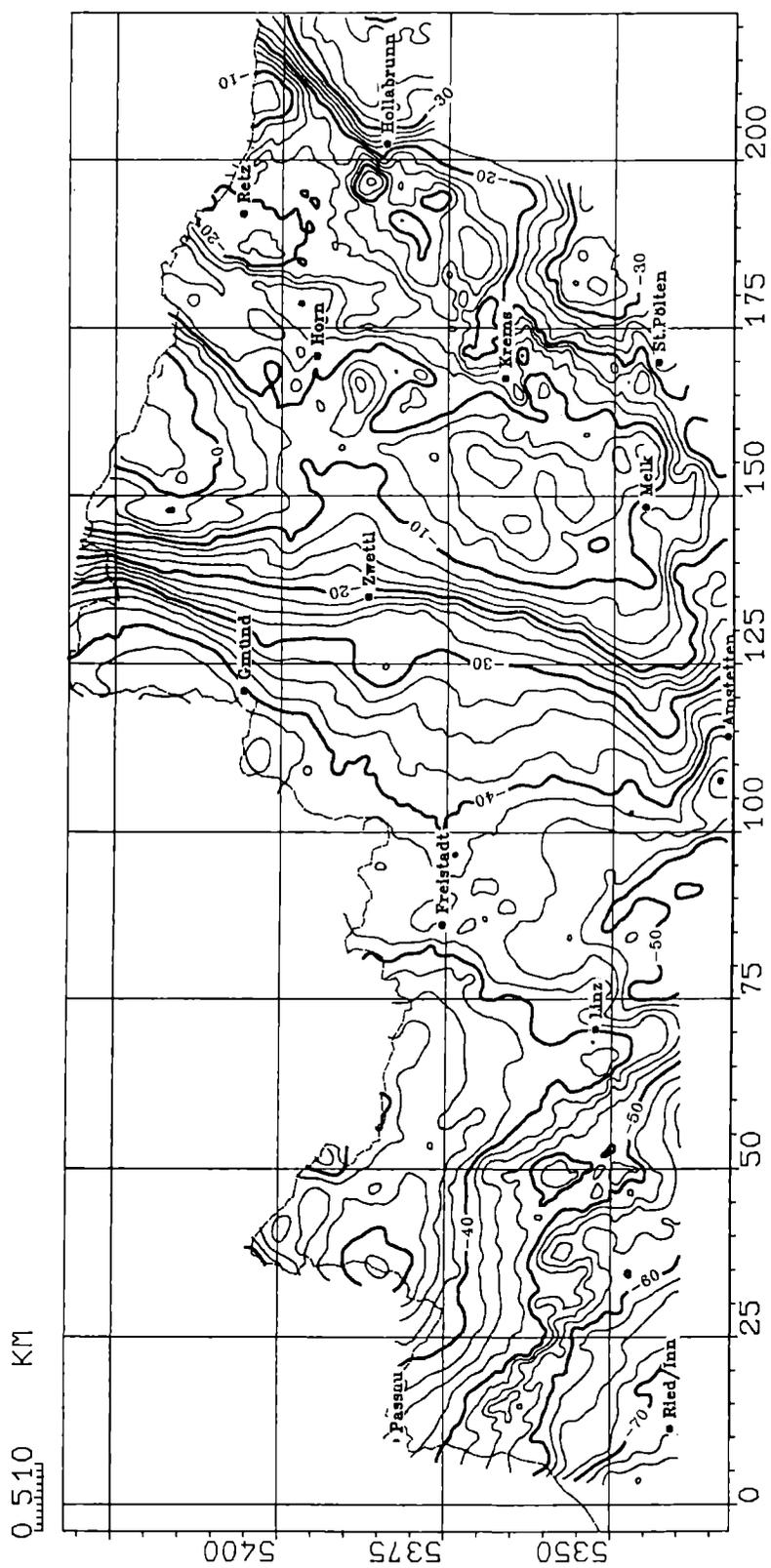


Figure 3: Stripped Bouguer gravity map of the southern Bohemian Massif  
(Moho gravity effect subtracted), contour interval: 2.5 mGal

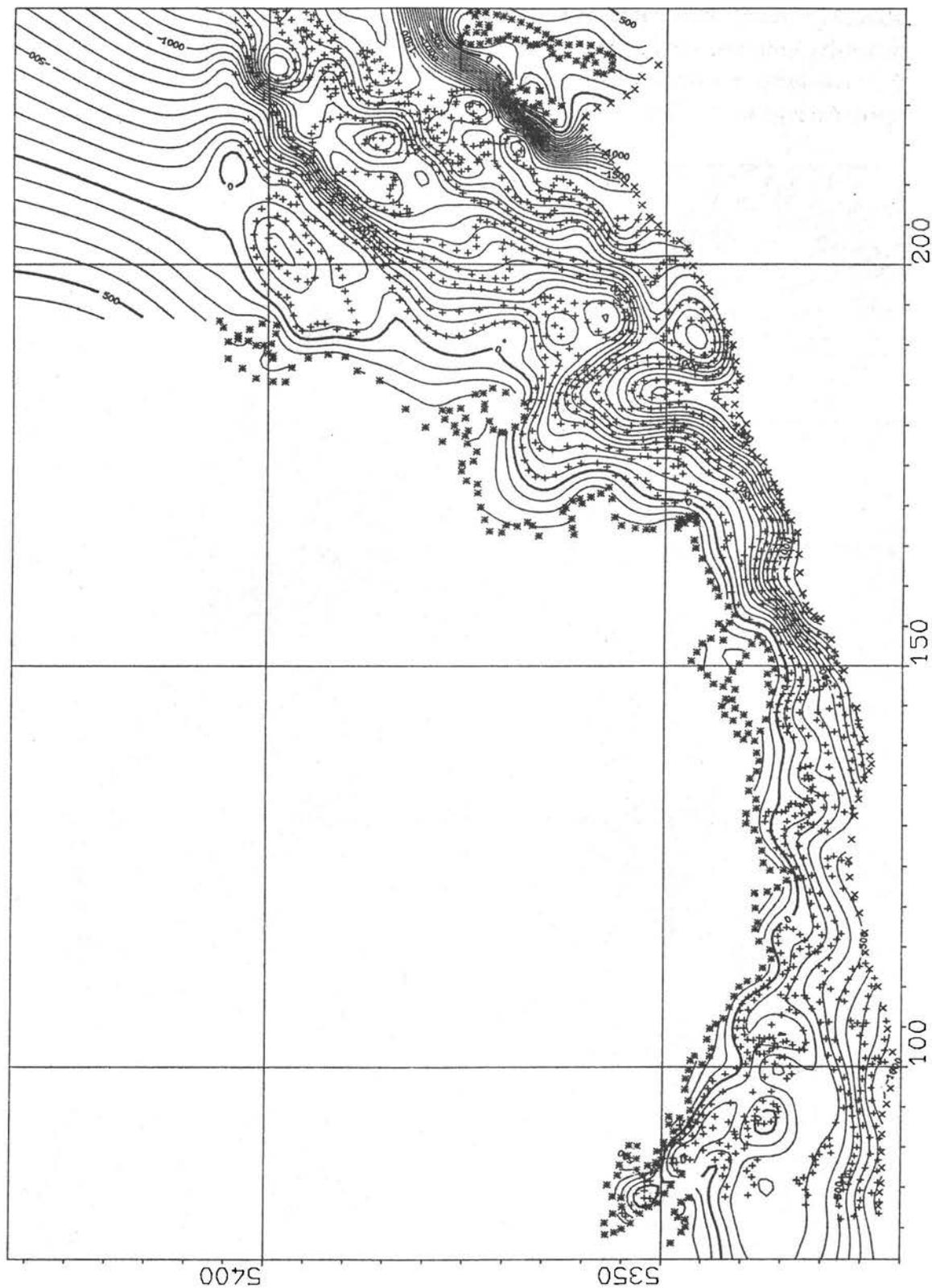


Figure 4: *Basement of the Molasse in Upper Austria (after BRIX et al. (1979)*  
 \*, x: *northern resp. southern margin of the Molasse zone*  
 contour interval: 100 m

can be observed in Fig. 5. The high gradient zone in the South marks the southern end of the Molasse model. As mentioned above this anomaly pattern has no geological meaning. The same is true for the region north of Gauss-Krüger x-coordinate 5420 km, where the Molasse model is not defined.

The preliminary result after subtracting the gravity effect of the crust-mantle boundary and the low density sediments of the Molasse zone is presented in Fig. 6. The high gradient zone connected with the course of the Mailberg fault near Hollabrunn is almost removed. The negative anomaly remaining in the East after correction shows the same order of magnitude as the

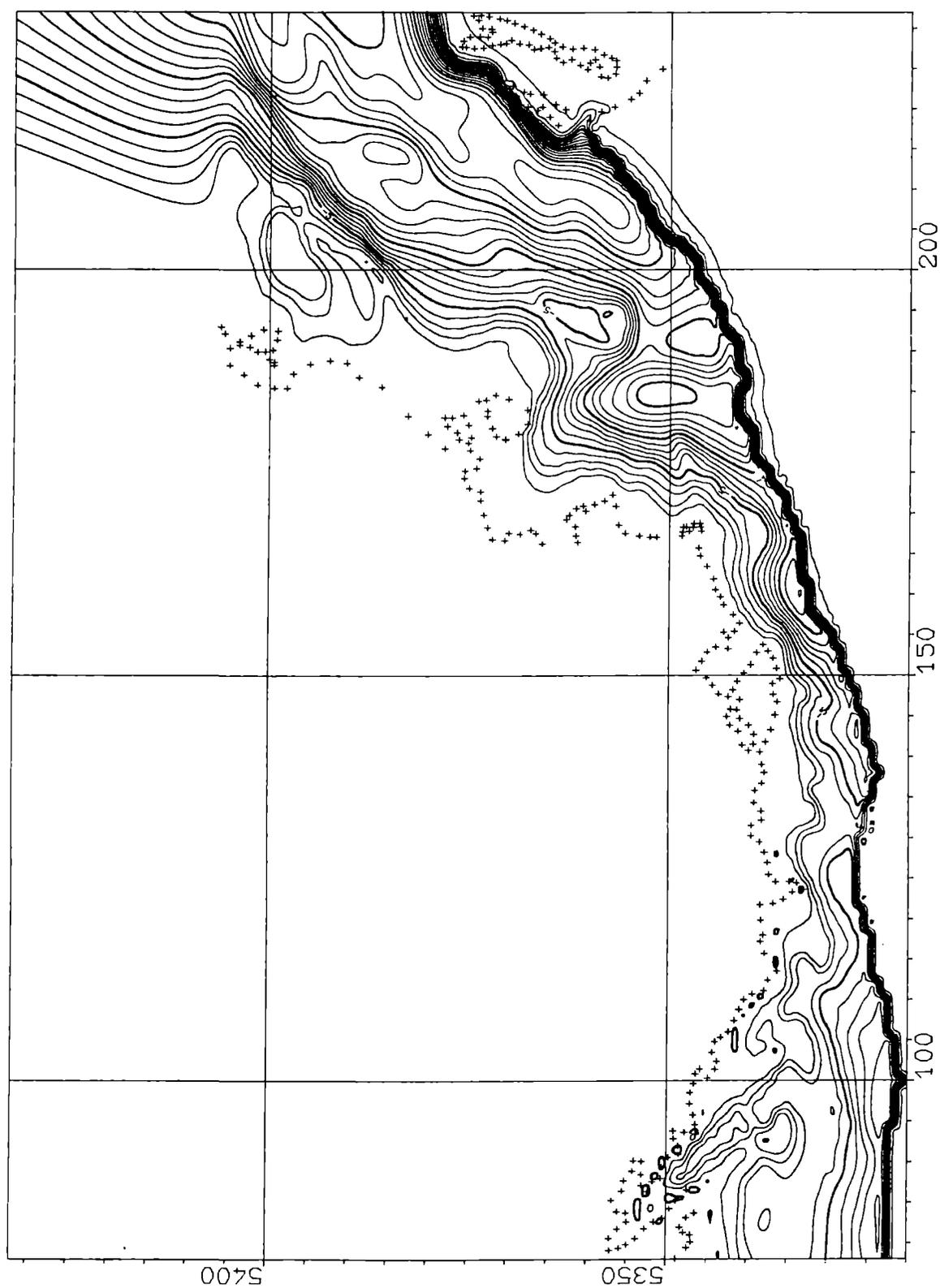


Figure 5: *Gravity effect of the Molasse sediments in Upper Austria*  
density contrast:  $300 \text{ kgm}^{-3}$ , contour interval: 1 mGal  
+: northern margin of the Molasse zone

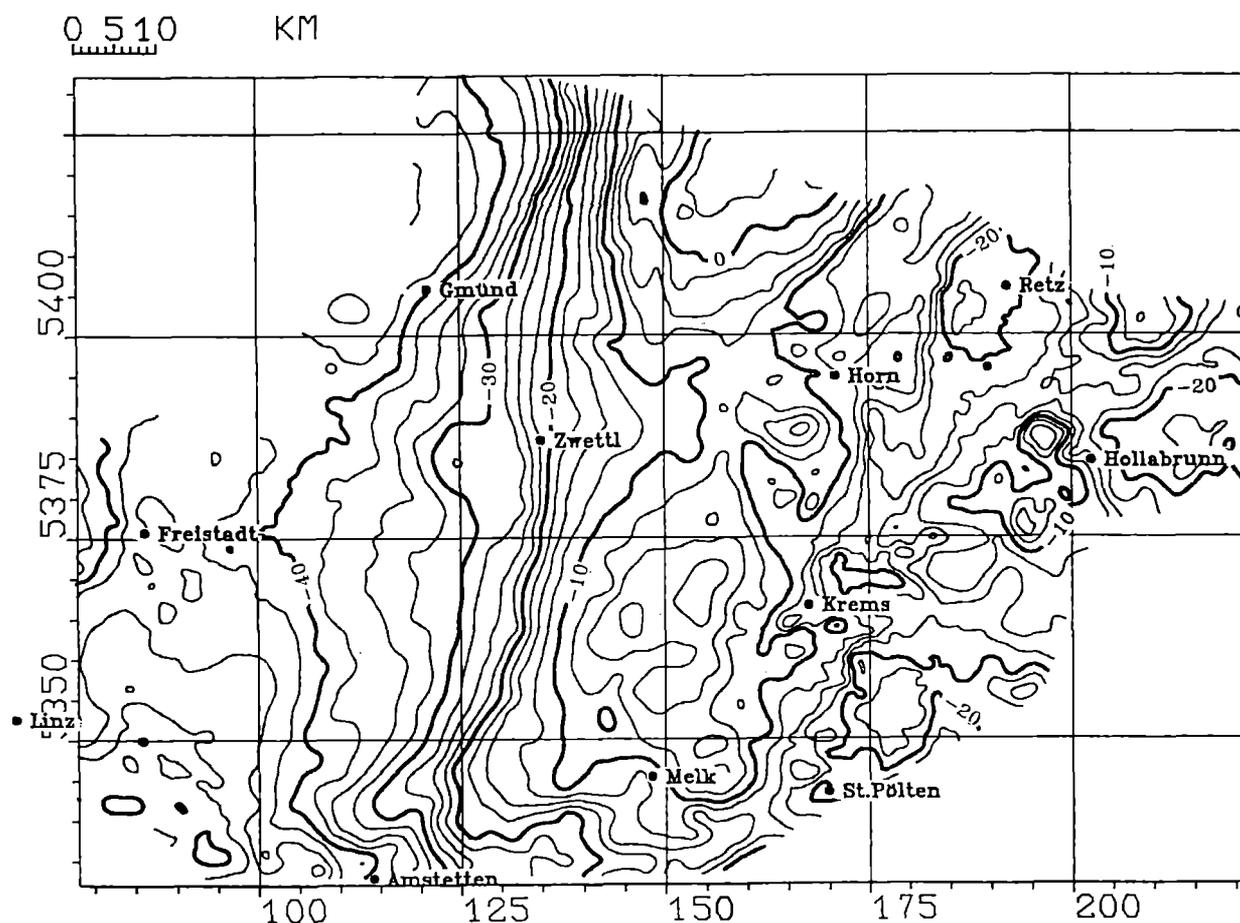


Figure 6: *Stripped Bouguer gravity map of the southern Bohemian Massif (gravity effect of Molasse sediments and Moho subtracted) contour interval: 2.5 mGal*

negative anomaly near Retz which is caused by the Thaya batholite. This is also true for the anomaly pattern near Herzogenburg. These anomalies enclose a NNE-SSW striking zone of positive gravity. In the original Bouguer map very high gravity values similar to the situation in the Raabs-unit could be observed here. In contrast the stripped gravity map shows anomalies in that area, which are reduced by about 10 mGal, and therefore the absolute gravity maximum of this map is now situated within in the Raabs-unit.

Of course this result is only a preliminary one. As clearly can be seen in Fig. 4 a better resolution of the basement structures especially at the margin of the Bohemian massif is necessary. Some recent seismic investigations at the eastern margin (Retz, Röschitz, Herzogenburg) give valuable contributions and will be considered in a new basement map. With additional informations about the density distribution of the Molasse sediments model calculations assuming a density exponentially increasing with depth (GRANSER, 1987) will be performed, which is much more realistic than using a constant density contrast.

#### 4 Conclusions

The comparison of the stripped gravity map after elimination of the crust-mantle boundary effect and the residual isostatic anomaly with the standard Bouguer gravity field show that the anomaly pattern is mainly caused by upper crustal structures in the Austrian part of the

Bohemian Massif. Due to the crust–mantle boundary only a flat regional field can be estimated with a gravity distribution slightly increasing eastwards. Especially at the eastern margin of the Bohemian Massif marked density inhomogenities are obviously extending far into the basement of the adjoining Molasse basin. After subtracting the effect both of the Mohorovičić–discontinuity and the Molasse sediments the NNE–SSW striking positive anomaly in the West of Hollabrunn is surrounded by flat negative anomalies with more or less equal amplitudes, which at least partly are caused by the Thaya pluton. Its maximum is reduced by about 10 mGal compared with the absolute maximum of the Raabs–unit.

The results have to be considered as preliminary, because more detailed resolution of the basement structures especially at the margin of the Bohemian massif is necessary and will be considered together with better informations about the density distribution of the Molasse sediments. Further results will be obtained by applying gravity map stripping on the Bouguer anomaly calculated under consideration of the surface rocks density distribution for all mass corrections.

### Acknowledgement

This work was financially supported by the Austrian Research Foundation FWF, Project S47–11, which is gratefully acknowledged.

### References

- [1] ALBU, I., ARIC, K., BLIZKOVSKY, M., GUTDEUTSCH, R., HERMANN, H., IBRMAJER, I., MAYEROVA, M., NAKLADOVA, Z. & POSGAY, K., 1989: Contour map of the Mohorovičić discontinuity in Hungary, Czechoslovakia and Hungary. *Trans.L.Eötvös Acad.*, Budapest.
- [2] BRIX, F., KRÖLL, A. & WESSELY, G., 1979: Reliefkarte der Molassebasis in Niederösterreich. In: BACHMAYER, F. (Ed.): *Erdöl und Erdgas in Österreich*, Naturhistorisches Museum and F. Berger, Horn, Neue Folge 19, Wien 1980.
- [3] BUREAU GRAVIMETRIQUE INTERNATIONAL (BGI) 1964: *Cartes Mondiales des Anomalies de Bouguer 1:1000000*, Feuille de Vienne, Paris.
- [4] GIESE, P. & PRODEHL, C., 1986: Main features of the crustal structure in the central segment of the IGT based on seismic refraction data. *3<sup>rd</sup> IGT–Workshop*, 83–92, Strassbourg.
- [5] GRANSER, H., 1987: Three–dimensional interpretation of gravity data from sedimentary basins using an exponential density–depth function. *Geoph. prosp.*, 35, 1030–1041.
- [6] MEURERS, B., 1990: Gravity investigations in the Austrian part of the Bohemian massif. *Proc. "Advances in Gravimetry"*, Smolenice (CSFR), 51–56.
- [7] MEURERS, B. & STEINHAUSER, P., 1990: Die Bouguer–Anomalie am Ostrand der Böhmisches Masse. *Beitr.Österr.Met.Geoph.*, 3, in press.
- [8] MEURERS, B., STEINHAUSER, P. & WALACH, G., 1990: The Bouguer gravity map of the Austrian part of the Bohemian Massif. Unpublished report, November 1990.

- [9] PARKER, R.L., 1972: The rapid calculation of potential anomalies. *Geophys.J.R.Astr.Soc.*, 31, 447-455.
- [10] STEINHAUSER, P., RUESS, D., ZYCH, D., HAITZMANN, H. & WALACH, G., 1984: The geoid in Austria: Digital models of mean topographic heights and rock densities. *Proc. XVIIIth Gen.Ass. IUGG, IAG*, Vol. 1, 322- 338.

---

Raum für Notizen

## 6. Rohstoffe, Ingenieurgeologie und Hydrogeologie

### 6.1. Mineralische Rohstoffe im Ostteil der Böhmisches Masse und ihrer sedimentären Bedeckung in Niederösterreich

Von MICHAEL A. GÖTZINGER

#### EINLEITUNG

Die mineralischen Rohstoffe der Böhmisches Masse und ihrer sedimentären Bedeckung waren schon in der Altsteinzeit für den Menschen von Interesse: Steingeräte aus Feuerstein, "Silex", Opal und aus verkieseltem Holz sowie Bergkristall; Farbstoffe aus Graphit, Röteln, Ocker und Ton.

Systematische Beschreibungen über Vorkommen und Verwendung mineralischer Rohstoffe des Waldviertels liegen jedoch erst seit dem Ende des 18. bzw. seit dem Beginn des 19. Jahrhunderts (in zugänglicher Literatur) vor: STÜTZ (1807). Jüngere Übersichten stammen von ČŽŽEK (1853), ZEPHAROVICH (1859, 1873, 1893 - bearb. v. BECKE) und PLESSER (1896). Einen "Überblick der Entwicklung des Niederösterreichischen Bergbaus von seinen Anfängen bis zur Gegenwart" gibt OTRUBA (1987; mit umfangreichem Ortsverzeichnis !).

Topographische Mineralogien, Fundgruben nicht nur für Mineraliensammler, sind die bekannten Werke von SIGMUND (1909, 1937), SILBERHUBER (1925) sowie HUBER & HUBER (1977); eine Kurzdarstellung erschien im Katalog zur Sonderausstellung "WALDVIERTEL - KRISTALLVIERTEL" (GÖTZINGER, 1990; herausgegeben von STEININGER und STÜRMER, 1990).

Moderne Zusammenfassungen über mineralische Rohstoffe liegen von GÖD (1989, Erzminerale) und von GÖTZINGER (1984, Industrieminerale) vor; österreichweite Übersichten gaben HADITSCH (1979) und HOLZER (1980). Ein unveröffentlichter Bericht über die Rohstoffsituation in Niederösterreich (AUSTROMINERAL, 1984) soll abschließend erwähnt werden.

Die folgende Übersicht soll einerseits genetische Zusammenhänge und andererseits Ergebnisse der letzten Jahre darstellen, wobei eine Gliederung der Vorkommen bzw. Lagerstätten mineralischer Rohstoffe nach ihrem Auftreten in magmatischen, metamorphen und sedimentären Gesteinen erfolgt:

#### MINERALISCHE ROHSTOFFE IN MAGMATISCHEN GESTEINEN

**Greisenzonen**, gebunden an Al-reiche Leukogranite im Bereich Nebelstein, führen **Molybdänit, Pyrit, Magnetkies, Kupferkies** und sekundär gebildeten **Magnetit**

(GÖD & KOLLER, 1989). Die Greisenbildung ist charakterisiert durch eine fortschreitende Muskovitisierung einer granitischen Gesteinsabfolge, die von Biotitgranit über Zweiglimmergranit und Muskovitgranit bis hin zu Quarz-Muskovit- ( $\pm$  Feldspat-) Greisen führt. Sn, W und F sind erheblich, Li, Be und B sind hingegen nicht angereichert. Aus Flüssigkeitseinschluß-Untersuchungen sind bei Drucken zwischen 1 und 2 kbar mögliche Bildungstemperaturen zwischen 260 und 320°C ableitbar (KOLLER et al., 1991). Rb-Sr-Altersbestimmungen ergaben  $311,6 \pm 1,4$  Mio. J. für die Vergreisung (SCHARBERT, 1987). Eine weitere Greisenzone bei Hirschenschlag NE Litschau ist wegen ihrer Molybdänit-Fluorit-Führung erwähnenswert (GÖD, 1989).

**Pegmatite** sind Rohstoffträger für **Feldspat**, **Quarz** und **Glimmer**; weitere Wertminerale waren aus Pegmatiten der Böhmisches Masse in Österreich noch nicht gewinnbar. Auch eine umfangreiche Prospektion, in der knapp 50 Pegmatite erfaßt werden konnten, brachte kaum neue Ergebnisse (POLEGEG, 1984a), zumal die Pegmatite schon seit Jahrzehnten Ziele von Mineraliensammlern sind. Eine Feldspatgewinnung erfolgte bisher nur in Ambach, Kl.-Heinrichschlag und Königsalm/Senftenberg.

Pegmatitanhäufungen sind W und N Waidhofen a. d. Thaya (im Bereich der Granitmassive), zwischen Gföhl und Spitz (besonders im mittleren Kremstal entlang des W-Randes des Gföhler Gneises) und S Horn im Kamptal. In diesen drei Arealen liegen knapp 70% aller bekannten Pegmatite. Die W und N Waidhofen stehen im direkten (genetischen) Zusammenhang mit Graniten bzw. Dioriten und zeichnen sich durch einen vielfältigen Mineralreichtum aus (KOLLER & NIEDERMAYR, 1979; KOLLER, 1983). Die Pegmatite der beiden anderen Gebiete weisen eine wesentlich einfachere Mineralogie auf: Kalifeldspat, Albit, Quarz, Glimmer (Muskovit und/oder Biotit), Turmalin (Mischkristalle Dravit-Schörl mit F-Gehalten zwischen 200 und 1800 ppm, Spitzen bis 3800 ppm; SCHÜMATSCHKEK, 1989), Granat (mit Gitterkonstanten von 11,53 bis 11,59 Å handelt es sich um Mischkristalle von Spessartin-Almandin), Apatit; selten sind Beryll, Zirkon, Xenotim, Monazit und Columbit, vereinzelt Chrysoberyll. Einzig der Pegmatit von Maigen (Grabung im Jahre 1988/89 mit Unterstützung durch das Krahuletz-Museum) enthielt eine Li-Mineralparagenese: Lepidolith, rosa Turmalin (mit 9000 ppm F), grüner Turmalin (mit 3000 ppm F), brauner Turmalin (mit 1200 ppm F); weiters Bertrandit und Bavenit, Apatite, Uraninit (?) und Rauchquarz sowie die oben genannten Hauptminerale. Die Herkunft der Pegmatite dieser Gebiete ist unklar, eine Zuordnung zu Graniten ist nämlich aus heutiger Kenntnis nicht möglich. Bei manchen kann es sich um Abkömmlinge des Gföhler Gneises handeln, um Anatexite (Pegmatoide) während der letzten Regionalmetamorphose(n).

**Quarz** tritt sowohl in Gängen und Mylonitzonen als auch in pegmatitischen und alpinotypen Klüften auf. Ein Abbau erfolgte SW Gutenbrunn und im Raum Altnagel-

berg (hier für die Glasindustrie); als Schmuckstein wurde Amethyst bei Maissau und Eggenburg gewonnen (NIEDERMAYR & GÖTZINGER, 1987). Bergkristalle aus alpinotypen Klüften (KOLLER et al., 1978) wurden schon sehr früh als Steinwerkzeuge verwendet, heute werden sie gelegentlich zu Schmucksteinen verschliffen.

Ergänzend sei noch erwähnt, daß große Mengen von Graniten, Dioriten und ein Gabbro (Nondorf) zu Dekorsteinen oder Schottern verarbeitet werden.

#### MINERALISCHE ROHSTOFFE IN METAMORPHEN GESTEINEN

Eine lange Bergbautradition in der Böhmisches Masse haben **oxidische Eisenerze**, besonders der **Magnetit**, wesentlich länger in Gebrauch sind jedoch oxidische Verwitterungshorizonte ("Brauneisenstein", Limonit, Ocker u. dgl.), die aber sedimentäre Bildungen sind. Diese Magnetit führenden, skarnartigen Gesteine treten in einzelnen Schollen auf (auch in der ČSFR; NĚMEC, 1979, 1988), z.B. bei Lindau S Raabs, bei Wolfsbach und am Arzberg bei Kottaun sowie im Ortsbereich von Stockern. Verhüttet wurden diese Erze in den Eisenwerken Franzenthal, Wölkingsthal und zuletzt Josefsthal bis 1878, der Bergbau Kottaun wurde 1885 gelöscht (WALDMANN, 1952). Im Bereich der ehemaligen Lagerstätte Kottaun ist unter den fünf Gesteinstypen (Pyroxenfelse, Silikatmarmor, Andraditfels, Granat-Cummingtonit-Gneise bzw. Almandin-Biotit-Schiefer, durch pegmatoide Gänge veränderte Gesteine) nur der Pyroxenfels vererzt. Die Bildung der Vererzung wurde wegen der schichtigen Magnetitverteilung, wegen großer chemischer Inhomogenitäten (schwankende Klinopyroxenzusammensetzung von Korn zu Korn) und wegen des Auftretens der Granat-Cummingtonit-Gneise als sedimentär und polymetamorph gedeutet (GÖTZINGER, 1981): Vorliegen eines "internal reaction skarn". Funde derben Scheelits (1988 durch Herrn F. SCHERZER, Wien) ließen gewisse Zweifel an der Genese der Magnetitvererzung aufkommen, zumal auch Sulfide gefunden wurden (NIEDERMAYR, 1989); zusätzlich wurde durch O. THIELE (Wien) Fluorit in vergleichbaren Gesteinen von Lindau gefunden. Fest steht damit nur, daß diese Magnetitvererzungen in polymetamorphen Gesteinen vorliegen; die Stellung zu den "Hybriden Gföhler Gneisen" bei Kottaun (FUCHS & MATURA, 1976) ist unklar. Sehr viel großflächiger dimensioniert sind die feinkörnig vererzten **Magnetit-Chlorit-Glimmerschiefer** des Moravikums, die von Kattau über Passendorf und die Ruine Kaja bis in die ČSFR verfolgbar sind; sie werden als metamorphe Schwermineralanreicherungen ("precambrian blacksands") gedeutet (LIBOWITZKY, 1990). Obwohl die Vererzung mit freiem Auge kaum wahrnehmbar ist, liegen die mittleren Gehalte an Fe, Ti (Ilmenit) und V bei 13 Gew.%, 1,6 Gew.% und 200 ppm. **Pyrit** und **Magnetkies** sind stellenweise in Graphitlagerstätten, Amphiboliten und Silikatmarmoren angereichert, waren aber nur kurzzeitig Ziele kleinerer Schurfbetriebe; die eisernen Hüte hingegen wurden abgebaut.

**Scheelit** wurde in nennenswerten Mengen in Pyroxen-Skapolith-Gesteinen im Bereich Wietzen - Allentgshwendt gefunden, wobei der durchschnittliche W-Gehalt bei 1500 ppm liegt (BERAN et al., 1985). Unter den Pyroxen-Skapolith-Gesteinen sind ein dunkler Typ (W-vererzt und höhere Fe-Gehalte der Klinopyroxene) und ein heller Typ unterscheidbar; ersterer kann bis knapp 1 Gew.% W enthalten. Weitere Elementanreicherungen fehlen. Mit dem Feldbefund ist am ehesten eine synsedimentäre Entstehung und nachfolgende Metamorphose(n) vereinbar. Bezüglich Anzahl, Wert und Produktionszahlen nehmen die **Graphitlagerstätten** eine Vorrangstellung ein. Über die Geschichte der niederösterreichischen Graphitbergbaue liegt eine ausführliche Arbeit vor (WEISZ, 1987), in der auch die mannigfaltige Verwendung beschrieben wird. In dieser etwa 200 jährigen Geschichte erreichte die Förderung im Jahre 1964 rund 81.000 t Rohgraphit, womit Österreich damals weltweit an die zweite Stelle der Förderländer aufrückte. Graphitgneise (Graphitgehalt mehrere Zehnerprozent), geschieferte Graphitgneise (Graphitgehalt < 15 Gew.%) und graphitführende Kalksilikatgesteine wurden geochemisch, isotopengeochemisch und petrologisch neu untersucht (SCHRAUDER, 1991). Damit konnte belegt werden, daß die Protolithe der Graphitgneise (z.B. von Loja, Amstall, Elsenreith und Zettlitz-Wollmersdorf) organisch Kohlenstoff reiche Sedimente waren und in einem euxinischen Sedimentationsmilieu (Sapropelite) abgelagert wurden. Die Spurenelementgehalte entsprechen typischen Schwarzschiefern (black shales), die Verteilung der SEE entspricht gut Tonschiefern. C-Isotope (-22‰, PDB) lassen eindeutig auf einen organogenen Ursprung des Kohlenstoffes schließen. Für das prägende Metamorphoseereignis werden 580 - 650°C als Minimaltemperatur angegeben. In erzpetrographischen Untersuchungen wurde Alabandin (MnS) neu gefunden und als metamorphe Bildung angesehen. Weitere Angaben über Mineralogie und Geologie finden sich bei BERAN et al. (1985), HOLZER (1964) und WEBER (1987). Zusammenhänge zwischen organischen Substanzen und Metallogenie in der Böhmisches Masse zeigt KRIBEK (1989) auf.

**Korund, Andalusit, Anthophyllit und Vermiculit** entstanden an mehreren Stellen in Kontaktsäumen zwischen Pegmatiten und Serpentinitten durch Kontaktmetamorphose (GÖTZINGER, 1987a, 1987b), nur an zwei Vorkommen (Pingendorf und Rastbach b. Gföhl) liegen wirtschaftlich erwähnenswerte Mengen von mehreren Zehntausend Tonnen Vermiculit vor (POLEGEG, 1984; POLEGEG et al., 1982). Im Vorkommen Kl.-Heinrichschlag konnte durch die Paragenese von Andalusit mit Sillimanit eine Bildungstemperatur der Pegmatitreaktion mit dem umgebenden Serpentinitt angegeben werden: 650 - 600°C bei 2-3 kbar (FECHNER & GÖTZINGER, 1985). In **Serpentinitten**, die häufig für Straßenschotter abgebaut werden, finden sich stellenweise schöne Granate (dem Pyrop nahe), verschleifbare Steine sind jedoch selten (entspricht dem "Böhmisches Granat"); mancherorts treten auch weiße **Magnesite** des Typs Kraubath auf.

Granulite liefern in mehreren großen Steinbrüchen harte Schotter für den Bahnbau (z.B. Meidling i. T.), Marmore werden als Schotter und Dekorsteine genützt (z.B. Eibenstein, Elsenreith u. Marbach), Amphibolite könnten als Ausgangssubstanz zur Mineralwolle-Erzeugung sowie für Edelsplitle und Dekorsteine dienen (POLEGEG et al., 1984), Bittescher Gneis wird zu Steinplatten gespalten.

#### MINERALISCHE ROHSTOFFE IN SEDIMENTÄREN GESTEINEN

Gediegen **Gold** (mit Ag-Gehalten zwischen 20 und 50 Gew.%) wurde in drei Arealen N und SW von Zwettl gefunden; das Gold (Körnchen bis max. 1mm) ist autochthoner Entstehung und wird von lokalen Goldquarzgängchen abgeleitet; Scheelit und Epidot sind Begleitminerale dieser Bachsedimente. Ebenso sind **Wolframit** und **Zinnstein** mit großer Regelmäßigkeit Bestandteile von Schwermineralsanden aus Granitgebieten (GÖD, 1989).

**Goethit** (Limonit, "Brauneisenstein", Ocker) und **oxidische Eisenerze** sind Bestandteile von Verwitterungslagerstätten ("Eiserner Hut") sulfidischer Herkunft (Pyrit, Magnetkies). Häufig wurde mit dem Abbau von Limonit begonnen und nach dessen Erschöpfung der darunter liegende Graphit weiter abgebaut (siehe bei OTRUBA, 1987). Im Gebiet Arzberg - Neusiedl im Mossinggraben N Spitz wurde seit dem 13. Jhdt. zuerst Kupfer und Vitriol und bis 1927 ein "Brauneisensteinlager" abgebaut; die Verhüttung erfolgte in Rudolfsthal b. Marbach/Kl. Kr. (KÖSTLER, 1987). Über mehrere Jahrhunderte waren nahezu unzählige Klein(st)-abbau in Betrieb, die oft auch nur "Toneisensteinen" nachgingen (vgl. PLESSER, 1896). Eine wechselvolle Geschichte hatte auch die Alaungewinnung im Alauntal bei Krems (1589-1828; OTRUBA, 1987).

**Quarzsande**, auch als Melker Sande (Oligozän) bezeichnet, stehen sowohl im Gebiet zwischen Zelking und Melk, als auch zwischen St. Pölten und Krems in Abbau (EGGER & HORTEL, 1982; ROETZEL et al., 1983). Im Jahre 1989 waren in Niederösterreich 28 Betriebe angemeldet (ÖSTERR. MONTAN-HANDBUCH, 1990), es wurden knapp 381.000 t Quarzsand gefördert. Das Liefergebiet für die Sande ist die Böhmisches Masse, Granat und Disthen weisen auf Granulitgebiete hin. Auch an eine Gewinnung der Schwerminerale wurde gedacht, speziell für Ilmenit und Rutil, doch scheint dies nur für die Gewinnung sehr hochwertiger Sande im Raume Melk in Frage zu kommen (ROETZEL & KURZWEIL, 1986). Als Rohstoffsicherungsgebiete sind die Quarzsandvorkommen Kotzendorf-Maiersch E Gars und bei Retz vorgesehen. Neben Quarzsand ist in der Flotation auch ein Feldspatkonzentrat gewinnbar, im Jahre 1989 waren dies 7251 t.

**Kaolinlagerstätten** enthalten das Wertmineral **Kaolinit** (sowie Quarz und Glimmer). In Niederösterreich sind Vorkommen bei Kl.-Pöchlarn, Krumnußbaum b. Pöchlarn (verwitterte Granulite; MENZL, 1988), Mallersbach (umgewandelter Bittescher Gneis) und Niederfladnitz b. Retz (umgewandelter Thaya-Granit; HÖNIG & HORTEL,

1982), die beiden letzten Reviere wurden 1973/74 eingestellt. Während KÖLBL (1927) die Kaolinlagerstätten als "Reste einer alten Landoberfläche" sieht und "die Kaolinverwitterung der Gesteine unter dem Einflusse einer Moorbedeckung vor sich gegangen ist", tritt WIEDEN (1978, 1980) für eine Kaolinisierung entlang von Störungen ein (Halloysitbildung), die Kaolinisierung erfolgte nur zum Teil von oben (Mallersbach, Niederfladnitz).

Im Jahre 1989 waren in Niederösterreich 5 **Tonbergbaue** in Betrieb (Ober- und Unterwölbling, Eggendorf, Karlstetten und Maiersch, sowie in Droß: "Walkerde"). Es wurden 6656 t gefördert, das sind knapp 40% der österreichischen Produktion. Generell liegen die wesentlichsten Tonvorkommen und -lagerstätten unmittelbar südlich und östlich der Böhmisches Masse (zw. Ybbs u. Melk, St. Pölten u. Krems, S Retz und im Horner Becken; HÖNIG, 1983), über Tonvorkommen W der Erlauf bis zur Enns siehe SCHEDL (1985). Qualitätsmäßig liegen meist Töpfertone vor, hochwertige Tone mit Brenntemperaturen über 1250°C sind selten. Neuerdings wurde auch die Eignung von Tonen als Barrieregesteine (Mülldeponien) geprüft (OTTNER et al., 1991).

**Kieselgur** (Diatomit) besteht aus Gehäuseresten von Kieselalgen, die hauptsächlich aus Opalsubstanz aufgebaut sind. Diese enthält wechselnde Mengen von C-T-Opal (Cristobalit, Tridymit, mit Alkalien stabilisiert). Diese miozänen Sedimente wurden in flachen Becken im Randbereich der Böhmisches Masse gebildet (Massenaufreten durch SiO<sub>2</sub> und hohe Insolation). Bis 1978 wurden die Lagerstätten Limberg und Oberdürnbach bei Maissau abgebaut, bei Parisdorf bis 1990. Kieselgurmehle, gebrannte Preßsteine (Isoliersteine) und Hinterfüllmassen mit sehr geringer Dichte wurden hergestellt.

**Kalke** und **Kalksandsteine** des Miozänmeeres wurden in ausgedehnten Steinbrüchen (z.B. Zogelsdorf, Kühnring und Burgschleinitz) auch für bedeutende Kirchenbauten gewonnen (1360 f. St. Stephan in Wien; 1468-1516 f. Pfarrkirche in Tulln; OTRUBA, 1987). Derzeit wird ein Steinbruch als Denkmal reaktiviert.

**Braunkohlen** bei Langau (SOMMER et al., 1983) und Thallern/Krems waren Ziele ausgedehnter Bergbautätigkeit; wesentlich kleiner war die Produktion von **Torf** (z.B. bei Karlstift und Schrems).

## Literatur

- AUSTROMINERAL: Arbeitsbericht 1983; Erfassung und Beurteilung des Rohstoffpotentials im nördlichen Waldviertel, 80 S; unveröff. Ber. Ob. Bergbeh. Wien 1984.
- BERAN, A., GÖD, R., GÖTZINGER, M., ZEMANN, J.: A scheelite mineralization in calc-silicate rocks of the Moldanubicum (Bohemian Massif) in Austria.-Mineral. Deposita **20**, 16-22, Springer Int. 1985.
- BERAN, A., FISCHER, R., PICHLHÖFER, R.: Zur Mineralogie der Graphitlagerstätten des Moldanubikums in Österreich.-Fortschr. Min. **63**, 21, Stuttgart 1985.
- ČJŽEK, J.: Erläuterungen zur Geologischen Karte der Umgebungen von Krems und vom Manhartsberg.-Sitzungsber. math.-naturw. Cl. kaiserl. Akad. Wiss. Wien 1853.

- EGGER, A. & HORTEL, A.: Bewertung von Quarzsandvorkommen in Niederösterreich.-Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A. **2**, 63-66, Wien 1982.
- FECHNER, K. & GÖTZINGER, M.A.: Zur Mineralogie eines Korund führenden Pegmatites und seiner Reaktionszonen zum Serpentin (Kl.-Heinrichschlag W Krems, Niederösterreich).-Mitt. Österr. Min. Ges. **130**, 45-56, Wien 1985.
- FUCHS, G. & MATURA, A.: Zur Geologie des Kristallins der südlichen Böhmisches Masse, Erläuterungen zur Geologischen Karte, 1:200.000, Geol. B.-A. Wien 1976.
- GÖD, R.: A contribution to the mineral potential of the southern Bohemian Massif (Austria).-Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A. **11**, 147-153, Wien 1989.
- GÖD, R. & KOLLER, F.: Molybdenite-magnetite bearing greisens associated with per-aluminous leucogranites, Nebelstein, Bohemian Massif (Austria).-Chem. Erde **49**, 185-200, Jena 1989.
- GÖTZINGER, M.A.: Mineralogische Untersuchungen des Magnetitvorkommens Kottaun bei Geras, niederösterreichisches Moldanubikum. Ein Beitrag zur Genese von Skarnen.-Sitzungsber. Österr. Akad. Wiss. math.-naturw. Kl. **190**, 45-78, Wien 1981.
- GÖTZINGER, M.A.: Industriemineralien, Steine und Erden in Österreich.-Schr. Ver. z. Verbr. naturwiss. Kenntnisse **122./123**, 27-66, Wien 1984.
- GÖTZINGER, M.A.: Mineralogy and genesis of vermiculite in serpentinites of the Bohemian Massif in Austria.-Mineralogy and Petrology **36**, 93-110, Springer 1987a.
- GÖTZINGER, M.A.: Vermiculitvorkommen der Böhmisches Masse in Österreich und ihre Entstehung.-Mitt. Österr. Min. Ges. **132**, 135-156, Wien 1987b.
- GÖTZINGER, M.A.: Mineralogie des Waldviertels. Wie entstehen Mineralien, wie kommen sie vor? -Katalogreihe des Krahuletz-Museums zur Sonderausstellung 1990 in Eggenburg ("Waldviertel-Kristallviertel"), Nr. **11**, 21-27, Eggenburg 1990.
- HADITSCH, J.G.: Erze, feste Energierohstoffe, Industriemineralien, Steine und Erden. In: Grundlagen der Rohstoffversorgung Heft **2**, 1-45, BMFHGI, Wien 1979.
- HOLZER, H.: Die Flinzgraphitvorkommen im außeralpinen Grundgebirge Ober- und Niederösterreichs.-Verh. Geol. B.-A. **1964**, 360-374, Wien 1964.
- HOLZER, H.: Mineralische Rohstoffe und Energieträger. In: Der geologische Aufbau Österreichs, OBERHAUSER, R. (Ed.), 531-542, Springer Wien 1980.
- HÖNIG, J.: Hochwertige Tone am Südostrand der Böhmisches Masse (Niederösterreich).-Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A. **3**, 43-46, Wien 1983.
- HÖNIG, J. & HORTEL, A.: Kaolinprospektion im Raum Retz (Niederösterreich).-Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A. **2**, 109-115, Wien 1982.
- HUBER, S. & HUBER, P.: Mineralfundstellen Band **8**, Oberösterreich, Niederösterreich und Burgenland.-Ch. Weise Verlag, 270 S, München 1977.
- KÖLBL, L.: Vorkommen und Entstehung des Kaolins im niederösterreichischen Waldviertel.-Tscherm. Min. Petr. Mitt. **37**, 173-200, Wien 1927.
- KOLLER, F.: Ein Beitrag zu den Pegmatitvorkommen in Dioritintrusionen des Moldanubikums.-Mitt. Österr. Min. Ges. **128**, 73-76, Wien 1983.
- KOLLER, F., NEUMAYER, R., NIEDERMAYR, G.: "Alpine Klüfte" im Kristallin der Böhmisches Masse.-Der Aufschluß **29**, 373-378, Heidelberg 1978.
- KOLLER, F. & NIEDERMAYR, G.: Die Mineralvorkommen der Diorite des nördlichen Waldviertels.-Ann. Naturhistor. Mus. **82**, 193-208, Wien 1979.
- KOLLER, F., HÖGELSBERGER, H., KOEBERL, C.: Fluids and element transfer in greisens of the Austrian part of the Bohemian Massif.-Ann. Meeting of IGCP Proj. 291, Abstracts, 31-32, March 21-23, Zürich 1991.
- KÖSTLER, H.J.: Die niederösterreichischen Hochofenwerke von der Mitte des 19. Jahrhunderts bis zur Auflassung der Roheisenerzeugung im Jahre 1901. In: Bergbau in Niederösterreich, KUSTERNIG, A. (Ed.), NÖ Schriften **10**, Wien 1987.
- KŘIBEK, B.: The role of organic matter in the metallogeny of the Bohemian Massif.-Econ. Geol. **84**, 1525-1540, New Haven, Connecticut 1989.
- LIBOWITZKY, E.: Precambrian blacksands as precursors of magnetite and ilmenite bearing chlorite-micaschists, Bohemian Massif, Austria.-Mineralogy and Petrology **43**, 147-160, Springer Wien 1990.
- MENZL, F.: Genese und Alter der Kaolinlagerstätte Krumnußbaum an der Donau.-Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A. **9**, 67-72, Wien 1988.
- NĚMEC, D.: Genese der regionalmetamorphen Skarne der Böhmisches Masse.-Chem. Erde **38**, 194-209, Jena 1979.

- NĚMEC, D.: Assoziation regionalmetamorpher Skarne und Greisen in der Böhmisches Masse.-Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A. **9**, 95-102, Wien 1988.
- NIEDERMAYR, G.: Galenit, Hemimorphit, Sphalerit und Scheelit aus dem Magnetitvorkommen von Kottaun bei Geras, Niederösterreich (762.), In: Neue Mineralfunde aus Österreich XXXVIII.-Carinthia II, **179./99.**, 257-258, Klagenfurt 1989.
- NIEDERMAYR, G. & GÖTZINGER, M.A.: Der Amethyst von Maissau (Grabung 1986).-Katalogreihe des Krahuletz-Museums Nr. **8**, 1-16, Eggenburg 1987.
- ÖSTERREICHISCHES MONTAN-HANDBUCH 1990: Bergbau-Rohstoffe-Grundstoffe-Energie, BMfWA, Sekt. VII, **64**, 198 S, Bohmann Wien 1990.
- OTRUBA, G.: Überblick der Entwicklung des Niederösterreichischen Bergbaus von seinen Anfängen bis zur Gegenwart. In: Bergbau in Niederösterreich, KUSTERNIG, A. (Ed.), NÖ Schriften **10**, 61-308, Wien 1987.
- OTTNER, F., SCHWAIGHOFER, B., MÜLLER, H.W.: Tone der niederösterreichischen Molassezone als Barrieregesteine.-Mitt. Österr. Geol. Ges. **83**, 191-209, Wien 1991.
- PLESSER, A.: Über die Ausbeutung der mineralischen Naturproducte des Waldviertels im Laufe der Zeiten. In: Blätter des Vereins für Landeskunde v. Niederösterreich, red. v. A. MAYER, N.F. **XXX**, 399-419, Wien 1896.
- POLEGEG, S.: Pegmatitvorkommen im Waldviertel.-Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A. **5**, 121-124, Wien 1984a.
- POLEGEG, S.: Vermiculitvorkommen in Niederösterreich.-Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A. **5**, 125-129, Wien 1984b.
- POLEGEG, S., PUNZENGRUBER, K., PETRASCHECK, W.E., GÖTZINGER, M., MAYR, M., WIDDER, R.: Vermiculit Niederösterreich. Unveröff. Endbericht Proj. NA 27/81, 62 S, Geol. B.-A. Wien 1982.
- POLEGEG, S., GÖTZINGER, M., AIGNER, R.: Technisch wirtschaftliche Bewertung der Ultramafitite des Waldviertels und des Dunkelsteiner Waldes. Unveröff. Endber. Proj. NA 32b/83, 63 S, Geol. B.-A. Wien 1984.
- ROETZEL, R. m. Beitr. v. HOCHULI, P. & STEININGER, F.: Die Faziesentwicklung des Oligozäns in der Molassezone zwischen Krems und Wieselburg (Niederösterreich).-Jb. Geol. B.-A. **126**, 129-179, Wien 1983.
- ROETZEL, R. & KURZWEIL, H.: Die Schwerminerale in niederösterreichischen Quarzsanden und ihre wirtschaftliche Bedeutung.-Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A. **7**, 199-216, Wien 1986.
- SCHARBERT, S.: Rb-Sr Untersuchungen granitoider Gesteine des Moldanubikums in Österreich.-Mitt. Österr. Min. Ges. **132**, 21-37, Wien 1987.
- SCHEDL, A.: Ausgewählte Tonvorkommen der niederösterreichischen Molassezone zwischen Enns und Erlauf (Geophysik und Kernbohrungen).-Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A. **6**, 85-89, Wien 1985.
- SCHRAUDER, M.: Petrologie und Geochemie der graphitführenden Gesteine der südlichen Böhmisches Masse <Bunte serie, Niederösterreich>. Diplomarbeit an der formal- u. naturwiss. Fak. Univ. Wien, 181 S, Wien 1991.
- SCHÜMATSCHKE, E.: Fluorgehalte und Gitterkonstanten bei Turmalinen unterschiedlicher Entstehung. Diplomarbeit an der formal- u. naturwiss. Fak. Univ. Wien, 82 S, Wien 1989.
- SIGMUND, A.: Die Minerale Niederösterreichs.- 194 S, Wien-Leipzig 1909.
- SIGMUND, A.: Die Minerale Niederösterreichs, 2. Aufl., 247 S, Deuticke Wien - Leipzig 1937.
- SILBERHUBER, F.: Von den steinernen Schätzen des Waldviertels. In: Das Waldviertel, ein Heimatbuch; Sammelwerk der Zeitschrift "Deutsches Vaterland". E. STEPAN (Ed.), 123-157, Wien 1925.
- SOMMER, D., DAUNER, G., BRIX, F.: Kohlenprospektion im Raum Niederösterreich.-Berg- u. Hüttenm. Mh. **128**, 115-118, Springer Wien 1983.
- STEININGER, F. & STÜRMER, F.: Katalog zur Sonderausstellung "Waldviertel - Kristallviertel", Katalogreihe des Krahuletz-Museums Nr. **11**, 182 S, Eggenburg 1990.
- STÜTZ, A.: Mineralogisches Taschenbuch. Enthaltend eine Oryctographie von Unterösterreich zum Gebrauche reisender Mineralogen.-Hrsg. J.G. MEGERLE v. MÜHLFELD, 394 S, Geistinger's Buchhandlung, Wien - Triest 1807.
- WALDMANN, L.: Studien über ältere Eisensteinbaue im nördlichen Waldviertel.-Verh. Geol. B.-A., Sh. **C**, 49-55, Wien 1952.

- WEBER, L.: Die geologischen Grundlagen des Grafitbergbaues in Niederösterreich.  
In: Bergbau in Niederösterreich, KUSTERNIG, A. (Ed.), NÖ Schriften **10**, 369-387, Wien 1987.
- WEISZ, A.: Zur Geschichte der niederösterreichischen Grafitbergbaue. In: Bergbau in Niederösterreich, KUSTERNIG, A. (Ed.), NÖ Schriften **10**, 389-407, Wien 1987.
- WIEDEN, P.: Genese und Alter der österreichischen Kaolinlagerstätten.-Schriftenr. geol. Wiss. Berlin, **11**, 335-342, Berlin 1978.
- WIEDEN, P.: Genese und Alter der österreichischen Kaolinlagerstätten.-Mitt. Österr. Min. Ges. **127**, 16-19, Lit. in **128**, 95, Wien 1980.
- ZEPHAROVICH, V.v.: Mineralogisches Lexicon für das Kaiserthum Österreich, Bd. I, 627 S, Wien 1859; Bd. II, 436 S, Wien 1873; Bd. III, 478 S, bearb. v. F. BECKE, Wien 1893.

---

Raum für Notizen

## 6.2. Baugeologische Erfahrungen auf Blatt 21 Horn

Von PETER GOTTSCHLING

In der Böhmisches Masse und den angrenzenden Tertiärgebieten auf Blatt Horn treten wesentlich weniger geologische Risikofälle auf, als in anderen geologischen Zonen. Als wesentliche Gründe dafür können die generell größere Festigkeit und Verwitterungsresistenz der kristallinen Gesteine einerseits und die ausgeglichenen Oberflächenformen mit geringer Reliefenergie andererseits angesehen werden. Die wenigen bekanntgewordenen Fälle von Rutschungen, Versagen des Baugrundes und ähnliche Vorkommnisse beschränken sich auf die Tertiärgesteine und ihre Verwitterungsüberlagerung. Auf einige typische Fälle soll hier näher eingegangen werden:

Im Sommer 1985 traten an einem unterkellerten Einfamilienhaus am südwestlichen Ortsrand von Kleinmeisdorf unvermittelt starke Setzungsrisse auf, die sich rasch vergrößerten und dadurch die Bewohner des Hauses gefährdeten. Da das umgebende Gelände nahezu eben war und keine auffälligen Veränderungen zeigte, konnte man die Möglichkeit einer Rutschung praktisch ausschließen. Auf Grund von Alter und sonstigem Bauzustand schied Baumängel wie unzureichende Fundierung etc. ebenfalls aus. Der Untergrund in der nächsten Umgebung besteht aus tertiären Sanden und Tonen des Horn-Eggenburger Beckens, die in westlicher Richtung bald von Gesteinen des kristallinen Grundgebirges (Glimmerschiefer) abgelöst werden. In einem, unmittelbar östlich des beschädigten Hauses geschaffenen Aufschluß wurden unter einer 0,2 m starken Mutterbodendecke gelbbraune, tonige Sande mit Makrofossilien in Wechsellagerung mit blaugrauen, teilweise rostfleckigen Tonen sichtbar. Die Tone zeigten eine weichplastische bis schmierig-seifige Beschaffenheit. Die Untersuchung einer Tonprobe durch die BVFA ergab, daß der Ton aus 63 % Kaolinit, 20 % Montmorillonit und 4 % Illit mit geringen Anteilen an Quarz und Calcit besteht. In Quellversuchen wurde eine starke Quellfähigkeit mit Volumszunahmen bis 13 % festgestellt.

Da bereits 1982 und in der ersten Hälfte 1983 geringe Niederschläge zu verzeichnen waren und ein sehr heißer und trockener Sommer 1983 folgte, konnte als Schadensursache mit großer Wahrscheinlichkeit eine starke Abnahme des Wassergehaltes und darauffolgende Schrumpfung des Tones angenommen werden.

Ein ähnlicher Fall von Setzungen durch Überbelastung und Austrocknung des Baugrundes ist von der Stadtpfarrkirche (St. Georgskirche) in Horn bekannt (unveröff. Bericht des Baumeisters Herbert Steiner). Bereits um 1930 zeigten sich in der Giebelmauer neben dem Turm und im Chorgewölbe der Kirche Risse, weil sich der Turm geneigt hatte. Dieser 1592-94 erbaute Turm wurde um 1880 erhöht und ein 23 m hoher, neugotischer Turmhelm aufgesetzt. 1938-39 wurden die Risse im Zuge einer Restaurierung verputzt. Die Setzungen gingen jedoch weiter und im Jahre 1948

betrug die Abweichung der Turmspitze von Lot bereits 1,60 m. Eine Untersuchung der Fundamente des Turmes ergab, daß diese nur 0,5 m tief reichten und auf einem Tegel auflagen. Der beigezogene Bodenmechaniker Prof. O. Fröhlich stellte fest, daß sich durch eine mehrjährige Trockenperiode das Porenwasser des Tegels verringert hatte und dadurch zusammen mit der Überbelastung die Schiefstellung hervorrief. Der Turm wurde mit 2,5 m tiefen Stahlbetonblöcken unterfangen und durch ein System aus Stahlplatten und -keilen allmählich wieder nahezu in seine ursprüngliche Lage gebracht.

Rutschungen wurden in den letzten fünf Jahren auf Blatt Horn in Baierdorf (Gemeinde Ravelsbach), Grübern (Gemeinde Maissau) und Eggenburg bearbeitet. Die relativ großflächigen Rutschungen südlich Baierdorf betrafen ein Ackergebiet, das Jahre vorher kommassiert und mit neuen, landwirtschaftlichen Wegen erschlossen wurde. Im Zuge der Kommassierung wurden mehrere Terrassenböschungen eingeebnet, um eine einheitlich geneigte Fläche zu schaffen. Die Bodenbewegungen begannen einige Jahre nach diesen Maßnahmen. Die Rutschung erfaßt das lehmig-schluffige Verwitterungsmaterial, welches stellenweise eine Mächtigkeit bis zu 5 m erreicht. Im Liegenden folgen feinsandige Tone und Tonmergel, voraussichtlich Zellerndorfer Schlier. Innerhalb der Verwitterungsüberlagerung sind Sickerwasserhorizonte vorhanden, die eine starke Durchnässung des Materials und dadurch Herabsetzung seiner Festigkeit bewirken. Ursachen für die Schäden sind sicherlich die tiefgreifenden künstlichen Veränderungen der Hangoberfläche im Zusammenwirken mit den Sickerwässern.

Unweit nordwestlich von Baierdorf ereignete sich im Sommer 1987 am westlichen Ortsrand von Grübern eine kleine Rutschung, die allerdings einen Güterweg unterbrach und das unmittelbar danebenliegende Wohnhaus gefährdete. Der Untergrund besteht im Rutschbereich aus blaugrauen Tonmergeln, die von grobkörnigen, mürben Sandsteinen und Quarzsanden unterlagert werden. Ursache für die Rutschung war eine starke Zufuhr von Oberflächen- und Sickerwässern aus den nördlich anschließenden, weiten landwirtschaftlichen Flächen. Die von der Rutschung betroffene Hangstufe führt vom Tiefenbach linksufrig zur Hochfläche nördlich Grübern und wurde in neuerer Zeit mit Einfamilienhäusern bebaut. Die eingetretene Rutschung läßt die Problematik erkennen, die sich durch Bepflanzungen solcher geologisch junger und übersteilter Erosionsböschungen ergeben kann.

Starker Abfluß von Niederschlagswässern über landwirtschaftliche Flächen auf künstlich angelegte Böschungen war auch die Ursache für mehrere, nebeneinanderliegende Rutschungen in der ehemaligen Stransky-Ziegelei in Eggenburg, die heute als Garten für ein darin errichtetes Wohnhaus dient.

Bereits die wenigen angeführten Schadensfälle zeigen, daß Bodenbewegungen und Gebäudeschäden sehr oft nicht allein aus natürlichen Ursachen sondern unter Mitwirkung menschlicher Eingriffe in den Untergrund entstehen und daher bei entsprechender Berücksichtigung der geologischen Verhältnisse in vielen Fällen vermieden werden könnten.

### **6.3. Erfolge bei der geologischen Luftbild- und Satellitenbildinterpretation über Pflanzenbewuchs und Bodenbildung auf Blatt 21 Horn**

Von GERHARD SCHÄFFER

Mit 4 Abbildungen

Die Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 1991 auf Blatt 21 Horn wird als Anlaß genommen, zwei der seitens der Fachabteilung Ingenieurgeologie entwickelten neun Themenkarten vorzustellen.

Es sind dies die **Karte der Satellitenbildlineamente mit Zerrungscharakter 1:50.000** und die **Karte der Luftbildlineamente mit Zerrungscharakter 1:50.000**.

Beide Karten wurden entwickelt um zusätzliche Fakten und Hinweise zu Fragen der **Auflockerung des Untergrundes (tektonische Beanspruchung)** zu erlangen.

**Methodisch** wurden die Lineamente (meist tektonische Strukturen) über den Pflanzenbewuchs (ein und mehrjährige Pflanzen) beziehungsweise über unterschiedliche Bodenentwicklungen gewonnen.

Die Lineamente sind zum Teil Grenzen zwischen unterschiedlicher Matrix des Bildmaterials, was durch differenzierte Farbtöne beziehungsweise Grauwerte zum Ausdruck kommt. Auch durch Unterschiede in der Textur können sich Lineamente ergeben. Anordnungen von Flurgrenzen ergeben teilweise ebenfalls korrespondierende Lineamente. Ein Teil der Lineamente ist durch mehrfach wiederholenden, strichartigen Wechsel von linearer beziehungsweise zirkularer Änderung der Grauwerte sowie Farbabstufung zu erkennen und darzustellen.

Die Verifizierung von diesbezüglichen Lineamenten wurde bewerkstelligt durch:

1. Identifizierung im Gelände
2. Bodengasmessungen
3. Berührungslose Bodentemperaturmessungen
4. geoelektrische und refraktionsseismische Profile (aus Geldmangel für andere Zwecke erstellt)
5. Zusammenhang mit Lotabweichungen an Großbruchsystemen (ebenfalls für andere Zwecke erstellt)
6. Laboruntersuchungen der Dichte des Gesteins zur Bestimmung des Auflockerungsgrades im Zuge eines Sanierungskonzeptes eines Gebäudeschadens über einer Ringstruktur aus dem Luftbild
7. Rammsondierungen zur Sanierung von Straßenschäden auf einem linearen Satellitenbild
8. Präzisionsnivellemente, die zufällig über Ringstrukturen durchgeführt wurden und die zur Struktur korrespondierende Höhenabweichungen erbrachten
9. statistische Häufigkeit des Auftretens von Mineralwässern, Sauerlingen, warmen Quellen und radonhaltigen Quellen auf Lineamenten

10. Überprüfung der Lage der kommunalen Wasserversorgungsanlagen in der Böhmisches Masse, wo auf einer Testfläche von 520 km<sup>2</sup> alle Anlagen auf Lineamenten lagen

**Einschlägige Erfahrungen** bestehen durch Bildinterpretationen in den Maßstäben 1:2000 bis 1:1.000.000.

Diesbezügliche **Ergebnisse** erbringen wichtige Informationen für geotechnische Zwecke (Standortfragen, Wasserversorgung, Grundwasserschutz, Bodenschutz) sowie für die geologische Kartierung in Form von Denkansätzen, zur Auffindung beziehungsweise Verfolgung von Störungen und Störungszonen aber auch von Gesteinsgrenzen, insbesondere in Sedimentgesteinen.

**Verifizierungen von Lineamenten** wurden vorgenommen:

im Steirischen Becken (Safental, Bereich zwischen Blumau und Fürstenfeld)

im Wiener Becken (Stadtgebiet von Wien, sowie im Bereich Maria Ellend - Deutsch Altenburg - Bruck, Marchfeld [Blatt 60 Bruck/Leitha])

Blatt 61 Hainburg (Edelstal, Deutsch Haslau)

Blatt 78 Rust (Umgebung Jois, Rust, Osip)

Böhmische Masse (westlich von Linz und Blatt 34 Perg)

Penninikum (Blatt 137 Oberwart - Rechnitzer Schieferinsel und anschließende Randbereiche)

### **Satellitenbildlineamente**

Wenden wir uns dem **Blatt 21 Horn** zu, so sehen wir auf der Karte der Satellitenbildlineamente mit Zerrungscharakter mehrere Richtungen von Lineamenten, die vorerst einen vielleicht verwirrenden Eindruck vermitteln (Abb. 1-4).

**Nord-Süd verlaufende Lineamente:** Ins Auge springen die Ringstrukturen westlich des Kamps, die sich über das Horner Becken bis in den Raum Mödring - Pernegg fortsetzen.

Der N-S verlaufende Bereich des Kamps ist als seismisch aktive Zone bekannt, wobei die Schüttergebiete westlich des Kamps liegen. Die Westseite des Kamps liegt morphologisch höher als die Ostseite. Diese "Scholle" wird im Norden ebenfalls morphologisch zum Horner Becken begrenzt.

Ein weiterer Bereich von Nord-Süd angeordneten Lineamenten befindet sich im Ostteil des Kartenblattes. Diese erstrecken sich vom Dorf Ronthal im Süden bis Gauderndorf im Norden. Lineare Lineamente treten hier zurück. Die kreis(bogen)-förmigen Lineamente weisen hier auf eine Entstehung durch Absenkung hin.

Wenden wir uns den bogenförmigen Lineamenten (z.B. Nr. 3 und 4, Abb. 1 - 4) zu, so ist der Bereich dazwischen stärker von Luftbildlineamenten durchsetzt (Auflockerung) als die angrenzenden Flächen außerhalb dieser. Dieses Phänomen sei als Beispiel erwähnt. Es hat für mehrere Gebiete auf Blatt Horn Gültigkeit und ist bereits von mehreren Kartenblättern bekannt.

Die bogenförmigen Lineamente gestalten das Horner Becken. Das **Lineament 4** auf der Karte ist zweimal als **Bruch** aufgeschlossen und zwar in der Tongrube Frings bei Maiersch (Pfeil: Abb. 4; Haltepunkt 13) sowie in der Gemeindegandgrube Breiteneich (Pfeil: Abb. 1; Haltepunkt 24).

Westlich von Horn finden sich zuordenbare, bogenförmige Lineamente zwischen Strögen und Frauenhofen (Lineamente Nr. 5, 6, 7; Abb. 1).

Diese verstellen die Erdoberfläche, sodaß ein Bereich dazwischen und die westlich und östlich angrenzenden Gebiete nach E gekippt erscheinen. Der Westrand einer "Scholle" ist bis zu mehrere Meter höher als der Ostrand. Im Zentrum der oben beschriebenen, bogenförmigen Satellitenbildlineamente befindet sich eine Ringstruktur (Horn).

**Ringstrukturen** können entweder durch Absenkung oder durch Hebungsvorgänge der Erdkruste zustande kommen. Auf Grund der Morphologie kann auf die jeweilige Dynamik der Erdkruste geschlossen werden. Eine Dehnungsbeanspruchung liegt in beiden Fällen vor.

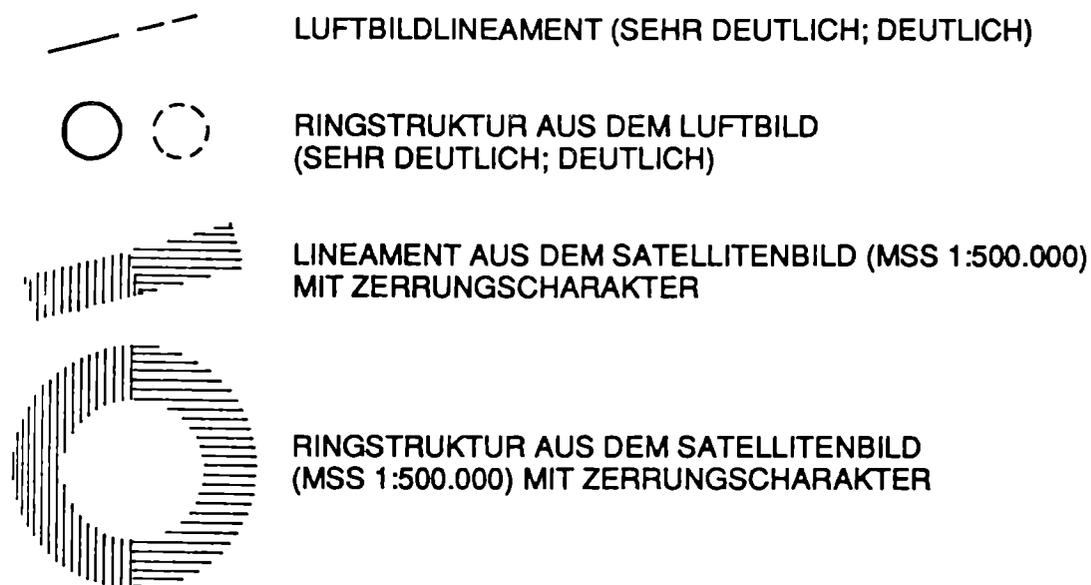
Ringstrukturen sind häufig bevorzugte Siedlungsplätze, wie zum Beispiel jene vom Tagungs-ort Eggenburg (Abb. 2). Hier besteht eine Besiedelung seit dem Neolithikum. In diesem Zusammenhang sind auch die kleinen Ringstrukturen am Hoyos'schen Acker, westlich der Abzweigung auf die Rosenberg von der Straße Rosenberg-Altenburg zu nennen, die im Bereich einer neolithischen Kreisgrabenanlage liegen (Abb. 1).

**Ost-West verlaufende Lineamente** queren das Blatt (Abb. 1, 2) (Bereich W-E-Kampverlauf - Altenburg - Mühlfeld - Mold - Gaudernsdorf) und korrespondieren mit E-W Strukturen, die dem Autor bis ins Mühlviertel bekannt sind. Die Zerlegung der Böhmisches Masse in Schollen entlang von E-W streichenden Lineamenten soll hier Erwähnung finden. Die Oberflächen der einzelnen Teilschollen sind häufig gekippt, sodaß der Nordrand der Schollen in der Regel morphologisch höher gegenüber dem Südrand ist.

Dieses Schollenkippen wird mit der Beanspruchung der Böhmisches Masse durch die jüngere Entstehungsgeschichte der Alpen in Verbindung mit subduktiven Vorgängen, die weit ins Vorland wirken, in Zusammenhang gebracht (siehe Nr. 1 und 2 in Abb. 1, 2). Mit diesen Lineamenten (Strukturen) muß auf Grund des dazu notwendigen Raumgewinnes eine Dehnung einhergehen. Die nördliche Begrenzung des Horner Beckens wird ebenfalls durch E-W-Lineamente begrenzt. Diese reichen nach E bis Rodingerdorf über den Beckenrand hinaus.

---

#### LEGENDE FÜR ABBILDUNG 1 BIS 4



Die Quellen zu den Abbildungen sind die geotechnischen Themenkarten: Karte der Satellitenbildlineamente mit Zerrungscharakter ÖK 50 Blatt 21 Horn und Karte der Luftbildlineamente mit Zerrungscharakter ÖK 50 Blatt 21 Horn (beide: G.SCHÄFFER, 1991).



Abb.1: Satellitenbildlineamente und Luftbildlineamente am NW-Quadrant von ÖK 21, Blatt Horn (1:50.000).



Abb.2: Satellitenbildlineamente und Luftbildlineamente am NE-Quadrant von ÖK 21, Blatt Horn (1:50.000).

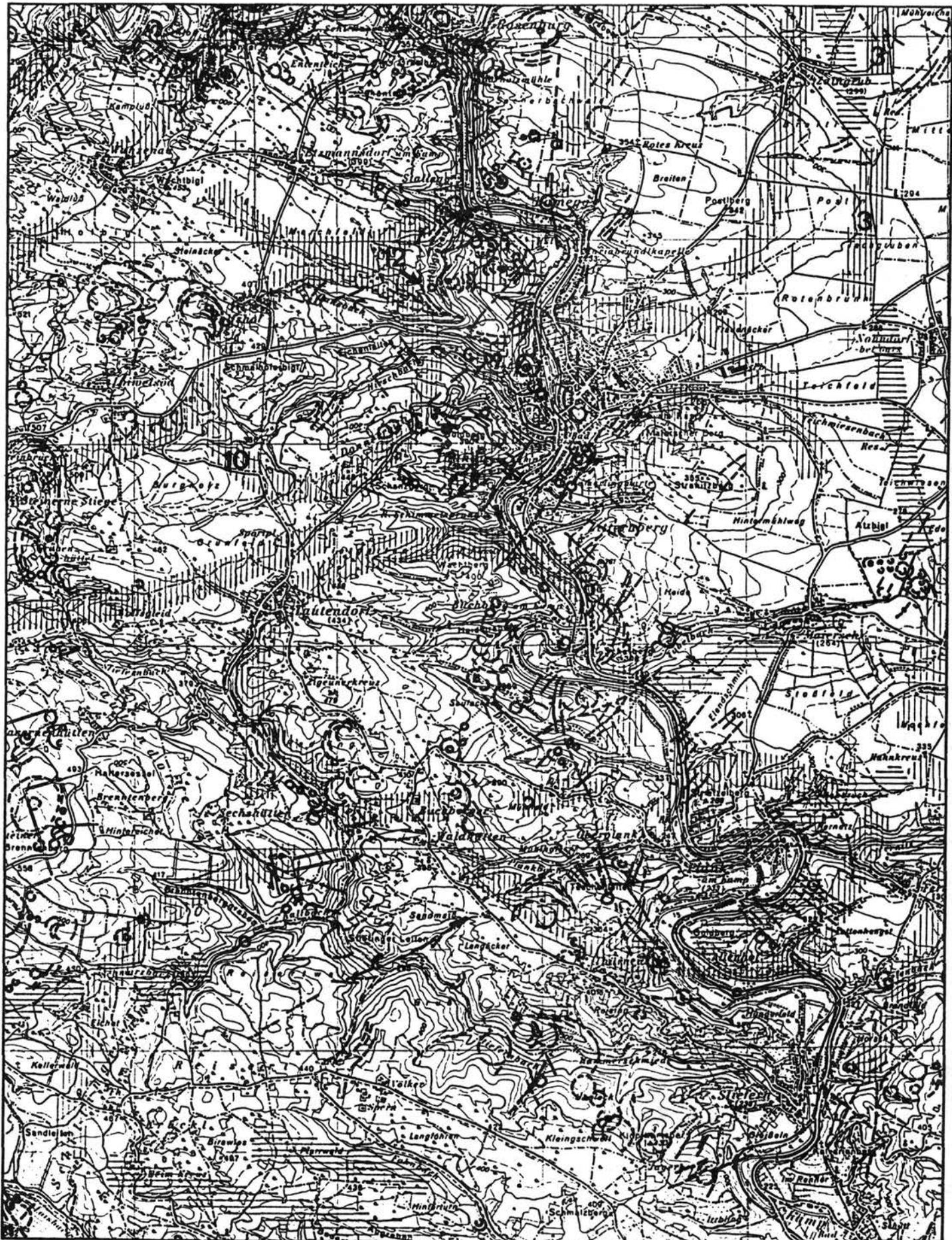


Abb.3: Satellitenbildlineamente und Luftbildlineamente am SW-Quadrant von ÖK 21, Blatt Horn (1:50.000).

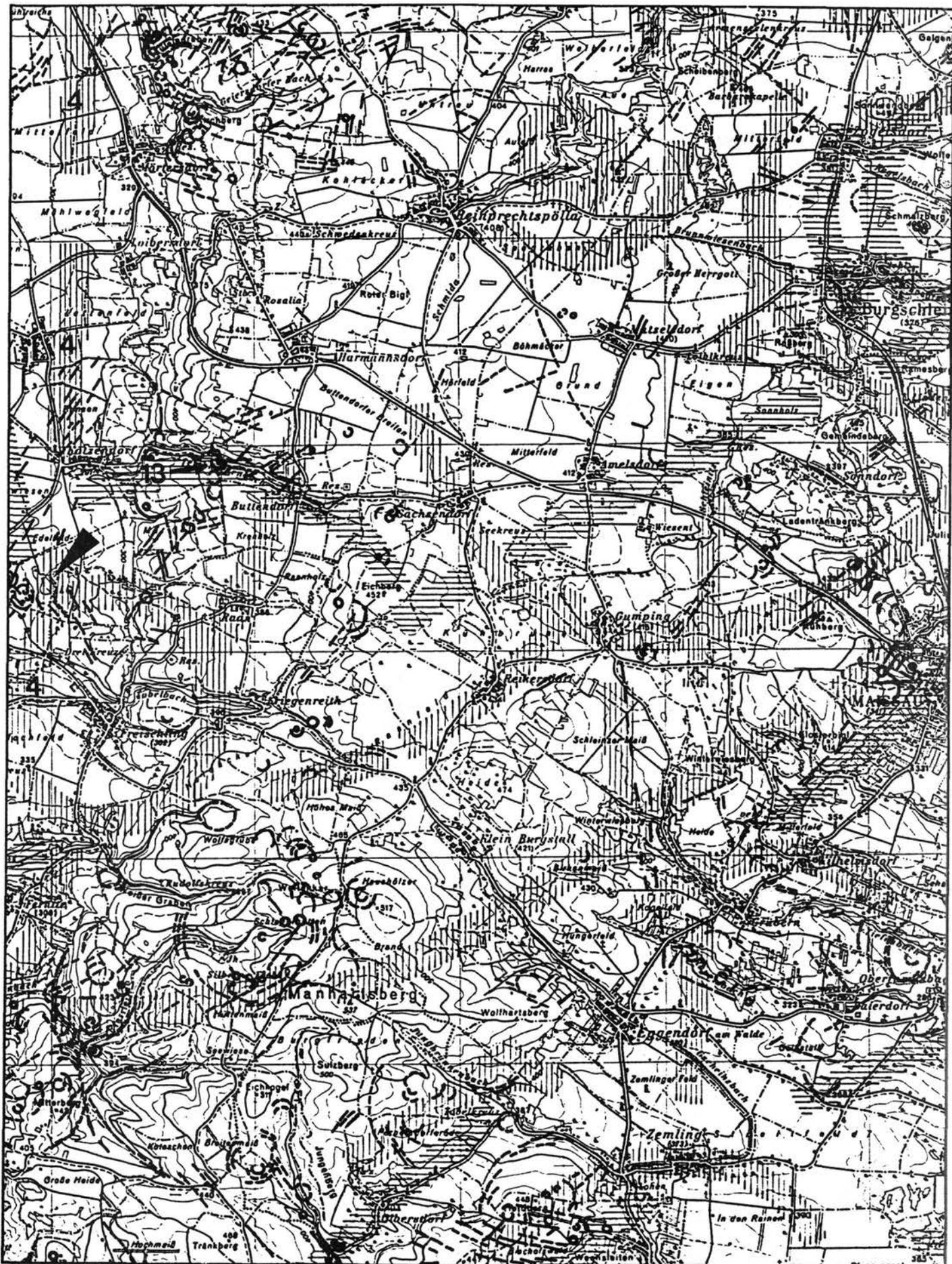


Abb.4: Satellitenbildlineamente und Luftbildlineamente am SE-Quadrant von ÖK 21, Blatt Horn (1:50.000).

Das Lineament wird an einem N-S verlaufenden, bogenförmigen Lineament (Zahl 3 in Abb. 1) des östlichen Horner Beckens rechtsseitig versetzt. In der Fortsetzung finden sich tertiäre Schwimmsande von Rodingersdorf bis Sigmundsherg (tertiärer Graben, verdeckt).

Dieses **Lineament** ist am Fuß des Schaberges (Straße Horn-Imfritz), am Ende eines am Waldrand nach Westen abzweigenden Weges, in einem Aufschluß als **Bruchzone** zwischen Kristallin im Norden und fluviatiler St.Marein-Freischling-Formation des Oligozän im Süden aufgeschlossen (Abb. 1, Lineament 2).

Auf der Weingartsleiten fallen mit dem nun bereits als Störung identifizierten Lineament (Zahl 2 in Abb. 1), westlich der Brücke über den Stockgraben der Straße Breiteneich-Rodingersdorf kleine Ringstrukturen auf der Luftbildkarte zusammen. Nur dort, wo man die Terrassen der Weingartsleiten des ehemaligen Weinbaues im Horner Becken, der durch eine Klimaver-schlechterung vor über 300 Jahren zum Erliegen kam, noch erkennen kann, tritt aufgelockertes Gebirge in Form von Steinen und Blöcken mit Erdreich durchsetzt, hervor. Nördlich davon steht der Bittesche Gneis an. An der tiefsten Stelle der östlichen Ringstruktur befindet sich ein kleiner Quellaustritt.

**Nordwest - Südost verlaufende Lineamente** befinden sich nur in der nördlichen Blatthälfte, überwiegend im Nordost-Quadranten (Abb. 2).

**Südwest - Nordost verlaufende Lineamente (Diendorfer Richtung)** treten im südöstlichen Bereich des Kartenblattes auf (Abb. 4).

Es hat den Anschein, als ob die NW-SE und SW-NE verlaufenden Lineamente symmetrisch zu den etwa E-W verlaufenden Lineamenten angeordnet sind.

### **Luftbildlineamente**

Bei den Luftbildlineamenten lassen sich ebenfalls lineare und zirkulare Lineamente unterscheiden. Aus der unterschiedlichen Dichte ergeben sich Rückschlüsse auf unterschiedlich beanspruchte Bereiche. Zum Teil werden solche Bereiche durch Satellitenbildlineamente getrennt. Luftbildlineamente weisen häufig auf lokale Bereiche mit Setzungen, ev. auch Sackungen hin. Horstartiges Entstehen konnte hier nicht beobachtet werden.

Die Auflockerung durch Lineamente ist für die Alimentierung des Grundwassers bedeutend; in der Folge auch für die Grundwasserspende.

Auflockerung in Form eines instabilen Hanges ist zum Beispiel im Teichwiesenbachgraben (östlich Kotzendorf), auf der südlichen Fläche, beim zirkularen Lineament (Zahl 13 in Karte) zu beobachten. Hier fallen ringförmige Lineamente aus dem Luftbild mit einem Satellitenbildlineament zusammen (Abb. 4; vgl. Haltepunkt 14). Beim Alten Weib bei Brugg sind gemeinsam mit den Ringstrukturen offene Spalten auf der Ostseite der Pulkau zu beobachten (Abb. 2).

### **Beziehungen des Gewässernetzes zu Lineamenten**

Auch die Entwicklung von Bachverläufen ist im Zusammenhang mit Satellitenbildlineamenten zu verstehen.

Neben dem Verlauf des Kamps, der an anderer Stelle ausführlicher behandelt wird, da hier neotektonische (bis rezente) Vorgänge mitspielen und der geologische Befund abgewartet werden soll, wird beispielsweise der Verlauf des Pulkautales angeführt.

Dieses folgt zuerst dem Lineament (Nr. 8 in Abb. 2) in NW-SE Richtung von Hötzelsdorf bis Brugg, wo es dann im Bereich zwischen den Lineamenten 8 und 9 nach NE (Altes Weib) abgelenkt wird. Hier schneidet die Pulkau in die Deckschichten des Thaya-Batholiten

erstmalig ein, sodaß am östlichen Hang des Tales Glimmerschiefer, Phyllite und Quarzite anstehen. An gleicher Stelle sind bei einer relativ sanften Hangneigung Auflockerungsphänomene in Form von offenen Spalten zu beobachten. Begleitet werden diese durch Ringstrukturen aus dem Luftbild, die ebenfalls auf Auflockerung durch Dehnung hinweisen. Diese Auflockerung durch Dehnung kann in Einklang mit dem Einschneiden durch Hebung als Ursache vermutet werden. Nachdem der Bach das Lineament 9 passiert, nimmt er für eine kurze Strecke seine ursprüngliche NW-SE Richtung ein. Bis zur Einmündung des Passendorfer Baches fließt er generell in einer NE-Richtung und in der Fortsetzung nach Osten. Vom Alten Weib bis Pulkau, wo er das Kristallin verlässt, finden sich mehrere Stellen, die vorwiegend durch Blockhalden auf tektonische Auflockerung schließen lassen. Auch hier finden sich zahlreiche Luftbildlineamente, die den Geländebefund unterstützen.

Ein weiteres Beispiel für die strukturbedingte Anlage von Bächen bietet der Gansbach, der bei Wolfshof in einer Auflockerungszone einer Ringstruktur entspringt (Lineament 10, Abb. 3) und nach Osten, Richtung Kamp fließt. Ca. 800 m vor dem Kamp ändert er abrupt an einer Ringstruktur (Pfeil: Lineament 12) seine Richtung und fließt entgegen der ab Rosenberg generellen Abflußrichtung des Kamps nach Süden, in eine Nordrichtung in der morphologisch unreifen Schluchtstrecke des Höllgrabens ab. Am Kampknie zwischen Stallegg und Kamegg mündet er in diesen.

#### **Literatur**

SCHÄFFER, G.: Environmental Geology - Geotechnics GEOÖKO PLUS 1.- Vol.1/1989, 248-249, GEOÖKO Verlag, Stuttgart 1989.

STEININGER, F.: Bericht 1975 über geologische Aufnahmen im Tertiär auf Blatt 21, Horn (Waldviertel).- Verh. Geol. B.-A., 1976/1, A 67-A 70, Wien 1976.

---

Raum für Notizen

## 6.4. Zur Hydrogeologie auf dem Kartenblatt 21 Horn

Von FRANZ BOROVICZÉNY

Im folgenden soll ein kurzer Einblick in einige der wichtigsten Gegebenheiten aus hydrogeologischer Sicht im Raum Horn-Eggenburg gegeben werden.

Den Bereich des Kartenblattes Horn (ÖK 21) kann man in die folgenden hydrogeologischen Einheiten gliedern:

1. Das Tertiär des Horner Beckens
2. Das Tertiär am Ostrand der Böhmisches Masse
3. Das Kristallin der Böhmisches Masse

Um einen ersten Überblick über die Größenordnung des Wasserangebotes zu erhalten, werden nachfolgend einige hydrologische Daten angegeben.

Niederschlag und Temperatur (Mittelwert 1971-1980)

Japons	530 müA.	562 mm;	6,6 °C
Ottenstein	400 müA.	587 mm;	7,0 °C
Maissau	340 müA.	553 mm;	6,6 °C
Hollabrunn	230 müA.	464 mm;	9,9 °C

Abfluß und Abflußspende der größeren Oberflächenwässer: (Mittelwerte 1971-1981; Taffa Jahresmittelwert 1984)

Kamp bei Stiefen	Einzugsgeb. 1493,3 km <sup>2</sup> 9,7 m <sup>3</sup> /s; 6,50 l/s.km <sup>2</sup>
Taffa bei Frauenhofen	Einzugsgeb. 140,0 km <sup>2</sup> 0,35 m <sup>3</sup> /s; 2,48 l/s.km <sup>2</sup>
Schmida bei Hollenstein	Einzugsgeb. 212,0 km <sup>2</sup> 0,23 m <sup>3</sup> /s; 1,08 l/s.km <sup>2</sup>

Über die Abflußcharakteristik der Oberflächenwässer kann man Rückschlüsse auf die Speichereigenschaften der im Einzugsgebiet liegenden Gesteine ziehen.

Das Tertiär des Horner Beckens

Wasserwirtschaftlich haben im Bereich des Kartenblattes die grobkörnigen Basisschichten (St.Marein-Freischling-Formation) eine überregionale Bedeutung. Dieser Grundwasserhorizont wird für die Wasserversorgung einiger Orte, wie z.B. Horn und Gars genützt. Über

diesen Basisschichten, die direkt auf dem Kristallin auflagern, liegen meist feinkörnige Sedimente, in denen die einzelnen Sand- und Kieshorizonte wasserführend sind. Diese wurden z.T. für Einzelwasserversorgungen, wie z.B. Hausbrunnen genützt.

Die Grundwasserneubildung erfolgt teils durch die Niederschläge, teils durch Versickerung der Oberflächenwässer. So hat z.B. der Teichwiesenbach östlich von Kotzendorf, in der Trockenzeit gemessen, eine Abflußmenge von 3,5 l/s. Hier wird dieser Bach aus dem meist sandigen Tertiär südwestlich Eggenburg gespeist. Ab Kotzendorf fließt der Bach durch das Horner Becken und nach ca. 4 km führt er nur mehr 1,3 l/s. (HERNDLER, 1979). Innerhalb dieser Strecke wird das Grundwasser (über 2 l/s) angereichert. Da hier sandige Schichten aufgeschlossen sind, kann das Wasser versickern.

#### Das Tertiär am Ostrand der Böhmisches Masse

Die geringe Speicherkapazität dieser Schichten wird durch den Trockenwetterabfluß der Schmida charakterisiert. Das Einzugsgebiet liegt im Tertiär des Ostrandes der Böhmisches Masse. Der mittlere, monatliche Niederwasserabfluß 1971-1980 beträgt beim Pegel Hollenstein 0,12 m<sup>3</sup>/s, das bedeutet eine Abflußspende von 0,57 l/s.km<sup>2</sup>. Der Trockenwetterabfluß ist der Anteil des Abflusses, der vom Grundwasser gespeist wird. Diese Wassermenge entspricht einer im Boden versickernden Jahresniederschlagshöhe von 18 mm. Dieses kleine Rechenbeispiel soll aufzeigen, daß von den Niederschlägen hier nur ein geringer Teil zur Grundwasserneubildung gelangt. Es soll auch darauf hinweisen, daß man beim Abteufen von Brunnen nicht nur auf die grobkörnigen, wasserführenden Schichten (hier meist die, auf dem Kristallin auflagernden Basisschichten des Tertiärs) achten muß, sondern auch auf ein genügend großes Einzugsgebiet Bedacht nehmen soll. Derzeit wird im Raum Grafenberg bei Eggenburg für die Ortswasserversorgung ein Brunnenstandort gesucht. Der mögliche Standort wird nach den Gesichtspunkten des Vorhandenseins grobkörniger, wasserführender Schichten und genügend großem Einzugsgebiet beurteilt. Außerdem soll er auch in einem Gebiet liegen, das nicht durch die Abwässer des nicht-kanalisierten Ortes beeinträchtigt wird. (KOLLMANN, ARZMÜLLER & STEININGER, 1991).

#### Das Kristallin der Böhmisches Masse

Im Bereich des Kartenblattes hat das Kristallin keine wesentliche wasserwirtschaftliche Bedeutung. Daß im Einzugsgebiet vom Kamp im zentralen Waldviertel, welches im Kristallin liegt, andere hydrogeologische Gegebenheiten vorhanden sind als im Tertiär, zeigen schon die Abflußverhältnisse vom Pegel Stiefern am Kamp. Der Trockenwetterabfluß, der aus dem Grundwasser gespeist wird, beträgt hier 4,64 m<sup>3</sup>/s, das bedeutet eine Abflußspende von 3,11 l/s. (Mittelwert der monatlichen Niederwasserabflüsse 1971-1980). Diese gegenüber dem Tertiär bessere Speicherkapazität ist durch die Klüftigkeit der kristallinen Gesteine, besonders des Granits im Einzugsgebiet und durch die dort oft vorhandene, grusig-sandige Verwitterung bedingt. Auch die Niederschläge sind im Einzugsgebiet des Kamp höher als im Einzugsgebiet der Schmida.

#### Literatur

HERNDLER, E.: Zur Geologie und Hydrogeologie des Horner Beckens.- Diss. Form. u. Naturwiss. Fak. Univ. Wien, Wien 1979.

HYDROGRAPHISCHES JAHRBUCH VON ÖSTERREICH 1971-1980, 1984.

KOLLMANN, W., ARZMÜLLER, C. & STEININGER, F.: Bericht über die Bohrungen und Pumpversuche im Raum Grafenberg/NÖ.- Unveröffentl. Bericht, Wien 1991.

## 7. Posterkurzfassungen

### 7.1. Das Tertiär der Böhmisches Masse in Südmähren

Von PAVEL ČTYROKÝ

Die ältesten Tertiärablagerungen in Südmähren sind aus Denudationsrelikten bekannt, die in tiefen erosiv-tektonischen Senken der sog. Gräben von Vranovice und Nesvačilka erhalten geblieben sind. Diese Relikte sind von mächtigen neogenen Sedimenten überdeckt oder lagern sogar unter Decken des äusseren Ždánice-Flysches. Sie sind bereits vor mehr als einer Jahrhunderthälfte in mehreren Tiefbohrungen ermittelt worden, von denen die ältesten in der südlichen Umgebung von Brno abgeteuft wurden. Nach gegenwärtigen Meinungen beginnt hier die Schichtenabfolge bereits in der Oberkreide (Campan-Maastricht) und geht wahrscheinlich mit Schichtlücken über das Paläozän, über das ganze Eozän und das untere Oligozän fort. Dieser ganze Komplex, der als "autochthones Paläogen" bzw. "Nesvačilka-Schichtenfolge" bezeichnet wird, hat eine Mächtigkeit von über 1300 m.

Die miozäne Transgression griff in die Karpatenvortiefe im Eggenburg ein, dessen Denudationsrelikte aus dem Kristallin der Böhmisches Masse zwischen Znojmo und Brno bekannt sind und dessen bis 600 m mächtige Schichten unter dem jüngeren Miozän in der Vortiefe in der Umgebung von Mikulov nachgewiesen worden sind. Als höchstliegendes Glied der Eggenburg-Stufe wird die Schichtenfolge der Rhyolithuffite und Bentonite angesehen in der noch die Meeresfauna persistierte.

Die Ottnang-Stufe wird durch eine lithologisch sehr bunte Schichtenfolge von Quarzschottern und -sandem bis verschiedenen, vornehmlich kalkfreien Tonsteinen mit Fischresten repräsentiert, die auch das höchstliegende Glied der Rzehakia-Schichten mit brackischen Molluskenvergesellschaftungen mit der Leitart *Rzehakia socialis* umfasst. In der Ottnang-Zeitperiode wird im Bereich der Karpatenvortiefe sowie des Wiener Beckens ein geschlossenes, an Rändern stark aussüßendes, brackisches Restmeer vorausgesetzt, in das zum Abschluss dieser Zeitperiode eine Ingression vom NO eindrang, die eine Immigration der *Rzehakia*-Vergesellschaftungen mit sich brachte.

Die Karpat-Stufe stellt in der Karpatenvortiefe eine Revolutionszeitperiode dar, in der wieder eine marine Sedimentation begann und die Verbindung mit dem Mittelmeergebiet wieder errichtet wurde; während dieser Meeresablagerung setzten sich bis 1300 m, vorwiegend pelitische und schluffige Sedimente ab, die eine typische und reiche marine Mikro- sowie Molluskenfauna führen. Besonders nach dem Karpat wurden auf den östlichen Teil der Vortiefe äussere Flyschdecken überschoben, unter deren Mächtigkeit von einigen Kilometern die Relikte des autochthonen unteren Miozäns einschliesslich des Karpats lagerten, die in Bohrungen ermittelt worden sind.

Die Meerestransgression der unteren Baden-Stufe bedingte die letzte marine Sedimentationsperiode in der Vortiefe in Südmähren, während deren sich eine bis 500 m mächtige Schichtenfolge von basalen Trümmergesteinen, Sanden, Tegeln und Lithothamnienkalken mit reichen wärmeliebenden Formen der Meeresfauna sowie- flora absetzte.

Von späteren Zeitperioden des Miozäns und Pliozäns sind sowohl aus der Böhmisches Masse als auch der Karpatenvortiefe nur faunistisch meistens sterile, limnofluviatile Sedimente bekannt.

## 7.2. Metamorphose der Monotonen Serie im südlichen Waldviertel

Von MANFRED LINNER

Anatektische Cordieritgneise (Pelit- bis Psammitgneise) wechsellagern mit metablastischen Gneisen (Psammitgneise) in unregelmäßiger, doch insgesamt einförmiger Weise. Schmächtige, boudinierte Kalksilikat- bis Quarzitlagen sind für die Pelitgneise typisch, aber mengenmäßig unbedeutend. Lithologische Abwechslung bieten leukokrate Sil-führende Gneise und Granatpyroxenite.

In den Crd-Gneisen ist die Paragenese Crd-Bi-Sil-Kfs ausgeprägt. Anatektische Leukosombildung äußert sich in stromatisch, schlierig bis nebulitischem Gefüge. Metamorphosehöhepunkt und Anatexis ist prä- bis syndeformativ. Die massigeren, metablastischen Gneise mit der Paragenese Bi-Sil-Kfsp haben einen höheren Q-Plg-Gehalt. In einem Gr+Bi+Sil-Gneis wurden miteinander verwachsene Ky/Sta-Relikte festgestellt. Ky-Relikte eingeschlossen in Feldspäten sind auch gelegentlich in den Crd-Gneisen vorhanden. Der Hellglimmer bildet Neoblasten, die über ältere Gefügeelemente wachsen. Phengitischer Hellglimmer wuchs typischerweise um Crd, hingegen können Mu-Einschlüsse im Crd Relikte darstellen. Selten ist mit Bi verwachsener Mu gemeinsam mit ihm deformiert, die Rehydratisierung ist somit spät- bis postdeformativ.

Abkühlungserscheinungen und Rehydratisierung spiegeln sich auch im Zonarbau von Cordierit und Granat wieder. Retrograder Fe-Mg-Austausch des homogenen Crd mit Bi bewirkt randlich einen schwachen Anstieg des  $X_{Mg}$  von 0.56 auf 0.58. Wird dieser Prozeß

jedoch durch die Neubildung von phengitischem Hellglimmer überlagert, sinken die  $X_{Mg}$ -Werte deutlich von 0.73 (Kern) auf 0.68 (Rand) ab. Die Gr zeigen eine homogene Elementverteilung mit  $X_{Mg}=0.16$ . Der Rand ist durch retrograden Fe-Mg-Austausch mit Biotit Mn-reicher und der  $X_{Mg}$ -Wert ist auf 0.10 erniedrigt.

#### **Schlußfolgerungen:**

\*Disthen- und Staurolithrelikte belegen ein früheres Metamorphosestadium, möglicherweise derselben Regionalmetamorphose.

\*Der prä- bis syndeformative Höhepunkt der Metamorphose stabilisierte oberhalb der zweiten Sillimanit-Isograde folgende Paragenesen: Cord-Bi-Sil-Kfsp, Bi-Sil-Kfsp, Gr-Bi-Sil

\*Hellglimmerneubildung durch spät- bis postdeformative Rehydrierung erfolgte in einem höheren Krustenniveau.

### **7.3. Taphonomie der marinen Flachwasserablagerungen (Burgschleinitz-Formation, Eggenburgium, Untermiozän) der Gemeindesandgrube Kühnring (Niederösterreich)**

Von PETER PERVESLER & REINHARD ROETZEL

Im Zeitabschnitt des Eggenburgium (Tertiär, Miozän) war der Raum Eggenburg mit seinen reich gegliederten, ausgedehnten Flachwasserarealen ein idealer Lebensraum für Sirenen. Bereits seit dem Ende des 19. Jhdts. wurden die fossilen Reste dieser in Herden lebenden, ausschließlich pflanzenfressenden Meeressäuger in den Sandgruben der Umgebung von Eggenburg gefunden und gelangten häufig in die Sammlungen des Krahuletzmuseums. Seit dem Jahre 1982 wird in der Gemeindesandgrube von Kühnring ein gehäuftes Vorkommen der Seekuh *Metaxytherium krahuletzii* ergraben und dokumentiert.

In dieser Sandgrube sind marine Sedimente der Burgschleinitz-Formation, Gauderndorf-Formation und Zogelsdorf-Formation aufgeschlossen. Das Profil führt eine reiche Foraminiferen- und Molluskenfauna.

Die Burgschleinitz-Formation ist an der Basis durch Mittelsande, Feinsande und siltige Feinsande vertreten, ihr hangender Teil wird durch eine auffallende Folge aus Kristallin-Grobschutt und Quarzkies gebildet. Am Top dieses Horizontes liegen große Kristallinplatten mit Durchmesser von 10-80 cm. Die Analyse der Streichrichtungen der Längsachsen dieser Kristallinplatten ergab bevorzugte Richtungen.

Dieser Kristallinplattenhorizont bildet die Unterlage für eine ganze Reihe unterschiedlich kompletter Skelette der Seekuh *Metaxytherium krahuletzii* darunter auch ein juveniles Exemplar. Die Skelette wie auch zahlreiche aus den Verbänden herausgelöste Elemente sind meist in einem siltig-kiesigen Fein- bis Mittelsand eingebettet. Die Rekonstruktion von Transportrichtungen ist aufgrund der Lageverhältnisse der herausgelösten Elemente zu den Skeletten erfolgt. Aus diesem Sandhorizont stammt auch der Schädel eines Delphines.

**Interpretation:** Die an der Basis der Gemeindesandgrube von Kühnring aufgeschlossenen, fossilreichen Mittel- bis Feinsande können aufgrund der Molluskenfauna, Foraminiferenfauna und des internen Sedimentaufbaues als typische Ablagerungen des seichten, marinen Sublitorals angesehen werden.

Die Lithologie des darüber folgenden, invers gradierten Horizontes mit groben, matrixgestützten, sehr schlecht sortierten und lokal geschütteten Kristallinkomponenten weist auf einen sehr rasch abgelagerten Schuttstrom (Trümmerstrom, debris flow) hin.

Der Molluskenschillhorizont an der Basis dieses Horizontes ist wahrscheinlich auf ein schweres Sturmereignis zurückzuführen, das vor dem Abgang dieses Schuttstromes stattfand, bzw. der auslösende Faktor gewesen sein könnte. Da die mehr oder weniger vollständig erhaltenen Seekuh-Skelette von *Metaxytherium krahuletzki* in verschiedenen Größen- bzw. Altersklassen gemeinsam mit den großen Gesteinsplatten ausschließlich oben auf dem Schutthorizont liegen, ist anzunehmen, daß diese Tiere einem Herdenverband angehörten und gleichzeitig umkamen.

Wahrscheinlich steht der Tod dieser Seekuhherde in der seichten Meeresbucht in Zusammenhang mit einem schweren Sturm und dem davon ausgelösten, plötzlich eingleitenden Schuttstrom. Es ist zu vermuten, daß, anders als bei Delphinen oder Seehunden, die toten Tiere nicht an der Wasseroberfläche treibend zerfielen, sondern durch den schweren Knochenbau der Seekühe sehr bald und komplett zu Boden sanken. Die Kadaver wurden danach durch Strömung und Wellentätigkeit etwas zerlegt und allmählich von Sanden bedeckt.

#### **7.4. Diatomeensedimente Österreichs und ihre Paläogeographie, Paläökologie und Biostratigraphie**

Von ZDEŇKA ŘEHÁKOVÁ

In diesem Beitrag wird eine Gesamtübersicht über die Verbreitung von Diatomeensedimenten in einzelnen Sedimentationsräumen Österreichs vorgelegt.

Ihre Entstehung und ihr Charakter ist eng mit der neogenen Geodynamik der alpinen Orogenese, die den Zerfall der Tethys mit sich brachte, verknüpft.

Es handelt sich vorwiegend um marine Ablagerungen, die sich unter bestimmten geologischen Bedingungen bildeten. Reine Diatomite kommen selten vor. Auch ihre Mächtigkeit ist, mit Ausnahme des mächtigen Diatomit-Komplexes von Limberg und Oberdürnbach, ziemlich gering. Meistens enthalten die Ablagerungen tonige, tonig-sandige und aleuritische Beimengungen.

Der stratigraphische Umfang des Auftretens dieser Diatomeensedimente reicht vom Unteroligozän bis zum Obermiozän. In dieser chronologischen Folge wurden die Fundorte von der Vortiefe der Ostalpen (Molassezone), der Waschberzone und dem Inneralpinen Wiener Becken, einschließlich einiger Vorkommen in der Steiermark und Kärnten paläogeographisch, paläoökologisch und biostratigraphisch ausgewertet.

Die dargestellten Ergebnisse entstammen, neben älteren Angaben aus der Literatur, vor allem meinen Forschungen in diesem Gebiet, welche ich im Rahmen der langjährigen Zusammenarbeit mit den Kollegen der Geologischen Bundesanstalt durchführen konnte.

## 7.5. Die Schwerminerale in der Eggenburg-Gruppe (Eggenburgium, Untermiozän)

Von ANDREAS THINSCHMIDT

Im unteren Eggenburgium bildet sich infolge der Überflutung des Ostrand des der Böhmisches Masse die morphologisch und faziell reich gegliederte Eggenburger Bucht aus. Die Sedimentation setzt mit grobklastischen Serien der Kühnring-Subfm. und Burgschleinitz-Fm. ein, die von der feinsandigen Gauderndorf-Fm. überlagert werden. Im oberen Eggenburgium transgredieren die Kalk(sand)steine der Zogelsdorf-Fm., die ihrerseits in die pelitische Beckenfazies der Zellerndorf-Fm. übergehen.

Die Schwermineralspektren zum Zeitpunkt der Burgschleinitz-Fm. führen im Norden der Eggenburger Bucht überwiegend STA (Staurolith), im Süden TUR (Turmalin). Stärker exponierte Bereiche am Massivrand der Böhmisches Masse zeichnen sich durch ZIR (Zirkon)-Vormacht aus. Der Bereich Maigen mit TUR, DIS (Disthen), RUT (Rutil) und SIL (Sillimanit) zeigt stark eigenständigen Charakter.

In der Gauderndorf-Fm. überwiegen im Nordteil der Bucht GRA (Granat), STA, DIS, teilweise auch TUR, im Südteil ist weiterhin TUR (lokal mit GRA) dominierend, in den Außenrandbereichen ZIR.

Die Sedimente der Eggenburger Bucht weisen sich in diesem Stadium durch stark abwechslungsreiche Schwermineralführung aus, die durch unterschiedliche Exponiertheit, sowie kurze Transportwege und -zeiten bedingt ist.

Mit der Ablagerung der Zogelsdorf-Fm. ändern sich die Spektren jedoch zugunsten einer generellen Vereinheitlichung. STA und GRA, lokal mit ZIR, TUR, DIS und APA (Apatit) vergesellschaftet, sind für den Großteil der Spektren charakteristisch, ZIR-Vormacht zeichnet wiederum stärker exponierte Bereiche aus. Im Schlier der Zellerndorf-Fm. findet sich eine sehr ähnliche Zusammensetzung und Verteilung.

Die Angleichung der Spektren am Höhepunkt der Transgression ist in einem relativen Absinken der Kristallinschwellen, die bisher den Sedimenttransport über größere Entfernungen behindert haben, begründet. Die Dominanz an Schwermineralen aus metamorphen Liefergesteinen wird auf das flächenmäßige Überwiegen von Abrasionsarealen in den metamorphen Einheiten der Pleissing- und Bittescher Gneis-Decke des Moravikums zurückgeführt.

# II. EXKURSIONEN

Mit 14 Abbildungen

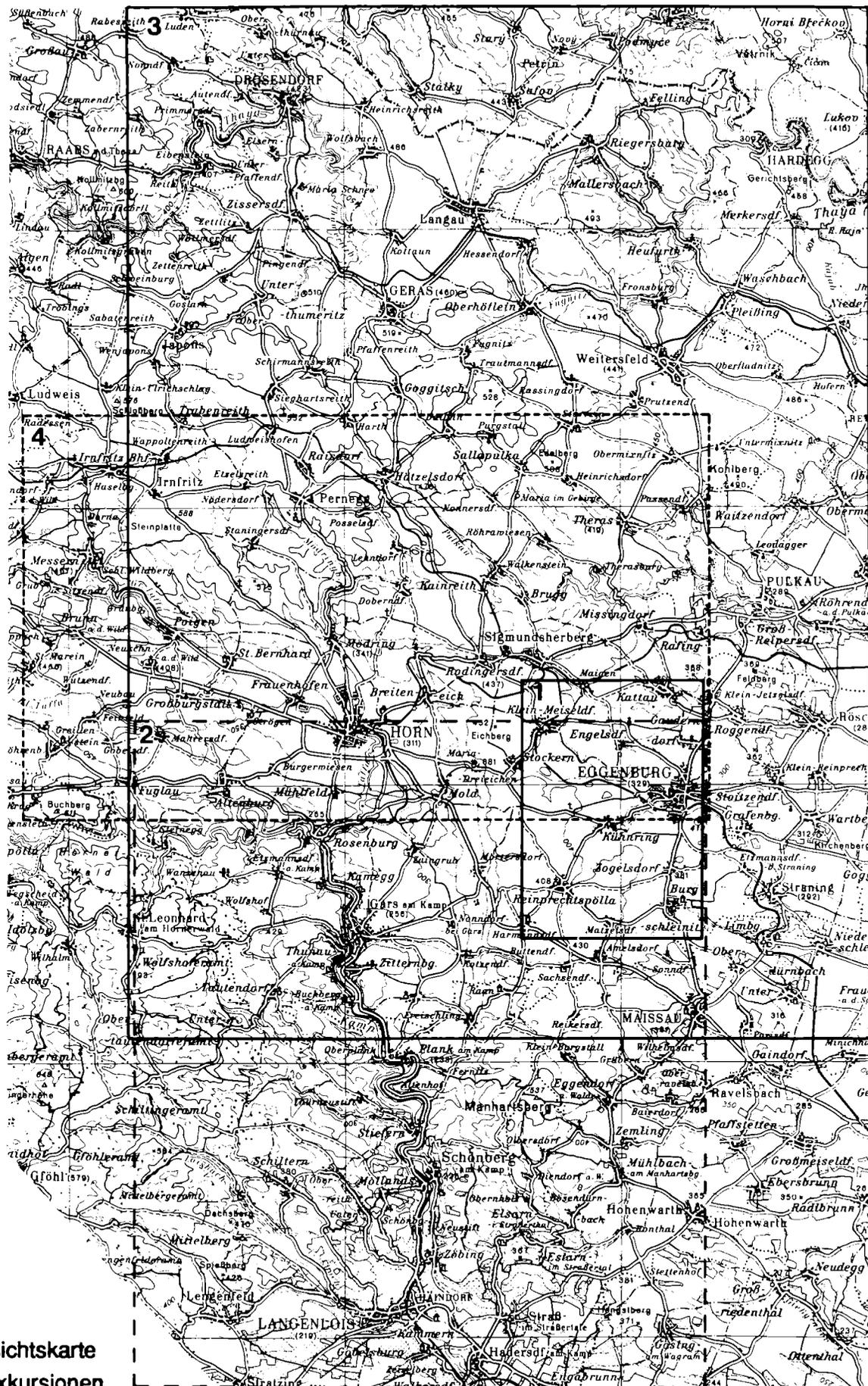


Abb.1: Übersichtskarte  
der Exkursionen

# 1. Exkursion 1: 17. September 1991

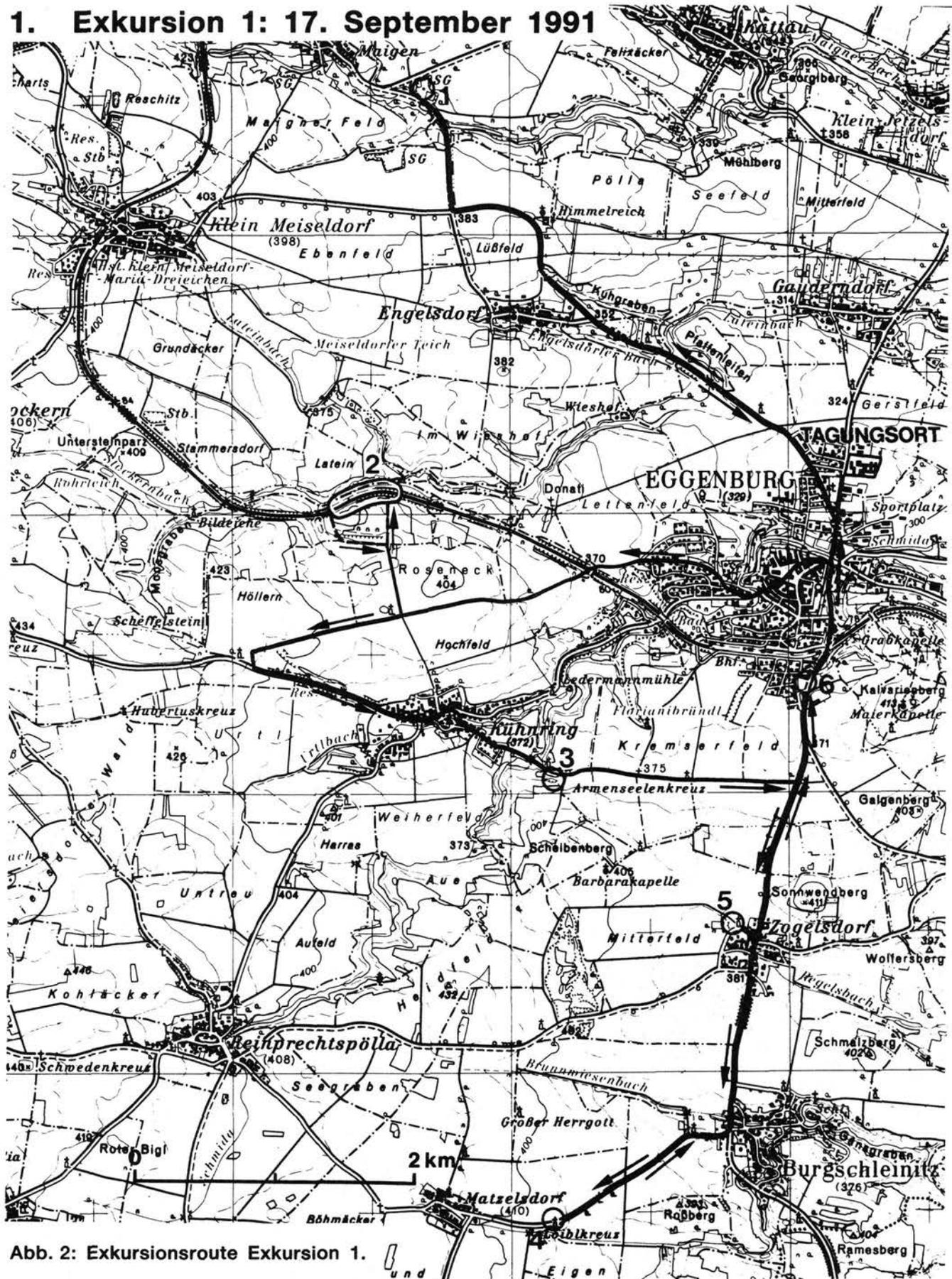


Abb. 2: Exkursionsroute Exkursion 1.

## 1.1. Haltepunkt 1 Maigen – Sandgrube Stranzl

F.F. STEININGER, R. ROETZEL, P. PERVESLER, J. NEBELSICK, Y. JENKE

Thema: Tertiär der Eggenburger Bucht.

Komplette Transgressionsfolge des unteren Eggenburgium mit Kühnring-Subformation, Burgschleinitz-Formation und Gauderndorf-Formation und Transgression des oberen Eggenburgium mit Zogelsdorf-Formation. Syn- und postsedimentäre Bruchtektonik.

Lithostratigraphische Einheit: Kühnring-Subformation, Burgschleinitz-Formation, Gauderndorf-Formation und Zogelsdorf-Formation.

Alter: Untermiozän: unteres und oberes Eggenburgium.

Ortsangabe: ÖK 50/Blatt 21 Horn.

Aufgelassene Sandgrube der Firma Stranzl, ca. 4,5 km NW Eggenburg, ca. 700 m SE Maigen, an der Straße nach Engelsdorf, östlich der Abzweigung nach Kattau.

Beschreibung (Abb.3 und 4):

Über dem Kristallin (Phyllite des Moravikums) liegen schlecht sortierte Grobsedimente der Kühnring-Subformation (unteres Eggenburgium) mit reichem Fossilinhalt. Darüber folgt die im liegenden Teil aus teilweise fossilreichen Fein- bis Mittelsanden, im hangenden Teil aus schräggeschichteten und stark verwühlten Mittel- bis Grobsanden bestehende Burgschleinitz-Formation (unteres Eggenburgium). Diese geht in die siltigen Feinsande der Gauderndorf-Formation (unteres Eggenburgium) über. Im Hangenden lagern über einer Transgressionsdiskordanz biogenreiche Kalksandsteine der Zogelsdorf-Formation (oberes Eggenburgium).

Schichtmächtigkeiten und absolute Höhenlage der einzelnen Formationen sind in der Sandgrube lateral sehr unterschiedlich (vgl. Abb.3) und wurden von syn- bis postsedimentär aktiven Brüchen beeinflusst. Durch diese Brüche wurde jedoch vermutlich bereits präsedimentär das Relief des kristallinen Untergrundes vorgezeichnet.

Die deutlichen Mächtigkeitsunterschiede der Kühnring-Subformation und des liegenden Teiles der Burgschleinitz-Formation können durch Reliefausgleich und synsedimentäre Absenkung am Beginn der Sedimentation erklärt werden. Ein NNE-SSW streichender und mit ca.60° gegen WNW einfallender Bruch, der die Grube in einen West- und Ostteil trennt, belegt dagegen eine postsedimentäre Verstellung des Ostteiles gegenüber dem Westteil um 6-8 m.

Kühnring-Subformation: Diese basale, über dem Kristallin anstehende Formation, besteht überwiegend aus braungelben bis grüngrauen, sehr schlecht sortierten, eckigen, siltigen Kiesen und Grobsanden.

Im Schwermineralspektrum dominieren Staurolith und Turmalin neben Granat, Disthen, Zirkon und Rutil. Im Leichtmineralspektrum überwiegen Gesteinsbruchstücke neben Quarz und etwas Feldspat.

Die Sedimente sind sehr fossilreich. Neben umgelagerten Korallen sind besonders *Ostrea*, *Mytilus*, *Turritella*, *Pirenella*, *Trochus*, *Pitar* und *Cardium* häufig. Von überregionaler stratigraphischer Bedeutung ist die Kleinsäugerfauna (MEIN, 1989) und die reiche Otolithenfauna (BRZOBOHATY, 1989).

Burgschleinitz-Formation: Der liegende Teil der Burgschleinitz-Formation ist durch grüngraue bis braungelbe, teilweise ebenflächig dünn geschichtete, siltige Feinsande mit Lagen und Linsen aus gut gerundetem Grobsand-Feinkies gekennzeichnet.

Im Schwermineralspektrum dominieren, wie in der Kühnring-Subformation, Staurolith und Turmalin neben Granat, Disthen, Zirkon und Rutil. Auch das Leichtmineralspektrum ist im liegenden Teil der Burgschleinitz-Formation ähnlich wie das der Kühnring-Subformation.

Der Fossilinhalt besteht hauptsächlich aus *Tellina* und *Turritella*; dazu kommen *Pirenella*, *Cardium*, *Natica*, *Pitar* und *Diloma*. Im mittleren Grubenteil wurden in einer Bank mit *Mytilus* und *Ostrea*

Panzerreste einer Schildkröte gefunden. Auch hier treten stratigraphisch wichtige Kleinsäugerreste (MEIN, 1989) und eine reiche Otolithenfauna (BRZOBOHATY, 1989) auf.

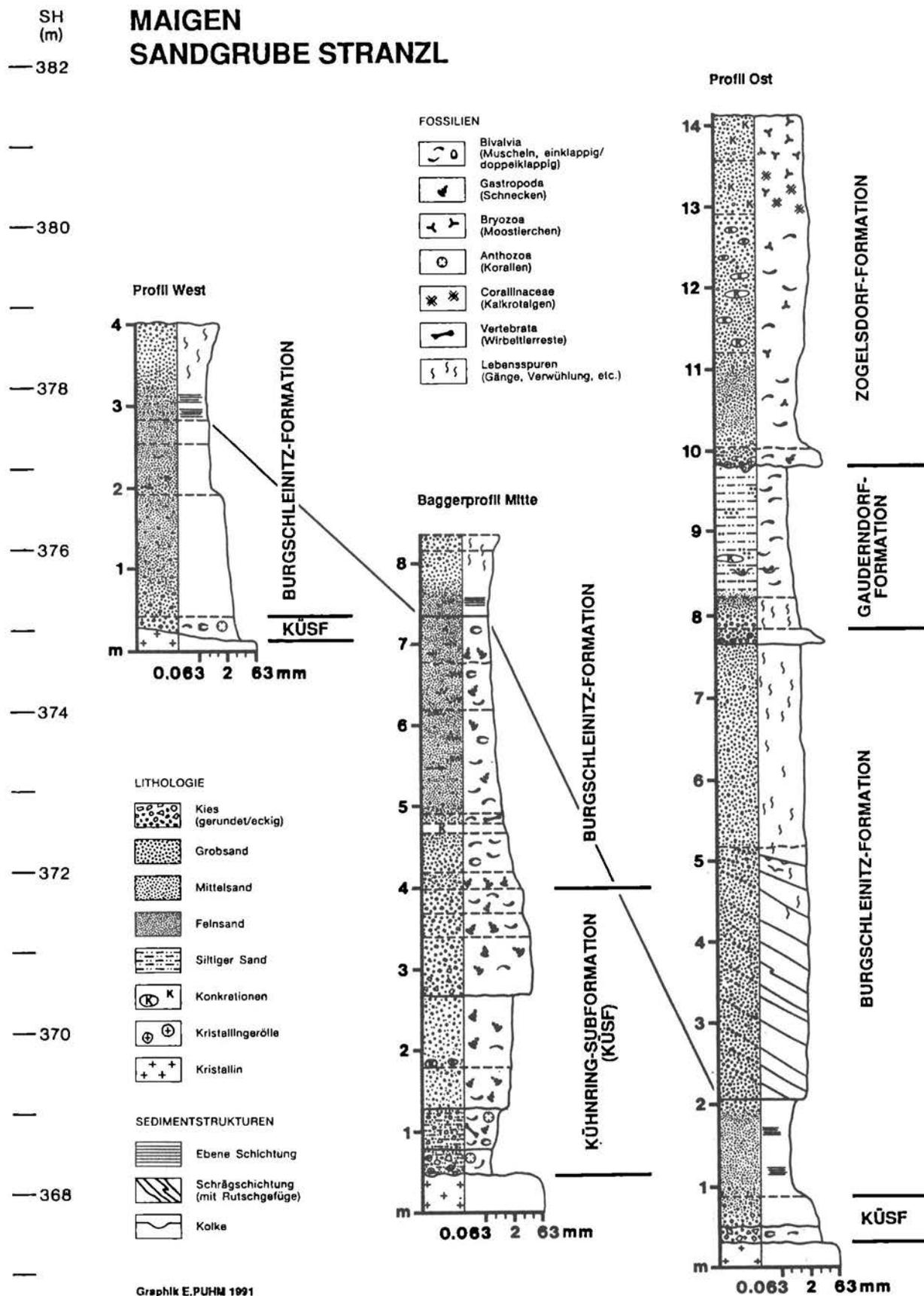


Abb.3: Profile der Sandgrube Stranzl, südöstlich Maigen bei Eggenburg.

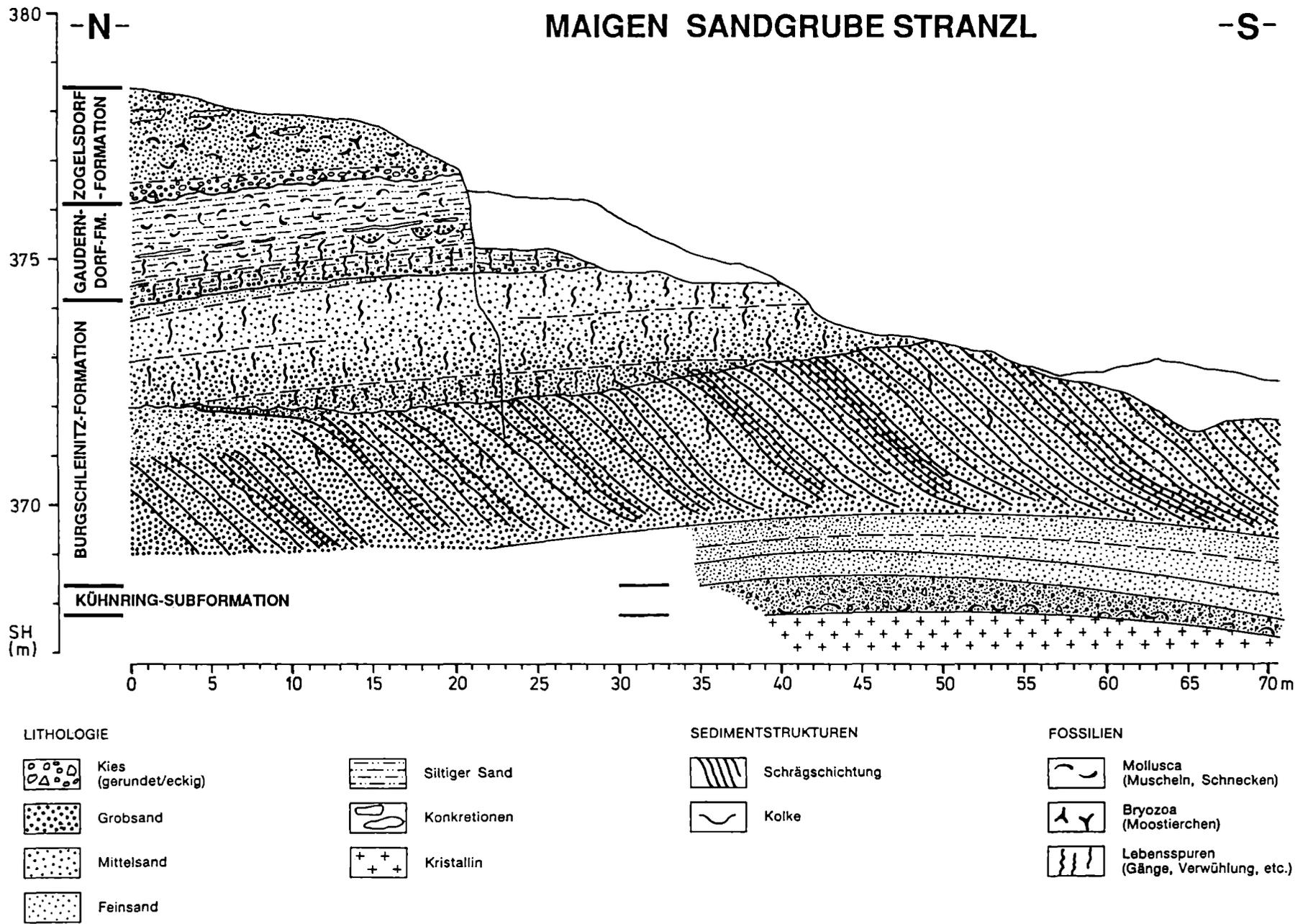


Abb.4: Wandabwicklung am Profil Ost der Sandgrube Stranzl, südöstlich Maigen bei Eggenburg.

Im hangenden Teil wird die Burgschleinitz-Formation von weißgrauen bis gelborangen, steil schräggeschichteten, kiesigen Grobsanden, die teilweise mit grobsandigen Mittel- und Feinsanden wechsellagern, aufgebaut. Vereinzelt treten in dem tafelförmigen Schrägschichtungskörper Rutschgefüge auf den Schichtflächen auf.

Nach oben hin ist ein Übergang in massige, graugelbe bis gelborange Grob- bis Mittelsande zu beobachten, die vollständig mit Gangsystemen vom Typ *Ophiomorpha* durchsetzt sind.

Das Schwermineralspektrum ist in diesen Grobsedimenten bunter als in den liegenden Feinsedimenten. Vorwiegend sind Disthen, Turmalin, Rutil und Zirkon zu finden. Dazu treten Staurolith, Silimanit, Granat und Epidot. Auch das Leichtmineralspektrum dieser Grobsedimente, das neben Feldspat und wenigen Gesteinsbruchstücken von Quarz dominiert wird, ist deutlich anders.

**Gauderndorf-Formation:** Über Mittelkies bis Grobsand aus gut gerundeten Quarzen und Phyllit und einem geringmächtigen Übergangsbereich aus gelbbraunen, mittel- bis grobsandigen Feinsand-Silt folgen die hellgrauen bis grüngrauen Silte-Feinsande der Gauderndorf-Formation mit einzelnen Grobsand-Feinkies-Nestern.

Das Schwermineralspektrum ist ähnlich wie in den liegenden, schräggeschichteten Grobsanden der Burgschleinitz-Formation. Im Leichtmineralspektrum ist an der Basis eine Zunahme der Gesteinsbruchstücke zu erkennen. Darüber treten wieder viel Quarz, jedoch weniger Feldspat und Gesteinsbruchstücke auf.

Der grobe Übergangsbereich in die Gauderndorf-Formation ist stark verwühlt. In den hangenden Feinsedimenten tritt vorwiegend eine grabende Fauna mit *Solen*, *Maetra*, *Tellina*, *Pitar*, Turritelliden und Naticiden auf.

**Zogelsdorf-Formation:** An der Basis der Zogelsdorf-Formation ist ein Aufarbeitungshorizont aus konkretionär verfestigten mittel- bis grobsandigen Grob- bis Feinkiesen mit gut gerundeten Quarzen und eckigen Kristallinkomponenten zu finden. Darüber besteht die Zogelsdorf-Formation aus gelbgrauen, siltig-kiesigen Grob- bis Feinsanden mit zahlreichen Konkretionen, wobei die Schichtfolge gegen das Hangende zu feiner wird.

Im Schwermineralspektrum dominieren Staurolith und Granat. Dazu treten Disthen, Turmalin und Rutil. Im Leichtmineralspektrum überwiegt Quarz; aber auch Feldspat und Gesteinsbruchstücke sind, besonders im Grobanteil, etwas häufiger. Die Terrigenkomponenten nehmen gegen das Hangende deutlich ab.

Der Aufarbeitungshorizont an der Basis führt Austern, Pectiniden, Balaniden, *Turritella*, *Pitar* und diverse Bivalvensteinkerne. Dünnschliffe von der Basis zeigen offensichtlich aufgearbeitete Turritellen. Bei diesen Gastropoden liegt eine Schalenerhaltung (neomorphe Ersetzung von Aragonit durch Sparit) vor, welche untypisch für die, sonst meist nur als Steinkerne erhaltenen, aragonit-schaligen Mollusken der Zogelsdorf-Formation ist. Außerdem ist ihre Hohlraumfüllung deutlich feiner als die umliegende Matrix. Darüber sind vor allem *Pecten homensis*, Ostreiden, *Anomia* und Balaniden häufig, die teilweise in Horizonten angereichert sind. Das Sediment ist sehr reich an Bryozoen, sowohl mit celleporiformen als auch ästigen und inkrustierenden Wuchsformen. Im Hangenden treten auch Corallinaceen auf.

Eine Foraminiferenfauna aus schlämbaren Lagen der Zogelsdorf-Formation wird durch das sehr häufige Auftreten von *Cibicidoides pseudoungerianus* dominiert. Häufige Faunenelemente sind weiters *Spiroplectammia pectinata* (REUSS), *Bolivina* div. sp., *Hanzawaia boueana* (D'ORB.) und *Lenticulina inornata* (D'ORB.). Hingegen treten selten *Cibicides lobatulus* (WALKER & JACOBS) und Elphidien auf. Die Planktonrate ist mit ca. 5 % als niedrig zu bezeichnen.

Die Sedimente der Zogelsdorf-Formation von Maigen werden von NEBELSICK (1989a, b) zur Bryozoen-Fazies gestellt.

#### Interpretation:

Die Schichtfolge von Kühnring-Subformation, Burgschleinitz-Formation und Gauderndorf-Formation läßt anhand der Lithologie und des Fauneninhalts die Transgression des unteren Eggenburgium deutlich erkennen.

Anhand der Kleinsäugerfauna (MEIN, 1989) ist für die Kühnring-Subformation und Burgschleinitz-Formation eine Einstufung in den älteren Teil der Zone MN 3 (basales Orleanium) möglich (vgl. STEININGER & al., 1990). Ebenso konnte C. MÜLLER (in STEININGER, 1979) in diesen Sedimenten die Nannoplankton-Zone NN2/NN3 nachweisen. Die reiche, charakteristische Molluskenfauna läßt eine Korrelation mit dem tieferen Burdigalium und der kontinentalen Wirbeltierzonierung zu.

Die Sedimente der Kühnring-Subformation sind Ablagerungen in seichter, mariner, schlammreicher, sublitoraler Fazies. Auf zeitweiligen Süßwassereinfluß weisen Einschwemmungen terrestrischer Faunenelemente und die Einschüttung von lokalem Kristallinmaterial hin. Die Otolithen (BRZOBOHATY, 1989) sprechen für ein brackisches Milieu mit einer guten Verbindung zum offenen Meer und ein sehr warmes, subtropisches Klima.

Die Burgschleinitz-Formation kann als etwas tiefere, marine, sandreiche, sublitorale Fazies mit stärkerer Wasserbewegung interpretiert werden. Aus dem Mineralspektrum geht hervor, daß im liegenden Teil der Burgschleinitz-Formation noch lokal geschüttetes Material vorherrscht, das gegen das Hangende von weiter transportiertem und besser aufbereitetem Material abgelöst wird.

Hinter engen Durchlässen, zwischen Kristallinaufragungen kommt es zur Bildung von 3.0 bis 3.5 m mächtigen, tafelförmigen Schrägschichtungskörpern aus Mittel- bis Grobsanden mit steil einfallenden und schwach tangentialen Leeblättern. Vom Schrägschichtungstyp her lassen sich diese Sohlformen mit der Dune-Klasse I von ALLEN (1980) vergleichen. Es handelt sich daher um Sedimentkörper, die bei starker, gleichförmiger und richtungskonstanter Strömung entstanden.

Am flacheren, der Strömung ausgesetzten Luvhang treten häufig Labyrinth von Lebensspuren auf, deren Form und Anlage einen Depositfresser als Verursacher vermuten lassen. Die Ähnlichkeit mit den Bauten mancher rezenter Maulwurfskrebse, auch im Bezug auf die nodosen Wandstrukturen (*Ophiomorpha*) erlaubt es, den Bewohner dieser Systeme unter den Crustaceen zu suchen. Die orientierungsstatistische Analyse dieser Bauten konnte bevorzugte Richtungen in der Anlage der Bauten dokumentieren (HOHENEGGER & PERVESLER, 1985).

Die Sedimente der Gauderndorf-Formation mit der typischen, im Schlamm grabenden Molluskenfauna lassen die Ablagerung in etwas tieferer, mariner, geschützter, feinsandiger, sublitoraler Fazies mit geringer Wasserbewegung erkennen.

Über einer deutlichen Erosionsdiskordanz folgen die Ablagerungen der Zogelsdorf-Formation des oberen Eggenburgium. Die Sedimente wurden wiederum in tieferer, mariner, sublitoraler Fazies abgelagert.

Die Verfeinerung des Sediments und Abnahme der Terrigenanteile gegen das Hangende deutet auf ruhiger werdende hydrodynamische Energieverhältnisse durch die marine Transgression hin.

Der hohe Schlammanteil, die schlechte Sortierung und das Vorhandensein von Bryozoen, welche ein nicht erhaltungsfähiges, im Schnitt kreisförmiges Substrat umkrusten, könnte auf eine Strömungsverringerung durch Seegrasbewuchs hinweisen, wie dies auch durch die Foraminiferenfauna bestätigt wird.

## Literatur

BRZOBOHATY, R. (1989); HOHENEGGER, J. & PERVESLER, P. (1985); MEIN, P. (1989); NEBELSICK, J. H. (1989a, b); PAPP, A., RÖGL, F. & STEININGER, F. (1970); ROETZEL, R. & KURZWEIL, H. (1986); ROETZEL, R. (1990b); STEININGER, F. (1977, 1979, 1983); STEININGER, F. F., BERNOR, R. L. & FAHLBUSCH, V. (1990).

## 1.2. Haltepunkt 2

### Eggenburg Lateinfeld – Eisenbahneinschnitt

W. VETTERS

Thema: Kalksilikatschiefer, Granatquarzit, Glimmerschiefer und Gneise bis schiefrige Gneise des Moravikum.

Ortsangabe: ÖK 50/Blatt 21 Horn.

Eisenbahneinschnitt an der Franz Josef-Bahn, Bahnkilometer 81,6 - 82,2, ca. 2,8 km W Eggenburg, ca. 2,3 km SE Klein Meiseldorf, S der Flur Latein (Lateinfeld).

Beschreibung und Interpretation:

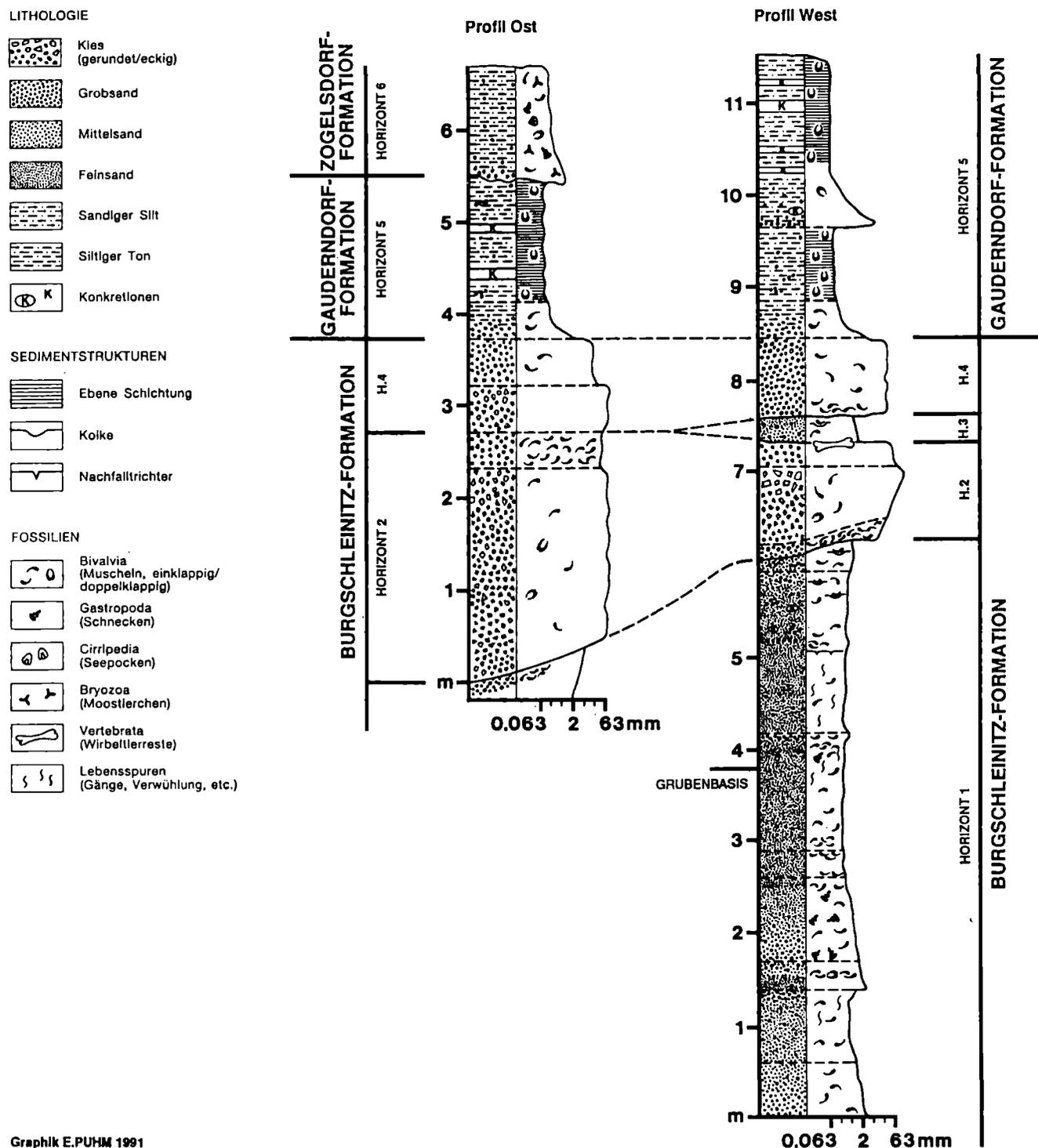
Vgl. Beitrag von W.VETTERS im Teil I (allgemeiner Teil) dieses Tagungsbandes.

### 1.3. Haltepunkt 3 Kühning – Gemeindesandgrube

Kristallin: G. FRASL

Tertiär: F.F. STEININGER, P. PERVESLER, R. ROETZEL, Ch. RUPP & Y. JENKE

Thema: Tertiär der Eggenburger Bucht. Burgschleinitz-Formation mit grobem Schutthorizont.  
Fundstelle von mehreren Seekuh-Skeletten und eines Delphinschädels. Darüber Gauderndorf-  
Formation und Zogelsdorf-Formation.



Graphik E.PUHM 1991

Abb.5: Profil der Gemeindesandgrube Kühning bei Eggenburg.

Lithostratigraphische Einheit: Burgschleinitz-Formation, Gauderndorf-Formation und Zogelsdorf-Formation.

Alter: Untermiozän: unteres und oberes Eggenburgium.

Ortsangabe: ÖK 50/Blatt 21 Horn.

Sandgrube der Gemeinde Kühnring, ca.2 km SW Eggenburg, ca.800 m SE Kühnring, S Weg zum Armenseelenkreuz, am Nordhang des Scheibenberges.

Beschreibung (Abb.5):

In der Gemeindesandgrube von Kühnring, die in einer schmalen, ungefähr West-Ost streichenden und im Norden und Süden von kristallinen Gesteinen begrenzten Senke liegt, sind marine Sedimente der Burgschleinitz-Formation, Gauderndorf-Formation und Zogelsdorf-Formation aufgeschlossen (vgl. Abb.5).

Burgschleinitz-Formation: Der liegende Teil der Burgschleinitz-Formation besteht aus gelbbraunen bis gelbgrauen Mittelsanden, Feinsanden und siltigen Feinsanden (Horizont 1). Interne ebenflächige und horizontale Schichtung ist nur durch vereinzelte dünne, gradierte Feinkiesbänder oder Molluskenschillhorizonte erkennbar.

Die Sande sind fast im gesamten Profil äußerst molluskenreich, wobei in den unteren, gröberen Sedimenten vorwiegend Molluskensplitter vorkommen, während darüber überwiegend gut erhaltene Exemplare, bei den Bivalven z.T. Einzelklappen oder doppelklappige Individuen, teilweise sogar in Lebensstellung, auftreten.

In den Sedimenten konnten *Turritella* sp., *Macrochlamys holgeri*, *Pecten pseudobeudanti*, *Tellina planata*, *Divalinga ornata*, *Dosinia exoleta*, *Pitar raulini*, *P.incrassata*, *P.gigas*, *P.sp.*, *Thracia eggenburgensis*, *Cardium moeschanum*, *C.sp.*, *Bucardium hoernesianum*, *Venerupis basteroti*, *Eomilta transversa*, *Calliostotapes vetulus*, *Lucina* sp., *Psammobia* sp., *Panopea* sp., *Mytilus* sp., *Ostrea* sp., *Lutraria* sp., *Thracia* (?), Lucinidae indet. und Mauerkronen von Balaniden bestimmt werden.

Die Foraminiferenfauna wird von der Gruppe *Ammonia parkinsonia* (D'ORB.) - *tepida* (CUSH.) dominiert. Häufig sind weiters *Aubignyna simplex* (EGGER), *Buccella propingua* (REUSS), *Elphidium reussi* MARKS, *Elphidium crispum* (L.), *Elphidium granosum* (D'ORB.), *Elphidiella cryptostoma cryptostoma* (EGGER), *Nonion commune* (D'ORB.), *Hanzawaia boueana* (D'ORB.) und *Cibicidoides pseudoungerianus* (CUSH.). Das Plankton, hauptsächlich durch *Cassigerinella globulosa* (EGGER) und *C. boudecensis* POKORNY vertreten, ist kleinwüchsig und nicht häufig.

Aufgrund der reichen Molluskenfauna sind die Sedimente stark bioturbiert. Besonders im oberen Teil dieses sandigen Abschnittes können Gangsysteme beobachtet werden, die ohne besonders gefestigte Wandbereiche angelegt wurden. Die Durchmesser der Gänge betragen 2-3 cm. In manchen aufgebrochenen Gangabschnitten sind halbmondförmige Stopfstrukturen zu erkennen, andere Bereiche wurden passiv mit Grobsand gefüllt. Als Verursacher dieser Gangsysteme kommen vor allem grabende Crustaceen in Frage.

Der hangende Teil der Burgschleinitz-Formation wird von einer auffallenden Folge aus Kristallin-Grobschutt und Quarzkies (Horizonte 2-4) gebildet.

Es folgt zuerst ein auffallender Grobhorizont (Horizont 2), der im westlichen Teil des Aufschlusses über einem schwachen Erosionsrelief eine gleichmäßige Mächtigkeit um 1 m besitzt, gegen Osten jedoch über einer deutlich ausgebildeten Erosionsdiskordanz bis ca.3 m Mächtigkeit erreicht.

Im westlichen Grubenteil beginnt dieser Grobhorizont an der Basis mit einem äußerst mollusken-schillreichen Mittelsand bis Feinkies der vorwiegend konkav orientierte Einzelklappen von *Arca*, *Glycymeris*, Ostreiden, *Pitar*, *Panopea* und großwüchsigen Turritelliden führt.

Darüber folgt ein invers gradiertes Kristallin-Grobschutthorizont aus Mittel- und Grobkiesen. Die sehr schlecht sortierten Komponenten sind vorwiegend matrixgestützt und chaotisch gelagert; teilweise sogar mit den Längsachsen vertikal im Sediment orientiert. In der Grobfraktion findet man großteils plattige und kantengerundete aplitische Muskovitgneise und Turmalinquarzite. Untergeordnet treten gut bis sehr gut gerundete Quarze auf. Am Top dieses Horizontes sind große Kristallinplatten mit Durchmesser von 10-80 cm auffallend, die im westlichen Grubenabschnitt gegen Osten an Größe und Häufigkeit deutlich zunehmen. Die Analyse der Streichrichtungen der Längsachsen dieser Kristallinplatten ergab drei bevorzugte Richtungen (Mittelwerte bei 67.86°, 118.80° und 166.39°).

Besonders im östlichen Grubenteil, wo dieser Grobhorizont deutlich homogener ist, sind häufig Einzelklappen dickschaliger Mollusken (*Glycymeris*, *Macrochlamys holgeri*, *Pitar* und *Protoma*) in chaotischer Lagerung zu beobachten.

Der hangende, äußerst quarzreiche Abschnitt des Grobhorizontes besteht aus siltigem Grobsand mit einem hohen Anteil von gut bis sehr gut gerundetem Mittel- und Grobkies.

Dieser wird von einem lateral gegen Osten auskeilenden, siltig-kiesigen Fein- bis Mittelsand (Horizont 3) überlagert, in dem Mollusken-Einzelklappen und Schillnester auftreten. Meist eingebettet in diese Sande, am Top des liegenden Grobhorizontes, wurden in den letzten Jahren sechs, unterschiedlich gut erhaltene Skeletteverbände von Seekühen (*Metaxtherium krahuletzii*) und eine größere Anzahl von isolierten Skelettelementen sowie ein Delphinschädel gefunden. Im mittleren Grubenteil, wo der Sandhorizont gegen Osten bereits auskeilt, liegen die Skelettreste ebenfalls am Top des Grobhorizontes, jedoch bedeckt vom hangenden Kies.

In diesem Mittel- bis Feinkieshorizont (Horizont 4) mit grob- bis mittelsandiger Matrix überwiegen in der Kiesfraktion, so wie im liegenden Horizont, gut bis sehr gut gerundete Quarze.

Einzelklappen großer Bivalven sind vor allem an der Basis häufig, wo sie meist mit der Wölbung nach unten im Sediment liegen. Es konnten folgende Arten bestimmt werden: *Turritella terebralis*, *T. gradata*, *T. vermicularis*, *Protoma cathedralis*, *Chlamys holgeri*, *Pecten pseudobeudanti*, *Anomia ephippium*, *Pitar raulini*, *P. islandicoides*, *Dosinia exoleta*, *D. ornata*, *Iphigenia lacunosa*, *Glycymeris fichteli*, *Panopea menardi* und *Ostrea* div. sp.

Gauderndorf-Formation: Die insgesamt maximal 3 m mächtige Gauderndorf-Formation (Horizont 5) wird über einer quarzkiesreichen Basis aus grüngrauen bis gelbbraunen, im cm-Bereich ebenflächig bis leicht wellig und gut geschichteten tonigen Silten bis Tonsilten aufgebaut, die vereinzelt Feinkiesnester führen. Im Hangenden fallen besonders mehrere schichtungsparallele Verhärtungshorizonte auf.

Innerhalb der Pelite tritt eine sehr schlecht sortierte, grobe Einschaltung mit sehr gut gerundeten, matrixgestützten Quarzkiesen auf, die mit einem scharfen Kontakt gegen das Liegende einsetzt und normal gradiert ist.

Die reiche, grabende, zartschalige Molluskenfauna dieser Pelite ist oft in Lebensstellung zu beobachten. Häufig sind: *Haliotis*, *Diloma*, Turritellen div. sp., *Ficopsis*, *Euthriofusus*, *Cerastoderma*, mittelgroße Cardien, *Pitar* div. sp., *Paphia*, *Lutraria*, *Tellina* und *Solen*.

Die Foraminiferen-Gesamtf fauna wird stark von kleinwüchsigem Plankton (hauptsächlich Cassigerinellen, daneben *Globigerina ciperoensis ottnangensis* RÖGL, *G. angustiumbilicata* BOLLII und *G. brevispira* SUBBOTINA) dominiert. Häufige benthonische Foraminiferen sind neben *Ammonia parkinsonia* (D'ORB.) - *tepida* (CUSH.), *Hanzawaia boueana* und *Cibicidoides pseudoungerianus* (CUSH.) auch *Lenticulina inornata* (D'ORB.), *Caucasina cylindrica* ZAPLETALOVA, *Elphidium granosum* (D'ORB.), *Nonion commune* (D'ORB.), *Epistominella cf. molassica* (HAGN) und *Globocassidulina oblonga* (REUSS). Gegen das Hangende nehmen planokonvexe Arten (*Cibicidoides*, *Hanzawaia*) stetig an Häufigkeit zu.

Zogelsdorf-Formation: Die nur im östlichen Teil der Grube anstehende Zogelsdorf-Formation (Horizont 6) ist über dem Transgressionsrelief des oberen Eggenburgium in typischer basaler Fazies ausgebildet. Die quarzkies- und biogenreichen Kalksteine sind undeutlich geschichtet und teilweise knollig verhärtet. Es sind weißgraue bis braungelbe, sehr matrixreiche kiesige Silte bis Feinsande mit meist sehr gut gerundeten, matrixgestützten Quarzkiesen im Fein- bis Mittelkiesbereich und untergeordnet eckigen bis kantengerundeten Kristallinkomponenten.

Die Zogelsdorf-Formation führt in diesem Aufschluß dickschalige Austern, Pectiniden (*Pecten pseudobeudanti* und *P. homensis* sowie kleinwüchsige Chlamys-Arten), Turritellensteinkerne, meist vollständig erhaltene Balaniden und manchmal in Lagen angereicherte kugelförmige Bryozoenkolonien (*Cellepora*).

Die Foraminiferenfauna wird stark von *Cibicidoides pseudoungerianus* (CUSH.) dominiert. Häufig ist auch *Spiroplectammina pectinata* (REUSS). Weiteres Benthos (*Elphidium* div. sp., *Bolivina* div. sp.) und Plankton (Cassigerinellen) sind in geringeren Prozentsätzen vertreten.

Schwerminerale: Im gesamten Profil der Gemeindesandgrube Kühnring tritt ein auffallend einheitliches und äußerst eintöniges Schwermineralspektrum auf, das von Turmalin mit 89-100 % dominiert wird. Granat, Staurolith und Disthen sind nur im Grobschuttbereich etwas häufiger zu finden. Ebenso hohe Turmalinanteile konnten in mehreren Gruben in der näheren Umgebung der Ge-

meindesandgrube Kühnring, wie z.B. in Amelsdorf, Burgschleinitz und Sonndorf festgestellt werden (vgl. THINSCHMIDT, 1991).

Diese Turmalindominanz ist vermutlich auf Schüttungen aus den turmalinaplitischen Randbildungen im Kontaktbereich zum Thaya-Batholith zurückzuführen (vgl. FRASL in HÖCK & al., 1983).

#### Interpretation:

Die an der Basis der Gemeindesandgrube von Kühnring aufgeschlossenen, fossilreichen Mittel- bis Feinsande können aufgrund der Molluskenfauna, Foraminiferenfauna und des internen Sedimentaufbaues als typische Ablagerungen des seichten, marinen Sublitorals angesehen werden.

Die Lithologie des darüber folgenden, invers gradierten Horizontes mit groben, matrixgestützten, sehr schlecht sortierten und lokal geschütteten Kristallinkomponenten weist auf einen sehr rasch abgelagerten Schuttstrom (Trümmerstrom, debris flow) hin.

Der Molluskenschillhorizont an der Basis dieses Horizontes ist wahrscheinlich auf ein schweres Sturmereignis zurückzuführen, das vor dem Abgang dieses Schuttstromes stattfand, bzw. der auslösende Faktor gewesen sein könnte. Da die mehr oder weniger vollständig erhaltenen Seekuh-Skelette von *Metaxytherium krahuletzki* in verschiedenen Größen- bzw. Altersklassen gemeinsam mit den großen Gesteinsplatten ausschließlich oben auf dem Schutthorizont liegen, ist anzunehmen, daß diese Tiere einem Herdenverband angehörten und gleichzeitig umkamen. (vgl. PERVESLER & STEININGER, 1986).

Wahrscheinlich steht der Tod dieser Seekuhherde in der seichten Meeresbucht in Zusammenhang mit einem schweren Sturm und dem davon ausgelösten, plötzlich eingleitenden Schuttstrom. Es ist zu vermuten, daß, anders als bei Delphinen oder Seehunden, die toten Tiere nicht an der Wasseroberfläche treibend zerfielen, sondern durch den schweren Knochenbau der Seekühe sehr bald und komplett zu Boden sanken. Die Kadaver wurden danach durch Strömung und Wellentätigkeit etwas zerlegt und allmählich von Sanden bedeckt. Dies geschah allerdings nicht sehr rasch, da auf zahlreichen Seekuhknochen der Aufwuchs von Austern zu beobachten ist.

Die Gauderndorf-Formation, die in diesem Aufschluß besonders feinkörnig und gut geschichtet ist, läßt aufgrund der Foraminiferenfauna (verstärktes Auftreten von *Lenticulina*, *Caucasina*, *Globocassidulina* und Plankton) auf einen etwas tieferen Ablagerungsraum mit besserer Verbindung zum offenen Meer schließen. Eine normal gradierte Grobeinschaltung in diesen Feinsedimenten ist wahrscheinlich wieder auf ein Sturmereignis zurückzuführen.

Die diesen Aufschluß beschließenden Sedimente der Zogelsdorf-Formation erscheinen aufgrund der Foraminiferenfauna im mittleren Neritikum zur Ablagerung gekommen zu sein.

#### Literatur

PERVESLER, P. & STEININGER, F. F. (1986); ROETZEL, R. (1990b).

#### KRISTALLIN (G.FRASL)

Thema: Hangendkontakt des Thaya Batholiths: Aplitgänge in Kalksilikathornfels - variszisch schwach überprägt.

Ortsangabe: Straßenböschung unmittelbar gegenüber dem Ausgang der Gemeindesandgrube Kühnring.

#### Beschreibung:

Man sieht mehrere armdicke, steilstehende, aplopegmatitische Gänge, welche ein blockig brechendes, graugrünes, dichtes Nebengestein durchschlagen haben (vgl. Beschreibung von Haltepunkt 19 im Exkursionsführer 1977 sowie Analyse eines hiesigen Metahornfelses auf der dortigen Tabelle III). In Schliften dieses Metahornfelses erkennt man - meist zeitig angereichert - einmal vorwiegend Aktinolitstengelchen (z.T. leicht blaustichig), dann vorwiegend körnigen bis kurzprismatischen Klinozoisit und lagenweise auch mehr Feldspat - und zwar xenomorphe Oligoklase sowie Mikrokline - und auch Quarz.

Die variszische Deformation ist hier in diesen beiden wenig schieferholden Gesteinen so gering, daß man in dem Metahornfels ("Kühnringer Kalksilikatfels", HÖCK & VETTERS, 1979) noch z.T. deutlich die primäre Bänderung erkennen kann, die übrigens stellenweise von den Aplitgängen

schräg abgeschnitten ist. Durch Stoffaufnahme hatten sich stellenweise sogar im Pegmatit, so wie sonst eher im Hornfels, bis halb-cm große, blaßgrünlichgraue Pyroxene gebildet, die zwar meist uralitisiert, zum Teil aber auch noch als solche erhalten sind, was für die schonungsvolle Art der hiesigen Deformation und Metamorphose kennzeichnend ist. Trotzdem erkennt man in den Gängen schon mit freiem Auge an den Feldspaten und Quarzen die deutlichen Veränderungen, Trübungen oder Zerpressungen. Übrigens liegt hier der nächste Granitaufschluß des Thaya Batholiths bereits beim Feldrain am östlichen Ende des Buschwerks. Trotz dieser geringen Entfernung kann die Chemie der sauren Ganggesteine durch den Stoffaustausch mit dem kalkreichen Nebengestein schon bemerkenswert verändert sein.

#### Interpretation:

Als Ausgangsmaterial der im Hangendkontakt des Thaya Batholiths relativ seltenen, aber vergleichsweise vom Brünner Massiv her altbekannten Hornfelse kann ein kieselig Mergel angenommen werden. Übrigens hat schon F.E. SUESS (1912) und dann auch WALDMANN (seit 1922) auf solche Hornfelse vom "ehemaligen Kontaktmantel" bei Kühnring hingewiesen, aber die seinerzeitige Fundstelle am Hochfeld mit den zahlreichen, cm-großen Granaten ist längst planiert. Hier ist jedenfalls ein cadomischer Injektionskontakt des Thayaaplutons noch sichtlich gut erhalten und damit ist dies ein Schlüsselpunkt sowohl für den Nachweis der Existenz von Hornfelskontakten in der näheren Umgebung, als auch für Vergleichszwecke mit anderen Gneiskontakten in der Moravischen Zone.

Hier schließen sich gegen das Hangende, also gegen den Ort Kühnring zu, bald glimmerreichere Paragneise und Paraschiefer an. Diese waren besser deformierbar und sind daher mitsamt ihren sauren Ganggesteinen stärker verschliffen worden, wobei auch die ehemaligen Gänge mehr oder minder parallel in das s eingeschlichtet wurden. WALDMANN und später FRASL (Exkursionsführer 1968, Stop II/3) wiesen beim Ort Kühnring auf vermutliche Glimmerpseudomorphosen nach Cordieritknoten in solchen Schiefen hin. In diesem schlecht aufgeschlossenen Bereich kommen im Verband der Paragneise und Paraschiefer inklusive der feldspathhaltigen und unreinen Quarzite in westlicher bis südwestlicher Richtung bis zu den nächsten Ortschaften als Zeugen einer weitverbreiteten Turmalinisierung öfters fast schwarze Turmalin Quarzitblöcke und Turmalin-Quarz-Schlieren, aber auch turmalinhaltige Aplite und Pegmatite vor (vgl. auch HÖCK & VETTERS, 1979). Das bestärkt den Eindruck, daß z.B. im hiesigen Querprofil die ganzen Hüllschiefer zwischen dem Thaya Batholith im E, und andererseits dem Gneiszug Sachsendorf-Reinprechtspölla zum "Alten Dach" der cadomischen Granitoide zu rechnen sind, wogegen man bisher noch keinen überzeugenden nachgranitischen Schichtbestand erkennen konnte.

Das gleiche gilt übrigens auch für die südliche Fortsetzung dieses Schieferhüllestreifens, die in der Nähe vom Amelsdorf rapide enger wird und im weiteren Verlauf wohl gegen S aushebt, da sich der Gneiszug Sachsendorf-Reinprechtspölla gegen S hin sichtlich mit der Hauptmasse des Thaya Batholiths vereinigt. Nur sehr bescheidene Reste von Hüllschiefern sind etwa in der südlichen Fortsetzung der Amelsdorfer Schiefermulde noch in einer bis ins Dienbachtal verfolgbaren Scherzone innerhalb der SW vom Manhartsberg zusammenhängenden Granitmasse eingekleilt.

Zwar gibt es in dem ganzen genannten Gebiet eine Foliation (mit mittelsteilem Einfallen gegen W) und eine wechselnd stark ausgeprägte Streckung (und zwar meist flach S bis SSW einfallend), aber ich sehe keinen triftigen Grund, daß zwischen der injizierten Schiefermulde von Kühnring und den im E und W anschließenden granitoiden Gneisen eine Deckengrenze anzunehmen wäre.

Wir können hier trotz aller Verschieferung und Streckung bei der Vorstellung von einer nicht zu tief reichenden Mulde des Alten Daches auf dem Thaya Batholith bleiben, so ähnlich wie WALDMANN schon 1924/56 postuliert hat, daß die Gneiskerne der moravischen Decken einschließlich des Bittescher Gneises an ihrer Wurzel mit dem Thaya Batholith zusammenhängen. Er konnte damals auch noch z.B. auf eine Symmetrie der aus Kalksilikathornfels hervorgegangenen Kalksilikatschiefer-Vorkommen beiderseits der Mulde hinweisen, was ich noch in Gelände bestätigen konnte, was aber heute durch tiefgründige Planierungsarbeiten im Zuge der Kommissierung der landwirtschaftlich genutzten Flächen nicht mehr sichtbar ist. Insgesamt hat er im Querprofil vom Thaya Batholith bis zum Bittescher Gneis sogar auf fünf Kalksilikatschieferzüge hinweisen können, welche die Gneiszüge begleiten, wobei für ihn die genetische Äquivalenz der Kühnringer Kalksilikatschiefer mit den Fugnitzer Kalksilikatschiefern, die schon im Verband mit dem Bittescher Gneis stehen, außer Zweifel stand. Diese Korrelierbarkeit entspricht auch ganz meiner Erfahrung: die Kalksilikatschiefer sind in den westlicheren Zügen infolge der dort stärker wirksamen variszischen Orogenese meist viel mehr verschiefert und auch zunehmend höher regionalmetamorph. Daher sind die sauren Gänge im Fugnitzer Kalksilikatschiefer meist bis fast zur Unkenntlichkeit der

Gangnatur ausgewalzt und gleichlaufend eingeschichtet. Es gibt aber doch an geschonten Stellen von der Thaya bis nach Schönberg am Kamp (ganz im Süden der Moravischen Zone) auch im Fugnitzer Kalksilikatschiefer eindeutig erhaltene Injektionskontakte (z.B. FRASL, 1974; BERNROIDER, 1989).

#### Literatur

BERNROIDER, M. (1989); FRASL, G. (1974, Exkursionsführer 1977: HP 19); HÖCK, V. & VETTERS, W. (1979); SUESS, F.E. (1912); WALDMANN, L. (1925).

### 1.4. Haltepunkt 4 Matzelsdorf – Loiblkreuz

G. FRASL, F. FINGER

Thema: Der "Gumpinger Augengneis" am Westrand des Thaya Batholiths.

Ortsangabe: ÖK 50/Blatt 21 Horn.

Loiblkreuz an der Straße zwischen Burgschleinitz und Matzelsdorf. Eine aus mehreren Höckern und Blöcken bestehende Felsaufragung in den Feldern, ca. 800 m E Matzelsdorf, ca. 50 m WNW vom Loiblkreuz, nördlich der Straße.

Beschreibung und Interpretation:

Um einen ersten Eindruck vom variablen Aufbau des cadomischen Thaya Batholiths zu bekommen, stehen wir hier nahe seiner Westgrenze, wo die Verschieferung bei Annäherung an die im Hangenden befindliche Schieferhülle generell zunimmt und ein generelles Westfallen herrscht. Außerdem sind da am Westrand bekanntlich eher die dunkleren Granitoide angereichert. So schrieb schon REINHOLD (1910) über eine basische Fazies des Maissauer Granits bei Gumpung und dann nochmals 1914 von einem "basischen, sehr biotitreichen, porphyrtigen Typus bei Matzelsdorf und Gumpung", aber dieser Gesteinstyp ist in Fachkreisen bisher wenig bekannt geworden.

Im Zuge der Kartierungsarbeiten habe ich dann die Ortschaft Gumpung als den ungefähren Schwerpunkt für die Verbreitung dieses auffällig biotitreichen Augengneises erkannt und damit den einen der vier gut unterscheidbaren, wichtigen Granitypen des Thaya Batholiths nach dieser Lokalität benannt (in FINGER et al., 1989). Seine Verbreitung in dem etwa NNE-SSW längsgestreckten Dreieck zwischen Klein Burgstall und Grübern und der Spitze zwischen Eggenburg und Kühnring ergibt bei einer maximalen Breite von etwas über 2 km eine Mindestlänge von 8 km, aber eine Fortsetzung dürfte sogar noch über die Thaya reichen, wie z.B. der dunkle Augengneis 2 km E von Unanov N von Znaim (M. LOBKOVICZ, freundl. Mitt.) zeigt. Da der ursprüngliche Typusaufschluß, ein seichter Steinbruch am Nordausgang von Gumpung, inzwischen zur Straßenbaudeponie umgewandelt wurde, wird der ebenfalls leicht erreichbare Granitbuckel beim Loiblkreuz besucht.

Der dunkle Augengneis ist offensichtlich aus einem porphyrischen Melagranit durch mehr Streckung als Schieferung unter den Bedingungen der variszischen, niedriggradigen Regionalmetamorphose entstanden, und zwar beim Loiblkreuz unter den Stabilitätsbedingungen von Albit und olivbraunem Biotit. Die dickknotigen, 2 bis 3 cm großen Kalifeldspate sind meist in mehrere, etwas verstellte Felder zerpreßt. Die wenige mm-großen Plagioklase sind stark getrübt und meist glanzlos. Massenhaft Biotitschuppen winden sich um die Feldspat-Augen, während der Quarz wenig in Erscheinung tritt. Erst u.d.M. erkennt man den flauen Mikroclin, der manchmal auch z.T. schachbrettalbitisiert sein kann sowie die meist völlig albitisierten Plagioklase mit ihrer unregelmäßigen Epidotfüllung. Nur manchmal sind auch noch reliktsche Oligoklaspartien erhalten. Reichlich sind auch die im Bereich der Biotite angesiedelten Epidote, Titanite, Apatite und Zirkone. Nur in den geschontesten Partien ist bei dem hohen Biotit-Anteil noch zwischen den großen, an die PT-Bedingungen der Metamorphose angepaßten Biotiten und den Biotitfitterbereichen anstelle von Hornblenden zu unterscheiden, die sich dann flächenmäßig etwa die Waage halten.

Nach dem Modalbestand war das Ausgangsgestein ein dunkler Granodiorit bis Quarzmonzodiorit, wobei die im Gestein recht gleichmäßig verteilten, großen Kalifeldspate doch mindestens ein Viertel des Mineralbestandes auszumachen scheinen. Von F. FINGER stammen die drei chemischen Analysen auf Tab. 1.

Tab. 1: Analysen des Gumpinger Augengneises (Analysator: F.FINGER).

Analysebez.	1 Fi-38/85	2 Fi-89/84	3 Fi-30/85
Hauptelemente (Gew. %):			
SiO <sub>2</sub>	62.02	63.40	63.83
TiO <sub>2</sub>	1.05	0.91	0.87
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.14	15.17	16.44
FeO <sub>tot</sub>	5.84	5.05	5.41
MnO	0.12	0.10	0.10
MgO	1.83	1.53	2.10
CaO	4.02	3.47	0.75
Na <sub>2</sub> O	3.80	3.66	3.63
K <sub>2</sub> O	3.21	3.64	4.32
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.27	0.28	0.31
H <sub>2</sub> O	1.30	1.30	1.90
CO <sub>2</sub>	n.b.	n.b.	n.b.
Summe	99.60	99.04	99.66
Spurenelemente (ppm):			
Nb	22	12	19
Zr	288	295	293
Y	39	25	15
Sr	337	245	163
Rb	167	142	194
Ni	17	21	10
Cr	23	8	20
Ba	707	831	891

Fundorte: 1 + 2: Kleiner Steinbruch bei Gasthof Wiesent (NE Reikersdorf)  
3: Steinbruch N Klein-Burgstall

Der felsige Höcker beim Loiblkreuz befindet sich sichtlich in einer grobblockigen Auflösung, aber auf seiner Nordseite kann man noch das generelle Westfallen und die flache, etwa meridional gerichtete Streckung ablesen, und das sind Orientierungen, die ganz mit den Gefügen in mehreren km Umkreis konform gehen. Die armdicken, zum Teil rosa gefärbten Aplite sind bereits gut in dieses Flächengefüge eingeschlichtet. Im Süden, z.B. bei Klein Burgstall ist der Gumpinger Augengneis sogar stark aplitisch-pegmatitisch und von unregelmäßigen Gängen von sauren Feinkorngraniten durchschwärmt, welche vom östlich davon großflächig anschließenden, aplitreichen Maisauer Granit ausgehen dürften und die Deformation wegen der Glimmerarmut weniger aufgenommen haben. -- Übrigens ist das relativ kalireiche, dunkle, cadomische Ausgangsmaterial des variszisch deformierten Augengneises auf den Westen des Thaya Batholiths beschränkt. Ein Pendant fehlt im Bittescher Gneiszug ebenso wie auch in der Brünner Masse und in dem östlich davon erbohrten Teil des Bruno-Vistulikums (oder anders gesagt, Moravo-Silesischen Terraines).

#### Literatur

FINGER, F. et al. (1989); REINHOLD, F. (1910, 1914).

## 1.5. Haltepunkt 5 Zogelsdorf – Johannesbruch

J. NEBELSICK, F.F. STEININGER, N. VÁVRA, W.E. PILLER

Thema: Fossilreicher Kalkstein der Zogelsdorf-Formation (oberes Eggenburgium). Typuslokalität der Zogelsdorf-Formation. Beispiel für einen Steinbruch des Zogelsdorfer Steines aus dem 19. Jahrhundert mit verschiedenen Abbauspuren.

Lithostratigraphische Einheit: Zogelsdorf-Formation.

Alter: Untermiozän: oberes Eggenburgium.

Ortsangabe: ÖK 50/Blatt 21 Horn.

Ehemaliger Johannes-Steinbruch von Zogelsdorf, ca. 2,5 km S Eggenburg, beim Sportplatz und bei der Statue des Johannes Nepomuk im nordwestlichen Ortsgebiet von Zogelsdorf.

Geschichte: In der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts wurden große Mengen von Baumaterial für die Prachtbauten der Wiener Ringstraße benötigt, sodaß die großen Zogelsdorfer Brüchen den Bedarf nicht mehr decken konnten. Um 1870 wurde daher der Abbau des Zogelsdorfer Steines im Johannesbruch in Zogelsdorf begonnen. Aus diesem Bruch stammen unter anderem die Blöcke für die vier Herkulesfiguren am Michaelertor in Wien. Die Steinbrüche von Zogelsdorf waren in Besitz des Baron von Suttner und dessen Frau Bertha von Suttner.

Der Johannes-Steinbruch reichte ursprünglich weiter nach Westen, bis auf das Gebiet des heutigen Sportplatzes. Der zugängliche Teil des Steinbruches wurde 1986 und 1990 von Müll gesäubert und soll in Zukunft als Natur- und Industriedenkmal erhalten werden. Von besonderem Interesse für die Bergbaugeschichte sind die Spuren der verschiedenen Abbaumethoden.

Beschreibung (Abb.6):

Der in mehrere Gesteinsbänke gegliederte, fossilreiche Kalkstein ist im gesamten Aufschluß gleichmäßig ausgebildet. Er besteht aus schlammreichen Rudstones, welche durch das massenhafte Auftreten von Bryozoen gekennzeichnet sind. Die relativ reiche Bryozoenfauna lieferte außer den schon makroskopisch auffälligen Vertretern der *Celleporidae* Material der Gattungen *Cellaria*, *Sertella*, *Porella*, *Schizoporella* sowie *Myriapora*; unter den Cyclostomata finden sich *Crisia*, *Entalophora*, *Lichenopora*, *Fron dipora*, *Mesenteriopora*, *Tetrocycloecia*, *Tervia* und *Homera*.

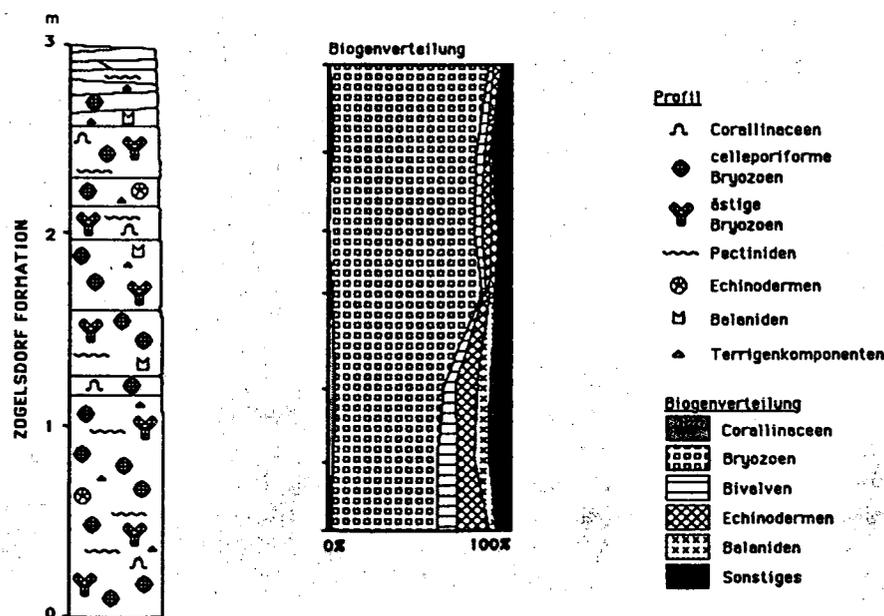


Abb.6: Profil des Johannes-Steinbruches in Zogelsdorf bei Eggenburg.

Die Bryozoen zeigen meist eine rundliche "celleporiforme" Wuchsform, welche als Bryozoen-Makroid bezeichnet werden kann. Diese Komponenten, welche in der gesamten Zogelsdorf-Formation auftreten, können aus einer Kolonie bestehen, oder auch von mehreren aufeinander wachsenden Bryozoen, sowie unter Mitbeteiligung von anderen inkrustierenden Organismen, wie Serpuliden oder Corallinaceen, aufgebaut werden.

Untergeordnete Makrofossilien sind Echinodermen (*Echinoidea*, *Asterozoa*, *Ophiuroidea* und Schwebcrinoiden: *Discometra*), in Lagen auftretende, schichtparallele Pectiniden (meist monospezifische Bänke von *Pecten pseudobeudanti* oder *Pecten hornensis*) sowie Balaniden. Die im Zogelsdorfer Hauptsteinbruch charakteristischen Corallinaceen sind hier weniger vertreten und unbestimmbar. Die Komponenten sind oft zerbrochen sowie stark zerbohrt.

Die Auszählungsergebnisse von Dünnschliffen zeigen die zum Hangenden immer stärker werdende Dominanz von Bryozoen sowie das Abnehmen des prozentuellen Anteiles von Bivalven, Echinodermen und Balaniden. Im Allgemeinen nimmt zum Hangenden der Biogen- und Terrigenanteil ab, der Schlammanteil hingegen zu.

Die schlecht erhaltene Foraminiferenfauna setzt sich aus Cibiciden, Textularien, *Rotaliaceen*, Bolivinen, *Sphaerogypsina*, *Amphistegina* und seltenen planktonischen Formen zusammen.

Interpretation:

Der Johannes-Steinbruch von Zogelsdorf liegt im südlichen Bereich der durch Kristallinschwellen und Inseln vom offenen Molassemeer geschützten "Eggenburger Bucht", in der Kalksteine mit einem geringen Anteil von Terrigenkomponenten dominieren. Die Ablagerungen werden, so wie der Großteil der Zogelsdorf-Formation in der südlichen "Eggenburger Bucht" zur Bryozoen-Fazies gestellt.

Das häufig auftretende Phänomen der Inkrustation und der fehlende Terrigenanteil deuten auf eine niedrige Sedimentationsrate. Der steigende Anteil von Schlamm gegen das Hangende zu deutet auf ruhiger werdende hydrodynamische Energieverhältnisse während der Transgression der Zogelsdorf-Formation hin. Diese Fazies dürfte, gegenüber der etwas exponierteren Echinodermen-Foraminiferen-Fazies, wie sie in der Brunnstube auftritt, in einem bereits tieferen Ablagerungsbereich liegen. In Hinblick auf eine ökologische Auswertung der Bryozoenfauna ist vor allem die große Seltenheit des Genus *Crisia* erstaunlich, die sonst für alle Fundpunkte im Eggenburgium typisch ist und als Anzeiger reichen submarinen Pflanzenwuchses angesehen wird. Die häufig vorkommende *Myriapora truncata* findet sich rezent auf sekundären Hartböden und Felsrücken ab 20 Meter und wird als häufig zwischen 30 und 60 Meter angegeben.

#### Literatur

HAUER, C. v. (1873); KIESLINGER, A. (1935); MANZONI, A. (1877, 1878); NEBELSICK, J. H. (1989a, b); SCHAFFER, F. X. (1914, 1927); VAVRA, N. (1979, 1981); WIESNER, J. (1894).

## 1.6. Haltepunkt 6 Eggenburg – Brunnstube

J. NEBELSICK, R. ROETZEL, F.F. STEININGER, Ch. RUPP, Y. JENKE, I. DRAXLER

Thema: Feinsande der Gauderndorf-Formation (unteres Eggenburgium) transgressiv überlagert von fossilreichen und karbonatreichen Sedimenten der Zogelsdorf-Formation (oberes Eggenburgium) mit einem basalen Aufarbeitungshorizont.

Wasserstollen zwischen Brunnstubengraben und Krahuletz-Museum mit faziell differenziertem Nord-Südprofil beiderseits einer Kristallinbarriere durch die Burgschleinitz-Formation bzw. Kühnring-Subformation (unteres Eggenburgium), Gauderndorf-Formation (unteres Eggenburgium) und Zogelsdorf-Formation (oberes Eggenburgium).

Lithostratigraphische Einheit: Burgschleinitz-Formation, Kühnring-Subformation, Gauderndorf-Formation und Zogelsdorf-Formation.

Alter: Untermiozän: unteres und oberes Eggenburgium.

Ortsangabe: ÖK 50/Blatt 21 Horn.

Talschluß des Urtlbaches, an der Südeinfahrt von Eggenburg, südlich des Lagerhauses, unmittelbar westlich des Straßendamms der Bundesstraße 38 nach Maissau.

Beschreibung (Abb.7):

Brunnstubengraben: Die an der Basis aufgeschlossene Gauderndorf-Formation besteht aus gelbbraunen bis gelbgrauen Silten bis Feinsanden mit Konkretionen und reicher Molluskenführung. Die Sedimente führen die für die Gauderndorf-Formation typischen, grabenden Bivalven mit den häufi-

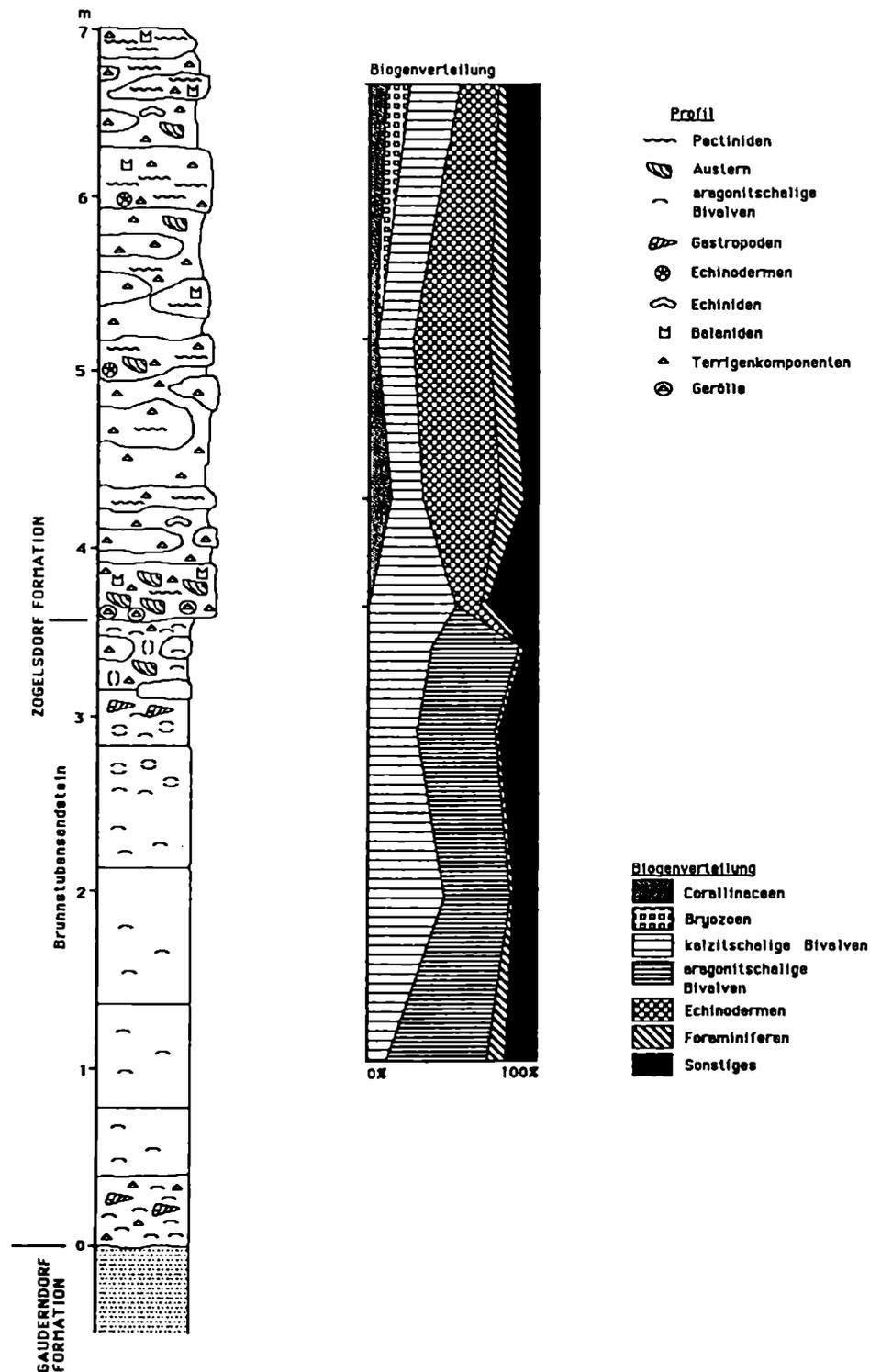


Abb.7: Profil der Brunnstube in Eggenburg.

gen Formen wie *Pitar* div. sp., *Periglypta*, *Venerupis*, *Paphia*, *Macra*, *Lutraria* div. sp., *Eastonia*, *Iphigenia*, *Solecurtus*, *Tellina* und *Thracia* sowie den häufigen Gastropoden wie *Diloma*, *Turritella* div. sp., *Natica*, *Calyptraea*, *Ficus*, *Euthriofusus* und *Tudicla*.

Die darüber folgenden Ablagerungen der Zogelsdorf-Formation lassen über einem basalen, sehr schlecht sortierten Transgressionshorizont mit Quarzgeröllen und Molluskenschill eine deutliche Zweiteilung erkennen.

Im Liegenden sind ca. 3,5 m, zum Teil mürbsandsteinartig verfestigte, biogenreiche, grüngraue bis blaugraue, teilweise grobsandige Silte bis Feinsande anstehend ("Molassesandstein" von SUESS, 1866 bzw. "Brunnstubensandstein" von ABEL, 1898a). Dieser liegende Teil führt, ähnlich wie die Gaudernsdorf-Formation, viele grabende Bivalven, daneben aber auch schon die für die Zogelsdorf-Formation charakteristischen Pectiniden wie *Pecten pseudobeudanti* und *Pecten hornensis*, daneben verschiedene Arten von *Chlamys*, *Anomia*, div. Ostreiden, Arciden, Glycymeriden und Cardien, *Panopea* und *Pholadomya*, Balaniden und Bryozoen.

Die Foraminiferenfauna wird durch planokonvexe Arten wie *Cibicidoides pseudoungerianus* (CUSH.) und *Hanzawaia boueana* (D'ORB.) dominiert, häufig sind *Lenticulina inornata* (D'ORB.), Elphidien der Gruppe *E. crispum* (L.) - *macellum* (F. & M.) und *Nonion commune* (D'ORB.). Kleinwüchsiges Plankton ist häufig.

In den Schliffen des liegenden Teiles der Zogelsdorf-Formation, die zur Kalksand-Fazies gezählt wird (NEBELSICK, 1989a, b), ist der hohe Schlammanteil und Anteil an Terrigenkomponenten auffallend. Der Biogenanteil wird fast vollständig von Bivalvenresten gebildet, wobei der hohe Anteil an erhaltenen Aragonitschalen bemerkenswert ist.

Der hangende Teil, der durch deutlich hervorspringende, konkretionär verhärtete Bänke und Knollen gekennzeichnet ist, beginnt über einer deutlich ausgebildeten Diskontinuitätsfläche mit einem Schutthorizont aus Austern, Balaniden, Pectiniden und Kristallingeröllen in einer graubraunen, grobkörnigen, terrigenreichen Matrix. Darüber folgen hellgraue, feinkörnige, nach oben etwas gröber werdende siltige Mittel- bis Feinsande mit Austern- und Pectinidenbänken (vor allem *Pecten hornensis*), teilweise vollständig erhaltenen Echinoideen (z.B.: *Echinolampas*, *Spatangus* und *Clypeaster*), Balaniden, Bryozoen und Corallinaceen.

Die Foraminiferenfaunen dieses hangenden Abschnittes sind wiederum von planokonvexen Formen wie *Cibicidoides pseudoungerianus* (CUSH.) (dominant), *Cibicides lobatulus* (WALKER & JACOB) und *Hanzawaia boueana* (D'ORB.) gekennzeichnet. Weiters sind Elphidien der Gruppe *E. crispum* (L.) - *macellum* (F. & M.) häufig. Die Planktonrate ist gegenüber den liegenden Partien der Zogelsdorf-Formation stark abgesunken.

Die Dünnschliffe der hangenden Kalkarenite zeigen, daß die teilweise schlecht ausgewaschenen, feinkörnigen Grainstones reich an Biogenen aber auch Terrigenkomponenten sind. Im Biogenanteil sind Echinodermen und Bivalven die dominanten Komponenten, während Corallinaceen, Foraminiferen und Bryozoen untergeordnet auftreten. Innerhalb des Profils nehmen gegen das Hangende die, mit der basalen Austernbank plötzlich gehäuft auftretenden Echinodermen und Foraminiferen ab; der Anteil an Bryozoen nimmt dagegen zu.

Dieser hangende Teil der Zogelsdorf-Formation wird zur Echinodermen-Foraminiferen-Fazies gezählt (NEBELSICK, 1989a, b).

Ausführliche Faunenlisten siehe STEININGER & SENES (1971, p.119ff.)

Raimundstollen: Vom Brunnstubengraben führt ein um 1865 gebauter Stollen (Raimundstollen), der das Wasser der dort entspringenden Quellen sammelt und in die Stadt leitet, bis in die Nähe des Krahuletz-Museums.

Die Bedeutung des Profils im Wasserleitungsstollen von Eggenburg für das Verständnis der faziellen Entwicklung im Raum Eggenburg erkannten bereits E.SUESS (1866), Th.FUCHS (1868, 1900a), ABEL (1898a) und SCHAFFER (1914). Die genaue Vermessung und geologische Kartierung des Stollens in den Jahren 1987 und 1988 durch ROETZEL, PERVESLER und DUNGEL ermöglicht aber nun ein besseres Verständnis der lateralen, faziellen Beziehungen der im Stollen aufgeschlossenen Schichtglieder.

Der Raimundstollen zeigt heute ein ca. 440 m langes, faziell differenziertes Nord-Südprofil. Im Norden, zwischen Krahuletz-Museum und Bahnhofsgelände, liegen, angelagert an eine Granitschwelle, molluskenreiche Grob- bis Mittelsande der Burgschleinitz-Formation (unteres Eggenburgium) mit Austernschutthorizonten und einer Anreicherung von Seekuhrippen ("Liegendesande" von Th.FUCHS, 1900a). Diese werden von Silten der Gaudernsdorf-Formation (unteres Eggenburgium) überlagert. Südlich davon, zwischen Bahnhofsgelände und Brunnstubengraben, schließt das Stollenprofil hinter der Kristallinbarriere basal blaugraue, tonige Silte ("Liegendtegel" von

Th.FUCHS, 1900a) auf. Im Hangenden folgt über einem Molluskenschillhorizont wiederum die Gauderndorf-Formation mit sandigen Silten. Die transgressive Überlagerung durch biogen- und karbonatreiche Sedimente der Zogelsdorf-Formation (oberes Eggenburgium) wie im Brunnstubengraben zeigt die oben beschriebene Ausbildung.

Die Foraminiferenfaunen der "Liegendtegel" werden stark von der Gruppe *Ammonia parkinsonia* (D'ORB.) - *tepida* (CUSH.) dominiert. Häufig ist *Elphidium granosum* (D'ORB.), seltener sind *Caucasina cylindrica* ZAPLETALOVA, *Aubignyna simplex* (EGGER), *Nonion commune* (D'ORB.) und *Epistominella cf. molassica* (HAGN). Das Plankton ist kleinwüchsig und selten, hauptsächlich durch Cassigerinellen vertreten. In der Gauderndorf-Formation steigt der Gehalt an planktonischen Foraminiferen stark an, das Benthos wird von den Gattungen *Ammonia* und *Aubignyna* dominiert.

Die "Liegendtegel" aus dem Raimundstollen enthalten weiters einen hohen Prozentsatz an Pollen des *Engelhardia/Oreomunnea*-Habitus (22 %). Dem marinen Ablagerungsmilieu entsprechend sind zahlreiche Arten von Dinoflagellaten-Zysten (60 % vom Gesamtpalynomorphenspektrum), wie z.B. *Cyclonephelium ordinatum reticulosum*, *Systematophora placacantha*, *Bulbodinium seitzii*, *Pleurozonaria*, *Hystrichokalpoma rigaudae* und *Lingulodinium machaeroporum* in diesem Sediment enthalten.

#### Interpretation:

Das Profil des Raimundstollens zeigt deutlich die fazielle Beeinflussung durch lokal aufragende Hochzonen des Kristallins.

Am Beginn der Transgression im unteren Eggenburgium wurden am Rand einer Kristallinschwelle im Eulitoral bis seichten Sublitoral Grobsedimente der Burgschleinitz-Formation abgelagert. Bei fortschreitender Transgression wurde die Kristallinschwelle zwar überflutet, beeinflusste jedoch weiterhin die Lithologie der abgelagerten Sedimente. Während nördlich der Schwelle Feinsedimente in typischer, lithologischer Ausbildung der Gauderndorf-Formation abgelagert wurden, erfolgte südlich davon die Sedimentation von Peliten als fazielle Vertretung der Gauderndorf-Formation.

Am Beginn der Transgression im oberen Eggenburgium wurden im Bereich der Brunnstube zuerst Teile der Gauderndorf-Formation wieder aufgearbeitet. Dies ist in der Brunnstube besonders deutlich im unteren Teil der Zogelsdorf-Formation zu erkennen, der sowohl die für die Gauderndorf-Formation typische, grabende Molluskenfauna, daneben aber auch schon die charakteristischen Pectiniden der Zogelsdorf-Formation führt.

Die Lithologie dieser Kalksand-Fazies im liegenden Teil der Zogelsdorf-Formation im Brunnstubengraben weist auf höhere Transportenergie in küstennahen Bereich hin.

Auch die Echinodermen-Foraminiferen-Fazies, zu der der hangende Teil der Zogelsdorf-Formation im Brunnstubengraben gezählt wird, deutet mit dem erhöhten Terrigenanteil auf eine küstennähere Position hin. Der gleichzeitig erhöhte Pelitanteil und die bessere Sortierung lassen jedoch, verglichen mit dem liegenden Teil des Profiles, niederere Energieverhältnisse vermuten.

Als Ablagerungsbereich des hangenden Profiltelles muß daher ein geschützter, sublitoraler Bereich angenommen werden, wofür auch die erhöhten Anteile an Foraminiferen und Echinodermen sprechen.

Biostratigraphisch wurde der "Liegendtegel" durch HOCHULI (1978) in die Pollenzone NGZ II eingestuft; diese Probe wurde durch C.MÜLLER in die Nannoplankton Zone NN2/NN3 eingestuft und führt nach F.RÖGL *Globigerinoides trilobus*.

#### Literatur

ABEL, O. (1898a); FUCHS, Th. (1868, 1900a); HOCHULI, P. (1978); NEBELSICK, J. H. (1989a, b); PAPP, A., RÖGL, F. & STEININGER, F. (1970); SCHAFFER, F. X. (1914, 1927); SCHAFFER, F. X. & GRILL, R. (1951); STEININGER, F. (1971, 1977); STEININGER, F. in HÖCK, V. & al. (1983); SUESS, E. (1866).

## 2. Exkursion 2: 18. September 1991



Abb.8: Exkursionsroute Exkursion 2.

## 2.1. Haltepunkt 7 Wanzenau/Kamptal

G. FUCHS

Thema: Granulit und Granulit-Begleitserie, Wolfshofer Syenitgneis.

Ortsangabe: ÖK 50/Blatt 21 Horn.

Fußmarsch von Wanzenau in die orographisch rechte Flanke des Kamptales (Bründlleiten) und zurück.

Beschreibung:

Bei Wanzenau gelangen wir in den Granulitkörper von St. Leonhard/Hornerwald, das tektonisch höchste Element der Gföhler Einheit. Kräftige NNE-vergente Verfaltung nach WNW-ESE Achsen (FUCHS, 1980) teilt den Granulitkörper in eine südliche Schüssel und einen nach den Achsen gestreckten nördlichen Lappen, in welchem sich unsere Exkursion bewegt.

Am nördlichen Ortsrand queren wir noch Pyroxenamphibolite der Liegendserie, gelangen aber bald in den Granulit.

Wir gehen durch SSW-fallenden Granulit mit einigen eingefalteten Bändern von Ultramafitit, Granat-Pyroxengesteinen und Granat-Pyroxenamphiboliten. Der Granulit ist von der üblichen Zusammensetzung: Granat (Py 32.6, Alm 60.7, Gr 6.6) ist oft gänzlich in Biotit umgewandelt. Granat-Pyroxenamphibolite (bis Pyriklasite) führen Granat (Py 34.3, Alm 39.8, Gr 24.5, Sp 1.4), Klinopyroxen (Ca 48.3, Mg 42.1, Fe 9.6; 6.24 %  $Al_2O_3$ ), Pargasit und Plagioklas (An 78.7, Ab 21.2, Or 0.1).

Die Ultramafitite (Granatlierzolitithe) sind weitgehend serpentiniert. Die kelyphitischen Umwandlungsprodukte der pyropreichen Granate bestehen aus 19 Gew.% Spinell, 23 Gew.% Klinopyroxen und 58 Gew.% Orthopyroxen (SCHARBERT & FUCHS, 1981). Nahe der Fundstelle pyropreicher Reliktgranate finden sich auch Rollstücke von weißem Gelmagnesit.

Zwei Granat-Pyroxengesteine (Bründlleiten und Reuthmühle) wurden als Granatwebsterit (SCHARBERT & CARSWELL, 1983) erkannt. Die Granate sind sehr pyropreich (bis 75.7 Py), Klinopyroxen führt zwischen 3 und 5 %  $Al_2O_3$  und bis gegen 0.53 %  $Cr_2O_3$ , Orthopyroxen tritt als Spindeln im Klinopyroxen oder als granoblastische Körner auf. Eine Probe ist durch besonders Mg-reichen Ilmenit (5.2 % MgO) charakterisiert.

Tab. 2: Gesteinschemismus: Granatwebsterit, Bründlleiten (in Gew.% ; ppm).

SiO <sub>2</sub>	48.60	Ni	1483
TiO <sub>2</sub>	0.30	Cr	8393
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.22	Cu	139
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.43	V	138
FeO	3.89	Zn	24
MnO	0.21	Sc	49
MgO	26.12	Ba	23
CaO	9.08	Sr	53
Na <sub>2</sub> O	0.24	Zr	22
K <sub>2</sub> O	Sp.	Y	11
H <sub>2</sub> O	0.21	Rb	1
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.08		
Total	98.38		

Die Existenz von extrem MgO-reichen Schmelzen im Orogen ist gesichert (komatiitähnlich, undifferenziert).

Den folgenden Biotitschiefer bearbeiteten ZEMANN und Mitarbeiter: Eingelagert in den Pyropserpentinikörper findet man an einigen Stellen im Meterbereich ein Gestein, das aus etwa 96 Vol.% Biotit, etwa 3 Vol.% Apatit und einem Rest aus wechselnden Mengen von Rutil, Graphit und Ma-

gnetkies besteht (HEDLIK & ZEMANN, 1951; BERAN et al., 1979). Das Gestein hat wechselnd starke Schieferung. Die Korngröße des immer braun pleochroitischen Bitotits schwankt von wenigen Millimetern bis fast 1 cm. Der Apatit ist körnig und z.T. im Biotit eingewachsen; sein Chemismus steht dem des Fluor-Endglied nahe, der Gesamtgehalt an Seltenen Erden beträgt ca. 4400 ppm. Der Rutil ist immer xenomorph. Der Graphit ist gut kristallisiert; seine Korngröße erreicht ca. 2 mm. Es handelt sich also um ein ultramafisches, K-, Ti- und P-reiches Gestein. Gegen eine Deutung der Genese als Reaktionsprodukt zwischen "Pyropserpentin" und Granulit sprechen sowohl der Chemismus wie der Geländebefund; letzterer liefert auch keine Anhaltspunkte für eine Kalimetasomatose in situ.

In der Bründleiten folgen im Liegenden des Granulits Pyroxenamphibolite der Begleitserie. Lagerbau ist für diese Gesteine charakteristisch: alternierend Amphibolit sowie Plagioklas und Klinopyroxen (relativ hoher  $Al_2O_3$ -Gehalt um 8 %). An manchen Stellen sind diese Liegendamphibolite durch amphibolitreiche, gröberkörnige Partien und reichliches Granatwachstum ausgezeichnet. Granatsprossung kommt auch in hellen Bereichen des Amphibolits vor.

Weiterhin gelangt man in ziemlich leukokrate Sillimanit-Granatgneise mit Granulittendenz sowie in den Wolfshofer Granosyenitgneis. Letzterer ist mit dem Nebengestein durch Intrusivkontakte verbunden und bildet eine mehr oder weniger konkordante Lage im Muldenbau von St. Leonhard/Hornerwald. Dieser Granosyenitgneis, von dem eine Analyse (MARCHET, 1941) angegeben ist, erreicht im Wolfshoferamt seine größte Mächtigkeit. Er ist meist mittelkörnig und nur schwach geschiefert. Mineralinhalt: perthitischer Mikroklin, wenig Quarz, etwas Plagioklas, Biotit, viel Rutil. Ähnliche Gesteine treten allenthalben in der Gföhler Einheit auf (BACON, 1927). Weiter im Liegenden folgen migmatische Paragneise und Amphibolite.

Tab. 3: Gesteinschemismus: Wolfshofer Granosyenitgneis (in Gew.%) (MARCHET, 1941).

SiO <sub>2</sub>	68.67
TiO <sub>2</sub>	0.37
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.39
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.48
FeO	1.09
MnO	Sp.
MgO	0.72
CaO	0.76
Na <sub>2</sub> O	1.82
K <sub>2</sub> O	9.85
H <sub>2</sub> O	0.38
Total	100.73

#### Interpretation:

Die Tatsache, daß der stärkst metamorphe Gesteinskomplex die höchste Position im Moldanubikum einnimmt, ist ein Beweis für Deckenbau. Die auffällig schwache Schieferung des Wolfshofer Syenitgneises, seine Intrusivkontakte mit dem Nebengestein und die konkordante Einschichtung in den Gesamtbau sprechen für eine passive Einschleppung des noch nicht verfestigten Massengesteins während der Deckenbewegungen (FUCHS, 1971). Eine radiometrische Altersbestimmung ergäbe somit das Alter des Deckenbaues, welches, wie bekannt, umstritten ist. Prof. W. FRANK (Universität Wien, pers. Mitt.) sprach sich zuerst für ein Alter von ca. 430 M.a. aus, zog dieses Ergebnis allerdings in der Folge zurück.

#### Literatur

BERAN, A. et al. (1979); FUCHS, G. (1971); HEDLIK, A. & ZEMANN, J. (1951); SCHARBERT, H. G. & FUCHS, G. (1981).

## 2.2. Haltepunkt 8 Buchberg/Kamp

G. FUCHS

Thema: Rehberger Amphibolit und migmatitische Gneise.

Ortsangabe: ÖK 50/Blatt 21 Horn.

Straßenaufschluß an der Bundesstraße am nördlichen Ortsrand von Buchberg/Kamp.

Beschreibung:

Nach WSW-Achsen stark verfalteter Rehberger-Amphibolit. Plattig-bankiger, klein- bis mittelkörniger Amphibolit mit vereinzelt Lagen von Orthogneis sowie Kalksilikat-führenden Bändern. Die gefalteten Gesteine werden von einer Schar W-fallender Scherflächen transversal durchsetzt. In bestimmten Lagen kam es zur Bildung feiner Mobilisate, die den Scherflächen folgen. N der Amphibolite sind migmatitische Gneise aufgeschlossen, welche von Pegmatiten diskordant durchsetzt werden.

Interpretation:

Es ist im östlichsten Teil des Moldanubikums häufig zu beobachten, daß W-fallende Scherflächen in den verschiedensten Gesteinen das Lagengefüge diskordant schneiden. Diese Scherflächen sind mehr oder weniger parallel der Moldanubischen Überschiebung und werden mit dieser in ursächlichem Zusammenhang gesehen. Wie die Scherflächen die gefalteten Gesteine quer durchsetzen, so schneidet die Moldanubische Überschiebung den präexistenten Innenbau des Moldanubikums.

## 2.3. Haltepunkt 9 Buchberg/Kamp Südost

G. FUCHS

Thema: Der Metagabbro bis -dioritstock von Buchberg in Mischgneisen und Glimmerschiefern.

Ortsangabe: ÖK 50/Blatt 21 Horn.

Mündung des von Maiersch kommenden Tobelbachs in das Kamptal. Die basische Intrusion ist in der Südflanke des Schafberges aufgeschlossen, die Rahmengesteine in den Felsen südlich des Tobelbachs und entlang der Kamptal-Bundesstraße.

Beschreibung:

Die Migmatitgneise tauchen mittelsteil gegen WNW ab und sind nach SW-Achsen verfaltet. W-fallende Scherflächen durchsetzen die Gesteine häufig diskordant und führen zu Schleppungsercheinungen.

Die Mischgneise zeigen Wechsel von bankigen, Quarz-Feldspat-reichen Gneisen, aderig-zelligen Schiefergneisen sowie flaserigen Zweiglimmerschiefern. Wir befinden uns hier bereits am Rand zur Glimmerschieferzone und es ist zu beobachten, daß die kompakteren Gneisbänke resistent sind, während die glimmerreicheren Gneislagen zur Glimmerschieferbildung neigen.

Jenseits des Tobelbachs, über dem Kreuz, sind im Wald alte Abbaue des Metadiorit und -gabbro. Die Gesteine sind mittel- bis grobkörnig struiert, bankig-bänderig, wobei die Körnigkeit und der Anteil der dunklen Minerale bankweise verschieden sind. Es handelt sich um Metadiorite bis -gabbros von wechselnder Zusammensetzung.

Nach Beschreibung durch A. MATURA besteht eine metadioritische Varietät aus einem homogenen, unregelmäßig, fein- bis mittelkörnigen, granoblastischen Gemenge von Labrador (inverszonar 60-70 % An; 52 Vol.%), grüner Hornblende (25 Vol.%) und rotbraunem Biotit (20 Vol.%). Akzessorien: Apatit, Opake, Serizit (nach Plagioklas), Titanit, Chlorit und Epidot.

An gabbroiden Gesteinen zeigte eine Metagabbrovarietät inhomogenes, unregelmäßiges, fein- bis grobkörniges, granoblastisches Gefüge mit den Hauptgemengteilen blaßgrüner Hornblende (45 Vol.%), Diopsid (27 Vol.%) und inverszonarem Labrador (55-69 % An, 25 Vol.%) und Opake (1 Vol.%).

Eine andere Probe ergab Biotit-Pyroxen-Hornblendit bestehend aus Hornblende (50 Vol.%), Diopsid (40 Vol.%), Biotit (7 Vol.%) und Andesin (43 % An; 3 Vol.%). Akzessorien: Titanit (erzeugt pleochroitische Höfe in Hornblende), Opake. Das Gefüge ist inhomogen, undeutlich geregelt, fein- bis grobkörnig granoblastisch.

Interpretation:

Der aus Metadiorit und -gabbro zusammengesetzte Stock von Buchberg ist zwar in den W-fallenden Bau eingeschichtet, zeigt aber verhältnismäßig wenig innere Verformung. So wird die zu beobachtende Bänderung und der massige Charakter als magmatogen betrachtet. Deren Erhaltung dürfte auf das kompakte magmatische Gefüge zurückzuführen sein, denn es ist kaum anzunehmen, daß die Platznahme nach der Prägung der Glimmerschieferzone erfolgt ist. Die umgebenden Mischgneise zeigen in geeigneten Lagen deutliche Umformung in Richtung Glimmerschiefer.

## 2.4. Haltepunkt 10A Zöbing – Rockenbauerkeller

W. VASICEK

Thema: Graubraune Sandsteine wechsellagernd mit dunkelgrauen Siltsteinen, die im Rockenbauerkeller und in dessen näherer Umgebung anstehen. Etwas weiter im E ist bereits die Kristallinunterlage (Granulitspan von Zöbing-Diendorf) der jungpaläozoischen Sedimentgesteine aufgeschlossen.

Lithostratigraphische Einheit: Zöbing-Formation, Rockenbauer Sandsteine-Member.

Alter: Unterperm, Autun.

Ortsangabe: ÖK 50/Blatt 38 Krems.

Östliches Ortsgebiet von Zöbing am Kamp, beim letzten Keller (Rockenbauerkeller) auf der linken Seite des Lauserweges.

Beschreibung:

In der nächsten Umgebung des Rockenbauerkellers und der alten Schachtanlage, die vor 163 Jahren an der NE-Ecke des Kellers angelegt wurde, handelt es sich um relativ fossilreiche Schichten, wo bei kleineren Grabungen meist schlecht erhaltene Pflanzenfossilien, hauptsächlich "*Walchia piniformis*", gefunden wurde. Diese Fundstelle war nie großflächig aufgeschlossen, sodaß kein Profil bekannt ist.

Aus den Tonschiefern wurden schon von ETTINGSHAUSEN (1852) zahlreiche Pflanzenreste beschrieben, die von STUR (1870) als eine unterpermische Flora mit *Hymenophyllites semialatus* GEINITZ (Synonym von *Callipteris conferta*), *Walchia piniformis* (SCHLOTH.) FLORIN und *Walchia filiciformis* (SCHLOTH.) STERNBERG erkannt wurde. BERGER (1951) fand die Samen *Samaropsis* sp., *Rhabdocarpus* sp. und cf. *Cordaicarpus cordai* GEINITZ.

Fossilführung: Zweige und Zapfen von *Lebachia* (al. *Walchia*) *piniformis* (SCHLOTHEIM) FLORIN, *Ernestiodendron* (al. *Walchia*) *filiciformis* (SCHLOTHEIM) STERNBERG, selten *Callipteris conferta* (STERNBERG) BRONGNIART, *Odontopteris lingulata* (GOEPPERT) SCHIMPER, *Odontopteris subcrenulata* (ROST) ZEILER. Marksteinkerne von *Calamites gigas* BRONGNIART (VASICEK, 1983).

Weiters wurden die nichtmarinen Bivalven *Carbonicola carbonaria* (GOLDFUSS), *Anthraconaia thuringensis* (GEINITZ) und *Anthracosia* cf. *bohemica* FRITSCH von VASICEK gefunden und von FLÜGEL (1960) beschrieben.

Aus dem Rockenbauer Sandsteine-Member wurde im unteren Teil des Lauserweges (Künette beim Elektromast) *Odontopteris subcrenulata* ROST (1939) var. *subcrenulata* DOUBINGER & REMY (1958) beschrieben (siehe VASICEK, 1983; p.39, Taf.III, Fig.2).

Interpretation:

In den, die Pflanzenfossilien führenden Sedimenten konnten Kohleschmitzen nur mit größter Seltenheit beobachtet werden. Wie die Koniferen, so wurde auch *Callipteris conferta* von im Relief höher gelegenen Standorten beobachtet (vgl. GOTHAN & GIMM, 1930). Wie die vielen kleinen Fossilreste und vor allem die nur teilweise benadelten Zweiglein zeigen, sind die Fossilien mehr oder weniger weit transportiert und wie aus den nichtmarinen Muscheln hervorgeht, in einem limnischen Milieu abgelagert worden.

Literatur

BERGER, W. (1951); ETTINGSHAUSEN, C.v. (1852); THENIUS, E. (1983); VASICEK, W. (1977, 1983).

## 2.5. Haltepunkt 10B Zöbing – Langenloiser Bad

W. VASICEK

Thema: Konglomerate mit Arkose-Zwischenmittel.

Lithostratigraphische Einheit: Zöbing-Formation, Heiligenstein Konglomerat-Lagen im Heiligenstein Arkosen-Member.

Alter: Unterperm, Saxon.

Ortsangabe: ÖK 50/Blatt 38 Krems.

Von der Zöbinger Kampbrücke ausgehend benutzt man die Dr.Hiesingerstraße und ihre Verlängerung außerhalb der Ortschaft, die Straße nach Kammern. Nach etwa 750 m führt auf der rechten Seite ein schmaler Weg zu einem steinbruchartigen Aufschluß gegenüber dem Langenloiser Bad.

Beschreibung:

In einem, in sehr unterschiedlich mächtige Bänke gegliederten Matrixgestein (mittelkörnige Arenit- bis feinkörnige Kies-Arkosen mit einem Feldspatgehalt bis ungefähr 40 %) befinden sich in Lagen bis zu 3 m Mächtigkeit zumeist dicht gepackte Kristallingerölle. Letztere erreichen Durchmesser bis zu einem Meter, sind sehr unterschiedlich hinsichtlich ihres Rundungsgrades und bestehen vorwiegend aus Granulit, einer größeren Anzahl kristalliner Gesteine der Böhmischen Masse wie Quarz, Amphibolit, Granitgneis, Gföhler Gneis, Schiefergneis und rote Hornsteine (WALDMANN, 1922; SCHERMANN, 1971). Es kommen auch relativ gut gerundete Vulkanit-Gerölle vor (VASICEK, 1977). Ausgeprägte Schichtfugen sind selten und werden gelegentlich von feinkörnigeren Arkosen ersetzt, wodurch die Bankgliederung "verschwimmt" und es zu einer Wechsellagerung von Konglomeraten und Arkosen kommt.

Interpretation:

Die Konglomerate vertreten im Randfaziesbereich eine maximale Entwicklung, wo die Menge und die Größe der Gerölle zum Ausdruck bringen, daß bedeutsame Reliefunterschiede zwischen Talniederung, Becken- bzw. Furchenrand und Kristallin im Hinterland vorhanden waren. In charakteristischer Weise beinhaltet selbst das Matrixsediment im Bereich der Schichtfugen (zumeist fein- bis grobkörnige Arenit-Arkosen mit etwa 20 % Feldspat) kaum feine Anteile wie Silte und Tone, da diese beckenwärts transportiert, außerhalb dieses Sedimentationsraumes abgelagert worden sind. Da nun aber die Verbreitungsgebiete einer Vielzahl von Waldviertler Gesteinen innerhalb der Lie-

fergebiete liegen, kann angenommen werden, daß mit einer wesentlichen Vergrößerung der Abtragungsflächen es auch zu einem tieferen erosiven Eingreifen, vor allem an den Bruchrändern, gekommen ist und längere Transportwege zustande kamen. Die in den Geröllschüttungen enthaltenen Vulkanit-Gerölle deuten auf eine nähere vulkanische Aktivität hin, was zusätzlich Hebungen und Schollenverstellungen im Hinterland vermuten läßt.

## 2.6. Haltepunkt 11 Oberholz – Sandgrube Hammerschmid

F.F. STEININGER, R. ROETZEL, P. PERVESLER, W.E. PILLER

Thema: Ästuarin-fluviatile Sedimente der St. Marein-Freischling-Formation (Oberoligozän-tiefstes Untermiozän) übergehend in marine Litoralablagerungen der Fels-Formation (unteres Eggenburgium). Über einer deutlichen Erosionsdiskordanz Grobsedimente der Hollenburg-Karlstetten-Formation (unteres Badenium).

Lithostratigraphische Einheit: St. Marein-Freischling-Formation, Fels-Formation und Hollenburg-Karlstetten-Formation.

Alter: Oberoligozän bis Untermiozän und Mittelmiozän: oberes Egerium bis unteres Eggenburgium (St. Marein-Freischling-Formation und Fels-Formation) und unteres Badenium (Hollenburg-Karlstetten-Formation).

Ortsangabe: ÖK 50/Blatt 21 Horn.

Aufgelassene Sandgrube der Firma Hammerschmid, ca. 3 km ESE Schönberg am Kamp, ca. 500 m WNW Oberholz, ca. 200 m S der Straße Oberholz-Schönberg am Kamp.

Beschreibung (Abb.9):

Die über dem Kristallin lagernde St. Marein-Freischling-Formation besitzt eine Mächtigkeit von ca. 13,5 m. Sie ist gekennzeichnet durch eine Wechsellagerung von hellgrauen bis gelbgrauen, schlecht sortierten Grob- bis Feinkiesen, Grobsanden, Mittelsanden und Einschaltungen von Mittelsanden bis Feinsanden und bunten Tonen. Die Grobsedimente sind teilweise schaufelförmig schräggeschichtet und führen nicht selten resedimentierte Tongerölle. Die Feinsedimente sind oft stark verwühlt. Als einzige Makrofossilien treten vereinzelt verkieselte Holzreste auf.

Das Schwermineralspektrum wird von Staurolith dominiert. Dazu treten Disthen, Turmalin und Epidot. Im Leichtmineralspektrum überwiegen Quarz und Gesteinsbruchstücke; daneben kommen Kalifeldspat und Plagioklas vor.

Die ohne deutliche Diskordanz im Hangenden folgende Fels-Formation wird im Liegenden aus graugelben bis gelbbraunen, gut sortierten Mittel- und Feinsanden aufgebaut. Die Sedimente sind oft intern ebenflächig geschichtet und werden von Einschaltungen aus sehr gut gerundeten Grobsanden und Feinkiesen und drei Kristallinblockhorizonten unterbrochen. In den basalen Feinkiesen sind besonders schwarze, sehr gut gerundete Komponenten aus verkieselten Kalken oder Hornsteinen, letztere mit häufigen, z.T. dicht gepackten, triaxonen Schwammspicula auffallend, die auch bereits in den hangendsten Teilen der St. Marein-Freischling-Formation auftreten. Bei einigen verkieselten Kalken könnte es sich auch um pelletoiden Flachwasserkalke, z. T. auch mit Onkoiden und Ooiden handeln. Neben den Schwammspicula kommen selten Gastropoden und auch Foraminiferen vor. Die Foraminiferenfauna (aus Geröllen in der Fels-Formation von Gösing) mit *Trocholina* und anderen Vertretern der *Involutinina*, textulariiden und milioliden Formen ist mesozoisch, und zwar posttriadischen Alters. Jura scheint von der Foraminiferenfauna her am wahrscheinlichsten. Fazial sind sowohl im außeralpinen, wie im alpinen Jura vergleichbare Gesteine vorhanden.

Im unteren Teil der Fels-Formation sind die Ablagerungen stark verwühlt. Spuren folgender Organismengruppen sind charakteristisch: *Actinaria*, *Crustacea*, *Echinoidea* und *Polychaeta*. Abdrücke von großen Cardien und Pitarien sind häufiger. Im Bereich der Blockhorizonte treten Fluchtspuren und Pflaster mit *Chlamys gigas* auf.

# OBERNHOLZ SANDGRUBE HAMMERSCHMID

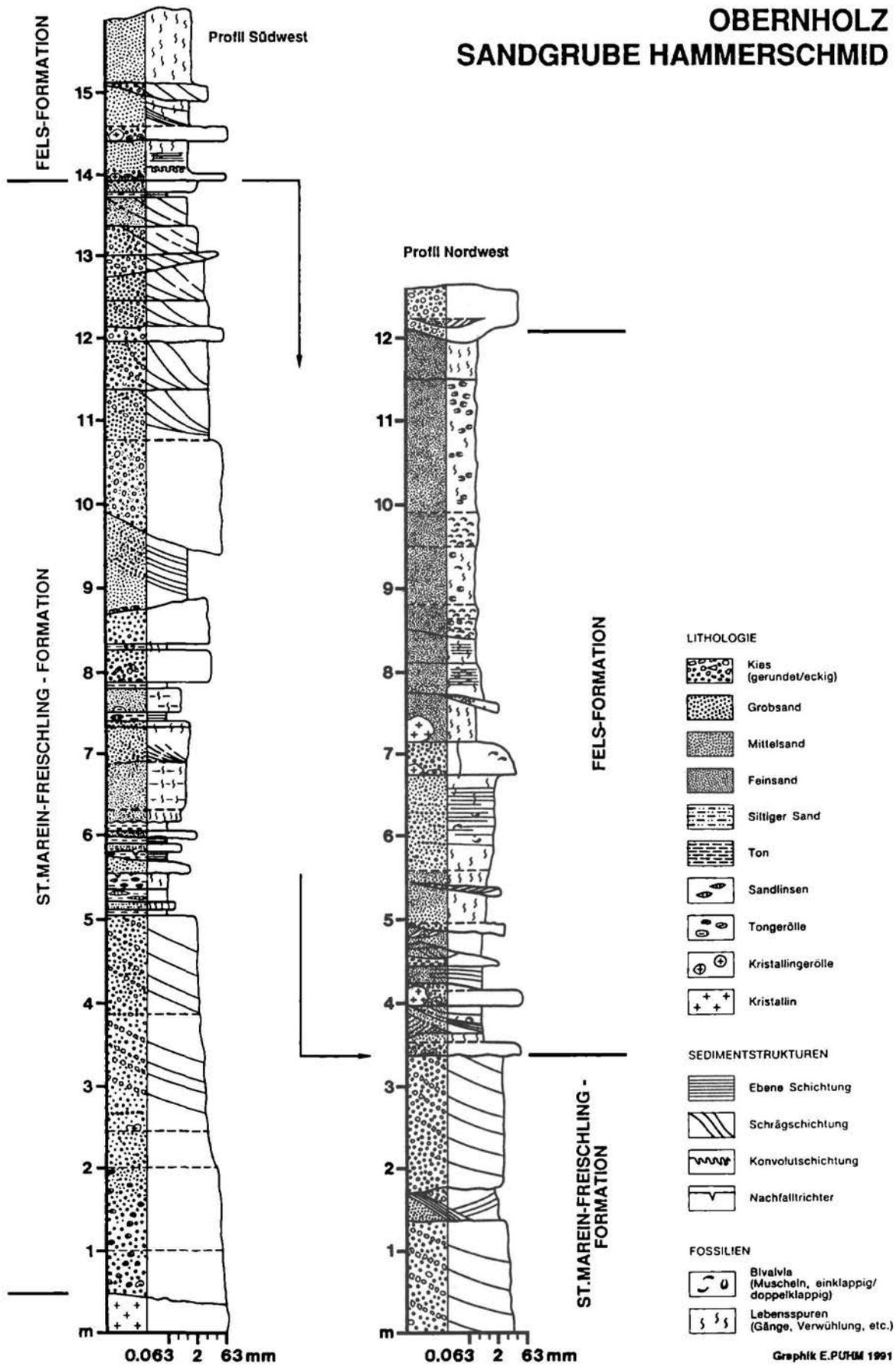


Abb.9: Profil der Sandgrube Hammerschmid bei Oberholz.

Im Hangenden erfolgt ein sehr rascher Wechsel in meist stark verwühlte siltige Feinsande mit Molluskenlumachellen (meist in Abdruck oder Steinkernerhaltung mit *Pitar lilacinoides*, *Glycymeris fichteli*, *Lucina*, *Panopea*, *Cardium grande*, *Diloma* und *Turritella*).

Das Schwermineralspektrum der Fels-Formation ist bunter als das der liegenden Formation und setzt sich aus Staurolith, Granat, Epidot, Disthen, Turmalin, Sillimanit, Zirkon und Rutil zusammen.

Das Leichtmineralspektrum führt gegenüber der St.Marein-Freischling-Formation neben viel Quarz mehr Feldspat (hauptsächlich Plagioklas) und weniger Gesteinsbruchstücke.

Im hangenden Teil der Grube sind erosiv bis fast an die Oberkante der St.Marein-Freischling-Formation braungelbe bis gelbbraune, sehr schlecht sortierte Grob- bis Feinkiese in sandiger Matrix mit Zwischenlagen von Mittelsand-Feinsand eingesenkt. Die Kiese sind sehr gut gerundet und setzen sich vorwiegend aus Quarz- und Kristallin-Komponenten zusammen. Untergeordnet treten dazu Quarzit, bräunlicher Sandstein, dunkler Kalk, heller Dolomit und rötlicher Hornstein auf. Das Schwermineralspektrum wird von Granat dominiert. Daneben sind Staurolith, Disthen, Epidot, Sillimanit, Turmalin, Rutil und Zirkon zu finden.

Unklar ist die stratigraphische Zuordnung dieser hangenden Grobsedimente. Aufgrund der Lithologie und der regionalen geologischen Verhältnisse (GRILL, 1957) können sie am ehesten mit der Hollenburg-Karlstetten-Formation des unteren Badenium korreliert werden.

Gegen Oberholz und Diendorf schaltet sich zwischen die Fels-Formation des Eggenburgium und die Hollenburg-Karlstetten-Formation des unteren Badenium eine pelitische Fazies, die der Zellerndorf-Formation des Ottnangium entspricht.

Die grauen, smectitreichen Tonmergel führen Fischschuppen, Schwammnadeln, Silicoflagellaten und benthonische Foraminiferen.

#### Interpretation:

Die basale St.Marein-Freischling-Formation kann entsprechend den Ablagerungen im Homer Becken als ästuarin-fluviatile Fazies mit groben Rinnensedimenten und Einschaltung von Stillwassersedimenten interpretiert werden.

In der darüber folgenden, besser aufbereiteten Fels-Formation weisen im unteren Teil Sedimentstrukturen, wie flache Schrägschichtung, ebene Lamination und Strömungs- bis Wellenrippel, die teilweise als Feinkiesrippel ausgebildet sind, auf die Ablagerung im marinen Eulitoral bis seichten Sublitoral hin. Diese Faziesinterpretation steht in Einklang mit der Molluskenfauna und den vielfältigen Lebensspuren dieser Lithofazies. Die Anreicherungen von Mollusken in Schillhorizonten, Fluchtschichten und das wiederholte Auftreten von Kristallinblocklagen können, so wie hummocky cross stratification innerhalb der Sedimentfolge, als Sturmablagerungen interpretiert werden. Das, im Gegensatz zur St.Marein-Freischling-Formation, deutlich buntere Schwermineralspektrum weist auf den größeren Einzugsbereich der marinen Ablagerungen hin.

In den hangenden Feinsedimenten erfolgt der Übergang in die marine Sublitoralfazies, die in weiterer Folge von der pelitischen Beckenfazies der Zellerndorf-Formation des Ottnangium überlagert werden.

Die der Hollenburg-Karlstetten-Formation zugerechneten Grobsedimente im Hangenden der Grube werden, entsprechend den Ablagerungen dieser Formation im Bereich südlich und nördlich der Donau, als marine Ablagerung im Frontbereich eines Deltas, eines von Süden, aus den Alpen schüttenden Flusses, interpretiert (vgl. GRILL, 1957).

#### Literatur

GRILL, R. (1957); STEININGER, F. (1968a, b, 1977); STEININGER, F. in HÖCK, V. & al. (1983).

## 2.7. Haltepunkt 12 Olbersdorf

G. FRASL

Thema: Die "Olbersdorfer Gruppe", die niedrigst metamorphe Schichtfolge der Moravischen Zone im nö. Waldviertel.

Ortsangabe: ÖK 50/Blatt 21 Horn.

Gelegenheitsaufschlüsse vom nordwestlichen Ortsausgang von Olbersdorf bis zur Siedlung beim Wasserreservoir, ca. 4 km ENE Schönberg am Kamp, knapp 2 km S vom Manhartsberg (Kote 537).

Beschreibung:

Der Thaya Batholith taucht hier nach S ab und wird dabei auf max. 4 km Länge etwa halbkreisförmig von der sogenannten "Basisquarzitlage" der Olbersdorfer Gruppe (OG) überlagert. Darüber folgen, ebenso ohne Anzeichen eines ursprünglichen Injektionskontaktes seitens der cadomischen Granitoide, hauptsächlich Phyllite mit kräftigen Einschaltungen eines Spilit-Keratophyr-Vulkanismus und schließlich geringmächtige, unreine Kalklagen. Die heutige Mächtigkeit der ganzen, offenbar nachgranitischen Gruppe dürfte 400 m nicht übersteigen.

F.E. SUESS (1926, 231) und WALDMANN (1922) verglichen den hiesigen Kalk schon mit dem Kalk der sicher devonischen Kwetniza-Serie im Swratka/Schwarzawa-Fenster in der Fortsetzung der Moravischen Zone im Mähren. FRASL führte die Bezeichnung "Olbersdorfer Serie" ein und gab nähere Beschreibungen (FRASL, 1974 und Exkursionsführer 1977: HP 22). Nach der heutigen Nomenklatur für lithographische Einheiten entspricht die hiesige heterogene Folge aber eher einer "Gruppe".

Im S und W wurde die OG sichtlich von Orthogneisen überschoben. SE von Olbersdorf wird die OG von Tertiärsedimenten überdeckt, aber darunter dürfte sie auch schon ganz nahe vom System der Diendorfer Störung schräg abgeschnitten sein.

Bei der Exkursion kann profilmäßig auf kurzem Wege gezeigt werden, wo beim Wasserreservoir und der anschließenden Siedlung der Metagranit des Thaya Batholiths herauskommt. Daran schließt sich gegen S im Wald eine lockere Kette von weißen Quarzitblöcken an und ein solcher Quarzit ist auch S vom Reservoir in einer kleinen Nische in der ersten steilen Straßenkurve neben meist quarzreicheren Schiefen aufgeschlossen. Ebenso ist an der Böschung über der Straße auf halbem Weg zum nächsten alten Wohnhaus ein graubrauner, wenig fester, vermutlich metatuffitischer Schiefer bloßgelegt. Davon gibt es aber viel mehr am aufgeschürften Grundstück hinter der Gemeindestube (Parkplatz) zu sehen. Dort findet man alle Übergänge von bräunlichgrauen Phylliten zum ungeschiefert erscheinenden, blockig brechenden, schmutzig mittelbaren Metaspilit, wie er dann am Fahrwegansatz hinter der rechten (östlichen) Grundstücksecke ansteht, und zwar unmittelbar neben einer alten, kleinen Steingewinnungsgrube. Hinter dem rechts anschließenden Drahtzaun treten grobflaserig gemengte, graubraune Schiefer auf; dann kommen gleich an der NW-Grenze des eingezäunten Weingartens in einer niedrigen Wand die unreinen Kalklagen als hangendes Glied im Profil ans Tageslicht. Die ganze Serie fällt hier etwa nach S bis SE ein.

Interpretation:

Ein zweites, im Prinzip entsprechend aufgebautes Profil durch die OG liegt 1 km westlich von hier am Forstweg, gleich östlich des Dienbaches. Es zeigte im Hangschutt, im Verband mit deren Basisquarzitzug etliche Blöcke von hellgrauem, gelblich anwitterndem, dichtem Kalk, die nichtmetamorph aussahen, aber noch keine Conodonten lieferten. Der linsig-lagig aufgebaute Kalkstein hat manchmal faustgroße dunkelgraue Quarzknollen anhaften (ehemaliger Hornsteinkalk!). Übrigens fand sich auch am oberen Ende des obengenannten Weingartens ein kopfgroßer Block eines ungeschieferten, blaß rosagrauen Hornsteins oder Jaspilits.

Auch die Phyllit-Spilit-Folge war im Dienbachtal beim Wegebau besser aufgeschlossen. Ein nur meterdicker Kalkzug folgt gegen S und dann kommen schwarze Phyllite. Nach einer ca. 200 m langen, aufschlußlosen Strecke sieht man am gleichen Hang eine kleine ehemalige Steinbruchnische und zwar ein isoliertes Vorkommen von stark aufgemürbtem und angewittertem Granitoid, welches schon zur nächsten, hangenden tektonischen Einheit gehört. Vermutlich ist das eine Fort-

setzung des Tonalitgneiszuges, den wir im Straßenprofil zwischen Buttendorf und Kotzendorf besuchen (Haltepunkt 14), während der darüber noch zu erwartende Bittescher Gneis hier offenbar bereits durch die Diendorfer Störung abgeschnitten ist.

Zur Metamorphose: Es ist an der bisher beschriebenen Folge generell nur eine einzige progressive Regionalmetamorphose erkennbar, die durch die Stabilität von feinstschuppig verbleibendem Chlorit und Serizit gekennzeichnet ist (Näheres dazu in FRASL, 1974 und Exkursionsführer 1977). Es wurden jedoch zwei beachtliche Ausnahmen gefunden, nämlich zwei größere Handstücke von stark gestrecktem Serizitquarzit, in deren seidigglänzenden Hellglimmerfasern bei besonderer Aufmerksamkeit mehrere mm-lange, straff eingeschlichtete Disthenstengelchen erkennbar sind. Im Querschliff waren sie sogar sehr zahlreich, obwohl beide Proben ansonsten den serizitreichen und auch etwas knotig gebauten devonischen Feinkonglomeraten der Kwetniza ganz allgemein und auch bezüglich der starken Streckung zum Verwechseln ähnlich sehen (FRASL, 1973). Da Disthen als Druckindikator so bedeutsam ist, erfolgt hier noch ein Hinweis zur Herkunft der etwas abgerollt erscheinenden Handstücke. Beide wurden im Gehängeschutt beim Basisquarzitzug gefunden, aber das eine westlich von Olbersdorf und eines östlich vom Ort in über 0,5 km Abstand voneinander. Sie müssen irgendwo aus der Nähe stammen; in diesem Zusammenhang ist darauf hinzuweisen, daß mir solche flachknotige, serizitische Feinkonglomerate - jedoch ohne Disthen - nur noch von zwei Stellen im Nahebereich des Dienbachtals im Anstehenden bekannt sind, beide im Hangendkontakt des quarzreichen Granits, der durchaus entsprechend große Quarze liefern könnte. Es wird also vermutet, daß hier zuerst eine Kaolinisierung des Granits vorlag, dann zum Teil eine sedimentäre Umlagerung zu Kaolinsand und schließlich die Regionalmetamorphose mit einer stärkeren Druck- als Temperatureinwirkung. Das Dienbachtal ist ja hier durch eine N-S-gerichtete, steile Scherzone bedingt, entlang welcher stellenweise auch Porphyroide und Paragneise in das Granitgebiet eingekeilt sind.

Überblick: Die OG umfaßt über dem Basisquarzit eine etwas mächtigere Schieferserie mit einem bedeutenden keratophyrisch-spilitischen Anteil sowie mit mengenmäßig sehr zurücktretenden kalkigen Lagen. Es gibt Anzeichen, daß die Serie bereits auf dem cadomischen Granit des Thaya Batholiths transgredierte. Der regionale Deckenbau muß jedenfalls jünger sein als die OG, denn sie wurde (offenbar variszisch) noch von höheren Gneisen überschoben und dabei metamorph überprägt, allerdings i.a. nur auffällig schwach überprägt. Die zwei disthenführenden Rollstücke eines serizitreichen, feinen Quarzkonglomerats dürften aus einem nahen Basisquarzitvorkommen stammen, aber von einer Stelle, wo Disthen etwa im Zuge einer tiefen Scherzone bereits bildungsfähig war. Innerhalb regional vergleichbarer altpaläozoischer Gesteinsgruppen ist die Ähnlichkeit der OG mit der devonischen Vrbno-Gruppe im Jeseník-Gebirge (Silesikum) noch immer am größten, aber es kann auch eine frühere Einstufung innerhalb des Altpaläozoikums nicht ausgeschlossen werden.

#### Literatur

FRASL, G. (1974, Exkursionsführer 1977: HP 22); SUESS, F.E. (1926); WALDMANN, L. (1922).

## 2.8. Haltepunkt 13 Maiersch – Tongrube Frings

F.F. STEININGER, R. ROETZEL, I. DRAXLER

Thema: Fluviale Sedimente der St. Marein-Freischling-Formation (Oberoligozän-tiefstes Unter-miozän), im Hangenden transgressiv übergehend in ästuarine, brackische Tone, Kohletone und Kohleflöze der Mold-Formation (unteres Eggenburgium). In der Grube ein generell N-S, parallel zum Beckenrand des Horner Beckens verlaufender Bruch.

Lithostratigraphische Einheit: St. Marein-Freischling-Formation und Mold-Formation.

Alter: Oberes Oligozän bis Untermiozän: oberes Egerium bis unteres Eggenburgium.

Ortsangabe: ÖK 50/Blatt 21 Horn.

Tongrube der Firma Frings, am Süden des Horner Beckens, ca. 4,5 km SE Gars, ca. 1,5 km E Maiersch.

Beschreibung:

In der Tongrube Maiersch der Firma Frings, am Süden des Horner Beckens, werden Sedimente der St. Marein-Freischling-Formation und Mold-Formation für die Baustoffindustrie abgebaut. Die ursprünglich im Westen begonnene und heute weit nach Osten vorgetriebene Grube, schloß lange Zeit einen generell Nord-Süd, parallel zum östlichen Beckenrand des Horner Beckens verlaufenden Bruch auf. Während der Abbauarbeiten konnte festgestellt werden, daß der heute wieder fast vollständig verschüttete Bruch die Grundwasserverhältnisse des Gebietes bedeutend beeinflußt.

Die derzeitigen Aufschlüsse ermöglichen einen Einblick in die Schichtfolge östlich des Bruches.

An der Basis, unterhalb des Grundwasserspiegels und daher meist nur kurzzeitig aufgeschlossen, liegen die Sedimente der St. Marein-Freischling-Formation. Es sind dies hellgraue, sehr schlecht sortierte, teilweise geschichtete und verwühlte, mitunter lateral verzahnende, siltig-tonige Sande bis Silttone. Darüber folgen über einem deutlichen Erosionsrelief, in die liegenden Sedimente rinnenartig eingesenkt, nochmals mittelgraue bis blaugraue, sehr schlecht sortierte, feinkiesige Sande bis tonige Silte mit Pflanzenhäcksel.

Der Übergang in die Mold-Formation erfolgt mit einer Folge aus olivgrauen bis braungrauen Tonen, Kohletonen und geringmächtigen Flözen (das tiefste Flöz mit Anzeichen eines Wurzelbodens). Die grauen Tone zeigen besonders im Hangenden der Kohle eine deutliche ebenflächige Schichtung im mm- bis cm-Bereich, sind teilweise stark verwühlt und haben vereinzelt Trockenrisse auf den Schichtflächen. Westlich des Bruches war an der Basis der Kohletonserie eine Austerbank mit *Crassostrea gryphoides* mit doppelklappigen Exemplaren in Lebensstellung aufgeschlossen (STEININGER, 1976). Im grauen Ton über der Kohle finden sich Abdrücke von *Polymesoda* sp. und *Pirenella* gemeinsam mit Fischschuppen, Pflanzenteilen (Cuticeln) und einer reichen Samen-, Pollen- und Algenvergesellschaftung. Die ersten Pollen und Sporenfunde wurden von HOCHULI (1978) veröffentlicht. In den Tonen sind in erster Linie Gehölzpflanzen von verschiedenen Vergesellschaftungen vertreten. Es treten aber auch Kolonien der ölabscheidenden Grünalgenart *Botryococcus braunii* und Dinoflagellaten-Zysten auf, die auf offene Gewässer mit geringem Salzgehalt hinweisen. Ufernahe Verlandungszonen sind mit *Potamogeton*, Cyperaceen und *Sparganium* vertreten, die anschließenden Moorgesellschaften mit Cyperaceen, Moorsporen (*Sphagnum*), Poaceen und vor allem mit *Myrica* (13 %) und Cyrillaceen (1 %). Sumpfwaldbestände mit *Carya* und *Nyssa* sind ebenso wie flußbegleitende Auwälder mit *Pinus*, *Fraxinus*, *Acer*, *Alnus*, *Betula*, *Salix*, *Liquidambar*, *Symplocos*, Oleaceen und Onagraceen (*Ludwigia*) nachzuweisen. Einen wesentlichen Anteil an den Pollenspektren der Kohlebegleitschichten haben die Elemente der, die Sumpflandschaft umgebenden, artenreichen mesophilen Wälder, vorwiegend mit *Engelhardia* und *Oreomunnea* (10 %), Mastixiaceen, *Ulmus*, *Tilia*, *Ilex*, Fagaceen, *Juglans*, *Symplocos*, Sapotaceen, rankende Vitaceen (*Partenocissus*), Rutaceen (*Toddalia* sp.), große Farnsporen der Schizaceen (*Lygodium*, 4 %) und Sporen von *Osmunda* (3 %). Den höchsten prozentuellen Anteil mit 48 % weisen bisaccate Pollenformen von verschiedenen Pinusarten auf, weiters *Cathaya*, *Abies* und *Cedrus*. Selten sind Pollenkörner vom Habitus *Tsuga diversifolia* sowie von Cupressaceen und Vertretern trockener Standorte (*Ephedra*). In den Kohlen selbst überwiegen Taxodiaceen gegenüber saccaten Formen. Häufig sind auch kleine, tricolporate Pollenformen (Fagaceen). Ebenso sind auch Oleaceen, *Engelhardia*, Mastixiaceen, *Myrica*, Cyrillaceen und Ericaceen vertreten. KNOBLOCH (1981a) beschreibt aus der Braunkohle Samen und Fruchtreste von *Myrica* sp., *Comptonia cf. longistyla*, *Leucothoe* sp. und *Cladiocarya lusatica*.

Über dieser Kohletonserie folgen hellgraue, gelbbraune bis ziegelrot gefleckte, teilweise geschichtete, plastische Tone mit inkohlten Pflanzenresten und einer weiteren Kohletoneinschaltung. Die Tone sind allgemein sehr reich an Zweischicht-Tonmineralen, die in der Fraktion kleiner 2µm mit 83 % - 87 % vertreten sind. Dabei überwiegt vor allem Fireclay (54 % - 61 %) gegenüber Kaolinit (25 % - 31 %).

Westlich des Bruches waren in einer ähnlichen Schichtfolge über der Kohletonserie gelborange, gut sortierte, meist schräggeschichtete, kiesige Mittel- bis Grobsande mit Grabgängen vom Typ *Ophiomorpha* aufgeschlossen (vgl. STEININGER, 1976, 1977, 1983).

Im Schwermineralspektrum der Pelite sind Turmalin, Disthen, Zirkon und Rutil vorherrschend, zu denen noch Sillimanit und Andalusit hinzutreten. Die Sande führen hauptsächlich Turmalin, Disthen, Sillimanit, Andalusit und Staurolith.

**Interpretation:**

Die Basis entspricht der fluviatil beeinflussten Fazies der St. Marein-Freischling-Formation (Oberligozän-tiefstes Untermiozän), die jedoch im Gegensatz zu äquivalenten Ablagerungen im nördlichen Teil des Horner Beckens aufgrund verschiedener lithologischer Merkmale bereits den Übergang zur Ästuarfazies zeigt.

Im unteren Eggenburgium erfolgt mit der Mold-Formation der Übergang in die brackisch-marine Fazies im Mündungsbereich eines Flusses (Ästuar). Hier kommt es in Stillwasserbereichen vorwiegend zur Ablagerung von Feinkornsedimenten, in abgeschlossenen Bereichen sogar zur Kohlebildung. In Rinnenbereichen, in Abschnitten mit höherer Transportenergie, werden Sandbänke gebildet.

Die Flora zeigt ein tropisches-subtropisches Klima mit hoher Luftfeuchtigkeit an und läßt nach HOCHULI (1978) eine Einstufung in die Pollenzone NGZ II zu, die mit dem unteren Eggenburgium (siehe Haltepunkt 6: Eggenburg Brunnstube) korreliert werden kann.

**Literatur**

HERNDLER, E. ( 1979); HOCHULI, P. (1978); HÖNIG, J. (1983); KNOBLOCH, E. (1981a); RÖGL, F., HOCHULI, P. & MÜLLER, C. (1979); STEININGER, F. (1969, 1976, 1977, 1979); STEININGER, F. in HÖCK, V. & al. (1983).

## **2.9. Haltepunkt 14 Kotzendorf – Teichwiesenbachtal**

G. FRASL, H. FRITZ, H.P. STEYRER

**Thema: West-Ost-Querprofil von der Hangendgrenze des Bittescher Gneises bis ins Liegende des obersten Quarzdioritgneis-Zuges einschließlich ihrer Schieferhüllen.**

**Ortsangabe: ÖK 50/Blatt 21 Horn.**

Von den Felsböschungen und dem westlichsten Steinbruch N der Straße durchs Teichwiesenbachtal, östlich Kotzendorf ab Straßenkilometer 3,8 gegen Osten bis zum Ortsanfang von Buttendorf.

**Beschreibung: (Zur Beschreibung vgl. auch Beitrag von W.VETTERS im Teil I (allgemeiner Teil) dieses Tagungsbandes).**

Dieses ca. 1,5 km lange, durch Straßensprengungen in den letzten zehn Jahren gut aufgeschlossene Querprofil durch die tektonisch höchsten Stockwerke der Moravischen Zone wurde schon anlässlich der Exkursionen 1983 (VETTERS) und 1990 (FRITZ & STEYRER) beschrieben.

Der westlichste Steinbruch N der Straße zeigt beispielhaft die starke Deformation des Bittescher Gneises, also der höchsten Decke der Moravischen Zone, in etwa 100 m Abstand von der Grenze des Gneises gegen das Hangende, nämlich die im allgemeinen schon zum Moldanubikum gerechnete "Glimmerschieferzone".

Das cadomische Ausgangsmaterial des Bittescher Gneises mitsamt seinen Kalifeldspatäugen war auch hier am ehesten ein porphyrischer Granit, doch ist es bei der hiesigen, besonders intensiven Zerreißung der Hauptkomponenten noch schwerer dafür einen Nachweis zu erbringen, als das etwa in Klein Meiseldorf, Rodingersdorf oder in den mächtigeren, nördlich anschließenden Vorkommen des Bittescher Gneises bis zur Thaya der Fall ist.

Die variszische Hauptdeformation wurde in dieser Gegend noch von der mittelmoravischen Regionalmetamorphose unter den Stabilitätsbedingungen für Oligoklas überdauert. Bei der jungmoravischen Diaphthorese war dann z.T. auch Stilpnomelan stabil und schließlich folgte eine durchge-

hende, postkristalline Deformation. Wegen der letzteren liefern auch ganz frische Sprengungen in diesem Taleinschnitt nur braune - nämlich durch Eisenfreisetzung aus den Biotiten verfärbte - Gneisplatten, und zwar im Gegensatz z.B. zum Haltepunkt 26 (Messern Taffatal) mit seinen vergleichsweise bläulichgrauen, frischen Platten. Gegen das Südende des Thayadomes hin nimmt die progressive Metamorphose des Bittescher Gneises an Intensität ab, dafür nimmt die postkristalline Deformation an Heftigkeit zu.

Im westlichsten Steinbruch sind die dem Bittescher Gneis auch sonst meist in den hangendsten, also westlichsten Partien eingeschalteten, dezimeterdicken Amphibolitlagen zu fingerdicken Biotit-schieferblättern ausgewalzt. Sie verwittern rasch und damit werden manche Bankfugen des Plattengneises in den Felswänden deutlicher sichtbar. Vermutlich waren das vor der extremen Auswalzung Scharen von basischen Gängen im Granit.

Strukturelle Hinweise zum westlichsten Steinbruch im Bittescher Gneis: Flach nach W einfallende, penetrative Foliation (Max. bei 270/25) und etwa senkrecht dazu eine N-S streichende Lineation (Max. bei 200/05). Die Foliation liegt parallel zur (nahegelegenen) Hauptbewegungsfläche zwischen Moldanubikum und Moravikum. Im Bittescher Gneis sind alle Merkmale eines s-c-Gefüges erkennbar: die langen Achsen der gelängten Feldspäte liegen parallel zu den s-Flächen; feinschuppige Hellglimmer bilden die c-Flächen. Es gibt verschiedene weitere Hinweise auf eine bedeutende, nicht-koaxiale Deformation in Zusammenhang mit einer dextralen Blattverschiebung entlang (und in der Umgebung) der Hauptbewegungsbahn Moldanubikum-Moravikum: Zergleitung und Teilrotation von Feldspäten, asymmetrische Druckschatten, Quarzgefüge.

Die hiesige Gesamtsituation wird als die Auswirkung einer dextralen Transpression zwischen der moravischen und der hangenden moldanubischen Einheit entlang einer westgeneigten lateralen Rampe aufgefaßt.

Tab. 4: Chemische Analyse des Bittescher Gneises aus dem Steinbruch der Firma Hammer im Teichwiesenbachtal. Analyse: F. FINGER (Fi-24/85). (Hauptelemente in Gew.%, Spurenelemente in ppm).

SiO <sub>2</sub>	74.67	Nb	2
TiO <sub>2</sub>	0.12	Zr	90
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.23	Y	3
FeO <sub>tot</sub>	1.25	Sr	325
MnO	0.01	Rb	81
MgO	0.44	Ni	0
CaO	0.97	Cr	11
Na <sub>2</sub> O	4.39	Ba	778
K <sub>2</sub> O	2.78		
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.04		
H <sub>2</sub> O	1.27		
CO <sub>2</sub>	n.b.		
Total	100.17		

Taleinwärts folgt im Liegenden des Bittescher Gneises beim Bildbaum eine Schieferserie mit einer unreinen grauen Marmorlage von wenigen Metern Mächtigkeit, die in Glimmerschiefer mit wechselndem Karbonatgehalt übergeht. Wegen der starken variszischen Deformation und wegen der, diese Deformation begleitenden Regionalmetamorphose kann man an dieser Stelle eher vermuten als beweisen, daß diese Schieferserie samt dem Marmor vorher bereits dem mehr oder weniger kontaktmetamorphen "Alten Dach" angehört hat. Manche Flatschenschiefer könnten als Indikatoren für diese Deutung dienen, wobei auch noch offen bleiben muß, ob ein solcher Hitzekontakt vom Edukt des Bittescher Gneises oder vom Edukt des nun im Liegenden folgenden Quarzdioritgneises, oder aber von beiden Quellen her erfolgte.

Der östlich anschließende, biotitreiche, und daher relativ rasch verwitternde, dunkle **Buttendorfer Granodioritgneis** ist mehrere hundert Meter mächtig (andere Bezeichnungen: "basische Fazies des Maissauer Granits" (REINHOLD, 1914) oder auch "Tonalitgneiszug", z.T. auch opdalitisch).

Dieser dunkle, feinkörnige Gneiszug mit den meist charakteristischen kleinen Feldspatäugen ist etwa von Sigmundsherg im Norden bis in den Graben östlich vom Mitterberg bei Schönberg im Süden durchgehend zu verfolgen. Übrigens wird dieser Gneiszug gegen Osten von zwei weiteren, schmälere Zügen der gleichen Gneisart begleitet: der eine geht hinter den nördlichsten alten Häusern in Buttendorf hangaufwärts nach Norden, der andere quert die Straße Buttendorf - Sachsendorf an der Waldecke etwa 600 m E der Straßenkreuzung in Buttendorf. Wesentlich ist, daß der letztere, dunkle Granodioritgneis-Zug zugleich den Westrand des Thayabatholithgebietes bildet, und zwar nicht nur hier, wo sich vom Hauptkörper des Batholiths der Granitgneiszug Sachsendorf - Reinprechtspölla abgespalten hat (vgl. Haltepunkt 4, Matzelsdorf Loiblkreuz), sondern auch in der südlichen Fortsetzung des Westrandes des Thayabatholiths, etwa in der Gegend "Kotaschen, Seewiese" SW vom Manhartsberg.

Da also der dunkle Granodioritgneis im zuerst genannten (westlichen) Buttendorfer Gneiszug meist als "der" Gneiskern der "Pleissingdecke" aufgefaßt wird, anderenteils jedoch im zuletzt genannten Gneiszug zwischen Buttendorf und Sachsendorf bereits als ein Randteil des Thayabatholiths vorliegt, zeigt sich auch hierin die ursprüngliche Zusammengehörigkeit, und nicht nur - wie schon WALDMANN (1925) erkannt hatte - in den Übereinstimmungen der Hüllen der verschiedenen Gneiszüge von der Thayamasse bis hinauf zum Bittescher Gneis. Die Summe solcher Übereinstimmungen und Verwandtschaften legt den Gedanken an eine Herkunft aus einem ursprünglich zusammenhängenden, cadomischen Krustenstück nahe, welches randlich bei der variszischen Gebirgsbildung gegen Westen hin zunehmend stärker deformiert, d.h. auch zu Duplex- und Triplexstrukturen und zu Lamellen sowie deckenförmig ausgewalzt wurde. Demgegenüber fehlen zwischen ihnen jegliche Indizien (z.B. Ultrabasilinseln), die zur Annahme einer Suture berechtigten würden.

Eine strukturell relativ geschonte, also massige Partie des dunklen Buttendorfer Granodiorits vom ehemaligen Steinbruch, 200 m westlich vom Ortsende Buttendorf gab folgende Modalwerte: 9,6 Kfsp; 38,2 Plag; 18 Qz; 21,1 Bt u. Chl.; 9,7 Hbl; 2,4 freier Klinozoisit; Akz. 1,0 = Apatit, Titanit, Orthit und Zirkon.

Zum Plagioklas: An<sub>30-38</sub> mit Klinozoisitfülle war bei der Hauptmetamorphose stabil, daneben gibt es selten Reliktpartien mit primärem Zonarbau und Rekurrenzen. Die Hornblende besitzt noch dunkle Kerne, und die Titanite sind noch braun gefärbt, was für eine gute Erhaltung dieser primären Komponenten spricht.

Tab. 5: Chemische Analyse des Buttendorfer Granodiorits vom ehemaligen Steinbruch, 200 m westlich vom Ortsende von Buttendorf. Analyse: F. FINGER (Fi-23/85). (Hauptelemente in Gew.%, Spurenelemente in ppm).

SiO <sub>2</sub>	61.73	Nb	16
TiO <sub>2</sub>	0.65	Zr	173
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.97	Y	23
FeO <sub>tot</sub>	5.14	Sr	706
MnO	0.06	Rb	146
MgO	4.02	Ni	37
CaO	4.62	Cr	151
Na <sub>2</sub> O	2.63	Ba	1291
K <sub>2</sub> O	3.91		
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.38		
H <sub>2</sub> O	1.00		
CO <sub>2</sub>	n.b.		
Total	99.11		

Ca. 100 m vor den ersten Häusern von Buttendorf beginnt die Schieferhülle, oder eigentlich eine Schieferereinschaltung zwischen zwei solchen Granodioritgneiszügen, und zwar flatschige Glimmerschiefer, welche in graue, bändrige Quarzite übergehen. Darin kann man noch etliche in die Schieferung eingeschichtete, kleine pegmatitische Linsen als Spuren eines ehemaligen Kontakt-hofes zeigen. Nach solchen Indizien, wie den immer in Kontaktnähe auftretenden Flatschenschie-

fern und den pegmatitischen Injektionen oder Exsudationen, wären die Gesteine der Schiefermulden im hiesigen Querprofil am ehesten zum "Alten Dach" der komplexen Thayamasse einschließlich der höheren Gneislamellen, -schuppen oder -decken zu stellen, wogegen die tektonische Einschaltung der postgranitischen Olbersdorfer Gruppe in der südlichen Fortsetzung der Buttendorfer Schiefer einschaltungen erst ca. 5 km S von Buttendorf in schlecht aufgeschlossenem Gelände beginnt (vgl. Haltepunkt 12, Olbersdorf).

**Interpretation:**

Überblicken wir das ganze Buttendorfer Querprofil von Osten beginnend: Bei allgemeinem Westeinfallen folgen über dem geschlossenen Thayabatholith, bzw. über dessen Abspaltungen von Sachsendorf - Reinprechtspölla (mit flaserigem Migmatitgneis, Schollenmigmatiten und dunklem Granodioritgneis) noch zwei Schiefer einschaltungen, welche sich mit zwei dunklen Granodioritgneiszügen abwechseln, von denen der höhere und mächtigere konventionell als Fortsetzung der "Pleissingdecke" angesprochen wird. Über dessen Hülle mitsamt dem "moravischen Kalk" im Sinne WALDMANN's folgt die im hiesigen Profil durch eine schmale Paragneise einschaltung nur undeutlich zweigeteilte Decke des Bittescher Gneises (WALDMANN, 1925). Darüber kommt im Westen wieder Glimmerschiefer, welcher theoretisch schon dem Moldanubikum zugeschrieben wird. Letztere Glimmerschiefer sehen aber nicht viel anders aus als manche Flatschenglimmerschiefer im Inneren der Bittescher Gneisdecke (bei Raan) und auch im Liegenden derselben sowie manche Glimmerschiefer in der Begleitung der dunklen Granodioritgneiszüge auch. Es spricht einiges dafür, daß solche Schiefer die deckenförmig eingeschichteten Gneiskörper einfach als deren ehemaliges "Altes Dach" begleiten und echt polymetamorph sind, nämlich spätestens anlässlich der cadomischen Intrusionen in den Höfen der Plutone aufgeheizt und dann gemeinsam mit den Plutoniten bei der variszischen Regionalmetamorphose und Diaphthoresè kräftig überprägt wurden.

**Literatur**

FRASL, G. (1974, Exkursionsführer 1977); FRITZ, H. & STEYRER, H.P. (Exkursionsführer 1990: Stop 1.13); HÖCK, V. & VETTERS, W. (1974); REINHOLD, F. (1914); VETTERS, W. (Exkursionsführer 1983: HP 3); WALDMANN, L. (1925).

---

Raum für Notizen

### 3. Exkursion 3: 19. September 1991

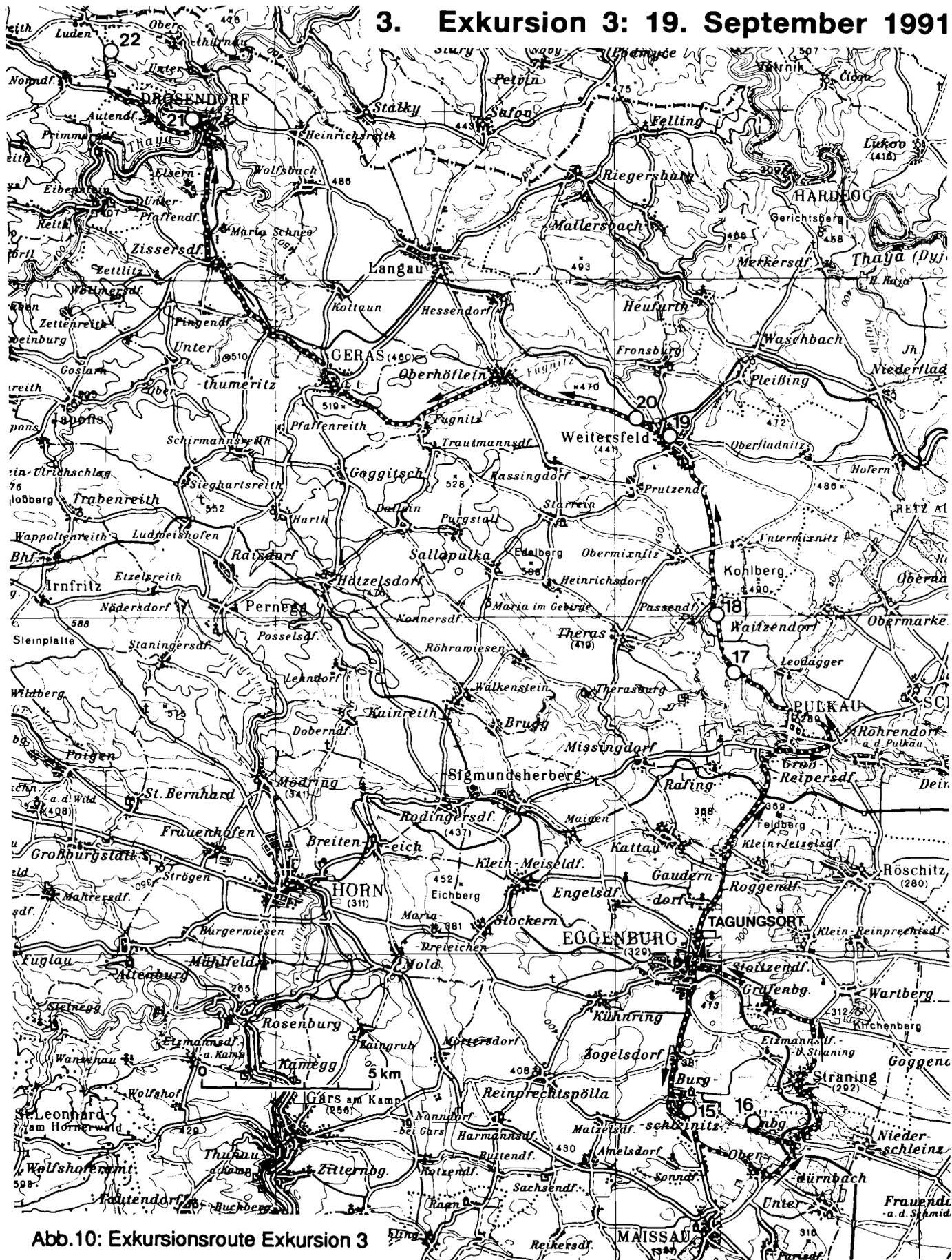


Abb.10: Exkursionsroute Exkursion 3

### 3.1. Haltepunkt 15

## Burgschleinitz – Kirchenbruch

R. ROETZEL, F.F. STEININGER, P. PERVESLER

Thema: Fossilreiche, litorale Grobsedimente der Burgschleinitz-Formation am Rande eines Kristallinrückens mit Überlagerung durch die Gauderndorf-Formation. Typuslokalität der Burgschleinitz-Formation.

Lithostratigraphische Einheit: Burgschleinitz-Formation (Typuslokalität) und Gauderndorf-Formation.

Alter: Untermiozän: unteres Eggenburgium.

Ortsangabe: ÖK 50/Blatt 21 Horn.

Aufgelassene Sandgrube am Kirchenberg von Burgschleinitz (Kirchenbruch), ca. 150 m S der Kirche.

Beschreibung (Abb.11):

Der Kirchenbruch von Burgschleinitz liegt am Rande einer Granitkuppe, auf der die romanische Kirche und der gotische Kerner des Ortes stehen. An diese Kristallinkuppe sind die im Kirchenbruch aufgeschlossenen tertiären Sedimente angelagert.

Der Granit ist an dem von der Kirche steil hinunter zum Kirchenbruch führenden Weg aufgeschlossen. Kurz vor den vier Kellern ist in der Wegböschung über dem Granit ein Transgressionskonglomerat aus großen, gut gerundeten, mit Balaniden bewachsenen Granitgeröllen anstehend.

Die Burgschleinitz-Formation beginnt an der Basis, über dem heute nicht mehr aufgeschlossenen Kristallin, mit schlecht gerundeten und schlecht sortierten Grobsanden, die gegen das Kristallin zunehmend feinkiesiger werden und auch vermehrt Tonklasten führen. In den Sanden treten Einzelklappen von *Venerupis haidingeri*, *Isognomon rollei*, *Lucina* sp., *Chama* sp. und dickschaligen, kleinen Ostreen auf, die in Horizonten eingeregelt sein können.

Der darüber folgende, bis 1 m mächtige, grobsandige Molluskenschillhorizont besitzt an der Unterkante tiefe Kolke und eine deutlich erosive Oberkante. Er wird gegen das Kristallin unter Zunahme schlecht gerundeter Granitbruchstücke ebenfalls feinkiesig und deutlich dünner und keilt schließlich aus. Darin finden sich vorwiegend Einzelklappen von *Glycymeris fichteli*, *G.monardi*, *Mytilus haidingeri*, *Pinna pectinata*, *Isognomon rollei*, *Venerupis basteroti*, *Pecten pseudobeudanti*, *Chlamys holgeri*, *Ch.gloriamaris*, *Ch.multistriata*, *Saxolucina multilamellata*, div. große Ringicardien, *Ventricola burdigalensis*, *Panopea* sp., *Thracia* sp., *Astrea* sp., *Lucinidae* (cf. *Lucinoma* sp.), *Anomia* div. sp., *Ostreidae* div. sp. sowie Korallen (*Tabellastrea eggenburgensis*, *T.reussiana*) und diverse Balaniden.

Die Burgschleinitz-Formation wird mit einer insgesamt 2 bis 2,5 m mächtigen Folge von flach schräggeschichteten, langgestreckten, keilförmigen Sandkörpern aus kiesigen Grob- und Mittelsanden fortgesetzt. Die 0,5 bis 1 m mächtigen Sets, mit generell gegen S-SW einfallenden Leeblättern, lassen vereinzelt Erosionsreste von feinsandigen Topsets erkennen.

Die Schichtfolge ist, meist ausgehend von diesen feinsandigen Topsets, stark verwühlt. Am auffälligsten sind trichterförmige Strukturen, die von diesem Bereich ausgehend, weit in die unterlagernden Horizonte vordringen und wahrscheinlich wurmförmige Endobenthonten (?*Annelida*, ?*Echiurida*, ?*Enteropneusta*) als Verursacher haben. Gegen das Hangende zu können diese Trichter in büschelförmige Strukturen übergehen, die mit zunehmender Entfernung vom Zentrum des Trichters immer flachere Verläufe zeigen. Besonders auffällig ist die Zunahme der Häufigkeit solcher Bioturbationen mit der Nähe zu den Kristallinaufragungen im Norden dieser Ablagerungen. Gemeinsam mit diesen Trichterstrukturen treten in mäßiger Dichte senkrechte, wenige mm-dicke, zylindrische, passiv gefüllte Lebensspuren auf, die von der jeweiligen Sedimentoberfläche 10 bis 20 cm in das Sediment eindringen (*Skolithos*, ?*Annelida*). Das Spurenspektrum ist ein Hinweis auf mobile Sedimente in geringen Wassertiefen.

Der rund 4 m mächtige, äußerst fossilreiche, hangende Teil der Burgschleinitz-Formation ist durch konkretionär verhärtete Bänke und Knollen gekennzeichnet. In den eckigen und schlecht sortierten Mittel- bis Grobsanden nimmt der Anteil feinkiesiger Gesteinsbruchstücke und Granitgerölle sowohl

SH (m)  
382  
381  
380  
379  
378  
377  
376  
375  
374  
373  
372  
371  
370  
369

# BURGSCHLEINITZ KIRCHENBRUCH

## LITHOLOGIE

-  Kies
-  Grobsand/kiesig
-  Mittelsand/grobsandig
-  Feinsand
-  Siltiger Feinsand
-  Konkretionen
-  Tongeröle
-  Kristallingeröle
-  Kristallin

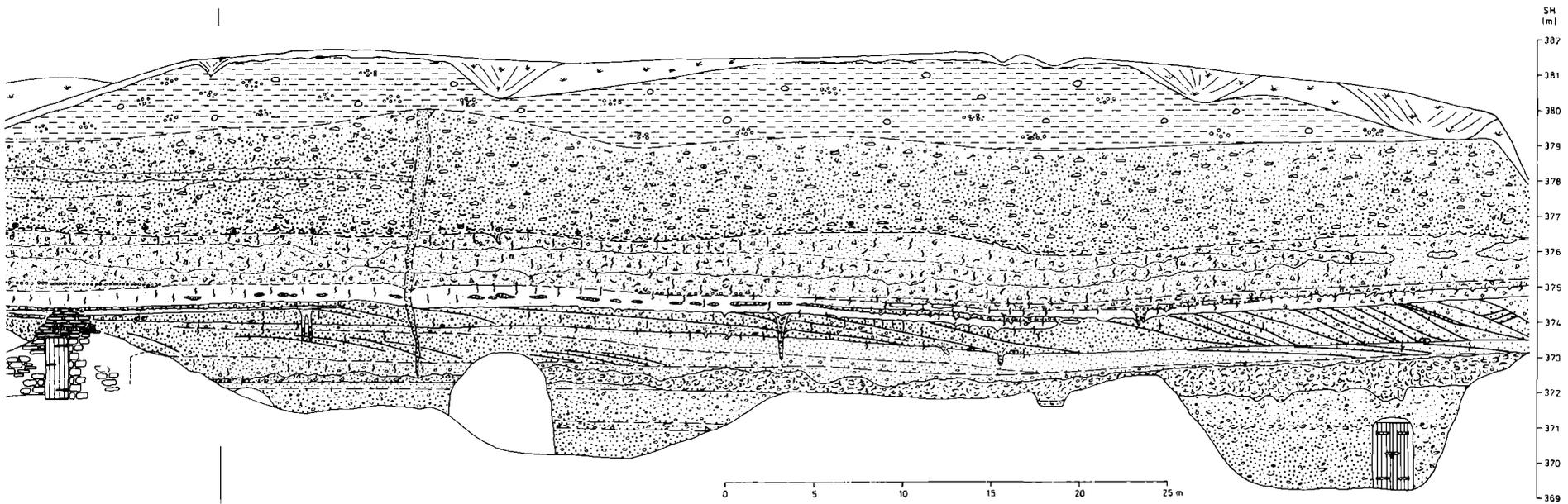
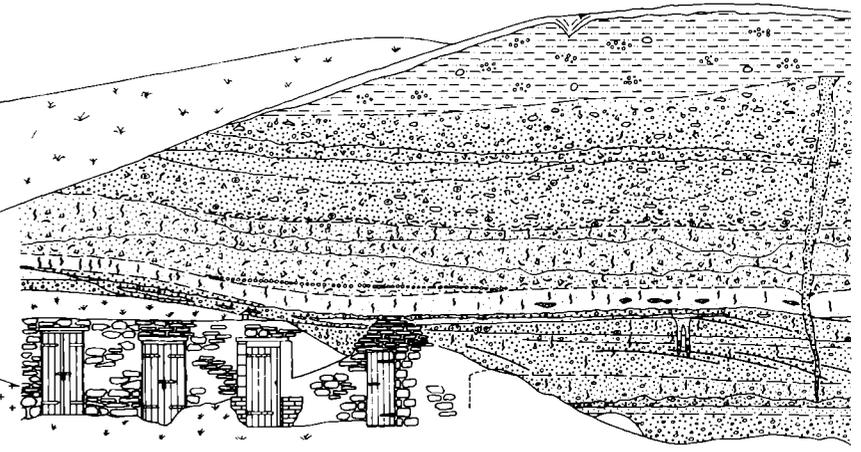
## SEDIMENTSTRUKTUREN

-  Schrägschichtung
-  Nachfalltrichter

## FOSSILIEN

-  Mollusca (Muscheln, Schnecken) (Schalen erhalten/Schalen gelöst)
-  Cirripedia (Seepecken)
-  Lebensspuren (Gänge, Verwühlung, etc.)

Geologische Aufnahme R.ROETZEL 1942-1996  
Graphik J.RUTHNER 1991



SH (m)  
382  
381  
380  
379  
378  
377  
376  
375  
374  
373  
372  
371  
370  
369

Abb.11: Wandabwicklung des Kirchenbruches in Burgschleinitz bei Eggenburg.

gegen das Kristallin, als auch gegen das Hangende deutlich zu. Im unteren Teil fallen besonders die massenhaft auftretenden Mauerkronenstücke sowie Scuta und Terga von *Balanus* sp. auf, die ebenfalls gegen das Kristallin häufiger werden. Weitere Fossilreste stammen von *Terebratula hoernesii*, *Ostrea edulis*, *Ostrea* div.sp., *Chlamys gloriamaris*, *Ch.holgeri*, *Ch.varia*, *Glycymeris fichteli*, *Pinna* sp., *Thracia* sp., *Diplodonta* sp., *Mytilidae*, *Lucinidae* und *Veneridae*. Zu diesen kommen im hangenden Teil, über einem Austernhorizont noch Steinkerne und Schalenbruchstücke von *Pitar gigas*, *Isognomon rollei*, *Mytilus haidingeri*, *Turritella terebralis*, *Turritella* sp., *Panopea menardi*, *Pholadomya* sp., *Anomia ephippium*, *Hinities* sp., *Lutraria* sp. und *Diloma* sp. Der gesamte hangende Abschnitt der Burgschleinitz-Formation ist intensiv verwühlt. Am augenfälligsten sind sowohl sehr steil als auch flach verlaufende Gangstücke mit Durchmessern im Zentimeterbereich. Es können sowohl Gangstücke mit nodosen Wandstrukturen beobachtet werden (*Ophiomorpha*) als auch nur glatte Verfüllungen von Gängen, was aber häufig nur auf die unterschiedliche Verwitterungsresistenz von Wandbereich und Gangfüllung zurückzuführen ist. Grabende Crustaceen des Subtidal sind mit größter Wahrscheinlichkeit die Verursacher dieser Bauten.

Die von EHRENBERG (1938) beschriebenen "Bauten von *Callianassa* sp." stammen größtenteils aus der ehemaligen Sandgrube Sieber (heute Hammerschmid, inzwischen aufgelassen) etwas südlich vom "Aufschluß bei der Kirche" gelegen, so wie auch das Typusexemplar für den Spurentyp *Thalassinoides callianassae* (EHRENBERG, 1944).

Einen deutlichen Gegensatz zu den meist groben Ablagerungen der Burgschleinitz-Formation bildet die Gauderndorf-Formation, die im obersten Teil des Kirchenbruchs mit einer diffusen Grenze zum Liegenden ansteht. Es sind stark siltige Feinsande mit feinkiesigen Linsen aus Granitgrus und den, für die Gauderndorf-Formation typischen knolligen Konkretionen.

Im Schwermineralspektrum der Sedimente im Kirchenbruch überwiegen neben den opaken Gemengteilen durchwegs Turmalin und Zirkon. Vor allem in den liegenden Grobsedimente der Burgschleinitz-Formation treten diese beiden Minerale fast ausschließlich auf. Über dem Molluskenschillhorizont sind daneben Granat, Staurolith, Disthen und Rutil etwas häufiger. In den Feinsedimenten der Gauderndorf-Formation sind die Anteile von Granat und Staurolith deutlich erhöht.

Ausführliche Faunenlisten siehe STEININGER & SENES (1971, p. 146ff.).

#### Interpretation:

Die Sedimente der Burgschleinitz-Formation im Kirchenbruch sind Ablagerungen des marinen Eulitoral bis seichten Sublitoral mit starker Wasserbewegung, die sowohl lithologisch als auch faunistisch durch die Nähe von kristallinen Hochzonen geprägt sind.

Neben dem direkt über dem Kristallin aufgeschlossenen Brandungsblockwerk aus großen, gut gerundeten, mit Balaniden bewachsenen Granitgeröllen und dem gegen Norden auskeilenden Molluskenschillhorizont ist besonders die immer wieder erkennbare deutliche Vergrößerung der Sedimente gegen die im Norden anstehende Kristallinkuppe hervorzuheben.

In gleicher Weise läßt die Dominanz von Turmalin und Zirkon im Schwermineralspektrum die direkte Sedimentzufuhr vom Granit erkennen.

Auch die flach schräggeschichteten, keilförmigen Sets weisen mit ihren generell gegen S-SW einfallenden Leebältern auf das im Norden auftauchende Kristallin hin. Diese schräggeschichteten Sandkörper mit Erosionsresten von feinsandigen Topsets können als strandparallele Sandriffe (Longshore Bars) im seichten Litoralbereich interpretiert werden.

Unter den zahlreichen, für die Litoralzone charakteristischen Fossilresten fallen besonders die massenhaft auftretenden Balanidenbruchstücke auf, die ebenfalls gegen das Kristallin häufiger werden.

Das Auftreten der unterschiedlichen bioturbaten Strukturen ist auf die unterschiedlichen Toleranzen der sie verursachenden Organismen hinsichtlich der ökologischen und hydrodynamischen Verhältnisse zurückzuführen und deutet auf eine allmähliche Beruhigung gegen das Hangende des Profils hin.

Weit ruhigere Ablagerungsbedingungen in geschützten, tieferen sublitoralen Bereichen lassen die Feinsedimente der Gauderndorf-Formation erkennen. In diesen Ablagerungen ist durch die fortschreitende Transgression der Einfluß lokaler Schüttungen von Kristallinkuppen nur mehr sehr gering, wie auch aus dem bunteren Schwermineralspektrum zu ersehen ist.

#### Literatur

EHRENBERG, K. (1938, 1939, 1944); KÜHN, O. (1963); PAPP, A., RÖGL, F. & STEININGER, F. (1970); SCHAFFER, F. X. (1914, 1927); SCHAFFER, F. X. & GRILL, R. (1951); STEININGER, F. (1971); TOLLMANN, A. (1957).

### 3.2. Haltepunkt 16 Limberg – Steinbruch Hengl

Kristallin: G. FRASL, H.P. STEYRER

Tertiär: J. NEBELSICK, F.F. STEININGER, N. VÁVRA, Y. JENKE

Ortsangabe: ÖK 50/Blatt 22 Hollabrunn.

Steinbruch der Firma Hengl im Gänsgraben, ca 3,5 km NE Maissau, ca 500 m WNW Limberg.

#### KRISTALLIN (G.FRASL & H.P.STEYRER)

Thema: Der cadomische Maissauer Metagranit; vor- und nachvariszische Ganggesteine; Metamorphose und Tektonisierung im Inneren des Thaya-Batholiths.

#### Beschreibung:

Die hierzulande bekannteste Gesteinsvariante innerhalb des cadomischen Thaya-Batholiths ist der sogenannte "Maissauer Granit" (MOCKER, 1910) vom hiesigen Haltepunkt: ein mittelkörniger Metagranit mit meist schwach rosa gefärbten Feldspäten.

Primärer Mineralbestand war um 30 % (22-35 %) Kalifeldspat, etwa 35 % relativ saurer Plagioklas, 27 % Quarz und 4-5 (7) % Biotit; Akzessorien: Apatit, Zirkon, Titanit.

Sekundäre Bildungen: U.d.M. sieht man schon an den Biotiten, daß zuerst eine progressive, aber hier schwache "mittelmoravische" Regionalmetamorphose und dann die "spätmoravische" absteigende Metamorphose sowie teilweise hydrothermale Überprägung gewirkt hat. Die ursprünglich braunen Biotite sind unter Entmischung von Titanmineralien (Sagenit und Titanit) auf eine olivbraune bis z.T. sogar dunkelgrüne Farbe umgestellt oder feinst schuppig rekristallisiert, z.T. aber auch chloritisiert worden oder es hat sich grüner Stilpnomelan gebildet. Die Plagioklase sind nun meist schwach mit Klinozoisit gefüllte Albite und die Kalifeldspate sind nun am ehesten flauwe Mikrokline mit geringer Perthitisierung. Die Bildung von nur z.B. 0,7 % Klinozoisit weist auf einen schon primär relativ geringen Ca-Gehalt des Gesteins hin.

#### Ganggesteine:

##### 1. Meta-Granodioritporphyr

Im inneren (westlichen) Bruch gibt es derzeit auf der westlichen Wand eine auffällig dunkle, mehrere Meter breite und steilstehende Scherzone, deren vorwiegend dünnblättrig brechendes Material zum Teil aus einem mittelgrauen, feinkristallinen Ganggestein hervorging. Die Scherzone wurde noch voll von der schon oben gekennzeichneten Regionalmetamorphose betroffen. Vom Primärbestand des Ganggesteines sind m.f.A. am ehesten die trüben, grünlichgrauen, gedrunge gebauten Einsprenglingsplagioklase (ca. 2-3 mm) erkennbar. U.d.M. weist die häufige enge Quarz-Kalifeldspat-Verwachsung in der mikrogranitischen Grundmasse auf die Ganggesteinsnatur hin. Feinstschuppige Biotite. - Eine chemische Analyse eines hiesigen Granodioritporphyrits findet man in der Dissertation von REISS (1952), abgedruckt im Exkursionsführer 1963 (FRASL et al., 1963).

##### 2. Lamprophyrgänge (Minette)

Im äußeren (östlichen) Bruch waren bis 1990 zwei meterdicke, seigere, etwa W-E-streichende dunkle Gänge noch in der vollen Höhe der östlichsten Bruchwand aufgeschlossen, und zwar ohne Zeichen einer Scherzonenbildung und regionalmetamorpher Überprägung. Im bräunlichschwarzen, frischen Gestein waren mit freiem Auge in der dichten Grundmasse nur die vielen wirr gelagerten, 2-3 mm großen, dunkelbraunen Biotite zu erkennen, die aber in der Nähe der ebenen Wände der Gangspalten eine zunehmende Einströmregelung zeigen konnten. U.d.M. fällt besonders der oft mehrschalige idiomorphe Zonarbau der hell rehbraunen Glimmer auf, die keinerlei Entmischung oder Chloritisierung zeigen. Die Grundmassen-Feldspate sind vorwiegend Kalifeldspate. Zusätzlich gibt es weitgehend karbonatisierte, kurzsäulige Pseudomorphosen nach Pyroxen oder/und Hornblende. Viel Apatit.

Strukturgeologische Hinweise: Im Metagranit entspricht die deutliche Foliation mit ca. 105 bis 120/85 dem regionalen Streichen. Von hier gegen Westen, also gegen den Hangendkontakt des Batholiths hin, wird die Foliation zunehmend flacher und regional westfallend.

Auch in der oben beschriebenen Scherzone hatten die Begrenzungs- und internen Scherflächen Werte bei 122/80. Die Streckungslineare hatten darin 210/30. Diese Streckung folgt also ebenso dem auf viele Kilometer einheitlichen, regionalen, variszischen Bauplan, wie auch der eindeutig ablesbare dextrale Schersinn.

**Interpretation:**

Schon SUESS und WALDMANN wiesen an vielen Stellen (z.B. F.E.SUESS, 1928) darauf hin, daß die Schieferung und auch Streckung der Granitoide so weit im Inneren des Batholiths sehr gering, aber gegen die Hangendgrenze zu (also am Westrand) stark ausgeprägt ist. Hier im Süden, wo die Moravische Zone noch nicht so breit ist, also wohl noch nicht so hoch herausgehoben worden ist

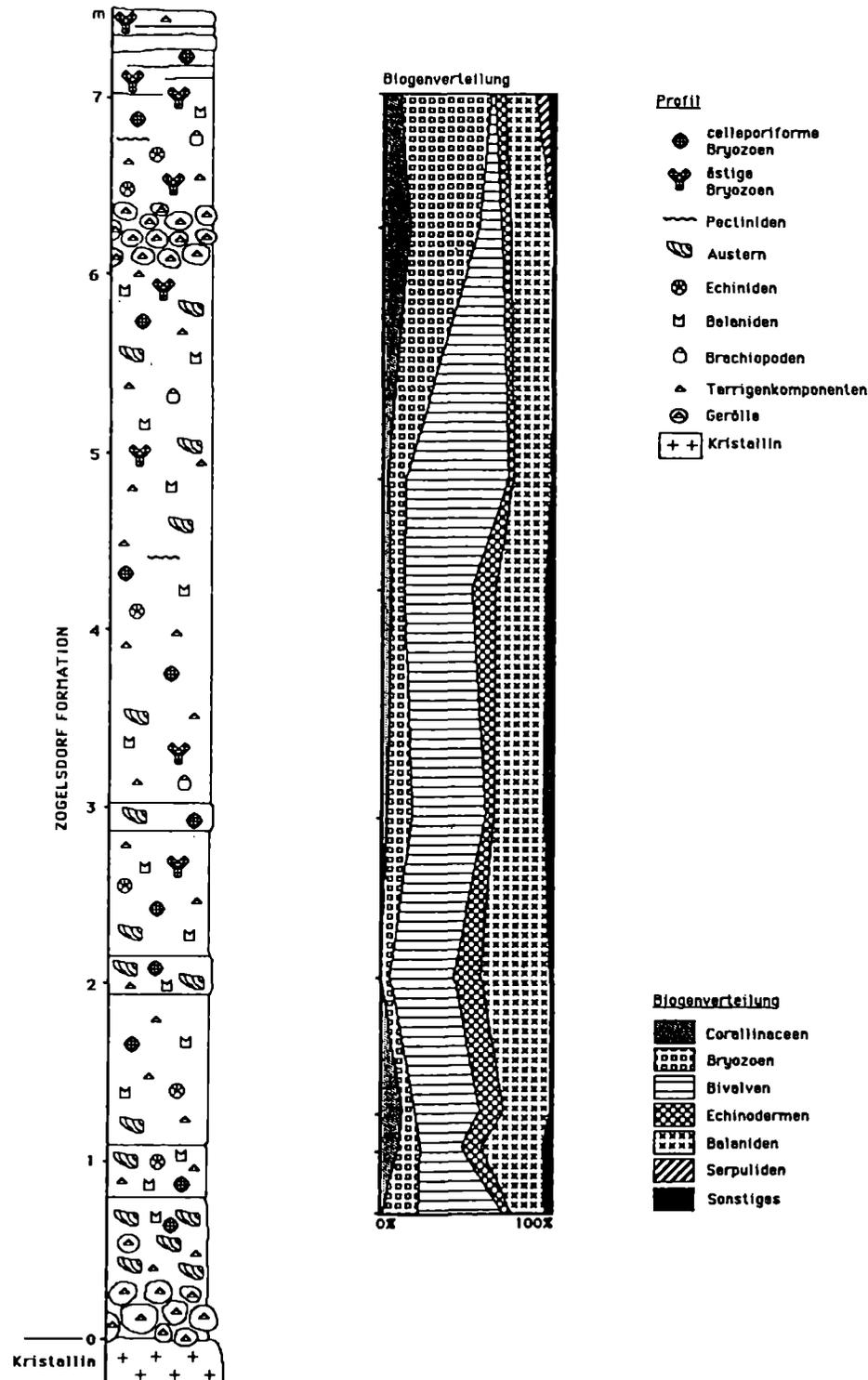


Abb.12: Profil der Zogelsdorf-Formation im Steinbruch der Firma Hengl in Limberg bei Maissau.

wie beim Haltepunkt 17 (Pulkau Heidberg), erreicht auch die prograde variszische Regionalmetamorphose bloß die höhere Subfazies der Grünschieferfazies (Albitstabilität). -- Mehr zur Typengliederung der Granitoide des Thaya-Batholiths siehe bei den Haltepunkten 17 (Pulkau Heidberg) und 4 (Matzelsdorf Loiblkreuz). -- Bei Pulkau gibt es übrigens viel häufiger Meta-Granodioritporphyritgänge. Der hiesige postvulkanische Lamprophyr ist jedoch meines Wissens ein Unikat innerhalb der Moravischen Zone auf österreichischem Gebiet, wenn man von einem vereinzelt, glimmerreichen, aber rotbraun verfärbten Minette-Block absieht, der vor ca. 15 Jahren bei einem Forststraßenbau zwischen Olbersdorf (vgl. Haltepunkt 12) und dem Dienbachtal aufgeschürft wurde, und zwar unmittelbar an der Südgrenze des sogenannten Basisquarzit-Zuges.

Literatur:

Exkursionsführer 1963 und 1990; MOCKER, F. (1910); REISS, R. (1952).

TERTIÄR (J.NEBELSICK, F.F.STEININGER, N.VAVRA & Y.JENKE)

Thema: Transgressive Überlagerung des Kristallins der Thaya-Masse von biogenreichen Grobse-dimenten der Zogelsdorf-Formation (oberes Eggenburgium).

Lithostratigraphische Einheit: Zogelsdorf-Formation.

Alter: Untermiozän: oberes Eggenburgium.

Beschreibung (Abb.12):

Die transgressive Überlagerung der Zogelsdorf-Formation über den Graniten und Granitgneisen der Thaya Masse ist im Steinbruch Hengl bei Limberg besonders eindrucksvoll aufgeschlossen.

Die gegen Westen auskeilende, ca. 7 m mächtige, durchwegs ebenflächig geschichtete Kalksandsteinfolge beginnt über dem teilweise kaolinitisierten Kristallin mit einem auffallenden Geröllhorizont. Dieses Transgressionskonglomerat führt gut bis mäßig gerundete, komponentengestützte Granitgerölle bis 30 cm Durchmesser in einer schlecht sortierten Sandmatrix. Darüber folgt ein ca.140 cm mächtiger, terrigenreicher Austernhorizont, der untergeordnet auch Balaniden, Bryozoen und Echinodermenreste führt. Die weitere, ca. 5 m mächtige Schichtfolge bis zum hangenden, zweiten Geröllhorizont besteht aus schlecht sortierten, schlammreichen Rudstones mit hohem Terrigenanteil. Die Größe der Gesteinskomponenten nimmt dabei gegen das Hangende ab. Die Biogene werden von Bivalven und Balaniden dominiert. Untergeordnet treten Echinodermen, Bryozoen, und Serpuliden auf. Der zweite Geröllhorizont führt gut gerundete und sortierte, 5-10 cm große Kristallingerölle in einer sandigen Matrix und einem ähnlichen Biogeninhalt wie die hangenden Sedimente. Über diesem Grobhorizont ist das Sediment bis zum Hangenden weiterhin terrigenreich. Es ist im Gegensatz zu den liegenden Sedimenten jedoch deutlich feiner und wird im Biogeninhalt von Bryozoen (z.B. den Gattungen: *Sertella*, *Myriapora*, *Tetrocycloecia*, *Lichenopora*, *Hornera*, *Crisidmonea* und *Celleporidae*), Balaniden und Corallinaceen dominiert.

Obwohl der Großteil der Biogene als zerbrochene Fragmente vorhanden ist, kann eine exzellente Makrofossilhaltung vorliegen. Dies wird besonders beim Auftreten von kompletten Echinodermen, wie Seeigeln (u.a. *Clypeaster*, *Parascutella*, *Echinolampas*), Seesternen (*Astropecten*), Crinoiden (*Discometra*) und Schlangensteinen verdeutlicht und weist auf ein plötzliches Zuschütten dieser Organismen hin. Daneben treten ferner häufig Ostreiden, *Macrochlamys holgeri*, div. kleine Chlamiden, *Anomia*, sowie *Terebratulula hoernesii* und eine inartikuläre Brachiopode (*Discinisca* sp.) auf.

In der diversen Foraminiferenfauna sind *Cibicidoides pseudoungerianus* (CUSH.), *Cibicides lobatulus* (WALKER & JACOBS) und die Gruppe *Elphidium macellum* (F.& M.) - *Elphidium crispum* (L.) annähernd gleich stark vertreten. Die hohe Diversität wird durch Faunenelemente wie *Asterigerinata planorbis* (D'ORB.), *Eponides repandus* (FICHTEL & MOLL), *Escornebovina cuvillieri* (POIGNANT), div. glabratellide Formen, *Pararotalia rimosa* (REUSS), *Hanzawaia boueanum* (D'ORB.), *Lenticulina inornata* (D'ORB.), *Nonion commune* (D'ORB.) und *Cancris auriculus* (FICHTEL & MOLL) charakterisiert. Das Plankton, hauptsächlich durch *Globigerina praebulloides* (BLOW) und *Globigerina ciperoensis ottnangensis* (RÖGL) vertreten, nimmt mit ca. 20 % der Gesamtfauna einen hohen Anteil ein.

Die Ablagerungen über dem Basiskonglomerat und dem Austernhorizont und mit Unterbrechung durch den zweiten Geröllhorizont werden gänzlich der terrigenreichen Bivalven-Balaniden-Fazies zugerechnet (J. H. NEBELSICK, 1989a, b).

#### Interpretation:

Der Aufschluß der Zogelsdorf-Formation im Steinbruch Hengl bei Limberg liegt am exponierten Außenrand, außerhalb der Eggenburger Bucht.

Die Geröll-Fazies und Austern-Fazies, die Dominanz von Terrigenanteilen und das Überwiegen von Balaniden und Bivalven sind Hinweise auf hochenergetische Bereiche in sublitoraler Fazies. Der erhöhte Anteil an Bryozoen im hangenden Teil kann auf abnehmende hydrodynamische Energie und verringerte terrigene Einflüsse aufgrund der fortschreitenden Transgression zurückgeführt werden. Auffallend ist das reiche Vorkommen der netzartigen Zoarien des Genus *Sertella*, ein Zoarialtyp, der sich im rezenten Mediterran am extremen Schattengebiet des Felslitorales und auf sekundären Hartböden, an inneren Höhlenwänden ab 2m, an Überhängen ab 5m und auf Corallinaceenböden ab 25 m findet. Auf unmittelbaren Küstenbereich weisen auch die im obersten Profilbereich gemeinsam mit den Seesternen vorkommenden articulaten (*Terebratula*) und inarticulaten (*Discinisca*) Brachiopoden hin (RADWANSKA & RADWANSKI, 1989). In diesem Profilabschnitt weist die Foraminiferenfauna auf ein Seegrasswiesen-Biotop mit Verbindung zum offenen Meer hin.

#### Literatur

NEBELSICK, J. H. (1989a, b); VAVRA, N. (1979).

### 3.3. Haltepunkt 17 Pulkau – Heidberg

G. FRASL, H.P. STEYRER

Thema: Heller Granodiorit im Inneren des Thaya Batholiths mit verschiedenen vorvariszischen Ganggesteinsgenerationen; die differenzielle variszische Deformation wird überdauert von einer prograden Metamorphose, bei welcher Oligoklas über der Peristeritlücke stabil wird.

Ortsangabe: ÖK 50/Blatt 22 Hollabrunn.

Felseinschnitt an der Straße Pulkau - Weitersfeld (Umfahrungsstraße), 2 km NW der Kirche von Pulkau, ca. 400 m ENE Kote 416 (Heidberg).

#### Beschreibung:

Der helle, mittelkörnige, massige Meta-Granodiorit ist repräsentativ für die im Vergleich zum Maissauer Granit andere, nämlich granodioritische, nicht rosa-gefärbte Variante der weitverbreiteten mittelkörnigen Kerngesteine des Thaya-Batholiths, welche zuerst PRECLIK und dann FRASL und FINGER als "Hauptgranit" zusammengefaßt haben und welche vom Manhartsberg im Süden bis weit über Znaim hinaus nach Norden bekannt ist.

Primärer Modalbestand des hiesigen Leukogranodiorits: ca. 45 % Plagioklas, 14 % Kalifeldspat, 36 % Quarz, nur 4 % Biotit und 0,2 % Akzessorien. Eine chemische Analyse von hier gibt es im Exkursionsführer 1977, eine neue Analyse im Führer 1990 sowie zwei Analysen aus anderen Lokaltäten bei FINGER et al. (1989).

Für das mikroskopische Erscheinungsbild ist es gegenüber dem Maissauer Granit charakteristisch, daß die primär offenbar etwas basischeren Plagioklase vorwiegend unter viel dichterem und größerer Entmischung von Klinozoisit-Füllmikrolithen (aber auch von etwas Hellglimmer und sogar Granat) der Regionalmetamorphose angepaßt wurden als im Maissauer Granit, und auch die Biotite sind durch intensivere Titanitausscheidung gekennzeichnet. An dieser Stelle sowie in Kattau konnte zuerst gezeigt werden (FRASL, 1968 und besonders Exkursionsführer 1977), wie weit das Gebiet der Oligoklasstabilität der aufsteigenden mittelmoravischen Metamorphose hier von W her auch noch bis ins Innere des Thaya-Batholiths hineinzieht. Es gibt hier nämlich noch z.B. sogenannte Friktionsplagioklase, die invers zonar gewachsen sind und deren Rand die Oligoklaszusammensetzung über der Peristeritlücke aufweist.

Das massige Hauptgestein wird in verschiedenen Richtungen von Aplit- und Pegmatitgängen durchschlagen, und auch diese sind nur schwach deformiert. Erst die nachfolgenden, feinstkörnigen porphyrischen Ganggesteine granodioritischer Zusammensetzung lassen die straff nach Süden geneigte Streckungsachse der regionalen Bewegungen sowie die ebenfalls mittelmoravische Regionalmetamorphose deutlich erkennen. Ein solcher dunkler Meta-Granodioritporphyrit-Gang durchsetzt die südliche Sprengwand an ihrem SE-Ende steil. Außer den weißlichen Plagioklaseinsprenglingen erkennt man in der Grundmasse noch am ehesten die Biotitfitter-Lineale, welche die Streckungsachse markieren. Auf der gegenüberliegenden Böschung sind die Reste eines sehr hellen Meta-Granodioritporphyrits zu finden. Darin läßt sich nicht nur das Streckungslinear mit 190/36 in Verbindung mit einer ausgeprägten Foliation (260/70, etwa gleichlaufend der Gangwand) erkennen, sondern man kann durch Scherkriterien (Zergleitung und Teilrotation von Feldspateinsprenglingen sowie Druckschatten) auf eine Aufschiebung des Hangenden nach Norden schließen. Das paßt regional gesehen vortrefflich in das Regime der rechtsseitigen großräumigen Scherung.

#### Interpretation:

Diese Scherung steigert sich in den höheren Bewegungshorizonten des Moravikums bis ins Extrem, also von hier über 20 km weit bis im Bittescher Plattengneis und dessen Bogen bei Mesern. Aber gerade hier ist es schön sichtbar, daß diese rechtsseitige Scherung noch von der beschriebenen Regionalmetamorphose überdauert wird. Gegen E hin wird die etwa gleichgerichtete Scherung schwächer, zieht aber doch noch kilometertief weiter in das Innere des Thaya-Batholiths hinein, sodaß sie auch noch bei den, in fast 10 km Entfernung am Horizont sichtbaren Granitauftragungen bei Zellemdorf feststellbar ist.

#### Literatur

FINGER, F. et al. (1989); FRASL, G. (Exkursionsführer 1968: HP 2, besonders Exkursionsführer 1977: HP 17, dann Exkursionsführer 1983: HP 10 sowie Exkursionsführer 1990: Stop 2, p.137); PRECLIK, K. (1937); SCHARBERT, S. & BATIK, P. (1980).

### 3.4. Haltepunkt 18 Passendorf Ost

V. HÖCK, E. LIBOWITZKY

Thema: Therasburger Formation, Altes Dach des Thaya Batholithen.

Ortsangabe: ÖK 50/Blatt 21 Horn.

Straßenaufschluß an der Straße Pulkau - Weitersfeld, 550 m E Passendorf.

#### Beschreibung:

Glimmerschiefer bilden innerhalb des Tonalits längliche Körper mit folgenden Mineralen: Muskovit, Biotit, Quarz, Plagioklas (Oligoklas), Klinozoisit; Granat und Amphibol sind selten. Turmalin, Apatit, Zirkon und Titanit finden sich als akzessorische Minerale. Letzterer ist bis zu 20 Vol.% an den Gesteinen beteiligt. Chemisch sind die Chlorit-(Biotit-)Schiefer durch bis zu 20 Gew.%  $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{total})$  und 3 Gew.%  $\text{TiO}_2$  charakterisiert (vgl. Analysentabelle 6). Entscheidend zur Deutung der Herkunft der Erzminerale sind sowohl Beobachtungen von reliktschen Titanomagnetiten aus dem Bereich Passendorf, als auch einige Proben mit einer reliktschen, sedimentären Bänderung. Diese tritt sowohl makroskopisch (dunkle Bänder von Magnetit diskordant zur Schieferung) als auch im Mikrobereich (Lagen von gerundeten Apatiten im Schliff) auf. - Es mag verwundern, daß ein sedimentäres Gefüge den Beanspruchungen durch mindestens zwei metamorphe Ereignisse standhalten konnte; doch sei daran erinnert, daß gerade auch die Granite der Thayamasse ihr ursprüngliches Gefüge in weiten Bereichen erhalten konnten und trotz der Metamorphose nicht zu Gneisen ausgewalzt

wurden. - Wie schon im allgemeinen Teil erwähnt, wird durch diesen Befund die Herkunft der Erze als eine klastische Sedimentbildung (vergleichbar mit "blacksands") unterstützt. Dem Chemismus der Magnetite zufolge ( $\text{TiO}_2$  bis 1 Gew.%,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  und  $\text{V}_2\text{O}_5$  bis 0.5 Gew.%) muß das Abtragungsgebiet ein basischer Magmatit gewesen sein (LIBOWITZKY, 1990). Chlorit ist im wesentlichen ein Produkt der späteren, retrograden Metamorphose und wird auf Kosten von Biotit und Granat gebildet. Die Tonalite bestehen aus Plagioklas (Oligoklas), Biotit, Quarz und etwas Amphibol. Klinozoisit ist häufig, Feldspat hingegen fehlt im allgemeinen. Die Metatonalite zeigen gut petrographische Übereinstimmung mit den tonalitischen Typen der Therasburger Gneise.

#### Interpretation:

Die Chlorit-(Biotit-) Schiefer der Therasburger Formation werden von Tonaliten, Granodioriten und Pegmatiten des Thaya Batholiths intrudiert. Der magmatische Kontakt ist durch die variszische Regionalmetamorphose überprägt. Die deutlichen Intrusionsbeziehungen zwischen den Glimmerschiefern auf der einen Seite und den Gesteinen des cadomischen Thaya Batholiths auf der anderen Seite mit einem Alter von 550 M.a. (SCHARBERT & BATIK, 1980) machen ein oberproterozoisches Alter für die Therasburger Formation wahrscheinlich.

Tab. 6: Einige Gesteinsanalysen (geglüht) von Chlorit- (Biotit-) Schiefer der Therasburger Formation.

	Passendorf Straßenaufschluß	Kattau Sägewerk	Theras * Durchschnitt
Hauptelemente (Gew.%):			
$\text{SiO}_2$	50.55	49.49	60.3
$\text{Al}_2\text{O}_3$	18.81	12.66	17.5
$\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{tot}}$	14.95	21.02	12.2
MnO	0.09	0.30	0.1
MgO	2.26	5.96	2.7
CaO	3.13	3.80	1.1
$\text{Na}_2\text{O}$	3.20	1.79	1.7
$\text{K}_2\text{O}$	2.85	1.40	2.8
$\text{TiO}_2$	3.04	3.45	1.5
$\text{P}_2\text{O}_5$	0.87	0.10	0.2
Summe	99.75	99.97	100.1
Spurenelemente (ppm):			
Nb	28	15	25
Zr	316	171	230
Y	44	40	35
Sr	248	171	135
Rb	109	65	120
Zn	92	165	125
Cu	57	212	70
Ni	81	146	90
Cr	152	203	115
V	288	531	185

\*Mittelwerte aus 45 Gesteinsproben aus dem gesamten Chloritglimmerschiefer-Hauptzug der magnetischen Anomalie (von Schwarzer Brücke bis Ruine Kaja / Umlaufberg)

#### Literatur

LIBOWITZKY, E. (1989, 1990); SCHARBERT, S. & BATIK, P. (1980).

### **3.5. Haltepunkt 19 Weitersfeld – Kirchenbruch**

V. HÖCK

Thema: Stengelgneis von Weitersfeld.

Ortsangabe: ÖK 50/Blatt 8 Geras.

Ortsbereich von Weitersfeld, kleiner aufgelassener Steinbruch unterhalb (westlich) der Kirche von Weitersfeld.

Beschreibung:

Der Steinbruch ist die Typlokalität des sogenannten Weitersfelder Stengelgneises, eines kräftig deformierten Augengneises granitischer Zusammensetzung. Er ist auf den Nordteil der Moravischen Zone beschränkt und muß aufgrund petrographischer Befunde vom Therasburger Gneis mit granodioritischer bis tonalitischer Zusammensetzung unterschieden werden. Die Kalifeldspat-Augen sind das charakteristische Merkmal; sie sind öfters idiomorph, verzwilligt und enthalten orientierte Einschlüsse von Plagioklas. Die Kalifeldspäte liegen in einer Matrix von Biotit, Muskovit, Plagioklas (An<sub>25</sub>), Kalifeldspat und Quarz. Klinozoisit und Amphibol fehlen. Geochemisch sind die Gneise relativ reich an SiO<sub>2</sub>, K<sub>2</sub>O, Rb mit relativ geringen Gehalten an CaO und MgO. Sie zeigen aufgrund ihrer geochemischen Zusammensetzung I-Typ Charakteristik. Aufgrund ihrer Spurenelementverteilung werden sie von BERNROIDER (1989) als Inselbogengranite interpretiert. Die Foliation im Steinbruch ist beinahe horizontal, die Lineationen folgen dem allgemeinen Trend und fallen mit einem geringen Winkel nach NE ein.

Interpretation:

Ganz generell gesprochen ähnelt der Weitersfelder Stengelgneis in seiner Textur und Struktur mineralogisch und geochemisch dem Bittescher Gneis. Jedenfalls weist er mit diesem wesentlich mehr Ähnlichkeiten auf als mit den Granodioriten und Tonalitgneisen des Thaya Batholithen bzw. der Therasburger Gneise. <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar Alter an Muskoviten ergaben variszische Abkühlalter von 328,5 ± 0,7 M.a. (DALLMEYER et al., 1990).

**Literatur**

BERNROIDER, M. (1989); DALLMEYER, R.D. et al. (1990); FINGER, F. et al. (1989).

### **3.6. Haltepunkt 20 Weitersfeld – Lagerhaus**

R. ROETZEL, Z. ŘEHÁKOVÁ

Thema: Pelite der Zellerndorf-Formation (Otnangium).

Regionale Abfolge der tertiären Sedimente in der Umgebung von Weitersfeld mit Grobklastika der Kühnring-Subformation und Burgschleinitz-Formation (Eggenburgium) übergehend in die Pelite der Zellerndorf-Formation (Otnangium). Diskordante Überlagerung durch Grobsedimente der Theras-Formation (? oberstes Untermiozän - Mittelmiozän).

Lithostratigraphische Einheit: Zellerndorf-Formation.

Alter: Untermiozän: Otnangium.

Ortsangabe: ÖK 50/Blatt 8 Geras.

Materialentnahmegrube beim Lagerhaus, am nordwestlichen Ortsausgang von Weitersfeld, an der Straße nach Oberhöflein.

SCHEMA DER FAZIESENTWICKLUNG IM MIOZÄN IM RAUM THERAS - WEITERSFELD	LITHOSTRAT. EINHEITEN	STUFEN	EPOCHEN
	4 THERAS-FM.		? MITTEL- MIOZÄN
	3 ZELLERNDORF-FM.	OTTNANG	UNTERMIOZÄN
	2 BURGSCHEINITZ-FM. 1 KÜHNRING-SFM.	EGGENBURG	
	KRISTALLINES GRUNDGEBIRGE DER BÖHMISCHEN MASSE		

Graphik E.PUHM 1991

Abb.13: Schema der Faziesentwicklung im Miozän im Raum Theras - Weitersfeld.

#### Beschreibung:

Beim Lagerhaus von Weitersfeld sind unter einer Soliflukationsdecke mit Kieskomponenten und Löß-Lehm grüngraue bis hellgraue, oft Kalkschlieren und -konkretionen führende, fette Tone aufgeschlossen.

Die Pelite besitzen Tonanteile kleiner  $2\mu\text{m}$  von 54 % - 64 % und sind als Silttone einzustufen.

Nach tonmineralogischen Analysen ist der Anteil von Smectit in der Fraktion kleiner  $2\mu\text{m}$  mit 65 % bis 85 % fast immer sehr hoch, während Zweischicht-Tonminerale (Kaolinit, Fireclay), Illit und Vermiculit meist untergeordnet vorkommen.

Die Tone sind mit Ausnahme der Konkretionen durchwegs entkalkt und auch sonst weitgehend fossilfrei. Nur östlich von Weitersfeld konnte als Einschaltung in diese Tone ein weißgrauer Ton gefunden werden, der eine reiche Vergesellschaftung kieseliger Diatomeen und selten Reste von Kiesel-spongien und Archæomonaden-Zysten führt. Die Diatomeenflora setzt sich aus *Actinocyclus undatus* (CLEVE) RATTR., *A. ehrenbergii* f. *minuta* PANT., *A. hungaricus* (PANT.), HAJ. var. *hungaricus*, *A. hungaricus* var. *szaboi* (PANT.) RATTR., *Coscinodiscus grunowii* PANT., *C. grunowii* var. *minor* (PANT.) RATTR., *C. intumescens* PANT., *C. stokesianus* (GREV.) GRUN., *C. clivus* PANT., *C. apiculiferus* RATTR., *Podosira* ? *subspiralis* GRUN., *Melosira sol* (EHR.) KUTZ., *Aulacoseira praegrnulata* (JOUSE) SIM., *Diploneis* cf. *crabro* EHR., *Raphidodiscus microtatos* (PANT.) TEMP. et PER., und *Raphoneis* sp. zusammen.

Die Diatomeenflora ist stratigraphisch auf das obere Untermiozän (Ottningium-Karpatium) beschränkt und in ihrer Zusammensetzung typisch für den brackisch beeinflussten Ablagerungsraum. Sie kann in die *Actinocyclus undatus* Zone (REHAKOVA, 1978; unveröff. Bericht) eingestuft werden. Die tonigen Ablagerungen sind daher wahrscheinlich brackische Äquivalente der Zellerndorf-Formation des Ottningium.

Im basalen Teil nimmt der Silt- und Feinsandanteil deutlich zu, sodaß die Pelite im Liegenden der grüngrauen Tone in gelbgraue bis gelbbraune, glimmerreiche siltige Feinsande übergehen. Auffallend ist in diesen Feinsande die oft große Mengen von Spongiennadeln.

Die Tone sind im Raum Theras-Heinrichsdorf-Starrein-Prutzendorf-Weitersfeld-Fronsburg weit verbreitet. Die Pelite sind sehr oft in Depressionen zwischen lokalen Kristallinauftragungen eingebettet und konnten südlich von Weitersfeld bis zu einer Mächtigkeit von 16.4 m erbohrt werden. Sie liegen entweder direkt auf dem meist stark verwitterten Kristallin oder seltener, so wie im Ortsbereich von Weitersfeld, über einer grobklastischen Fazies.

Aufschlüsse in Kellern und auch in der ehemaligen Sandgrube Weitersfeld zeigen hellgraue bis gelbgraue, resche, gut sortierte Mittel- bis Grobsande und teilweise verwühlte, siltige Mittel- bis Feinsande mit Grobsandlinsen, Kristallineinstreuungen und Kristallinschutthorizonten.

Die Makrofossilführung dieser Sande mit *Chlamys holgeri*, *Pecten* sp., diversen Bivalvensteinkernen, Austernbruchstücken, Balanidenresten und Rippen von *Metaxytherium* läßt nach F.STEININGER eine Einstufung ins Eggenburgium zu. Aufgrund des lithologischen Aufbaues und der Fossilführung können die Sedimente zur seichtmarinen Grobfazies der Burgschleinitz-Formation mit basalen Anteilen der brackischen Kühnring-Subformation gestellt werden.

Im Hangenden werden die Tone meist über einem deutlich ausgebildeten Relief diskordant von Schottern und Sanden der Theras-Formation überlagert. Es sind vorwiegend sehr schlecht sortierte, teilweise schräggeschichtete Grob- bis Feinkiese und Grobsande in rotbrauner bis ockerbrauner, siltig-sandiger Matrix, aber auch gelbgraue bis gelborange, pelitreiche, kiesige Grob- bis Mittelsande. Die Kiese bestehen vorwiegend aus Quarz und Quarzit, sind sehr gut gerundet und haben fast immer eine gelbbraune Oberfläche. Die Mächtigkeit dieser grobklastischen Sedimente im Raum Weitersfeld-Obermixnitz-Starrein beträgt meist 4 - 5 m, manchmal aber auch über 12 m.

Die sedimentpetrologischen Untersuchungen der Sedimente dieses Gebietes lassen deutlich unterscheidbare Schwermineralspektren der tertiären Formationen erkennen. Während die basalen Sande der Burgschleinitz-Formation ein typisches Staurolith-Granat-Turmalin Spektrum mit einem auffallend hohen Granatgehalt besitzen, überwiegt in den Sedimenten der darüber folgenden pelitreichen Zellerndorf-Formation der Staurolith mit manchmal über 90 %. Kennzeichnend für die Theras-Formation mit Schottern und Grobsanden im Hangenden ist ein gegenüber den beiden anderen Formationen relativ buntes Spektrum mit Zirkon, Rutil, Turmalin, Staurolith, Disthen und Silimanit, ein äußerst geringer Granatgehalt und ein sehr hoher Opakanteil.

#### Interpretation:

Im gesamten südöstlichen Teil des Kartenblattes Geras und des nordöstlichen Teiles des Kartenblattes Horn, im Bereich zwischen Theras und Weitersfeld-Fronsburg kann eine weitgehend gleichbleibende tertiäre Schichtfolge beobachtet werden (vgl. Abb.13).

Über dem Kristallin liegen in diesem Raum Erosionsreste von hellgrauen bis gelbgrauen, reschen Mittel- bis Feinsanden, die gegen das Hangende zunehmend siltiger werden und schließlich in grüngraue bis hellgraue, fette, smectitreiche Tone übergehen. Über einem teilweise deutlich ausgebildeten Relief folgen Kiese in rotbrauner, siltig-sandiger Matrix.

Die liegenden grobklastischen Sedimente können sowohl lithologisch als auch faunistisch der Burgschleinitz-Formation bzw. Kühnring-Subformation des Eggenburgium zugeordnet werden.

Die darüber folgenden Pelite können aufgrund der Lithologie und der Diatomeenflora am ehesten zur Zellerndorf-Formation des Ottnangium gestellt werden. Die brackisch beeinflusste Diatomeenflora läßt den Übergang der vollmarinen Fazies im Osten in die limnisch-brackische Fazies im Westen, im Raum Geras-Langau, vermuten. Der hohe Smectitanteil der Tone ist am ehesten aus tuffitischen Einschaltungen abzuleiten, besonders da in äquivalenten Ablagerungen des obersten Eggenburgium aus dem Raum Znaim Reste vulkanischer Gläser gefunden werden konnten (CTYROKY, 1982). Die tuffitischen Ablagerungen sind vermutlich dem sauren, rhyolitischen Vulkanismus des Karpatenbogens zuzuordnen (vgl. UNGER & NIEMEYER, 1985).

Schwierig ist die stratigraphische Einstufung der fossilereen Schotter und Sande der Theras-Formation, die in einem ausgeprägten Relief über den Peliten folgen. Es kann nur festgestellt werden, daß diese Sedimente entweder aus dem oberen Ottnangium stammen oder ein Alter jünger als Ottnangium haben und damit möglicherweise in das oberste Untermiozän bis Mittelmiozän gestellt werden müssen.

Literatur: ROETZEL, R. (1983,1988,1989,1990a).

### **3.7. Haltepunkt 21 Drosendorf**

G. FUCHS

Thema: Bunte Serie des Moldanubikums.

Ortsangabe: ÖK 50/Blatt 8 Geras.

Straßenaufschlüsse entlang der Straße von Drosendorf nach Autendorf bis zur Thayabrücke.

Beschreibung:

Die Straßenaufschlüsse vermitteln ein Bild von der Gesteinsvielfalt und dem raschen Wechsel in der Bunten Serie. Diese ist nach WSW-Achsen steil verfaltet, taucht aber regional gegen NW ab.

Zunächst sind Paragneise mit Lagen von Marmor und Amphibolit zu beobachten. Es folgt eine Zone reich an weiß, grau, bräunlich, violett gebändertem Quarzit. In ihr treten Sillimanitschiefergneise und Amphibolit in dünnen Lagen auf. Nach einer Sedimentgneis-reichen Zone folgt ca. 6 m mächtiger Marmor mit einigen dünnen Amphibolitlagen. In den folgenden Schiefergneisen sind einige Bänke von grau-weiß gebändertem, grobkristallinem Marmor sowie feinkörnige Amphibolite (+ Granat) eingeschaltet.

Bis zur Brücke begegnet man Schiefergneisen mit Lagen von Kalksilikatfels, Kalksilikatmarmor und Amphibolit. Bei der Brücke steht harter, grün-grau gebänderter Kalksilikatfels an, der sich als Zug auch im Gelände weiter verfolgen ließ. Auch eine geringmächtige Linse von Turmalin- und Muskovit-führendem Pegmatit ist zu beobachten.

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

Interpretation:

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

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

Literatur

FUCHS, G. (1976).

### **3.8. Haltepunkt 22 Gaberkirche**

G. FUCHS

Thema: Spitzer Granodioritgneis im Kern des Drosendorfer Fensters.

Ortsangabe: ÖK 50/Blatt 8 Geras.

Gabergraben N der Gaberkirche am westlichen Blattrand von Blatt Geras, WNW Drosendorf.

Beschreibung:

Entlang des Weges von der Gaberkirche (Ruine) in den Gabergraben Aufschlüsse von Schiefergneisen der Bunten Serie. Im Graben mittelsteil bis sanft W-fallende Bänke von mittelkörnigem, grauem Gneis. Es ist ein etwas Hornblende-führender Granodioritgneis. U.d.M. wurden folgende

Gemengteile festgestellt: Oligoklas (25 % An), Quarz, Alkalifeldspat, grüne bis blaugüne Hornblende, brauner Biotit, Titanit und Apatit.

**Interpretation:**

Nach den Erfahrungen von Blatt 36, Ottenschlag bildet der Spitzer Granodioritgneis, so wie der Dobra-Gneis, die basalen Teile der Bunten Serie. Über den genannten Orthogneisen enthalten die Paragneise häufig Einschaltungen von Kalksilikatfels und erst darüber folgt der Marmor-reiche Teil der Bunten Serie. Diese Abfolge wird als stratigraphisch betrachtet und das Vorkommen bezeichnet demnach den Kern des Drosendorfer Fensters.

**Literatur**

FUCHS, G. (1975).

---

Raum für Notizen

#### 4. Exkursion 4: 20. September 1991

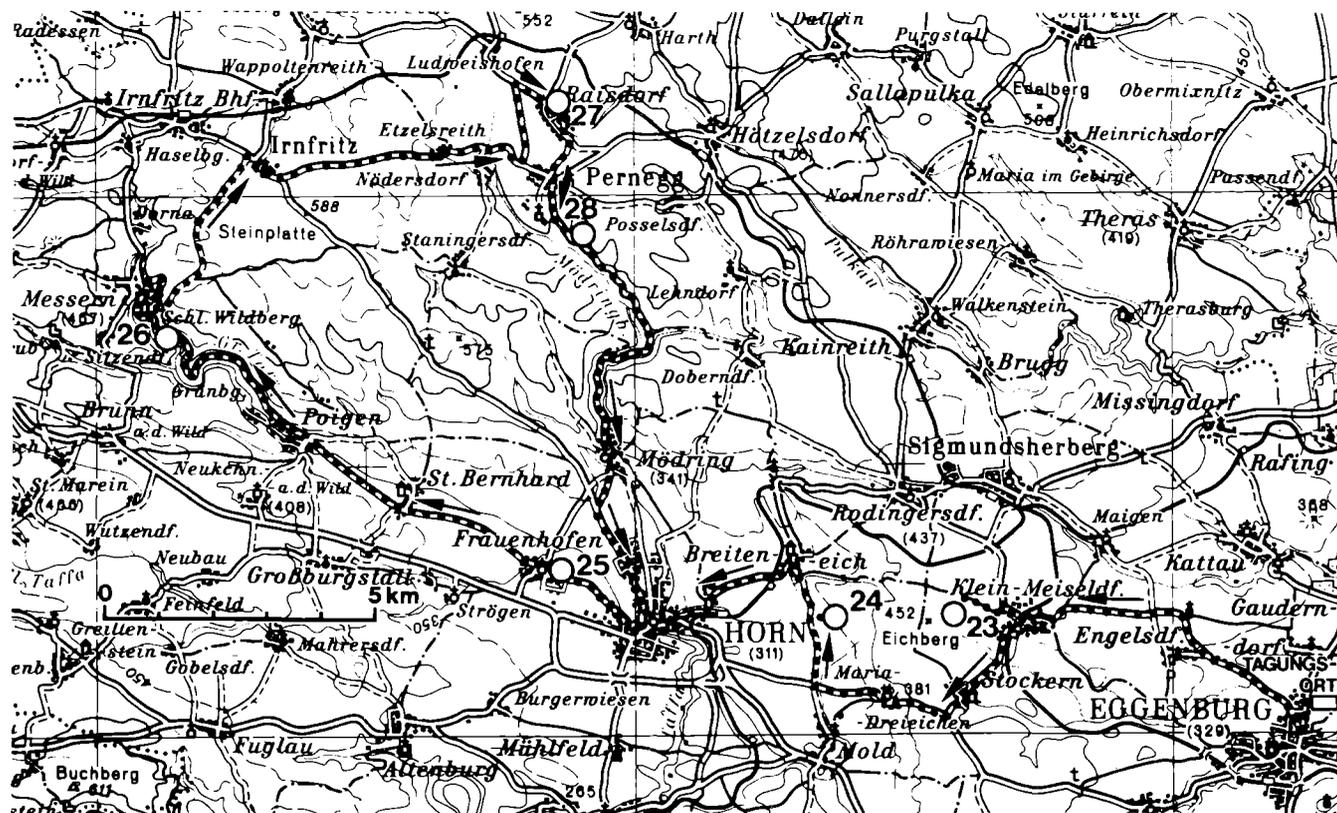


Abb.14: Exkursionsroute Exkursion 4

## **4.1. Haltepunkt 23 Kleinmeiselsdorf West**

G. FUCHS

**Thema: Granulit und Gföhler Gneis in der Glimmerschieferzone.**

**Ortsangabe: ÖK 50/Blatt 21 Horn.**

**1 km W von Kleinmeiselsdorf, Gesteinsblöcke aus angrenzendem Feld.**

**Beschreibung:**

Im östlichen Teil der Glimmerschieferzone, schon nahe der Moravikumgrenze, ist ein Band von Gföhler Gneis und untergeordnetem Granulit zu verfolgen. Beide Gesteine sind von starker Muskovitisierung betroffen, die aber im "trockenen" Granulit den ausgeprägten Gesteinscharakter nicht wesentlich verändert hat. Das plattige Gestein ist weiß-grauviolett gebändert. Die eingestreuten, bis mehrere mm großen Granate sind meist gut erhalten. Der Muskovit sproßt vorwiegend auf den Schichtflächen. U.d.M.: Granulitisches Mosaik von Quarz (z.T. Plattenquarz), Orthoklasmesoperthit (Or 41.4, Ab 55.8, An 2.8), Plagioklas (An 9.8, Ab 89.3, Or 0.9), Granat und Disthen. Die Granate sind arm an CaO und MgO. Die homogenen Kristalle haben die gleiche Zusammensetzung wie die Ränder der zonaren. Die Kerne der zonaren erreichen Grossularwerte bis 9 Mol.%; Spessartin bleibt unterhalb 3 Mol.%; der Almandingehalt ist verhältnismäßig hoch. Die sekundären Muskovite treten in Einzelschuppen und Zeilen auf (FUCHS & SCHARBERT, 1979; S.42).

**Interpretation:**

Das Auftreten von Granulit und Gföhler Gneis - Charaktergesteine des Moldanubikums - in der Glimmerschieferzone belegt deren Zugehörigkeit zum Moldanubikum im Sinne von F.E. SUESS. Im Falle der muskovitreichen Gföhler Gneise kann man darüber diskutieren, ob der Muskovit sekundär ist oder primär, was THIELE (1977) annimmt, der demnach von Zweiglimmergranitgneisen spricht. Das Auftreten des Muskovit im Granulit hingegen ist ein eindeutiger Beweis für dessen sekundäre Natur. Das Vorkommen ist somit ein wichtiger Beleg für das Konzept von F.E. SUESS, daß die Glimmerschieferzone das Produkt retrograder Metamorphose moldanubischer Gesteine an der Überschiebung über das Moravikum darstellt.

**Literatur**

FUCHS, G. & SCHARBERT, H. G. (1979); SUESS, F. E. (1903, 1912); THIELE, O. (1977).

## **4.2. Haltepunkt 24 Breiteneich Südost**

R. ROETZEL, F.F. STEININGER

**Thema: Fluviale Sedimente der St. Marein-Freischling-Formation (Oberoligozän-tiefstes Untermiozän) an einem gegen SE einfallenden Bruch des Kristallins (Ostrandbruch des Horner Beckens).**

**Lithostratigraphische Einheit: St. Marein-Freischling-Formation und ? Mold-Formation.**

**Alter: Oberoligozän bis Untermiozän: oberes Egerium bis unteres Eggenburgium.**

**Ortsangabe: ÖK 50/Blatt 21 Horn.**

**Sandgrube und Steinbruch am Waldrand, ca. 3,4 km E Horn, ca. 1,3 km SE Breiteneich.**

#### **Beschreibung:**

Im östlichen Teil der Grube wird Rehberger Amphibolit in einem Steinbruch abgebaut. Westlich davon, an einem steil gegen SW einfallenden Bruch des Kristallins (Ostrandbruch des Horner Beckens), schließen Sedimente der St.Marein-Freischling-Formation (Oberoligozän-tiefstes Untermiozän) an. Über dem Kristallin liegen etwas besser gerundete und sortierte Grobsande bis Feinkiese, die möglicherweise gemeinsam mit den im Wald über der Grube manchmal aufgeschlossenen Silten und Sanden mit Austernsplittern bereits zur Mold-Formation (unteres Eggenburgium) gehören.

Die Ablagerungen der St.Marein-Freischling-Formation bestehen vorwiegend aus graugelben bis gelborangen, schlecht sortierten, teilweise schräggeschichteten, feldspatreichen, kiesigen Mittel- bis Grobsanden. Einschaltungen von grauen, intern ebenflächig geschichteten Horizonten und Linsen aus Feinsand-Silt und aufgearbeitete Tonklasten sind häufig zu beobachten.

Das Schwermineralspektrum wird besonders von Disthen und Turmalin geprägt und enthält weiters Sillimanit, Staurolith, Andalusit, Rutil, Zirkon und Granat.

In den äußerst fossilarmen Grobsedimenten konnten in dieser Grube bisher nur verkieselte Hölzer gefunden werden. KNOBLOCH (1977, 1981b) beschreibt aus der nahegelegenen Mülldeponie Horn eine artenarme aber individuenreiche Blätterflora mit *Sequoia abietina*, *Taxodium dubium*, *Populus hornensis*, *Zelkova zelkovaefolia*, *Acer* aff. *haselbachense* und *Acer* sp.

Palynologische Untersuchungen von Proben einer nahe gelegenen Bohrung durch HOCHULI (1983) belegen das oligozäne Alter (Pg.Z.20a) der Sedimente.

#### **Interpretation:**

Die Ablagerungen der St.Marein-Freischling-Formation haben ihre Hauptverbreitung im Horner Becken. Dabei überwiegen im West-Ost-Ast, im Bereich Thaurer-Neupölla-St.Marein-Horn grobklastische Sedimente, während im Nord-Süd-Ast, zwischen Horn und Freischling zu den Grobsedimenten Pelite hinzutreten. Westlich des Horner Beckens treten vergleichbare Sedimente im Raum Großpoppen-Schlagles-Dietreichs und Ganz-Germanns-Kirchberg/Wald auf.

Aufgrund der Lithologie und Sedimentstrukturen können die Grobklastika als fluviatile Rinnensedimente interpretiert werden.

Es handelt sich durchwegs um Ablagerungen der von Südböhmen quer über das Waldviertel verlaufenden fluviatilen Rinne, die wahrscheinlich von der Oberkreide bis ins Jungtertiär aktiv war. Die Sedimente der St.Marein-Freischling-Formation sind aufgrund der Pollenflora (HOCHULI, 1983) und Blätterflora (KNOBLOCH, 1981b) wahrscheinlich in das Oligozän zu stellen. Die im Bereich südlich Horn vorkommenden pelitische Ablagerungen können wahrscheinlich als ästuarine Stillwassersedimente im Unterlauf des Flusses interpretiert werden.

#### **Literatur**

HERNDLER, E. (1979); HOCHULI, P. (1983); KNOBLOCH, E. (1977, 1981b).

### **4.3. Haltepunkt 25 Frauenhofen**

G. FUCHS

Thema: Gföhler Gneis in der Ausbildung von Horn.

Ortsangabe: ÖK 50/Blatt 21 Horn.

Felsaufschlüsse im Bereich der Kirche von Frauenhofen, westlich von Horn.

#### **Beschreibung:**

Flach gewellt, vorwiegend gegen W einfallender Gföhler Gneis. Das helle, zeilig-aderig struierte Gestein ist gefältelt und durch transversale Scherflächen deformiert. Lineationen und Faltenachsen schwanken beträchtlich, was auf jüngere Rotation zurückzuführen ist. Beim Bau der Umfahrungsstraße Horn war zu beobachten, daß ältere Lineationen innerhalb eines Handstücks in die ver-

schiedensten Richtungen geschleppt und verzerrt oder richtig geknittert wurden. Häufig ist zu beobachten, daß sich Mobilisate bildeten, die z.T. den Scherflächen folgen. Massige Partien von Neosom erreichen gelegentlich mehrere dm Mächtigkeit. Bei der Umkristallisation im Zuge der Mobilisation löst sich nicht nur das ältere Gefüge auf, sondern es ändern sich auch die Gesteinskomponenten. Zunächst verschwindet der Sillimanit durch Umwandlung in Muskovit, dann wird auch der Granat biotitisiert. Im Gegensatz zum unveränderten Gföhler Gneis handelt es sich im Horner Raum durchgehend um Zweiglimmergneise.

Die mikroskopische Beschreibung einer Reihe von Schliffen dieses Gneises aus dem Raume Frauenhofen-Mühlfeld durch A. MATURA ergab folgendes: Das Gefüge ist granoblastisch und deutlich geschiefert, lagenweise wechselnd fein- bis mittelkörnig. Die Hauptgemengteile sind Mikroklin (40-28 Vol.%), Quarz (mäßig undulös, 60-30 Vol.%), Oligoklas (25 % An; 25-0 Vol.%), brauner Biotit (5-4 Vol.%) sowie Hellglimmer in Blasten und feinem Filz (4-1 Vol.%). In geringen Mengen (3-1 Vol.%) finden sich frischer Granat, Disthen und Sillimanit (teilweise Umwandlung in Hellglimmer). Akzessorien sind Zirkon, Apatit und Rutil sowie sekundärer Chlorit (nach Biotit).

**Interpretation:**

Die Veränderungen des Gföhler Gneises zeigen sich erstmals im Bereich von Gobelsdorf und steigern sich ostwärts gegen Horn zu (vgl. geol. Karte Blatt 20, Gföhl). Vermutlich stehen sie im Zusammenhang mit den retrograden Veränderungen des moldanubischen Kristallins im Nahbereich der Moldanubischen Überschiebung.

#### **Literatur**

FUCHS, G. (1976); FUCHS, G. et al. (1984); THIELE, O. (1977).

### **4.4. Haltepunkt 26 Messern – Taffatal**

V. Höck

**Thema:** Bittescher Gneis mit Amphibolitlagen.

**Ortsangabe:** ÖK 50/Blatt 20 Gföhl.

Steinbruch Hattey an der Straße Poigen-Messern im Taffatal, etwa 1 km SE von Messern.

**Beschreibung:**

Der Steinbruch ist in den höchsten Partien des Bittescher Gneises angelegt und zeigt zahlreiche Zwischenlagen von Amphiboliten. Der Bittescher Gneis ist ein stark deformierter Augengneis mit vorwiegend granitischer, manchmal auch granodioritischer Zusammensetzung. Plagioklas (Oligoklas) überwiegt im allgemeinen über Kalifeldspat. Letzterer bildet Augen, die manchmal noch gut erhaltene, zonar orientierte Einschlüsse von Plagioklas enthalten. Quarz und Feldspat bauen bis zu 90% des Mineralbestandes auf. Der Rest besteht aus Biotit, Muskovit, Granat, Apatit, Fe-Oxiden und ein wenig retrogradem Chlorit. Die Amphibolitlagen schwanken von wenigen Zentimetern bis zu maximal einem halben Meter Mächtigkeit. Sie bestehen aus grünen Amphibolen (Magnesio-Hornblende, chloritreicher Plagioklas, 40-50 % An) mit einer deutlichen inversen Zonierung. Zusätzlich tritt noch Biotit, Titanit, Ilmenit und Apatit auf mit wenig retrogradem Chlorit.

**Interpretation:**

Die Amphibolite sind auf die obersten 30 m des Bittescher Gneises beschränkt und wurden häufig als Relikte eines vulkanischen Ereignisses gedeutet. Sie wurden auch vielfach als Argument für eine effusive Natur, zumindest der obersten Teile des Bittescher Gneises herangezogen. In jüngster Zeit favorisiert FRASL (1989) eine Interpretation dieser Amphibolite als Gänge in einem Gra-

nitkörper.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  Plateaualter von Amphibolen und Hellglimmern ergeben Alter von  $328,7 \pm 3,3$  M.a. bzw.  $328,7 \pm 0,8$  M.a. Die überraschende Übereinstimmung von Amphibolaltern und Hellglimmeraltern spricht für eine extrem rasche Hebung und Abkühlung im Anschluß an die variszische Metamorphose aufgrund der unterschiedlichen Schließungstemperaturen vom Amphibolen und Hellglimmern.

#### Literatur

DALLMEYER, R.D. et al. (1990); FRASL, G. (1989).

### 4.5. Haltepunkt 27 Raisdorf

V. Höck

Thema: Fugnitzer Kalksilikatschiefer.

Ortsangabe: ÖK 50/Blatt 8 Geras.

Kleine, aufgelassene Steinbrüche 250 m N Raisdorf am Halterberg.

#### Beschreibung:

Die Fugnitzer Kalksilikatschiefer, die den Bittescher Gneis besonders in seinem Nordteil fast lückenlos an seiner Liegendgrenze begleiten, aber auch dünne Lagen im Bittescher Gneis bilden, sind hier schön aufgeschlossen. Eine jüngere petrographische und mineralchemische Untersuchung der Fugnitzer Kalksilikatschiefer stammt von BERNROIDER (1989). Sie zeigen eine große Variationsbreite von karbonatfreien, amphibolitischen Typen bis hin zu Calcit-Granat - Pyroxen Felsen. Im vorliegenden Aufschluß sind sie recht einheitlich feinkörnig, schwach gebändert und können als karbonatführende Amphibol-Klinopyroxen-Klinozoisit Schiefer bezeichnet werden. Sie bestehen im wesentlichen aus blaugrünem Amphibol mit einer Zusammensetzung Richtung Edenit bzw. Pargasit. Ein deutlicher Zonarbau ist weder optisch noch mineralchemisch nachzuweisen. Der Klinopyroxen ist diopsidisch bis salitisch. Der Plagioklas weist eine deutliche Zonierung auf, die von Oligoklas bis Andesin reicht. Der Zonarbau ist teils invers, häufig jedoch normal mit An-reichen Kernen (40-48 An) und Rändern zwischen 30 und 40 An (BERNROIDER 1989). Er steht mit den blaugrünen Amphibolen im Gleichgewicht. Weiters treten noch Klinozoisit, Kalifeldspat (Or >90), Quarz, etwas Titanit und reichlich Calcit auf.

#### Interpretation:

Die Mineralparagenese zeigt deutlich den regionalen Charakter der Metamorphose mit der klaren Orientierung der Amphibole parallel zur regionalen Richtung der Lineationen. Die Mineralparagenese fügt sich zwanglos in die variszische Metamorphose mit ihrem amphibolitfaziellen Charakter ein. BERNROIDER (1989) gibt zwar nur Temperaturen von 490 - 540°C für den Bereich Raisdorf an, die damit etwas niedriger liegen als die aus dem Granat-Biotit Geothermometer errechneten Temperaturen für die Metapelite (580 - 600°C). Allerdings basieren die Temperaturen von BERNROIDER auf Drucken von 4 - 5 kbar. Höhere Drücke, wie sie für die Metapelite abschätzbar sind, würden auch für die Kalksilikatschiefer entsprechend höhere Temperaturen, die mit denen der Metapelite konsistent sind, ergeben.

#### Literatur

BERNROIDER, M. (1989).

## 4.6. Haltepunkt 28 Pernegger Graben

V. Höck

Thema: Pernegger Formation, Granat-Staurolith-Glimmerschiefer.

Ortsangabe: ÖK 50/Blatt 21 Horn.

Straßenaufschluß an der Straße Mödring-Pernegg, ca. 1200 m S von Pernegg.

### Beschreibung:

Im Nordteil des Pernegger Grabens sind die typischen Granat-Staurolith-Biotit-Glimmerschiefer der Pernegger Formation bestens aufgeschlossen mit Staurolithen, die bis zu 1 cm Länge erreichen. Quarz, Oligoklas, Muskovit und Ilmenit bilden die weiteren Mineralphasen. Die Granate sind von speziellem Interesse. Sie zeigen ein mehrphasiges Wachstum mit einem einschlußarmen Kern und einem deutlich abgesetzten, einschlußreichen Randsaum, dessen innerer Teil die meisten Einschlüsse aufweist. Radiales Wachstum der Kerne ist vielfach beobachtbar, abzulesen an den sternförmig angeordneten Quarzeinschlüssen. Mineralchemisch zeigen die Granate typische Glockenform-Verteilung der Elemente mit Anreicherung der Elemente Mn und Ca im Kern und Mg/Fe-reichen Rändern. Jüngste systematische Elementkartierungen der Granate zeigen, daß die Randstruktur sich auch in der Chemie widerspiegelt.

### Interpretation:

Neben dem sternförmigen Wachstum sind häufig s-förmige Einschlußzüge in den Granaten vorhanden. Das Wachstum folgt vielfach dem vorgegebenen Gefüge und ist älter als die Hauptdeformation. Lediglich in wenigen Fällen sind die äußersten Randzonen noch in die Hauptdeformation eingebunden. Temperaturen von 580 bis 600°C für die Randzone der Granate lassen sich mit Hilfe der Granat-Biotit-Geothermometrie ableiten. Die Druckabschätzung ist wesentlich schwieriger, da entsprechende  $Al_2SiO_5$  Phasen fehlen. Aufgrund von Phengit-Barometrie in Bittescher Gneisen ist auch hier mit Drucken von 5 bis 7 kbar zu rechnen. Das Sedimentalter ist unbekannt, die regionale Metamorphose ist variszisch.

### Literatur

HÖCK, V. et al. (1991).

---

Raum für Notizen

## Literatur

Die hier vorliegende Literaturliste erfaßt die, im Exkursionsführer und einigen Artikeln des allgemeinen Teiles zitierte Literatur und ergänzt sie um wesentliche Publikationen aus diesem Raum.

### MORAVIKUM UND MOLDANUBIKUM

ARBEITSTAGUNG DER GEOLOGISCHEN BUNDESANSTALT 1977 - Waldviertel. - 110 S., Wien (Geol. B.-A.) 1977.

ARNOLD, A. & SCHARBERT, H. G.: Rb-Sr-Altersbestimmungen an Granuliten der südlichen Böhmisches Masse in Österreich.- Schweizer. Miner. Petr. Mitt., **53**, 61-78, Zürich 1973.

BACON, F.: Moldanubische Orthogneise des niederösterreichischen Waldviertels.- Tschermaks Miner. Petr. Mitt., **37**, 126-172, Wien 1927.

BECKE, F.: Die Gneisformation im niederösterreichischen Waldviertel.- Tschermaks Miner. Petr. Mitt., **4**, 189-264, 285-406, Wien 1882.

BECKE, F., HIMMELBAUER, A., REINHOLD, F. & GÖRGEY, R.: Das niederösterreichische Waldviertel.- Tschermaks Miner. Petr. Mitt., **32**, 185-217, Wien 1913.

BERAN, A., PERTLIK, F. & ZEMANN, J.: Graphit als Bestandteil des Biotitschiefer-Vorkommens im Serpentinzug des mittleren Kamptales, N.Ö.- Anz. Akad. Wiss., math.- naturwiss. Kl., **116**, 14-15, Wien 1979.

BERNROIDER, M.: Zur Geologie und Petrographie moravischer Gesteine im Gebiet NW Weitersfeld, Niederösterreich.- Unveröff.Diss. Univ. Salzburg, 240 S., Salzburg 1986.

BERNROIDER, M.: Zur Petrogenese präkambrischer Metasedimente und cadomischer Magmatite im Moravikum.- Jb. Geol. B.-A., **132**, 349-373, Wien 1989.

DALLMEYER, R.D., NEUBAUER, F. & HÖCK, V.:  $40\text{Ar}/39\text{Ar}$  mineral age controls on the geochronology of late-Paleozoic tectonothermal activity in the southeastern Bohemian Massif, Austria (Moldanubian and Moravo-Silesian Zones).- IGCP 233 Field Guide, Int. Conf. Göttingen-Giessen, 87-96, Göttingen 1990.

DVORAK, J.: Synsedimentary tectonics of the Paleozoic of the Drahany Uplands (Sudeticum, Moravia, Czechoslovakia).- Tectonophysics, **17/4**, 359-391, Amsterdam 1973.

FINGER, F., FRASL, G., HÖCK, V. & STEYRER, H.P.: The Granitoids of the Moravian Zone in Northeast Austria: Products of a Cadomian Active Continental Margin? - Precambrian Res., **45** (1989), 235-245, Amsterdam (Elsevier) 1989.

FRASL, G.: The Bohemian Massif in Austria - The Moravian Zone.- Int. Geol. Congr., XXIII. Sess. Prague 1968, Guide to Exc.32 C, 13-24, Wien (Geol. B.-A) 1968.

FRASL, G.: Zur Metamorphose und Abgrenzung der Moravischen Zone im niederösterreichischen Waldviertel. - Nachr. Dt. Geol. Ges., **2**, 55-61, Tübingen 1970.

- FRASL, G.: Aufnahmen 1973 auf Blatt 21 (Horn), Moravischer Anteil.- Verh. Geol. B.-A., 1974, A37-A42, Wien 1974.
- FRASL, G.: Zur Entstehung der Moravischen Zone.- Abstr. Tagung AG "Geologie der Metamorphite" der ÖGG, 2 S., Wien 1989.
- FRITZ, H. & STEYRER, H.P.: Die Moldanubische Überschiebung.- TSK III, 3. Symp. Tekt. Strukturgeol. im deutschen Raum, Graz, 253-256, Graz 1990.
- FUCHS, G.: Zur Tektonik des östlichen Waldviertels (N.Ö.).- Verh. Geol. B.-A., 1971, 424-440, Wien 1971.
- FUCHS, G.: Geologische Aufnahme auf Blatt 8, Geras.- Verh. Geol. B.-A., 1975/1, A17-A18, Wien 1975.
- FUCHS, G.: Zur Entwicklung der Böhmisches Masse.- Jahrb. Geol. B.-A., 119, 45-61, Wien 1976.
- FUCHS, G.: Die Querstrukturen des Waldviertler Moldanubikums in neuer Sicht.- Verh. Geol. B.-A., 1980, 225-228, Wien 1980.
- FUCHS, G.: Zur Diskussion um den Deckenbau der Böhmisches Masse.- Jb. Geol. B.-A., 129, 41-49, Wien 1986.
- FUCHS, G., HÖCK, V., KUPKA, E. & STEININGER, F.: Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000 - Blatt 20 Gföhl.- Wien (Geol. B.- A) 1984.
- FUCHS, G. & MATURA, A.: Zur Geologie des Kristallins der südlichen Böhmisches Masse.- Jahrb. Geol. B.-A., 119, 1-43, Wien 1976.
- FUCHS, G. & SCHARBERT, H. G.: Kleinere Granulitvorkommen im niederösterreichischen Moldanubikum und ihre Bedeutung für die Granulitgenese.- Verh. Geol. B.-A., 1979, 29-49, Wien 1979.
- HEDLIK, A. & ZEMANN, J.: Über einen mit Serpentin vergesellschafteten Biotitschiefer aus dem niederösterreichischen Moldanubikum.- Tschermaks Miner. Petr. Mitt., 2, 407-416, Wien 1951.
- HÖCK, V.: Mineralzonen in Metapeliten und Metapsammiten der Moravischen Zone in Niederösterreich.- Mitt. Geol. Ges. Wien, 66-67 (1973-1974), 49-60, Wien 1974.
- HÖCK, V., MARSCHALLINGER, M. & TOPA, D.: Granat-Biotit-Geothermometrie in Metapeliten der Moravischen Zone in Österreich.- Österr. Beitr. Met. Geoph., H.3 (in Druck), Wien 1991.
- HÖCK, V. & VETTERS, W.: Bericht 1973 über geologische Aufnahmen auf Blatt Horn (21).- Verh. Geol. B.-A., 1974, A61-A62, Wien 1974.
- HÖCK, V. & VETTERS, W.: Bericht 1977 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 21, Horn.- Verh. Geol. B.-A., 1978, A49-A51, Wien 1979.
- KÖLBL, L.: Zur Deutung der moldanubischen Glimmerschieferzone im niederösterreichischen Waldviertel.- Jahrb. Geol. B.-A., 72, 81-104, Wien 1922.
- KÖLBL, L.: Die Stellung des Gföhler Gneises im Grundgebirge des niederösterreichischen Waldviertels.- Tschermaks Miner. Petr. Mitt., 38, 508-540, Wien 1925.
- LIBOWITZKY, E.: Mineralogische Untersuchungen einer magnetischen Anomalie im Moravikum der Böhmisches Masse in Österreich.- Diss. Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 126 S., Wien 1989.

- LIBOWITZKY, E.: Precambrian blacksands as precursors of magnetite and ilmenite bearing chlorite-micaschists, Bohemian Massif, Austria.- *Mineralogy and Petrology*, **43**, 147-160, Wien 1990.
- MARCHET, A.: Zur Kenntnis der Amphibolite des niederösterreichischen Waldviertels.- *Tschermaks Min. Petr. Mitt.*, **36**, 170-211, 229-320, Wien 1925.
- MARCHET, A.: Die moldanubischen Gesteine des Waldviertels und seiner Randgebiete, II.- *Fortschr. Min.*, **25**, 317-366, Stuttgart 1941.
- MATURA, A.: Hypothesen zum Bau und zur geologischen Geschichte des kristallinen Grundgebirges von Südwestmähren und dem niederösterreichischen Waldviertel.- *Jb. Geol. B.-A.*, **119**, 63-74, Wien 1976.
- MOCKER, F.: Der Granit von Maissau.- *Tschermaks Miner. Petr. Mitt.*, **29** (1910), 334-352, Wien 1910.
- PRECLIK, K.: Zur Kenntnis der chemischen Zusammensetzung der moravischen Erstarrungsgesteine.- *Tschermaks Miner. Petr. Mitt.*, **45**, 269-332, Leipzig 1934.
- PRECLIK, K.: Das Nordende des Thayabatholithen.- *Vestník statn. geol. ustav. CS. Rep.*, **12** (1936), 34-61, Praha 1937.
- REINHOLD, F.: Bericht über die geologisch-petrographische Aufnahme im Gebiet des Manhartsberges (niederösterreichisches Waldviertel).- *Tschermaks Miner. Petr. Mitt.*, **29**, 361-370, Wien 1910.
- REINHOLD, F.: Das Gebiet östlich des Kamptales (Das niederösterreichische Waldviertel Nr. 3).- *Tschermaks Miner. Petr. Mitt.*, **32**, 226-235, Wien 1914.
- REISS, R.: Beiträge zur Kenntnis der Gesteine des niederösterreichischen Waldviertels.- Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, Wien 1952.
- ROETZEL, R.: Kriterien zur Erkennung der tektonischen Transportrichtung in Gesteinen mit ausgeprägter Lineation. Ein Vergleich Bittescher Gneis (Moravikum) - Plattengneis (Koralpe und Siegggrabener Serie).- Unveröff. Vorarb. Geol. Inst. Univ. Wien, 137 S., Wien 1979.
- SCHARBERT, H. G. & CARSWELL, D. A.: Petrology of Garnet-Clinopyroxene Rocks in a Granulite Facies Environment, Bohemian Massif of Lower Austria.- *Bull. Min. Soc. France*, **106**, 761-774, Paris 1983.
- SCHARBERT, H. G. & FUCHS, G.: Metamorphe Serien im Moldanubikum Niederösterreichs.- *Fortschr. Min.*, **59**, Beiheft 2, 129-152, Stuttgart 1981.
- SCHARBERT, S. & BATIK, P.: The Age of the Thaya (Dyje) Pluton.- *Verh. Geol. B.-A.*, **1980/3**, 325-331, Wien 1980.
- SUESS, F. E.: Bau und Bild der Böhmisches Masse.- In: DIENER, C. et al.: *Bau und Bild Österreichs*, 322 S., Wien (Verlag Tempsky-Freytag) 1903.
- SUESS, F. E.: Die Beziehungen zwischen dem moldanubischen und dem moravischen Grundgebirge in dem Gebiete von Frain und Geras.- *Verh. Geol. R.-A.*, **1908**, 395-412, Wien 1908.
- SUESS, F. E.: Die moravischen Fenster und ihre Beziehung zum Grundgebirge des Hohen Gesenke.- *Denkschr. k.k. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Cl.*, **88**, 541-631, Wien 1912.
- SUESS, F. E.: Bemerkungen zur neueren Literatur über die Moravischen Fenster.- *Mitt. Geol. Ges. Wien.*, **11**, 71-128, Wien 1918.

- SUESS, F.E.: Intrusionstektonik und Wandertektonik im variszischen Grundgebirge.- 268 S., Berlin (Borntraeger) 1926.
- THIELE, O.: Ein westvergenter kaledonischer Deckenbau im niederösterreichischen Waldviertel? - Jahrb. Geol. B.-A., **119**, 75-81, Wien 1976.
- THIELE, O.: Studien an Akzessorien und Zirkontrachten vom Gföhler Gneis und ähnlichen Gesteinen und ihr Bezug auf die Tektonik des Drosendorfer Fensters (Waldviertel, Niederösterreich).- Verh. Geol. B.-A., **1977**, 53-67, Wien 1977.
- THIELE, O.: Zum Deckenbau und Achsenplan des Moldanubikums der Südlichen Böhmisches Masse (Österreich).- Jahrb. Geol. B.-A., **126/4**, 513-523, Wien 1984.
- TOLLMANN, A.: Großräumiger variszischer Deckenbau im Moldanubikum und neue Gedanken zum Variszikum Europas.- Geotekt. Forsch., **64**, 91 S., Stuttgart 1982.
- TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich. Band II.- 710 S., Wien (Deuticke) 1985.
- VAN BREEMEN, O., AFTALION, M., BOWES, D.R., DUDEK, A., MISAR, Z., POVONDRA, P. & VRANA, S.: Geochronological studies of the Bohemian massif, Czechoslovakia, and their significance in the evolution of Central Europe.- Transact. Royal Soc. Edinburgh, Earth Sc., **73**, 89-108, Edinburgh 1982.
- WALDMANN, L.: Das Südende der Thayakuppel.- Jb. Geol. B.-A., **72**, 183-204, Wien 1922.
- WALDMANN, L.: Vorläufiger Bericht über die Aufnahme des moravischen Gebietes südlich der Bahnlinie Eggenburg - Siegmundsherberg.- Anz. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., **61** (1924), 53-57, Wien 1925.
- WALDMANN, L.: Zum geologischen Bau der Thayakuppel und ihre Metamorphose.- Mitt. Geol. Ges. Wien, **XXI**, 133-152, Wien 1928.
- WALDMANN, L.: Das außeralpine Grundgebirge Österreichs.- In: SCHAFFER, F. X.: Geologie von Österreich, 2.Aufl. 1-105, Wien (Deuticke) 1951.
- ZWART, H.J. & DORNSIEPEN, U. F.: The Tectonic Framework of Central and Western Europe.- Geol. en Mijnbouw, **57/4**, 627-654, Delft 1978.

In den Beiträgen von FRASL zitierte Exkursionsführer:

- 1963 Exkursion B/I: Moravikum und Moldanubikum nördlich der Donau.- Tagung der Deutschen und Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft, Sonderh. **5**, Österr. Min. Ges., Wien 1963.
- 1968 Guide to Excursion 32 C - Austria: Crystalline Complexes in the Southern Parts of the Bohemian Massif and in the Eastern Alps.- Intern. Geol. Congr. XXIII Sess., Prague 1968.
- 1977 Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 1977, Waldviertel.- Wien 1977.
- 1983 Zur Geologie des Kristallins und Tertiärs der weiteren Umgebung von Eggenburg.- Exkursionsführer Österr. Geol. Ges., **1**, Wien 1983.
- 1990 Field-Guide Bohemian Massif.- IGCP Proj. 233: Terranes in the Circum Atlantic Palaeozoic Orogenes - Central Europe, Göttingen 1990.

## JUNGPALÄOZOIKUM VON ZÖBING

- BACHMAYER, F. & VASICEK, W.: Insektenreste aus dem Perm von Zöbing bei Krems in Niederösterreich.- Ann. Naturhist. Mus. Wien, **71**, 13-18, 2 Abb., 1 Taf., Wien 1967.
- BERGER, W.: Neue Pflanzenfunde aus dem Rotliegenden von Zöbing (Niederösterreich).- Anz. österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., **1951/11**, 288-295, Wien 1951.
- CZJZEK, J.: Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebungen von Krems und vom Manhartsberg.- Sitz.-ber. k. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Cl., Beilg., **7**, 77 S., Wien 1853.
- ETTINGSHAUSEN, C.v.: Beitrag zur näheren Kenntnis der Flora der Wealdenperiode.- Abh. k.k. Geol. R.-A., **1/3**, 1-32, 6 Abb., 5 Taf., Wien 1852.
- FALKE, H. (ed.): Rotliegend, Essays on European Lower Permian.- Int. Sed. Petrogr. Series, **15**, X+299 S., 66 figs., Leiden (E.J.Brill) 1972.
- FLÜGEL, E.: Nichtmarine Muscheln aus dem Jungpaläozoikum von Zöbing (Niederösterreich).- Verh. Geol. B.-A., **1960/1**, 78-82, Wien 1960.
- FRASL, G.: Aufnahmen 1973 auf Blatt 21 (Horn), Moravischer Anteil.- Verh. Geol. B.-A., **1974/4**, A37-A42, Wien 1974.
- FRASL, G., FUCHS, G., MATURA, A. & THIELE, O.: Einführung in die Geologie des Waldviertler Grundgebirges.- Arbeitstagung der Geol. B.-A. 1977, 5-10, 3 Abb., Wien 1977.
- FUCHS, G.: Zur Entwicklung der Böhmisches Masse.- Jahrb. Geol. B.-A., **119**, 45-61, 2 Abb., Wien 1976.
- FUCHS, G. & MATURA, A.: Zur Geologie des Kristallins der südlichen Böhmisches Masse.- Jahrb. Geol. B.-A., **119**, 1-43, 1 Kt., Wien 1976.
- GOTHAN, W. & GIMM, O.: Neuere Beobachtungen über die Flora des Rotliegenden von Thüringen.- Arb. Inst. Paläobot. Petrogr. Brennsteine, **2**, 39-74, 2 Abb., 1 Taf., Berlin 1930.
- HOLGER, Ph. A. Ritter. v.: Geognostische Karte des Kreises ob dem Manhartsberge in Oesterreich unter der Ens, nebst einer kurzen Beschreibung der daselbst vorkommenden Felsarten.- 44 S., 1 geol. Kt. mit 4 Fig. (dat.1841), Wien 1842.
- MATURA, A.: Hypothesen zum Bau und zur geologischen Geschichte des kristallinen Grundgebirges von Südwestmähren und dem niederösterreichischen Waldviertel.- Jb. Geol. B.-A., **119**, 63-74, 1 Beil.(1 tekton.Kt.), Wien 1976.
- PARTSCH, P.: Erläuternde Bemerkungen zur geognostischen Karte des Beckens von Wien und der Gebirge, die dasselbe umgeben.- 24 S., 1 geol. Kt. (dat.1843), Wien 1844.
- SCHERMANN, O.: Bericht über die Neukartierung des Perm von Zöbing (Blätter 21 und 38).- Verh. Geol. B.-A., **1971/4**, A67-A69, Wien 1971.
- STUR, D.: Beiträge zur Kenntniss der Dyas- und Steinkohlenformation im Banate.- Jb. Geol. R.-A., **20/2**, 185-200, Wien 1870.
- SUESS, E.: Untersuchungen über den Charakter der österreichischen Tertiärablagerungen. I.Über die Gliederung der tertiären Bildungen zwischen dem Mannhart, der Donau und dem äusseren Saume des Hochgebirges.- Sitz.-ber. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., Abt.I, **54/6**, 87-149, 2 Taf., Wien 1866.
- SUESS, F.E.: Die moravischen Fenster und ihre Beziehung zum Grundgebirge des Hohen Gesenke.- Denkschr. k.k. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Cl., **88**, 541-631, 3 Fig., 3 Taf., Wien 1912.

- THENIUS, E.: Niederösterreich im Wandel der Zeiten. Die Entwicklung der voreiszeitlichen Tier- und Pflanzenwelt von Niederösterreich.- 156 S., 63 Abb., 4 Tab., 9 Taf., Wien 1983.
- VASICEK, W.: Bericht 1973 über Aufnahmen im Perm von Zöbing auf den Kartenblättern Horn (21) und Krems (38).- Verh. Geol. B.-A., 1974/4, A114-A115, Wien 1974.
- VASICEK, W.: Geologische Aufnahme (Paläozoikum).- Verh. Geol. B.-A., 1975/1, A25-A26, Wien 1975.
- VASICEK, W.: Perm von Zöbing.- Arbeitstagung der Geol. B.-A. 1977, 16-18, 69-72, Wien 1977.
- VASICEK, W.: Permfossilien. 280 Millionen Jahre alte Spuren der Steinkohlenwälder von Zöbing.- Katalogreihe des Krahuletz-Museums, Nr.4, 15-50, Abb.1-9, Taf.I-IV, Eggenburg 1983.
- WALDMANN, L.: Das Südende der Thayakuppel.- Jb. Geol. B.-A., 72, 183-204, 2 Fig., Wien 1922.
- WIESENEDER, H.: Klassifikation und Entstehung terrigener und karbonatischer Sedimentgesteine.- Mitt. Geol. Ges. Wien, 64 (1971), 219-236, 3 Fig., Wien 1972.

#### TERTIÄRE SEDIMENTBEDECKUNG

- ABEL, O.: Neue Aufschlüsse bei Eggenburg in Niederösterreich in den Loibersdorfer und Gauderndorfer Schichten.- Verh. Geol. R.-A., 1897/12-13, 255-258, Wien 1897.
- ABEL, O.: Der Wasserleitungsstollen der Stadt Eggenburg. Ein Beitrag zur Kenntnis der Gauderndorfer Schichten.- Verh. Geol. R.-A., 1898/14, 301-312, Wien 1898a.
- ABEL, O.: Studien in den Tertiärbildungen von Eggenburg.- Beitr. Paläont. Geol. Österr.-Ungarn, 11/4, 211-226, 3 Fig.(Fig.20-22), Wien 1898b.
- ABEL, O.: Untersuchungen über die fossilen Platanistiden des Wiener Beckens.- Denkschr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., 68, 839-874, 1 Fig., 4 Taf., Wien 1900.
- ABEL, O.: Die Sirenen der mediterranen Tertiärbildungen Österreichs.- Abh. Geol. R.-A., 19/2, 1-223, 26 Abb., 7 Taf., Wien 1904.
- ALLEN, J. R. L.: Sand waves: a model of origin and internal structure. - Sed. Geol., 26, 281-328, 8 figs., Amsterdam 1980.
- BACHMAYER, F.: Fossile Schildkröten aus jungtertiären Ablagerungen von Österreich.- Veröff. Naturhist. Mus. Wien, N.F., 1, 10-15, 7 Abb., Wien 1958.
- BACHMAYER, F.: Erster fossiler Insektenrest aus den Diatomeenschiefern (Miozän, Ottnangien) von Limberg, Niederösterreich.- Sitz.-ber. österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., Abt.I, 183, 1-3, 1 Abb., 1 Taf., Wien 1975.
- BACHMAYER, F.: Ein fossiler Vogelrest aus den Diatomeen-Schiefern (Miozän, Ottnangien) von Limberg, Niederösterreich.- Ann. Naturhist. Mus. Wien, 83, 25-28, 4 Taf., Wien 1980.
- BACHMAYER, F.: Funde von fossilen Krabben aus den Diatomeenschiefern (Miozän, Ottnangien) von Limberg, Niederösterreich.- Anz. österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., 119/2, 21-24, 1 Taf., Wien 1983.
- BALDI, T.: On the Oligocene and Miocene Stages of the Central Paratethys and on the Formations of the Egerian in Hungary.- Földt. Közl., 98, 285-289. Budapest 1968.

- BALDI, T. & SENES, J.: OM Egerien. Die Egerer, Pouzdraner, Puchkirchener Schichtengruppe und die Bretkaer Formation.- Chronostratigraphie und Neostratotypen, **5**, 577 S., Bratislava (Slowak.Akad.Wiss.) 1975.
- BERGER, W.: Ein Fächerpalmenblatt (*Sabal haeringiana* Ung.) aus dem miozänen Diatomeenschiefer von Limberg in Niederösterreich.- Anz. österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., **92/11**, 181-185, 1 Abb., Wien 1955.
- BERGER, W.: Eine neue fossile Wassernuß aus den untermiozänen Braunkohleablagerungen von Langau bei Geras in Niederösterreich.-Phyton, **7/1-3**, 152-158, Horn 1957.
- BERNHAUSER, A.: Zur Kenntnis der Retzer Sande.- Sitz.-ber. österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., Abt.I, **164/3**, 163-192, 12 Abb., 1 Taf., Wien 1955.
- BRZOBOHATY, R.: Die untermiozäne Otolithenfauna von Maigen bei Eggenburg, Niederösterreich.- Ann. Naturhist. Mus. Wien, **90/A**, 21-47, 4 Abb., 2 Tab., 3 Taf., Wien 1989.
- BUCHROITHNER, M. F.: Erläuterungen zur Karte der Landsat-Bildlineamente von Österreich 1:500.000.- Geol. Themenkarte, 16 S., 1 Abb., 1 Taf., Wien (Geol.Bundesanst.) 1984.
- CTYROKY, P.: Das Untermiozän (Eggenburg-Ottang) im SW-Teil der Karpatischen Vortiefe in Mähren.- Zemny plyn a nafta, **27**, 379-394, 2 Abb., Hodonin 1982.
- CZJZEK, J.: Geognostische Karte der Umgebungen von Krems und vom Manhardsberge.- Maßstab 1:72.000 (4000 Klf.= 4 Zoll; 1 Meile = 4 Zoll).- 4 Prof., 1 Wandprof., 1 Ansicht, Wien 1849.
- CZJZEK, J.: Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebungen von Krems und vom Manhartsberg.- Sitz.-ber. k. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Cl., Beilg., **7**, 77 S., Wien 1853.
- DAXNER-HOECK, G.: Vertebrata (excl. Pisces) der Eggenburger Schichtengruppe.- In: STEININGER, F. & SENES, J.: M1 Eggenburgien. Die Eggenburger Schichtengruppe und ihr Stratotypus.- Chronostratigraphie und Neostratotypen, **2**, 761-777, Taf. 1-4, Bratislava 1971.
- DEPÉRET, C.: Über die Fauna von miocänen Wirbelthieren aus der ersten Mediterranstufe von Eggenburg.- Sitz.-ber. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., Abt.I, **104/4**, 395-416, 2 Taf., Wien 1895.
- EHRENBERG, K.: Bauten von Depacoden (*Callianassa* sp.) aus dem Miozän (Burdigal) von Burgschleinitz bei Eggenburg im Gau Nieder-Donau (Niederösterreich).- Palaeont. Z., **20/3-4**, 263-284, 1 Abb., 3 Taf.(Taf.27-29), Berlin 1938.
- EHRENBERG, K.: Über Bauten von *Callianassa* sp. im Burdigal von Burg-Schleinitz bei Eggenburg.- Verh. Zool.-Bot. Ges. Wien, **88-89**, 215-217, Wien 1939.
- EHRENBERG, K.: Ergänzende Bemerkungen zu den seinerzeit aus dem Miozän von Burgschleinitz beschriebenen Gangkernen und Bauten dekapoder Krebse.- Palaeont. Z., **23/3-4**, 354-359, Berlin 1944.
- FUCHS, G., KUPKA, E., HÖCK, V. & STEININGER, F.: Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000. 20 Gföhl.- Geol.B.-A., Wien 1984.
- FUCHS, Th.: (VI) Die Tertiärbildungen der Umgebung von Eggenburg.- In: KARRER, F. & FUCHS, Th.: Geologische Studien in den Tertiärbildungen des Wiener Beckens.- Jb. Geol. R.-A., **18/4**, 584-598, 1 Taf.(Taf.16), Wien 1868.
- FUCHS, Th.: Der Eisenbahn-Einschnitt der Franz Josef-Bahn bei Eggenburg.- In: FUCHS, Th. & KARRER, F.: Geologische Studien in den Tertiärbildungen des Wiener Beckens.- Jb. Geol. R.-A., **25/1**, 17-19, 1 Taf., Wien 1875.

- FUCHS, Th.: Beiträge zur Kenntnis der Tertiärbildungen von Eggenburg.- Sitz.-ber. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., 109/10, 859-924, 5+2 Fig., Wien 1900a.
- FUCHS, Th.: Über die bathymetrischen Verhältnisse der sogenannten Eggenburger und Gaudern-dorfer Schichten des Wiener Tertiärbeckens.- Sitz.-ber. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., 109/7, 478-489, Wien 1900b.
- FUCHS, Th.: Nachträge zur Kenntnis der Tertiärbildungen von Eggenburg.- Sitz.-ber. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., 111/2, 63-68, Wien 1902.
- FUCHS, Th.: Ein weiterer Nachtrag zur Kenntnis der Tertiärbildungen von Eggenburg.- Verh. Geol. R.-A., 1904/12, 268-270, 1 Abb., Wien 1904.
- FUCHS, W.: Einige Beiträge zur Tertiär- und Quartärstratigraphie Ober- und Niederösterreichs.- Verh. Geol. B.-A., 1977/3, 231-241, Wien 1977.
- FUCHS, W., GRILL, R., MATURA, A. & VASICEK, W.: Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000. 38 Krems.- Bearb.: FUCHS, W. & GRILL, R., Geol. B.-A., Wien 1984.
- GRILL, R.: Die stratigraphische Stellung des Hollenburg-Karlstettener Konglomerats (Niederösterreich).- Verh. Geol. B.-A., 1957/2, 113-120, Wien 1957.
- GROS, J.P.: Nouveau bois fossile de l'Eggenburgien d'Autriche: *Quercoxylon furwaldense* n.sp.- Rev. gén. Bot., 90, 43-80, 2 cart., 13 phot., 5 dess., 1 graph., 16 tabl., Paris 1983.
- GROS, J.P.: Étude comparative de 4 échantillons de bois fossiles de l'Eggenburgien d'Autriche, rapportés au nouveau genre *Metacacioxylon* n.g. et aux espèces *M. marglii* n.sp. et *M. lemoignei* n.sp.- Rev. gén. Bot., 91, 35-80, 39 phot., 18 dess., 6 graph., 8 tabl., Paris 1984.
- GROS, J.P.: Nouveau spécimen de bois fossile de l'Oligocène d'Autriche rapporté à l'espèce *Metacacioxylon lemoignei* GROS 1981 emend.- Nouv. Arch. Mus. Hist. nat. Lyon, fasc.26, 19-27, 5 fig., 2 tabl., Lyon 1988.
- HAUER, C.v.: Die Bausteine aus den Brüchen des Freiherrn Carl von Suttner bei Zogelsdorf in Niederösterreich.- Verh. Geol. R.-A., 1873/1, 10-13, Wien 1873.
- HAUER, F.v.: Übersicht der Geologischen Verhältnisse des Erzherzogthums Oesterreich unter der Enns.- Stat. Ber. niederösterr. Handels- & Gewerbekammer 1854, 27 S. Wien 1855.
- HAUER, F.v.: Geologische Übersichtskarte der österreichischen Monarchie. Blatt I und II Böhmen.- Jb. Geol. R.-A., 19, 1-58. Wien 1869.
- HERNDLER, E.: Zur Geologie und Hydrogeologie des Horner Beckens.- Diss. Form.- u. Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 168 S., 49 Abb., 2 Tab., 65 Beil., Wien 1979.
- HOCHULI, P.: Palynologische Untersuchungen im Oligozän und Untermiozän der Zentralen und Westlichen Paratethys.- Beitr. Paläont. Österr., 4, 1-132, Wien 1978.
- HOCHULI, P.: Biostratigraphie und Paläoökologie palynologischer Proben aus dem Tertiär Österreichs, in Zusammenhang mit der Untersuchung von kohlehöfziger Fazies in N.Ö.- Unveröff. Gutachten, 16 S., Zürich 1983.
- HÖCK, V., FRASL, G., STEININGER, F. & VETTERS, W.: Zur Geologie des Kristallins und Tertiärs der weiteren Umgebung von Eggenburg.- Exkursionsführer Österr. Geol. Ges., 1, 59 S., Abb, Tab., Wien 1983.
- HOFMANN, E.: Verkieselte Pflanzenreste aus dem Horner Becken.- In: LUKAS, F. & MOLDASCHL, F.(Hrsg.): Heimatbuch des Bezirkes Horn.- Bd.1, 156-163, 5 Abb., Horn 1933.

- HOFMANN, E.: Eine verkieselte Palme im Tertiär von Retz in Österreich.- Sitz.-ber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl., Abt.I, 145/1-2, 59-62, 2 Taf., Wien 1936a.
- HOFMANN, E.: Verkieselte Hölzer aus dem Tertiär von Retz in Niederösterreich.- Unsere Heimat, 9/2, 57-60, 1 Abb.(S.52), Wien 1936b.
- HOFMANN, E.: Ueber einige Tertiärfloren in Braunkohlenlagern.- Mitt. Geol. Ges. Wien, 30-31 (1937/38), 151-156, Wien 1939.
- HOHENEGGER, J. & PERVESLER, P.: Orientation of crustacean burrows.- Lethaia, 18, 323-339, 11 figs., 6 tabs., Oslo 1985.
- HOLGER, Ph. A. Ritter. v.: Geognostische Karte des Kreises ob dem Manhartsberge in Oesterreich unter der Ens, nebst einer kurzen Beschreibung der daselbst vorkommenden Felsarten.- 44 S., 1 Kt. mit 4 Fig.(dat.1841), Wien 1842.
- HÖNIG, J.: Hochwertige Tone am Südostrand der Böhmisches Masse (Niederösterreich).- Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., 3, 43-46, 1 Abb., Wien 1983.
- HÖRNES, M.: Die fossilen Mollusken des Tertiär-Beckens von Wien.- Jb. Geol. R.-A., 2 (1851)/4, 93-134, Wien 1851.
- HÖRNES, M.: Die fossilen Mollusken des Tertiär-Beckens von Wien. I. Univalven.- Abh.Geol.R.-A., 3, 736 S., 52 Taf., Wien 1856.
- HÖRNES, M.: Die fossilen Mollusken des Tertiär-Beckens von Wien. II. Bivalven.- Abh.Geol.R.-A., 4, 479 S., 85 Taf., Wien 1870.
- KARRER, F.: Gesammelte Beiträge zur Foraminiferenfauna von Oesterreich.- Verh. Geol. R.-A., 1867/6, 115-117, Wien 1867.
- KIESLINGER, A.: Steinhandwerk in Eggenburg und Zogelsdorf.- Unsere Heimat, 8 (1935)/5,6-7, 141-161, Abb.1-9, 1 Kt.; 177-193, Abb.10-15 (nur in Separatum), Wien 1935.
- KLAUS, W.: Über eine bemerkenswerte fossile Pinus-Art aus dem Unter-Miozän von Niederösterreich.- Ann. Naturhist. Mus. Wien, 83, 169-180, Wien 1980.
- KNOBLOCH, E.: Fossile Pflanzenreste aus der Kreide und dem Tertiär von Österreich.- Verh. Geol. B.-A., 1977/3, 415-426, Wien 1977.
- KNOBLOCH, E.: Megasporen, Samen und Früchte aus dem österreichischen Tertiär.- Věst. Ustr. ust. geol., 56/2, 87-97, 1 Abb., 4 Taf., Praha 1981a.
- KNOBLOCH, E.: Pflanzenreste aus dem Tertiär von Horn.- Verh. Geol. B.-A., 1981/2, 59-71, 4 Taf., Wien 1981b.
- KOLLMANN, K.: Cytherideinae und Schulerideinae n. subfam. (Ostracoda) aus dem Neogen des östl. Österreich.- Mitt. Geol. Ges. Wien, 51 (1958), 89-195, 5 Abb., 21 Taf., 5 Beil.(1 Kt., 4 Tab.), Wien 1960.
- KOLLMANN, K.: Die Ostracoden der Eggenburger Schichtengruppe Niederösterreichs.- In: STEININGER, F. & SENES, J.: M1 Eggenburgien. Die Eggenburger Schichtengruppe und ihr Stratotypus.- Chronostratigraphie und Neostratotypen, 2, 605-717, 11 Tab., Taf.1-16, Bratislava 1971.
- KÜHN, O.: Die Bryozoen des Miocäns von Eggenburg.- In: SCHAFFER, F.X.: Das Miocän von Eggenburg.- Abh. Geol. B.-A., 22/3, 21-39, 10 Abb.(Abb.6-15), 1 Taf.(Taf.II), Wien 1925a.
- KÜHN, O.: Die Korallen des Miocäns von Eggenburg.- In: SCHAFFER, F.X.: Das Miocän von Eggenburg.- Abh. Geol. B.-A., 22/3, 3-20, 5 Abb., 1 Taf.(Taf.I), Wien 1925b.

- KÜHN, O.: Eine neue Burdigalaausbildung bei Horn.- Sitz.-ber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl., Abt.I, 145/1-2, 35-46, 3 Fig., 1 Taf., Wien 1936.
- KÜHN, O.: Die Bryozoen der Retzer Sande.- Sitz.-ber. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., Abt.I, 164/4-5, 231-248, 2 Taf., Wien 1955.
- KÜHN, O.: Lexique stratigraphique international.- Vol.I (Europe), Fasc.8 (Autriche), 646 S., 2 Kt., Paris 1962.
- KÜHN, O.: Korallensteinkerne im österreichischen Miozän.- Ann. Naturhist. Mus. Wien, 66, 101-112, 2 Taf., Wien 1963.
- LAUBE, G.C.: Die Echinoiden der österreichisch-ungarischen oberen Tertiärablagerungen.- Abh. Geol. R.-A., 5/1, 55-74, 4 Taf.(Taf.XVI-XIX), Wien 1871.
- LIPOLD, M.V.: Bericht über die Arbeiten der Section III.- Jb. Geol. R.-A., 3, 101-104, Wien 1852.
- MANZONI, A.: Briozoi fossili del Miocene d'Austria ed Ungheria.II.- Denkschr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., 37, 49-78, Taf.1-17, Wien 1877.
- MANZONI, A.: Briozoi fossili del Miocene d'Austria ed Ungheria.III.- Denkschr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., 38, 1-24, Taf.1-18, Wien 1878.
- MEIN, P.: Die Kleinsäugerfauna des Untermiozäns (Eggenburgien) von Maigen, Niederösterreich.- Ann. Naturhist. Mus. Wien, 90/A, 49-58, 2 Abb., 2 Taf., Wien 1989.
- NEBELSICK, J. H.: Die fazielle Gliederung der Zogelsdorf Formation (Untermiozän: Eggenburgian) in Niederösterreich anhand mikrofazieller Untersuchungsmethoden.- Diplomarbeit Formal- u. Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 242 S., 37 Abb., 43 Fig., 25 Tab., 14 Taf., Wien 1989a.
- NEBELSICK, J.H.: Temperate Water Carbonate Facies of the Early Miocene Paratethys (Zogelsdorf Formation, Lower Austria).- Facies, 21, 11-40, 10 Abb., 1 Tab., Taf.2-8, Erlangen 1989b.
- PAPP, A., RÖGL, F. & SENES, J.: M<sub>2</sub> Otnangien. Die Innviertler, Salgotarjaner, Bantapusztaer Schichtengruppe und die *Rzehakia* Formation.- Chronostratigraphie und Neostatotypen, 3, 841 S., Bratislava (Slowak. Akad. Wiss.) 1973.
- PAPP, A., RÖGL, F. & STEININGER, F.: Führer zur Paratethys-Exkursion 1970 in die Neogen-Gebiete Österreichs.- Paläont. Inst. Univ. Wien, 57 S., 2 Tab., Wien 1970.
- PARTSCH, P.: Geognostische Karte des Beckens von Wien und der Gebirge, die dasselbe umgeben.- oder - Erster Entwurf einer geognostischen Karte von Österreich unter der Enns mit Theilen von Steiermark, Ungern, Mähren, Böhmen und Österreich ob der Enns.- K.K.Hof- u. Staats-Aerearial-Druckerei, Wien 1843.
- PARTSCH, P.: Erläuternde Bemerkungen zur geognostischen Karte des Beckens von Wien und der Gebirge, die dasselbe umgeben.- 24 S., Wien 1844.
- PAUL, C.M.: Erläuterungen zur Geologischen Karte der Oesterr.-ungar. Monarchie. NW-Gruppe Nr.84, Znaim.(Zone 10, Col.XIV der Specialkarte der Oesterr.-ungar. Monarchie im Masstabe 1:75.000).- Geol. R.-A., 31 S., Wien 1898.
- PERVESLER, P.: Gelände- und Labor-Methoden zur Rekonstruktion von Lebensspuren (Gangsystemen) nach der Serienschicht-Folienmethode.- Der Präparator, 29, 109-112, Bochum 1983.
- PERVESLER, P.: Zum Vergleich fossiler und rezenter Crustaceenbauten.- Diss. Formal- & Naturwiss. Fak. Univ. Wien, I + 123 S., 48 Abb., 6 Tab. Wien 1985.

- PERVESLER, P. & STEININGER, F.: Die Seekuh *Metaxytherium Krahuletz*, Skelett eines 22 Millionen Jahre alten Meeressäugtieres aus Kühnring.- Katalogreihe des Krahuletz-Museums, Nr. 7, 13 S., 5 Abb., 1 Profil, Eggenburg 1986.
- PRINZINGER, H.: Uebersicht der geologischen Verhältnisse des Vietels unter dem Mannhardsberge in Oesterreich unter der Enns.- Jb. Geol. R.-A., 3/4, 17-24, Wien 1852.
- RADWANSKA, U. & RADWANSKI, A.: A new species of inarticulate brachiopods, *Discinisca steiningeri* sp. nov., from the Late Oligocene (Egerian) of Plesching near Linz, Austria.- Ann. Naturhist. Mus. Wien, 90/A, 67-82, 2 figs., 4 pls., Wien 1989.
- REUSS, A. E.: Die fossilen Polyparien des Wiener Tertiärbeckens.- Haidingers Naturwiss. Abh., 2, 1-109, Taf.1-11, Wien 1847.
- REUSS, A. E.: Die fossilen Korallen des österreichisch-ungarischen Miocäns.- Denkschr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Cl., 31, 197-270, 21 Taf., Wien 1872.
- REUSS, A.E.: Die fossilen Bryozoen des österreichisch-ungarischen Miocäns.- Denkschr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Cl., 33, 141-190, 12 Taf., Wien 1874.
- ROETZEL, R.: Bericht 1982 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 8 Geras.- Jb. Geol. B.-A., 126/2, 297-298, Wien 1983.
- ROETZEL, R.: Bericht 1987 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 8 Geras.- Jb. Geol. B.-A., 131/3, 401-402, Wien 1988.
- ROETZEL, R.: Bericht 1988 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 8 Geras.- Jb. Geol. B.-A., 132/3, 537-538, Wien 1989.
- ROETZEL, R.: Bericht 1989 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 8 Geras.- Jb. Geol. B.-A., 133/3, 417-418, Wien 1990a.
- ROETZEL, R.: Die Burgschleinitz Formation (Eggenburgien, Untermiozän) im Raum Eggenburg (Niederösterreich). Beispiel einer wellendominierten marinen Seichtwasserfazies.- Sediment 90 - 5. Sedimentologen-Treffen am 6.-7. Juni 1990 in Bonn, Vorträge (Geol. Inst. Univ. Bonn), 2 S., Bonn 1990b.
- ROETZEL, R. & KURZWEIL, H.: Die Schwerminerale in niederösterreichischen Quarzsanden und ihre wirtschaftliche Bedeutung.- Arch. f.Lagerst.forsch. Geol. B.-A., 7, 199-216, 3 Abb., 6 Tab., Wien 1986.
- RÖGL, F., HOCHULI, P. & MÜLLER, C.: Oligocene - Early Miocene stratigraphic correlations in the Molasse Basin of Austria.- Ann. Géol. Pays Hellén., Tome hors série, 1979, fasc.III, VIIIth International Congress on Mediterranean Neogene, Athens 1979, 1045-1049, 1 fig., Athens 1979.
- RÖGL, F. & STEININGER, F. F.: Vom Zerfall der Tethys zu Mediterran und Paratethys.- Ann. Naturhist. Mus. Wien, 85/A, 135-163, 2 Abb., 14 Taf., Wien 1983.
- ROLLE, F.: Über die geologische Stellung der Horner Schichten in Nieder-Österreich.- Sitz.-ber. k. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., 36 (1859)/13-16, 37-84, 3 Taf., Wien 1859.
- SCHAFFER, F. X.: Die Bivalven der Miocänbildungen von Eggenburg.- In: SCHAFFER, F.X.: Das Miocän von Eggenburg.- Abh. Geol. R.-A., 22/1, 5-112, 12 Abb., 47 Taf.(Taf.1-47), Wien 1910a.
- SCHAFFER, F. X.: Zur Kenntnis der Miocänbildungen von Eggenburg (Niederösterreich).- I. Die Bivalvenfauna von Eggenburg.- Sitz.-ber. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., Abt.I, 119/3, 249-273, Wien 1910b.

- SCHAFFER, F. X.: Die Gastropoden der Miocänbildungen von Eggenburg. Mit einem Anhang über Cephalopoden, Crinoiden, Echiniden und Brachiopoden.- In: SCHAFFER, F.X.: Das Miocän von Eggenburg.- Abh. Geol. R.-A., 22/2, 127-193, 4 Abb., 12 Taf. (Taf.49-60), Wien 1912a.
- SCHAFFER, F. X.: Zur Kenntnis der Miocänbildungen von Eggenburg (Niederösterreich).- II. Die Gastropodenfauna von Eggenburg.- Sitz.-ber. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., Abt.I, 71, 325-338, Wien 1912b.
- SCHAFFER, F. X.: Das prämiocäne Relief der Gegend von Eggenburg (Niederösterreich) und seine heutige Wiederbelebung.- Verh. Geol. R.-A., 1913/15, 379-385, Wien 1913a.
- SCHAFFER, F. X.: Die Wasserstandsschwankungen im Wienerbecken zur Neogenzeit.- Verh. Geol. R.-A., 1913/15, 385-387, Wien 1913b.
- SCHAFFER, F. X.: Geologischer Führer für Exkursionen im Wiener Becken. 3. Teil nebst einer Einführung in die Kenntnis der Fauna der ersten Mediterranstufe.- Sammlung geolog. Führer, 18, 167 S., 3 Abb., 10 Taf., 1 Kt., Berlin (Borntraeger) 1913c.
- SCHAFFER, F. X.: Zur Kenntnis der Miocänbildungen von Eggenburg (Niederösterreich).- III bis VI.- Sitz.-ber. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., Abt.I, 122/1, 41-63, Wien 1913d.
- SCHAFFER, F. X.: Die tertiären und diluvialen Bildungen.- In: SCHAFFER, F. X.: Das Miocän von Eggenburg.- Abh. Geol. R.-A., 22/4, VIII+124 S., 21 Abb., 10 Taf., Wien 1914.
- SCHAFFER, F. X.: Die Altersstellung der Fauna von Eggenburg.- In: SCHAFFER, F. X.: Das Miocän von Eggenburg.- Abh. Geol. B.-A., 22/3, 45-62, Wien 1925a.
- SCHAFFER, F. X.: Die Fische des Miocäns von Eggenburg.- In: SCHAFFER, F. X.: Das Miocän von Eggenburg.- Abh. Geol. B.-A., 22/3, 40-43, 2 Abb. (Abb.16-17), Wien 1925b.
- SCHAFFER, F. X.: Die Säugetiere und Reptilien des Miocäns von Eggenburg.- In: SCHAFFER, F. X.: Das Miocän von Eggenburg.- Abh. Geol. B.-A., 22/3, 44, Wien 1925c.
- SCHAFFER, F. X.: Geologische Geschichte und Bau der Umgebung Wiens.- Franz Deuticke, 9+112 S., 157 Abb., 1 Kt., 1 Titelbild, Leipzig-Wien 1927.
- SCHAFFER, F. X. & GRILL, R.: Die Molassezone.- In: SCHAFFER, F.X. (Hrsg.): Geologie von Österreich.- 2.Auf., Deuticke, 694-761, Abb.1-7, 1 Tab., Wien 1951.
- SCHMIDT, W. J.: Die tertiären Würmer Österreichs.- Denkschr. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., 109, Abh.7, 121 S., 2 Tab., 8 Taf., Wien 1955.
- SIEVERTS-DORECK, H.: Zur Kenntnis der Crinoidengattung *Discometra* (Comatulida, Mariametrina) im Miozän des Wiener Beckens.- Ann. Naturhist. Mus. Wien, 64 (1960), 105-126, 4 Textabb., 1 Taf.(Taf.3), Wien 1961.
- STEININGER, F.: Die Molluskenfauna aus dem Budigal (Unter-Miozän) von Fels am Wagram in Niederösterreich.- Denkschr. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., 110, Abh.5, 88 S., 3 Abb., 2 Tab., 13 Taf., Wien 1963a.
- STEININGER, F.: Die Molluskenfauna aus dem Burdigal (U-Miozän) von Fels am Wagram in Niederösterreich.- Verh. Geol. B.-A., 1963/1-2, 33-39, 1 Tab., Wien 1963b.
- STEININGER, F.: Bericht 1966 über Aufnahmen im Tertiär und Quartär des Horner Beckens auf Blatt 4555 (Horn).- Verh. Geol. B.-A., 1967/3, A45-A47, Wien 1968a.
- STEININGER, F.: Bericht 1967 über Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 4555 (Horn).- Verh. Geol. B.-A., 1968/3, A60-A61, Wien 1968b.

- STEININGER, F.: Bericht 1968 über Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 4555 (Horn).- Verh. Geol. B.-A., 1969/3, A69-A73, Wien 1969.
- STEININGER, F.: Holostratotypus und Faziostratotypen der Eggenburger Schichtengruppe im Raume von Eggenburg in Niederösterreich (Österreich).- In: STEININGER, F. & SENES, J.: M1 Eggenburgien. Die Eggenburger Schichtengruppe und ihr Stratotypus.- Chronostratigraphie und Neostratotypen, 2, 104-166, Abb.10-19, Bratislava 1971.
- STEININGER, F.: Bericht 1975 über geologische Aufnahmen im Tertiär auf Blatt 21, Horn (Waldviertel).- Verh. Geol. B.-A., 1976/1, A67-A70, Wien 1976.
- STEININGER, F. F.: Tertiär und Quartär des Horner Beckens und des Massivrandes.- Arbeitstagung Geol. B.-A., 1977 Waldviertel, 19-25, 1 Tab., Wien 1977.
- STEININGER, F.: Bericht 1977 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 21, Horn (Waldviertel) mit Bemerkungen zum Artikel von W. FUCHS (1977).- Verh. Geol. B.-A., 1978/1, A47-A49, Wien 1979.
- STEININGER, F. F.: Tertiär der weiteren Umgebung von Eggenburg, N.Ö.- In: HÖCK, V., FRASL, G., STEININGER, F. & VETTERS, W.: Zur Geologie des Kristallins und Tertiärs der weiteren Umgebung von Eggenburg.- Exkursionsführer Österr. Geol. Ges., 1, 19-25, 1 Fig., 1 Tab., Wien 1983.
- STEININGER, F. F., BERNOR, R. L. & FAHLBUSCH, V.: European Neogene Marine/Continental Chronologic Correlations.- In: LINDSAY, E. H., FAHLBUSCH, V. & MEIN, P. (ed.): European Neogene Mammal Chronology, 15-46, 1 fig., 1 tab., New York 1990.
- STEININGER, F. F. & PILLER, W. E.: Eggenburg am Meer. Eintauchen in die Erdgeschichte.- Katalogreihe des Krahuletz-Museums., Nr. 12, VI + 174 S., 14 Abb., 6 Taf., 1 Kt., Eggenburg 1991.
- STEININGER, F. F., RABEDER, G. & RÖGL, F.: Land mammal distribution in the Mediterranean Neogene - A consequence of geokinematic and climatic events.- In: STANLEY, D. J. & WEZEL, F. C. (ed.): Geological Evolution of the Mediterranean Basin.- 100-110, New York (Springer) 1985.
- STEININGER, F. & SENES, J.: M1 Eggenburgien. Die Eggenburger Schichtengruppe und ihr Stratotypus.- Chronostratigraphie und Neostratotypen, 2, 827 S., Bratislava 1971.
- STEININGER, F. F., WESSELLY, G., RÖGL, F. & WAGNER, L.: Tertiary sedimentary history and tectonic evolution of the Eastern Alpine Foredeep.- Gior. Geol., ser.3°, 48/1-2, 285-297, 10 figs., Bologna 1987.
- STÜTZ, A.: Mineralogisches Taschenbuch. Enthaltend eine Oryctographie von Unterösterreich zum Gebrauche reisender Mineralogen.- 394 S., Wien-Triest (J. G. MEGERLE v. MÜHLFELD - Geistinger) 1807.
- SUESS, E.: Untersuchungen über den Charakter der österreichischen Tertiärablagerungen. I.Über die Gliederung der tertiären Bildungen zwischen dem Mannhart, der Donau und dem äusseren Saume des Hochgebirges.- Sitz.-ber. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., Abt.I, 54/6, 87-149, 2 Taf., Wien 1866.
- THINSCHMIDT, A.: Zur Geologie und Sedimentologie der Eggenburger Bucht (Niederösterreich).- Unveröff. Dipl. Arb., Geol. Inst. Univ. Wien, 130 S., 50 Abb., 4 Tab., 6 Taf., 1 geol. Kt., Wien 1991.
- TOLLMANN, A.: Die Mikrofauna des Burdigal von Eggenburg (Niederösterreich).- Sitz.-ber. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., Abt.I, 166 (1957)/1-10, 165-213, 2 Abb., 7 Taf., 2 Tab., Wien 1957.

- TOULA, F. & KAIL, J. A.: Über einen Krokodil-Schädel aus den Tertiärablagerungen von Eggenburg in Niederösterreich. Eine Paläontologische Studie.- Denkschr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., **50**, 299-355, 3 Abb., 3 Taf., Wien 1885.
- UNGER, H. J. & NIEMEYER, A.: Die Bentonite in Ostniederbayern - Entstehung, Lagerung, Verbreitung.- Geol. Jb., **D71**, 3-58, 12 Abb., 10 Tab., Hannover 1985.
- VAVRA, N.: Die Frondiporidae (Cyclostomata, Bryozoa) des österreichischen Neogens.- Ann. Naturhist. Mus. Wien, **81**, 237-252, 2 Taf., Wien 1978.
- VAVRA, N.: Die Bryozoenfauna des österreichischen Tertiärs.- N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **157/3**, 366-392, 2 Abb., 4 Tab., Stuttgart 1979.
- VAVRA, N.: Bryozoa from the Eggenburgian (Lower Miocene, Central Paratethys) of Austria.- In: LARWOOD, G. P. & NIELSEN, C.: Recent and fossil bryozoa, 273-280, 3 Fig., 1 Tab., Fredensborg 1981.
- VAVRA, N.: Bryozoa from the Early Miocene of the Central Paratethys: biogeographical and biostratigraphical aspects.- In: ROSS, J. R. P. (ed.): Bryozoa: present and past, 285-292, 3 figs., West. Washingt. Univ. 1987.
- VETTERS, H.: Geologisches Gutachten über die Wasserversorgung der Stadt Retz.- Jb. Geol. R.-A., **67** (1917)/3-4, 461-480, 2 Taf.(Taf.18-19), Wien 1918.
- WALDMANN, L.: Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich. Blatt Drosendorf (Z.10, Kol.XIII, Nr.4455).- Geol. B.-A., 64 S., 1 Taf., Wien 1931.
- WIESNER, J.: Die Herrschaftlichen Steinbrüche in Zogelsdorf und deren Geschichte von der ältesten bis auf die neueste Zeit. Die Thonlager im Geyersdorfer Walde nach Original-Urkunden verfasst.- Selbstverlag, 30 S., Wien 1894.
- WITTIBSCHLAGER, L.: Mesohalina nov. gen. (Potamididae, Gastropoda) aus dem Oligo/Miozän Mitteleuropas.- Beitr. Paläont. Österr., **10**, 15-79, 14 Abb., 1 Tab., 7 Taf., Wien 1983.

## Teilnehmerliste

Name	Vorname	Titel	Institution	Straße	Post-Lz.	Ort
ASTLEITNER	Eyolf	Prof. Mag.	Pädagogische Akademie	POB 42	A-6807	Feldkirch
AUGUSTIN-GYURITS	Katalin	Dr.	BVFA Arsenal, Objekt 214	Faradaygasse 3	A-1030	Wien
BAUER	Franz	Dr.	Geologische Bundesanstalt	Rasumofskygasse 23	A-1031	Wien
BECK-MANNAGETTA	Peter	HR Dr.		Kornhäuselstraße 11	A-2500	Baden
BOROVICZÉNY	Franz	Dr.	Geologische Bundesanstalt	Rasumofskygasse 23	A-1031	Wien
BRANDMAYR	Michael		Inst. f. Geol. u. Paläont., Univ. Graz	Heinrichstraße 26	A-8010	Graz
BRIX	Friedrich	Prof. Dr.		Donhartgasse 98	A-1140	Wien
BURRI	Hildegard			Donhartgasse 98	A-1140	Wien
	Wilma			Neupauerweg 85/23	A-8052	Graz
CERNAJSEK	Tillfried	Dr.	Geologische Bundesanstalt	Rasumofskygasse 23	A-1031	Wien
ČIČHA	Ivan	Doz. RNDr Dr.	Česky ústav geologický	Malostranské nám. 19	ČS-11821	Praha
ČTYROKÝ	Pavel	Dr.	Česky ústav geologický	Malostranské nám. 19	ČS-11821	Praha
DRAXLER	Ilse	Dr.	Geologische Bundesanstalt	Rasumofskygasse 23	A-1031	Wien
EPPESTEINER	Walter	Doz. Dr.	Inst. f. Geologie, TU Wien	Karlsplatz 13	A-1040	Wien
FAUPL	Peter	Univ.-Prof. Dr.	Inst. f. Geologie, Univ. Wien	Universitätsstraße 7/III	A-1010	Wien
FAUPL	Roswitha			Universitätsstraße 7/III	A-1010	Wien
FISCHER	Heinrich	HR Dr.		Unt. Weißgerberstr. 37/20	A-1030	Wien
FRASL	Günther	Univ.-Prof. Dr.	Inst. f. Geol. u. Paläont., Univ. Salzburg	Hellbrunnerstraße 34/3	A-5020	Salzburg
FRITZ	Harald	Dr.	Inst. f. Geol. u. Paläont., Univ. Graz	Heinrichstraße 26	A-8010	Graz
FUCHS	Gerhard	Doz. Dr.	Geologische Bundesanstalt	Rasumofskygasse 23	A-1031	Wien
FUKER	Richard	Dr.		Hofzeile 11	A-1190	Wien
GAMERITH	Walter	Dr.		Katzianergasse 9	A-8010	Graz
GANGL	Georg	Dr.		Fasangasse 4	A-2102	Bisamberg
GATTINGER	Inge			Trambauerstraße 10	A-1100	Wien
GATTINGER	Traugott	Dir. HR Prof. Dr.	Geologische Bundesanstalt	Rasumofskygasse 23	A-1031	Wien
GEBERT	Wilhelm			Weimarerstraße 27/2/16	A-1180	Wien
GÖTZINGER	Michael	Ass.-Prof. Dr.	Inst. f. Miner. u. Kristallogr., Univ. Wien	Dr. Karl Lueger-Ring 1	A-1010	Wien
HADITSCH	Johann G.	Univ.-Prof. Dr.	Inst. f. Geowiss., Montanuniversität	Franz-Josef-Straße 18	A-8700	Leoben
HALMAI	Janos	Dr.	Hungarian Geological Institute	Nepstadion ut 14, POB 106	H-1442	Budapest
HAMOR	Geza	Dr.	Hungarian Geological Institute	Nepstadion ut 14, POB 106	H-1442	Budapest
HASLINGER	Heidi	Mag.	Projekt Kulturpark	Rainhardterstraße 15	A-3571	Gars/Kamp
HEINRICH	Maria	Dr.	Geologische Bundesanstalt	Rasumofskygasse 23	A-1031	Wien
HEINZ	Herbert	Dr.	Geologische Bundesanstalt	Rasumofskygasse 23	A-1031	Wien
HINTEREGGER	Hubert	Dr.	Amt d. N.Ö. Landesregierung	Operngasse 21	A-1040	Wien
HÖCK	Volker	Univ.-Prof. Dr.	Inst. f. Geologie, Univ. Salzburg	Hellbrunnerstraße 34/3	A-5020	Salzburg
HÖGELBERGER	Heinz		Inst. f. Geochemie., Univ. Wien	Dr. Karl Lueger-Ring 1	A-1010	Wien
HOLL	Alfred	Dr. Ing.		Jupiterweg 1	D-2000	Hamburg 65
HOLL	Marie-Luise	Dr. med.		Jupiterweg 1	D-2000	Hamburg 65
HOMANN	Maria			Rohrbachhöhe 76	A-8010	Graz
HOMANN	Oskar	HR Dr.		Rohrbachhöhe 76	A-8010	Graz
HUSEN	Dirk van	Univ.-Doz. Dr.		Wlassakstraße 76/1	A-1130	Wien
IRRLITZ	Wolfgang	Dr.	Niedersächs. Landesamt f. Bodenf.	Stilleweg 2	D-3000	Hannover 51
JANOSCHEK	Margit			Slattingasse 6	A-1130	Wien
JANOSCHEK	Werner	Vizedir. HR Dr.	Geologische Bundesanstalt	Rasumofskygasse 23	A-1031	Wien
JAROS	Josef	Dr.	Universita Karlova	Albertov 6	ČS-12843	Praha 2
KLEIN	Peter	Dr.	Geologische Bundesanstalt	Rasumofskygasse 23	A-1031	Wien
KLOIBER	Johannes	Dr.		Landenbergerstraße 28	D-7300	Esslingen
KOHL	Hermann	HR Doz. Dr.		Hirschgasse 19	A-4020	Linz
KOLLMANN	Walter	Dr.	Geologische Bundesanstalt	Rasumofskygasse 23	A-1031	Wien
KOZMA	Jacek	Mag.	Geological Institute	al. Jaworowa 19	PL-53-122	Wroclaw
KRENN	Hermann	Ing.		Grundsteingasse 8/2/54	A-1160	Wien
KROIS	Peter	Mag.	ÖMV-AG	Gerasdorfer Str. 151, PF 200	A-1211	Wien
KROKOWSKI	Inge		Niedersächs. Landesamt f. Bodenf.	Stilleweg 2	D-3000	Hannover 51
KUPKA	Josef E.	HR Dr.		Neubaugasse 776/1/1	A-2551	Enzesfeld
LEDOLTER	Monika		Geologische Bundesanstalt	Rasumofskygasse 23	A-1030	Wien
LETOUZE	Gerhard	Dr.	Geologische Bundesanstalt	Rasumofskygasse 23	A-1031	Wien
LIBOWITZKY	Eugen	Dr.	Inst. f. Miner. u. Kristallogr., Univ. Wien	Dr. Karl Lueger-Ring 1	A-1010	Wien
LINNER	Manfred			Theresiengasse 6/1	A-1180	Wien

Name	Vorname	Titel	Institution	Straße	Post-Lz.	Ort
MAYR	Michael	Mag.	Österreichische Salinen AG	Sulzbach 153	A-4821	Lauffen
MATURA	Alois	Dr.	Geologische Bundesanstalt	Rasumofskygasse 23	A-1031	Wien
MELKA	Radek	Dr.	Universita Karlova, Abt. f. Petrologie	Albertov 6	CS-12843	Praha
MEURERS	Bruno	Dr.	Inst. f. Meteorologie u. Geophysik	Hohe Warte 38	A-1190	Wien
MIKURA	Erik	Ing. Dr.		Roseggerstraße 52	A-2100	Korneuburg
NEMES	Anna			Rustengasse 5/14	A-1150	Wien
NEMES	Franz	Dr.		Rustengasse 5/14	A-1150	Wien
NEUBAUER	Franz	Univ.-Doz. Dr.	Inst. f. Geol. u. Paläont., Univ. Graz	Heinrichstraße 26	A-8010	Graz
NIEVOLL	Josef	Dr.		Magnetitstraße 4	A-8700	Leoben
NOWOTNY	Axel	Dr.	Geologische Bundesanstalt	Rasumofskygasse 23	A-1031	Wien
ORTNER	Melitta		Geologische Bundesanstalt	Rasumofskygasse 23	A-1031	Wien
PASCHER	Günther	Dr.	Geologische Bundesanstalt	Rasumofskygasse 23	A-1031	Wien
PEINDL	Peter			Rochelgasse 24	A-8020	Graz
PESTAL	Gerhard	Dr.	Geologische Bundesanstalt	Rasumofskygasse 23	A-1031	Wien
PETRAKAKIS	Konstantin	Dr.	Inst. f. Petrologie, Univ. Wien	Dr. Karl Lueger-Ring 1	A-1010	Wien
PISTOTNIK	Julian	Dr.	Geologische Bundesanstalt	Rasumofskygasse 23	A-1031	Wien
POSCHER	Gerhard	Ing. Dr.		Mitterweg 95	A-6020	Innsbruck
PRESSEL	Christian	Mag.		Sagbergstraße 50	A-3011	Purkersdorf
ŘEHÁKOVÁ	Zdenka	Dr.	Geol. Survey Prague	Malostranské nám. 19	CS-11821	Praha
REISINGER	Johannes	Dr.	Inst. f. Geophysik, Montanuniversität	Franz-Josef-Straße 18	A-8700	Leoben
REITER	Leo			Kurhausstraße 12	A-4820	Bad Ischl
RICHTER	Wolfram	Univ.-Prof. Dr.	Inst. f. Petrologie, Univ. Wien	Dr. Karl Lueger-Ring 1	A-1010	Wien
ROETZEL	Reinhard	Dr.	Geologische Bundesanstalt	Rasumofskygasse 23	A-1031	Wien
RUDOLSKY	Jifi		Česky geologický ústav	Malostranské nám. 19	CS-11821	Praha 1
RUPP	Christian	Dr.	Geologische Bundesanstalt	Rasumofskygasse 23	A-1031	Wien
RUTTNER	Anton	HR Dr.		Böcklinstraße 7/2/1	A-1020	Wien
SCEVIK	Friederike		Geologische Bundesanstalt	Rasumofskygasse 23	A-1031	Wien
SCHARBERT	Susanne	Dr.	Geologische Bundesanstalt	Rasumofskygasse 23	A-1031	Wien
SCHMID	Manfred	Dr.	Geologische Bundesanstalt	Rasumofskygasse 23	A-1031	Wien
SCHMIDT	Walter J.	Univ.-Prof. Dr.		Wiedendorf 1	A-3491	Straß
SCHULMANN	Karl		Universita Karlova, Abt. f. Petrologie	Albertov 6	CS-12843	Praha
SEIBERL	Wolfgang	Univ.-Prof. Dr.	Geologische Bundesanstalt	Rasumofskygasse 23	A-1031	Wien
SEITLER	Johann		Geologische Bundesanstalt	Rasumofskygasse 23	A-1031	Wien
SMUK	Andreas	Dr.		Schafflerhofstraße 157	A-1220	Wien
STEININGER	Fritz	Univ.-Prof. Dr.	Inst. f. Paläont., Univ. Wien	Universitätsstraße 7/II	A-1010	Wien
STEININGER	Harald	Mag.	Amt d. NÖ Landesregierung	Operngasse 21	A-1040	Wien
STEYRER	Hans P.	Dr.	Inst. f. Geol. u. Paläont., Univ. Salzburg	Hellbrunnerstraße 34/3	A-5020	Salzburg
STÜRNER	Franz	Dr.	Krahuletz-Museum	Krahuletz-Platz 1	A-3730	Eggenburg
THIELE	Otto	Dr.		Steinmüllergasse 56	A-1160	Wien
THINSCHMIDT	Andreas			Hellwagstraße 15/2/21	A-1200	Wien
UHER	Kurt		Geologische Bundesanstalt	Rasumofskygasse 23	A-1031	Wien
VASICEK	Werner	Kustos	Krahuletz-Museum	Krahuletz-Platz 1	A-3730	Eggenburg
VEČER	Barbara	Dipl.-Ing.	Geologische Bundesanstalt	Rasumofskygasse 23	A-1031	Wien
VETTERS	Wolfgang	Dr.	Inst. f. Geol. u. Paläont., Univ. Salzburg	Hellbrunnerstraße 34/3	A-5020	Salzburg
WALLBRECHER	Eckard	Univ.-Prof. Dr.	Inst. f. Geol. u. Paläont., Univ. Graz	Heinrichstraße 26	A-8010	Graz
WESSELY	Godfrid	Dr.		Siebenbrunnengasse 29	A-1050	Wien
WESSELY	Herta			Siebenbrunnengasse 29	A-1050	Wien
ZEMANN	Anna			Universitätsstraße 10/16	A-1090	Wien
ZEMANN	Josef	Univ.-Prof. Dr.		Universitätsstraße 10/16	A-1090	Wien
ZOLNARITSCH	Veronika		Geologische Bundesanstalt	Rasumofskygasse 23	A-1031	Wien