

## ZUR TEKTONIK DES RAUMES ALPENOSTENDE – KARPATEN – PANNONISCHES BECKEN

Alfred PAHR

### Z u s a m m e n f a s s u n g

Das Problem der Fortsetzung der penninischen Zone und des Unterostalpins vom Alpenostende (Rechnitzer Fenstergruppe, Wechsel- und Grobgneiseinheit) in die angrenzenden Westkarpaten (Kleine Karpaten) und die benachbarten Einheiten des Pannonischen Beckens wird erörtert. Eine Übersicht über Lithologie und Stratigraphie der tektonischen Einheiten des Alpenostendes wird gegeben.

Unter Beachtung der Unterschiede in der Metamorphose läßt sich die Parallele Grobgneiseinheit – Granitmassiv von Preßburg (Bratislava) und Wechseleinheit – Pernekzone ziehen.

Borinka-(Ballensteiner) Kalke und Marianka-(Marianthaler) Schiefer sind von den Preßburger Granitoiden überschoben und werden als Fortsetzung des Rechnitzer Pennins betrachtet.

Neue Erkenntnisse von PLAŠIENKA über die Borinka Einheit (Teil des südpannonischen Troges).

Die Fortsetzung des Pennins von Rechnitz läßt sich auf Grund von Bohrungen und der Messung von magnetischer Intensität in Westungarn bis zur Donau verfolgen. Der genetische Zusammenhang der Subduktionszone im Rechnitzer Pennin mit der Riftzone im Bükk-Gebirge wird diskutiert. SW-NE-Scherungstendenzen im betrachteten Raum werden großtektonischen Verhältnissen (Vorposten der Böhmisches Masse – Mährische Senke) zugeschrieben.

### 1. Einleitung

„... (es) können Ostalpen und Westkarpaten (und darüber hinaus) nicht ausschließlich gesondert und für sich allein betrachtet werden. Jedes Segment steht bei aller zu respektierenden Eigenart unabdingbar im Zusammenhang größerer Einheiten“ Diese fundamentale Erkenntnis von W. FUCHS (1984, S. 613) möge als „Leitmotiv“ dieser Arbeit dienen.

Es erscheint sinnvoll, zunächst eine „Bestandsaufnahme“ des hier betrachteten Raumes vorzunehmen und darauf aufbauend eine Zusammenschau der tektonischen Großeinheiten vorzunehmen.

## 2. Die tektonischen Einheiten am Alpen-Ostende www.biologiezentrum.at

Die tektonisch tiefste Einheit ist das Pennikum in der Rechnitzer Fenstergruppe mit den tektonischen Fenstern von Möltern, Bernstein, Rechnitz und Eisenberg (W. J. SCHMIDT, 1951). Sie wird überlagert von Unterostalpin der Wechseleinheit und der tektonisch höheren Grobgneiseinheit sowie von Erosionsresten der mittelostalpinen Sieggrabener Einheit (Abb. 9).

Diese tektonische Abfolge war lange Zeit umstritten: Ein Hauptargument für die seinerzeitige Einordnung der Rechnitzer Einheit in die Grauwackenzone war das „klassische“ Profil Rettenbach-Bernstein: Hier lagen anscheinend Grünschiefer der Rechnitzer Einheit auf „Altkristallin“ der Grobgneiseinheit (bei dem es sich in Wirklichkeit um albit- und chlorit-führende Wechselschiefer handelt). Dabei übersah man, daß diese Sachlage durch eine im Stubener Tal verlaufende tiefgreifende Störung vorgetäuscht wurde, an der die in Wirklichkeit *über* den Rechnitzer Schiefer liegenden Wechselschiefer abgesenkt waren und so scheinbar (den Hangfuß) bildend) darunter lagen.

Hinweise für die Überlagerung der penninischen Rechnitzer Einheit durch das Unterostalpin hatten sich, neben Kartierungsergebnissen, schon früher ergeben: In der ältesten Tertiärablagerung dieses Raumes (Sinnnersdorfer Schichten) fanden sich keine Komponenten

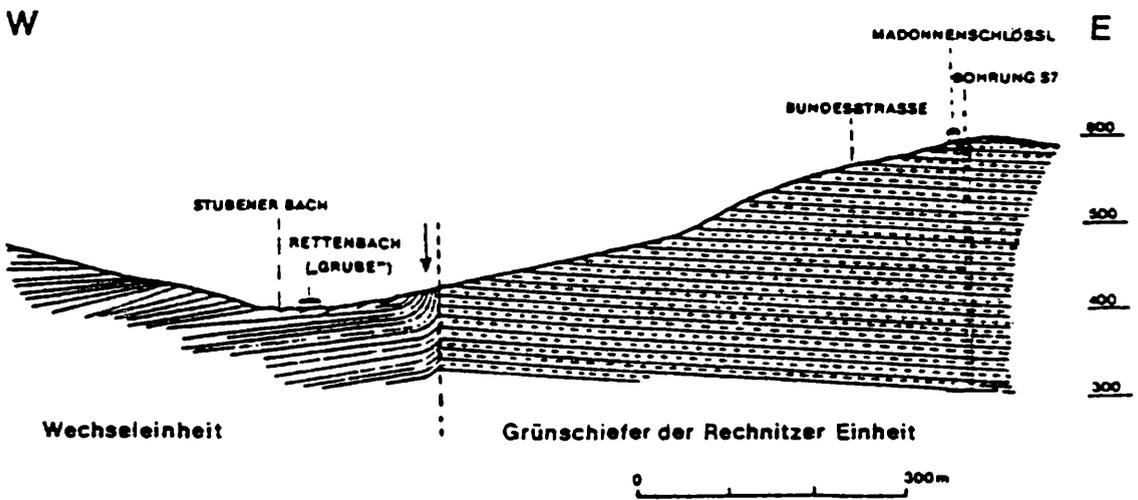


Abb. 1: Profil Rettenbach – Bernstein (z. T. schematisiert; A. Pahr, 1977).

von „Rechnitzer Gesteinen“, nur solche aus der Wechsel- und Grobgneisserie. Damit konnte bewiesen werden, daß zum Zeitpunkt ihrer Ablagerung (Karpat), die Rechnitzer Fenstergruppe noch von der Wechsel- und Grobgneiseinheit zugedeckt war (A. PAHR, 1955). Eine neue Studie von I. DUNKL & A. DEMENY (1997) über den Zeitpunkt bzw. Zeitraum der „Exhumierung“ des Rechnitzer Fensters durch Messung von Spaltspuren (fission tracks) an Apatit und Zirkon kommt zu ähnlichen Werten.

Morphologisch bildet das Rechnitzer Fenster, zusammen mit dem Eisenberg-Fenster und den weiter gegen SSW folgenden Aufbrüchen von Grazer Paläozoikum die „Südburgenländische Schwelle“, die das Steirische Becken von der Kleinen Ungarischen Tiefebene trennt und damit ein bedeutendes stratigraphisches und paläogeographisches Element darstellt.

### 2.1. Die Gesteine der Rechnitzer Einheit (=Rechnitzer Serie)

Der Gesteinsbestand läßt erkennen, daß es sich um ehemaligen Ozeanboden handelt: Größtenteils marine Sedimente, z. T. Radiolarite, je nach Primärmaterial metamorph geworden zu Kalk-, Quarz-, Graphit-, Chloritphyllit, Kalkserizitschiefer und Quarzit und eine Folge von Ophiolithen. Diese sind z. T. mit den Sedimenten verzahnt (Grünschiefer), z. T.

durchbrechen sie diese diskordant (Gabbros), z. T. ist der Kontakt tektonisch (Serpentinite). Der im Zuge der Serpentinisierung entstandene Magnetit bewirkt kräftige magnetische Anomalien, die die Ortung größerer Serpentinittkörper auch im Untergrund ermöglichen. Solche konnte G. WALACH, 1977, bis etwa 40 km westlich von den an der Oberfläche anstehenden Serpentinitten von Bernstein nachweisen.

In mehrfacher Einsicht interessant ist das Auftreten von Gesteinen, deren Mineralbestand beweist, daß sie eine Hochdruck-Tiefemperatur-Metamorphose erhalten haben (Pumpellyit, Crossit, Ferroglaukophan, Alkalipyroxen, Lawsonit, Stilpnomelan). Sie finden sich in einem nach WNW fallenden Bereich auf einer Länge von ca. 35 km (mit Unterbrechungen durch tertiäre Ablagerungen). Dieser Mineralbestand und das auch durch gravimetrische Untersuchungen bewiesene Absinken dieser penninischen Teileinheit sind beweiskräftige Hinweise für das Vorliegen einer gegen Westen abtauchenden Subduktionszone (Abb. 7).

Eine detaillierte Übersicht über die Ophiolithe der Rechnitzer Serie gibt F. KOLLER 1985. (Abb. 2).

	Magmatische Relikte	Ozeanische Metamorphose	Altalpidische Metamorphose	Jungalpidische Metamorphose
		<750°C - ?, ≤ 1 Kb Oxidation, Metasomatose (Na, Ca), Deformation	330 - 370°C, 6 - 8 Kb ≤ 65 = 5 ma* Deformation	390 - 430°C, ≤ 3 Kb 19 - 22 ma* Deformation, Reduktion
<b>Ultramafite</b>				
Lherzolith, Harzburgit, Pyroxenit?	Formrelikte (Opx, Sp) Kpx, Formrelikte (Opx)	1. Serpentinisierung	2. Serpentinisierung	Chrysotil, Lizardit, Chlorit Antigorit, Diopsid, Talk, ± Tremolit, = Magnetit
<b>Gabbros</b>				
Normale Gabbros	Kpx	(Magnesiohornblende)	Mg-Pumpellyit, Aktinolith, Chlorit, Albit	Aktinolith, Klinozoisit/Hydro- grossular, Chlorit, Albit
Ferrogabbro	Kpx, Formrelikte (Im, Mgt)	Magnesiohornblende Barroisit, Pargasit	Aegirinaugit/Ferroglauko- phan-Crossit/Winchit, Stilpnomelan, Haematit/ Magnetit, Rutil, Epidot I, Titanit?, (Albit, Chlorit)	Alkali amphibol II, Aktinolith/ Katophorit, Biotit, Chlorit, Epidot II, magnetit, Titanit
Blauschiefer	Zirkon, Formrelikte (Kpx, Plag?)		Akmit/Crossit, Haematit/ Magnetit, Stilpnomelan. Talk, Phengit, Albit	Akmit (Jd<5%)/Alkali- amphibol II, Biotit, Chlorit Epidot, Albit, Magnetit, Apatit. = Titanit, = Pyrit.
<b>Metavulkanite</b>				
Grünschiefer	Formrelikte (Kpx, Plag)	Magnesiohornblende Barroisit	Crossit, Stilpnomelan, Epi- dot I, Haematit, Winchit, Formrelikte nach Lawsonit/ Pumpellyit?	Akinolith, = Alkali amphibol II, = Winchit, Chlorit, Biotit Epidot II/Klinozoisit, Albit, Titanit, = Magnetit, = Pyrit, Akinolith, Epidot, Chlorit, Albit.
Grobkörnige, albitreiche Lagen und Linsen Ophikarbonatgesteine	Chromspinell	Cr-Andradit?, Ferrichromit? Serpentinisierung?	Aegirinaugit, Cr-Epidot, Cr-Phengit, Haematit, Stilpnomelan, = Crossit.	Alkalipyroxen (Jd<5%)/Al- kali amphibol II/Aktinolith, Chlorit, Phengit? Calcit, Serpentin, Talk, Magnetit, = Quarz, = Albit, = Epidot.

\*) K/Ar-Alter, pers. Mitt. W. Frank, Wien.

H. P. SCHÖNLAUB konnte 1973 mit Hilfe von Mikrofossilien (Spicula) das Alter der Sedimente in die höhere Unterkreide bis Oberkreide einstufen und damit ihre Gleichstellung mit den übrigen Vorkommen von „Bündner Schiefer“ der West- und Ostalpen auch stratigraphisch untermauern.

Auffällig im Serienbestand sind Linsen von Cáker Konglomerat, einer linsenförmig in Phylliten der Rechnitzer Serie auftretenden Konglomeratlage. Die Korngröße beträgt meist um 20 mm, Komponenten sind vor allem dunkelgrauer Dolomit, aber auch Kalkgerölle, selten auch Gneisgerölle.

Namengebend ist ein größeres Vorkommen in einem Steinbruch bei dem Dorf Cák östlich von Rechnitz in Ungarn. Auf Kartenblatt Oberwart erscheint dieses Gestein am südlichen Hangfuß des Glasbachtals im Ortsbereich von Goberling in Phyllit eingelagert. Es ist hier

offensichtlich nachträglich tektonisch bewegt bzw. deformiert worden. Das Cáker Konglomerat ist als Strandbildung (Brandungskonglomerat) aufzufassen. Das Alter der Komponenten wurde (nach vielen Deutungsversuchen) von H. MOSTLER als mitteltriassisch bestimmt (H. MOSTLER & A. PAHR, 1981).

W. J. SCHMIDT (1951) sieht darin ein Analogon zu den „Liasbrekzien“ im Tauernfenster.

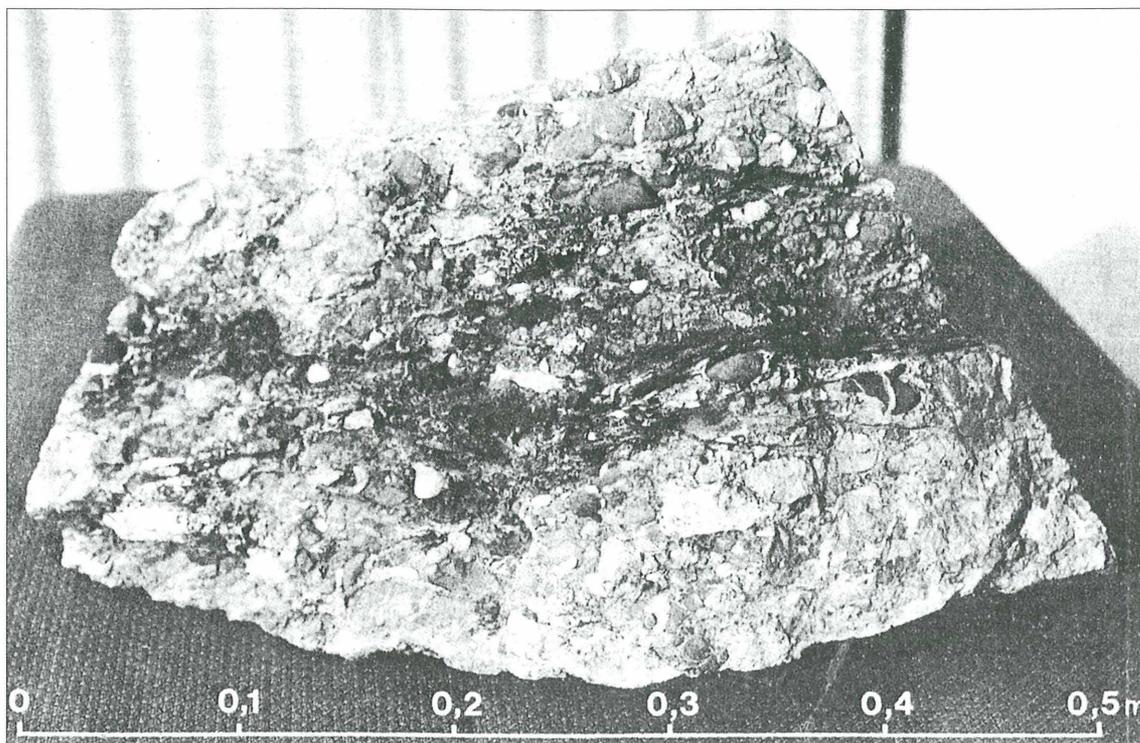


Abb. 3: Block aus dem Cáker Konglomerat (Fundort Goberling).

## 2.2 Die Gesteine der Wechseleinheit

Diese Gesteinsfolge wurde seinerzeit im „klassischen“ Wechselgebiet von H. MOHR in grundlegenden Arbeiten erforscht und in neuerer Zeit von P. FAUPL (1970) und W. VETTERS (1970) bearbeitet. Im Zuge der Kartierung stellte sich heraus, daß die Wechseleinheit sich über die Ostrandstörung hinaus weiter nach Osten erstreckt und auch eine größere Variationsbreite besitzt.

Die Wechselserie besteht aus einer Abfolge von Metapeliten und (vorwiegend) basischen Metamorphiten. Gegen das Hangende zu treten häufig Graphitschiefer bzw. Graphitquarzit auf. Während für die feinkörnigen Metabasite die Abkunft von Tuffen bzw. Tuffiten wahrscheinlich ist, muß für die auftretenden Lagen amphibolitischer Gesteine Herkunft von entsprechenden Magmatiten angenommen werden.

Große Verbreitung besitzt der „Wiesmather Gneis“, ein feinkörniger Muskowitgneis, leicht kenntlich an seinem rauhen, „zuckerkörnigen“ Bruch. Er enthält Mikroklin und Plagioklas (Albit bis Oligoklas), auf s-Flächen Phengit. Charakteristisch ist sein ausgeprägtes Lineargefüge.

In den tieferen Anteilen der Wechselserie ist der Wechselgneis ein weit verbreitetes Gestein, gekennzeichnet durch eine allgegenwärtige Albitblastese, die dem Gestein durch die bis erbsengroßen Albitkristalle ein charakteristisches Aussehen verleiht. Nach seinem Mineralbestand ist dieses Gestein als Serizitalbitgneis zu bezeichnen, wobei Schwankungen im Mineralbestand bis zu Albitchloritquarzphylliten bzw. Albitchloritphylliten hinführen. Auf

der Wechselserie liegt, anscheinend konkordant, eine Folge von Meta-Konglomeraten, arkosen und -peliten, z. T. mit vulkanogenen Komponenten (Porphyrmaterialschiefer) sowie Metavulkaniten (Porphyroid). Diese (permischen) Gesteine haben eine Metamorphose bis in den Bereich der Quarz-Albit-Epidot-Biotit-Subfazies erhalten. Die Erfassung und Abgrenzung dieser nur lückenhaft auftretenden Gesteine ist sehr wichtig, beweisen sie doch, an Überschiebungsbahnen eingeklemmt, alpidischen Deckenbau.

### Übersichtsprofil durch die Wechselserien (Nach P.FAUPL 1970)

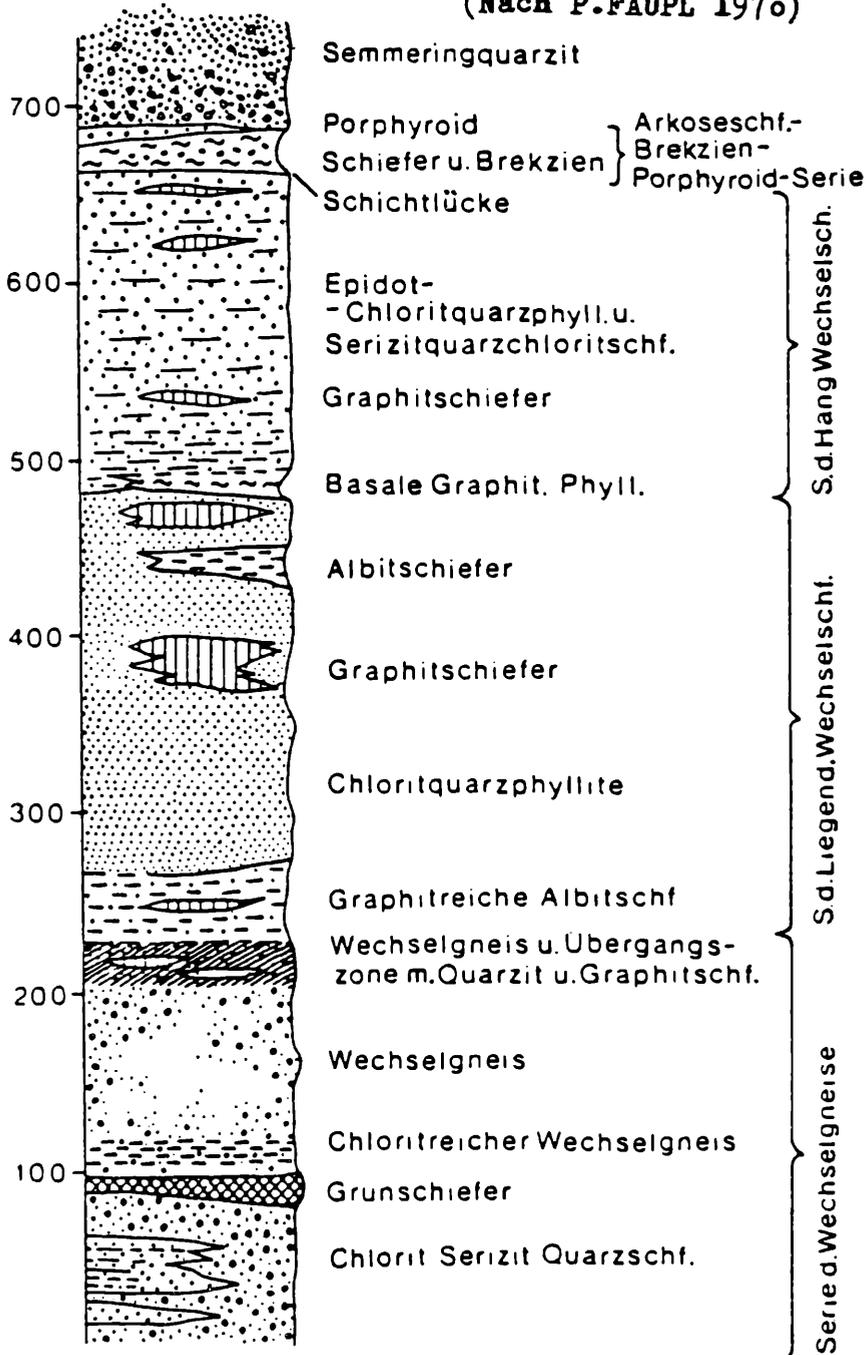


Abb. 4

SCHEMATISCHE PERMPROFILE AUS DEM NE-SPORN DER ZENTRALALPEN (UNTEROSTALPIN) A. PAHR, G. RIEDMÜLLER 1979

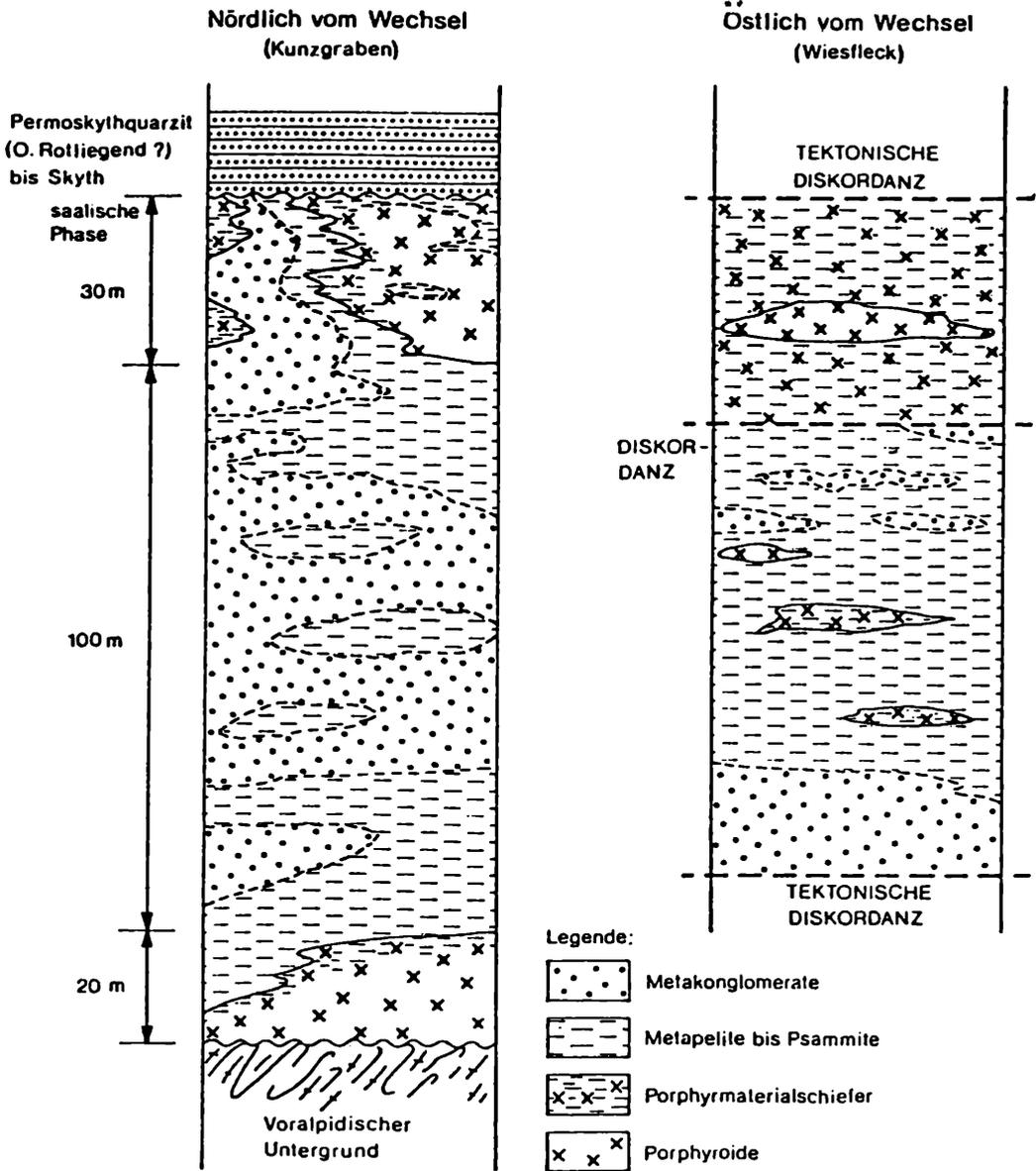


Abb. 5

2.3. Die Grobgneisserie

Der namensgebende Grobgneis ist ein meist grobkörniger Granitgneis. Im Mineralbestand sind gefüllter Plagioklas (Oligoklas), Biotit (oft teilweise chloritisiert), Muskowit (Phengit) und Quarz, akzessorisch oft kleiner Granat, vorherrschend jedoch großer (bis 8 cm) Mikroklin vorhanden. Radiometrische Datierungen von S. SCHARBERT (nach F. KOLLER & H. WIESENEDER, 1981) ergaben ein Gesamtgesteinsalter von  $340 \pm 10$  Mio. J. Der Habitus dieses Gesteins reicht vom (makroskopisch) unverletzten Granit über Augengneis bis zu schiefrigen, plattigen Varietäten.

Die Hülschiefer des Grobgneises, meist quarzreiche, einförmige, oft phyllonitische Glimmerschiefer lassen oft Diaphtorese erkennen, oft sind schwächige Gneislagen konkordant eingeschaltet. Häufig sind zwischen Hülschiefern und Grobgneiskörpern Metadiorite im Verband, selten auch Meta-Olvingabbro bzw. Meta-Hornblendegabbro. Sie werden teils als Differentiate des Granits gedeutet, aber auch primär dem Hülschieferkomplex zugerechnet.

Der ursprüngliche Intrusionsverband von Granit und Hülschiefern wurde im Zuge der alpidischen Orogenese zerstört, Kontaktminerale sind nicht erhalten geblieben.



Abb. 6: Überschiebung von Grobgnieis über Graphitquarzit der Wechseleinheit.

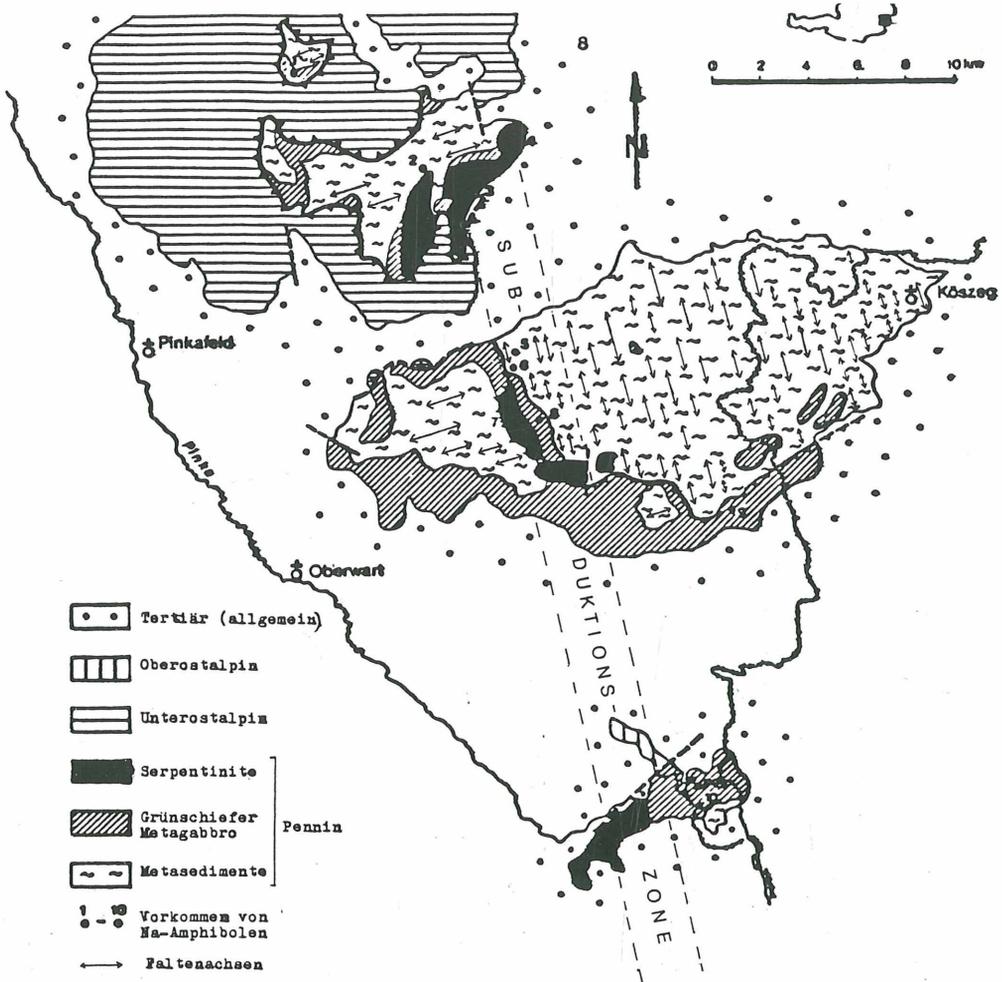


Abb. 7: Die Rechnitzer Fenstergruppe.

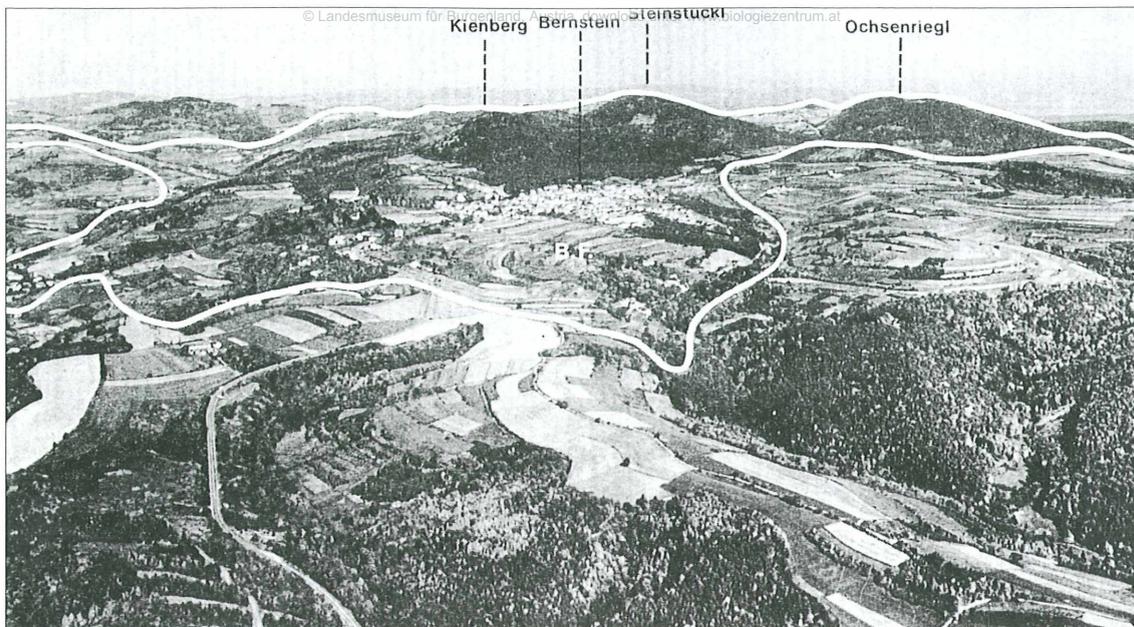


Abb. 8: Das Bernsteiner Fenster (freigegeben vom BMLV mit Zl. 13.080/663–1.6/83).  
B.F. = Bernsteiner Fenster.

### 3. Die Fortsetzung der Zentralzone der Ostalpen in die Kleinen Karpaten bzw. in das Pannonische Becken

#### 3.1. Ostalpen – Karpaten

Die Fortsetzung der tektonisch höheren Großeinheiten der Ostalpen (Kalkalpen, Flyschzone, Klippenbereiche, Molasse) in die Karpaten ist heute vor allem durch die Forschungs- und Aufschließungstätigkeit bei der Suche nach Kohlenwasserstoffen im Wiener Becken weitgehend geklärt, wozu sicherlich auch die geologische Zusammenarbeit beider Staaten beigetragen hat (A. KRÖLL & G. WESSELY, 1973; B. LESKO & I. VARGA, 1980).

Die Fortsetzung der kristallinen Zentralzone der Ostalpen (Pennin, Ostalpin) in die Kleinen Karpaten stieß jedoch auf große Schwierigkeiten, weil sich die benachbarten Gebirgsteile (Ostalpen: Leithagebirge, Kleine Karpaten: Hainburger Bergland) an der tertiärbedeckten Nahtstelle (Brucker Pforte) „fremd“ gegenüberstehen: Im Leithagebirge allgegenwärtige Spuren rückschreitender Metamorphose (in den Hüllschiefern des Grobgneises Chloritsäume um Granat, Biotit weitgehend in Chlorit umgewandelt, Staurolith pseudomorph als Cloritoid bzw. Serizit etc.) im Grundgebirge, die nachvariskischen Sedimente (alpiner Verrukano, Semmeringquarzit) sind epizonal metamorph.

Im Gegensatz dazu gibt es in den Kleinen Karpaten Granit, Glimmerschiefer mit unverändertem Biotit, Staurolith und Granat, die postvariskischen Klastika noch mit ursprünglichem Hämatit.

Von diesem Metamorphose-Hiatus abgesehen, finden wir jedoch beiderseits der Brucker Pforte eine durchaus ähnliche Gesteinsgesellschaft: Am Alpenostende Grobgneis mit Hüllschiefern, dort die gleich alten Granitoide um Hainburg und Preßburg, ebenfalls mit einer durchaus ähnlich zusammengesetzten Schieferhülle, nur die (regressive) jungalpidische Metamorphose ist deutlich geringer gewesen.

In der Zone von Pernek in den Kleinen Karpaten finden wir viele Eigentümlichkeiten der Wechselserie wieder: Den großen Reichtum an Metabasiten, den Graphitquarzit im Hangenden und schließlich auch das auflagernde Permoskyth + karbonatischer Trias in zentralalpiner Pazies (Semmeringtrias).

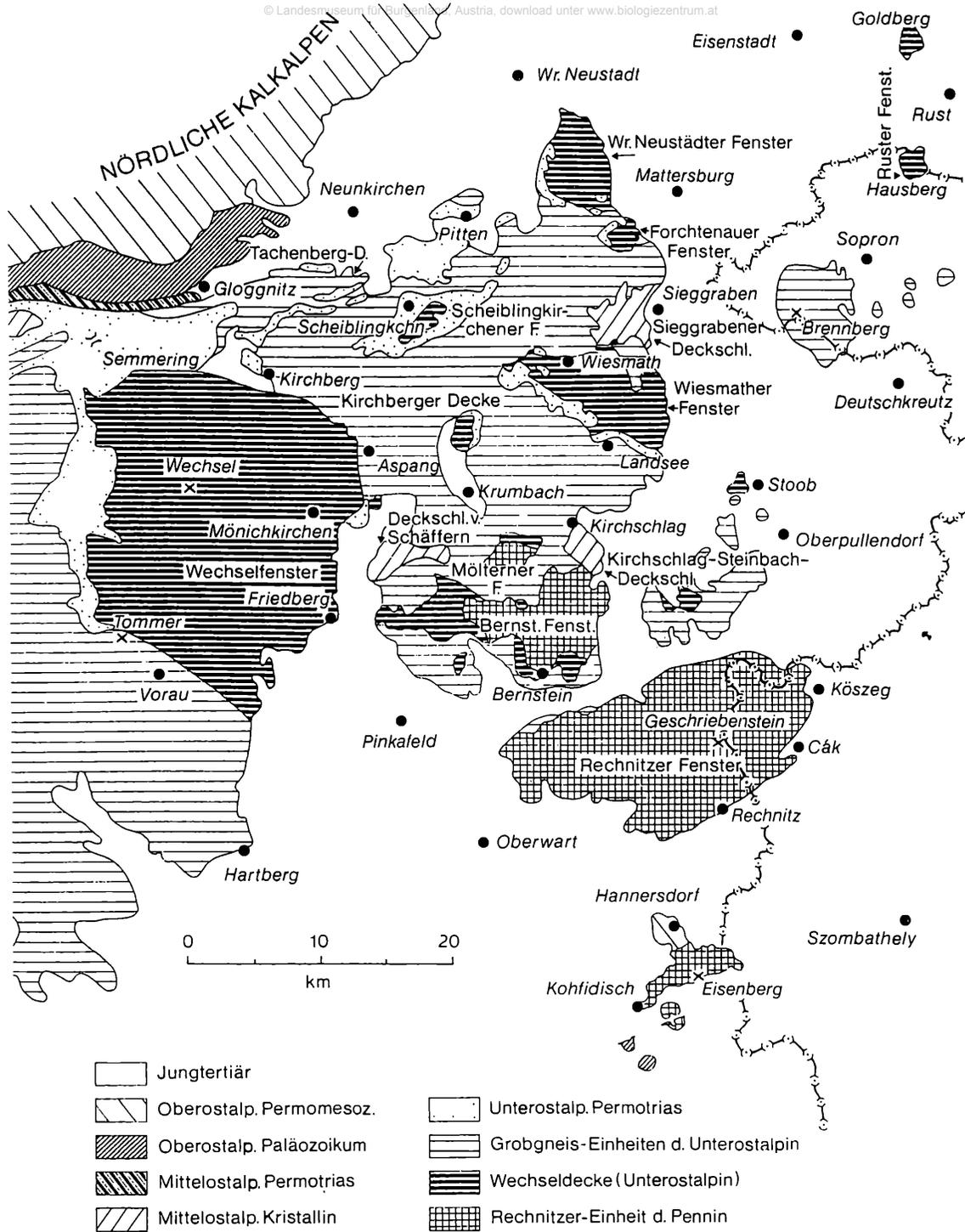


Abb. 9: Geologische Übersicht des Nordostsporns der Zentralalpen (nach A. TOLLMANN, 1975; z. T. geändert und ergänzt).

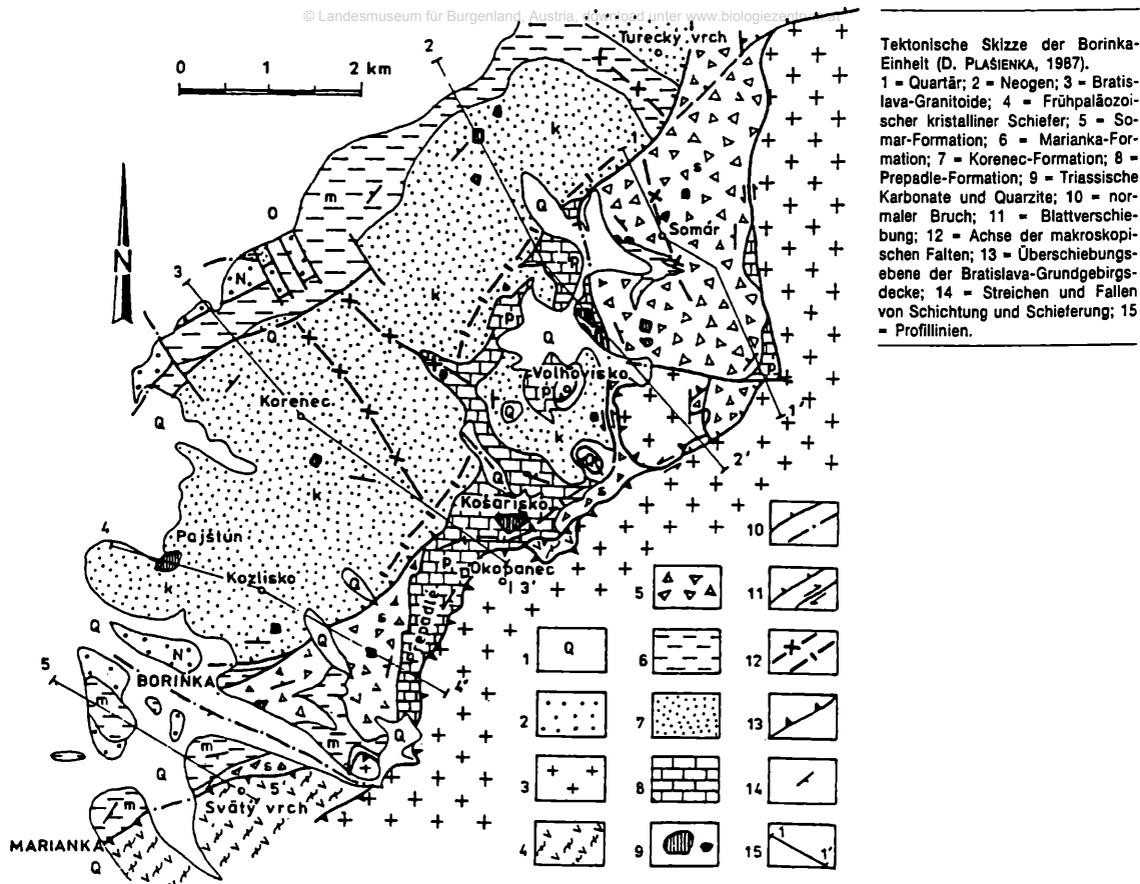


Abb. 10

Für die geringere Metamorphose in den Kleinen Karpaten gibt es eine einfache, akzeptable Erklärung: Die (jung)alpidische Metamorphose ist hier geringer gewesen, weil die Überlagerung durch die höheren Decken geringer war und daher die höheren Metamorphosetemperaturen der Ostalpen nicht erreicht wurden.

Nach heutiger Kenntnis besitzen die granitischen Gesteine der Kleinen Karpaten eine Schieferhülle aus Biotitglimmerschiefern mit aufgelagerter Trias in zentralalpiner Pазies (von D. PLAŠIENKA & M. PUTIS, 1987) als Devin-, Kuchyna- und Kadlubek-Folgen bezeichnet.

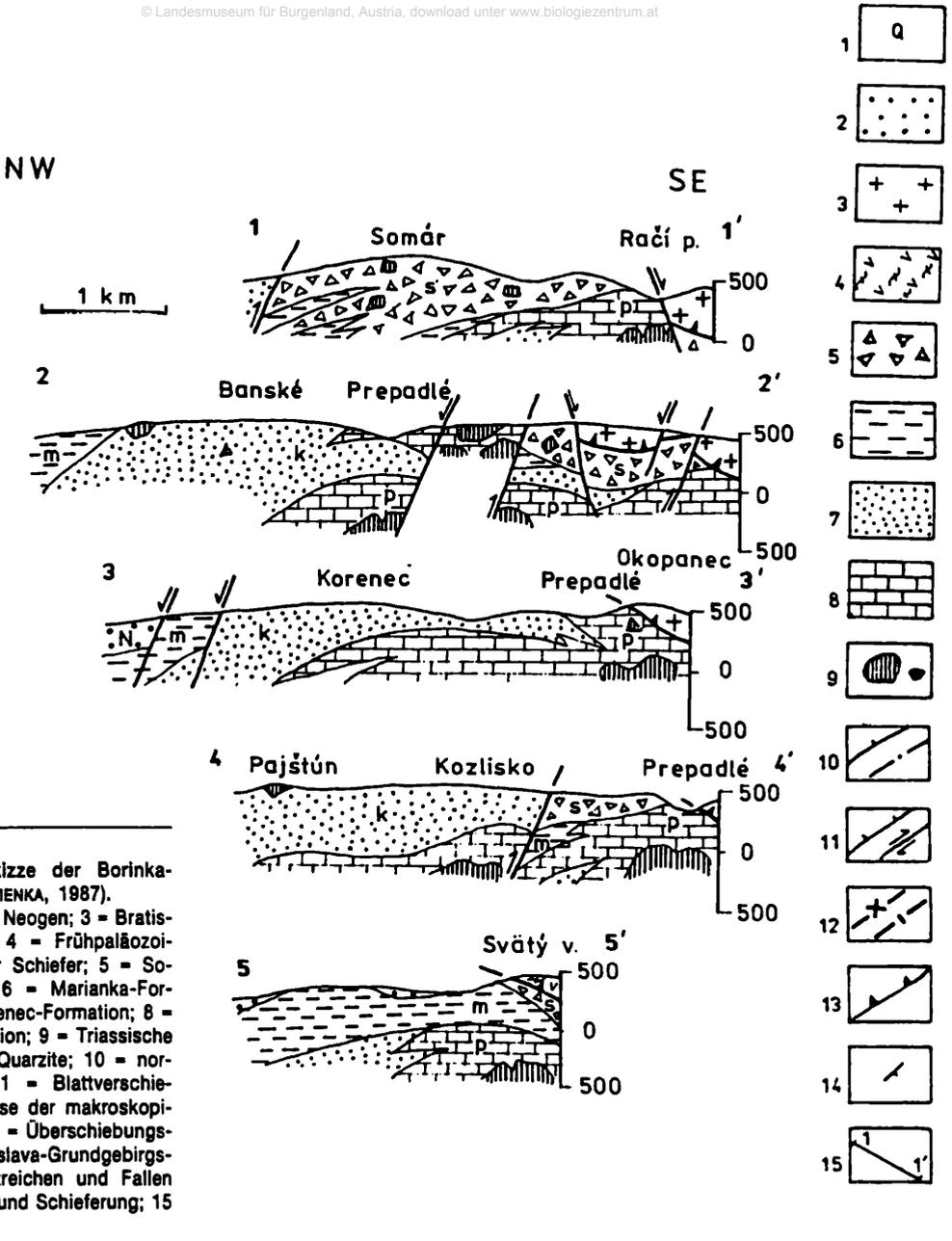
Die Marianka-(Marientaler) Schiefer und die Borinka-(Ballensteiner) Kalke jedoch sind von den Granitoiden bzw. ihrer Schieferhülle *überschoben* und damit in einem tektonisch tieferen Stockwerk als das Unterostalpin der Tatriden. Diese Überschiebung wurde übrigens von dem ungarischen Geologen GEŽA VON TOBORFFY schon 1915 erkannt und beschrieben.

Nach neuen geophysikalischen Untersuchungen sind die Preßburger Granitoide eine Schubmasse, die etwa 1 km mächtig ist.

Die Marianka-Schiefer und die Borinka-Kalke haben eine analoge tektonische Position wie das Penninikum am Alpenostrand, aber nicht nur das: Auch die Stratigraphie und Lithologie dieser Metasedimente ist sehr ähnlich denen im Rechnitzer Pennin, nur war eben die jungalpidische Metamorphose aus den oben angeführten Gründen (geringere Überlagerung) deutlich schwächer: So finden sich in den Borinka-Kalken noch Makrofossilien des Lias, die im Rechnitzer Pennin völlig zerstört wurden.

Wir können also mit guten Gründen diese Sedimentgesteine zufolge analoger Stratigraphie, Lithologie und tektonischer Position dem Rechnitzer Pennin gleichsetzen (A. PAHR, 1983).

Genauere Kenntnisse dieser Gesteine verdanken wir D. PLAŠIENKA (1987): Er bezeichnet sie mit dem Sammelbegriff *Borinka-Einheit*, die er lithologisch unterteilt in *Marianka-*



Tektonische Skizze der Borinka-Einheit (D. PLAŠIENKA, 1987).  
 1 = Quartär; 2 = Neogen; 3 = Bratislava-Granitoide; 4 = Frühpaläozoischer kristalliner Schiefer; 5 = Somar-Formation; 6 = Marianka-Formation; 7 = Koreniec-Formation; 8 = Prepadle-Formation; 9 = Triassische Karbonate und Quarzite; 10 = normaler Bruch; 11 = Blattverschiebung; 12 = Achse der makroskopischen Falten; 13 = Überschiebungsebene der Bratislava-Grundgebirgsdecke; 14 = Streichen und Fallen von Schichtung und Schieferung; 15 = Profilinien.

Abb. 11: Tektonische Profile durch die Borinka-Einheit.

*Koreniec-, Prepadle- und Somar-Formation.* Er zieht einen klaren Trennungsstrich zu der auf den tatrischen Decken abgelagerten Permotrias. Bei seiner *Borinka-Einheit* (tektonisch gleichzusetzen mit dem „Vahikum“ von M. MAHEL, 1981) handelt es sich nach seinen Forschungsergebnissen vor allem um jurassische, vielleicht auch z. T. in die Kreide hinaufreichende Sedimente. Das charakteristische Schichtglied ist der Borinkakalk: Dunkelgrau, massig, oft aber auch Lagenbau, lagenweise liassische Makrofaunen (Sinemur-Toarc). Häufig finden sich Triasquarzit und -dolomit eingeschuppt (wie im Rechnitzer Pennin!). PLAŠIENKA faßt die Borinkakalke als Schelfbildung auf, gekennzeichnet durch „mud flows“, mit Einlagerungen von Sandstein in den mittleren und oberen Teilen des kalkigen Komplexes. Gegen NW wechsellagern die Borinkakalke mit dunklen Tonschiefern der Marianka-Formation und den Mergel- und Flyschoiden Sandstein-Tonschieferlagen der Koreniec-Formation. Darüber liegt die brekzienreiche Somar-Formation, die auch Komponenten aus dem überlagernden Kristallin, aber auch aufgearbeitete Triasquarzite und -karbonate enthält. Die Mächtigkeiten sind beachtlich:

Prepadle-Formation 200–300 m, Korenec 600–800 m, Marianka 500 m, Somar 500 m, sodaß eine Gesamtmächtigkeit von ca. 2000 Metern vorhanden ist. Nach PLAŠIENKA (1987) handelt es sich um ein Teilgebiet des südpenninischen Troges, der nördlich der Tatriden lag und im Zuge jungalpidischer Bewegungen von diesen überschoben wurde.

### 3.2. Ostalpen – Pannonisches Becken

Im Soproner Gebirge können wir die Grobneiseinheit erkennen, bei Fertőrákos ist die Wechseleinheit aufgeschlossen bzw. erbohrt worden. Die weitere Fortsetzung der unterostalpinen Einheiten nach NE ist durch einige Tiefbohrungen bis etwa zur Donau wahrscheinlich. Auf Grund von Bohrungen sowie durch Messungen der magnetischen Vertikalintensität (die mit hoher Wahrscheinlichkeit die Ultrabasitkörper des Penninikums auch in größerer Tiefe nachweisen kann), können wir auch das Weiterstreichen der penninischen Zone der Ostalpen vom letzten Obertagsaufschluß östlich Kőszeg (Güns) am Nordwestrand der Kleinen Ungarischen Tiefebene bis zur Donau verfolgen. Diese Sachlage hat auch schon G. WEIN, 1973, auf Grund von Bohrungen in seiner Übersicht über die tektonischen Haupteinheiten Ungarns gezeichnet.

Viel schwieriger ist es jedoch, für die im Rechnitzer Pennin vorhandene, nach Westen abtauchende Subduktionszone die zugehörige (wahrscheinlich östlich davon gelegene) Riftzone zu finden. Teile einer solchen finden wir in NE-Ungarn, im Bükk-Gebirge, aufgeschlossen, mit prächtigen Pillowlaven im Egertal und mit der zugehörigen Ophiolithsuite sowie mit den zugehörigen Sedimenten, die (zwar mit wesentlich geringerer Metamorphose) in vielen Einzelheiten jenen von Rechnitz entsprechen.

Es erscheint natürlich sehr gewagt, solche Überlegungen über eine Entfernung von ca. 300 km anzustellen. Wenn wir jedoch bedenken, daß bei der jungalpidischen Gebirgsbildung gewaltige Scherbewegungen in SW-NE-Richtung entstanden sind, können wir annehmen, daß diese Riftzone vorher jedenfalls weiter im SW lag, dann erscheint diese Verbindung nicht mehr so abwegig. Es ist allerdings auch eine weiter westlich gelegene, heute zugedeckte Riftzone denkbar.

Über diese vorwiegend im Miozän erfolgten Nordost-Bewegungen mit den von der paläomagnetischen Forschung erkannten Rotationen sind wir durch die Arbeiten von Z. BALLA (1987) informiert: Zu Beginn des Neogens lagen die tektonischen Bauelemente des Pannonischen Beckens mehrere hundert Kilometer westlich, südwestlich und südlich ihrer heutigen Position. G. HAMOR (1988) hat in minutiöser Kleinarbeit die Zusammenhänge von Tektonik und Sedimentation im Pannonischen Becken im Neogen dargestellt und dadurch paläogeographische Rekonstruktionen auf eine feste Basis gestellt.

## 4. Ausblick

Wenn wir nun den größeren ostalpin-karpatisch-pannonischen Raum überblicken, so gewinnen wir den Eindruck eines riesigen „Brückenkopfes“, aus Tethysinventar und Grundgebirgsresten bestehend, aufgeschoben auf den eurasischen Kontinent infolge der Nordbewegung Afrikas im Neogen. Entscheidend war dabei der gewaltige Vorposten der Böhmisches Masse für die Südwest-Nordost gerichtete Scherungstendenz im pannonischen Raum. Diese Tendenz ist auch verantwortlich zu machen für das „displaced terrane“ des Bakony, und sie hat vielleicht auch eine Rolle gespielt bei den jungen Bewegungen an der Periadriatischen Naht.

Das sind weitere Themen dieses Raumes. Wesentlich erscheint neben der Lithologie der vorhandenen Gesteine auch die Berücksichtigung der jeweiligen großtektonischen Situation und der damit unterschiedlichen Metamorphosebedingungen beim Vergleich von Gebirgszonen. Sie könnten uns helfen, Zusammenhänge zu erkennen.

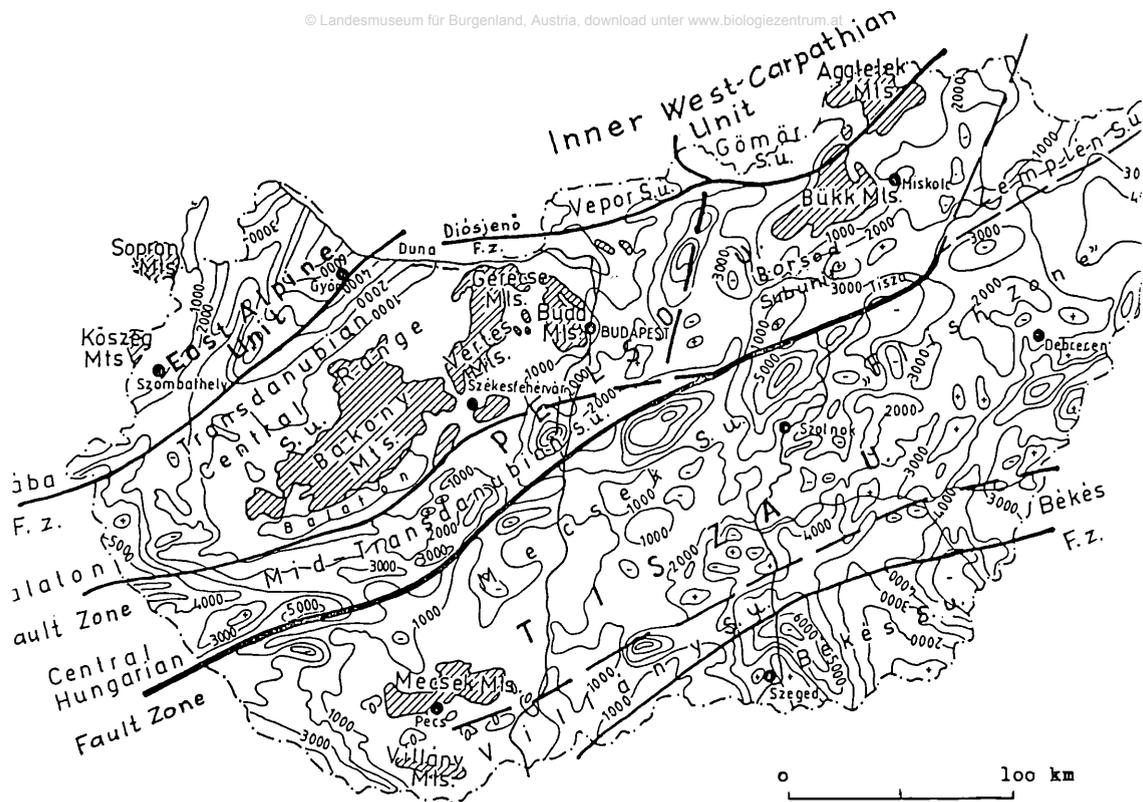


Abb. 12: K. BREZSNYANSZKY & J. HAAS: *The New Tectonic Map Of Hungary* 1986.

### Literatur (Auswahl)

- BALLA, Z.: The Carpathian Loop and the Pannonian Basin – a kinematic analysis. – Geophys. Transactions 30/4, 313–353, Budapest, 1984.
- FAUPL, P.: Zur Geologie des NW-Abschnittes des Wechselgebietes zwischen Trattenbach (NÖ) und Fröschnitz (Stmk) – Mitt. Ges. Geol. u. Bergbaustud., 19, 27–70, Wien, 1970.
- FAUPL, P.: Zur Geologie und Petrographie des südlichen Wechselgebietes. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 63, 22–52, Wien, 1972.
- FUCHS, W.: Großtektonische Neuorientierung in den Ostalpen und Westkarpaten unter Einbeziehung plattentektonischer Gesichtspunkte. – Jb. Geol. B.-A., 127/4, 571–632, Wien, 1984.
- HAMOR, G.: The Quantitative Method of Palaeogeographical Reconstruction. – Special Papers of MAFI, Budapest, 1983/2, 70 S.
- HAMOR, G.: Neogene Palaeogeographic Atlas of Central and Eastern Europe. – Budapest, 1988.
- KOLLER, F.: Petrologie und Geochemie der Ophiolite des Penninikums am Alpenostrand. – Jb. Geol. B.-A., 128/1, 83–150, Wien, 1985.
- KOLLER, F. & PAHR, A.: The Penninic Ophiolites on the Eastern End of the Alps. – Ofioliti, 5 (1980), 73–78, Florenz, 1980.
- KOLLER, F. & WIESENEDER, H.: Gesteinsserie und Metamorphose der Rechnitzer Serie im Burgenland und des Unterostalpins der Steiermark. – Fortschr. Min. 59, Bh. 2, 167–178, Stuttgart, 1981.
- KRÖLL, A. & WESSELY, G.: Neue Ergebnisse beim Tiefenaufschluß im Wiener Becken. – Erdöl-Erdgas Zschr., 89, Nov. 1973, 400–413, Hamburg–Wien, 1973.
- KUBOVICS, I.: A Nyugat-Magyarországi Crossitit Közöttani jellemzői és Genetikája (Petrologische Charakteristik und Genese des westungarischen Crossitits). – In ungar. Sprache mit engl. Zusammenfassung. Földtani Közlöny. 113, 207–224, Budapest, 1983.
- KÜMEL, F.: Die Siegrabener Deckscholle im Rosaliengebirge. – Min. Petr. Mittl. 47, Leipzig, 1935.
- LESKO, B. & VARGA, I.: Alpine Elements in the West-Carpathian structure and their significance. – Mineralia slov. 12/2, 97–130, Bratislava, 1980.
- MAHEL, M.: Island character of Klippen Belt: Vahicum – continuation of southern Penninicum in Westcarpathians. – Geol. Zbornik, 32/3, 293–305, Bratislava, 1951.

- MOHR, H.*: Versuch einer tektonischen Auflösung des Nordostsporns der Zentralalpen. – Denkschr. Akad. Wiss. math. naturw. Kl., 88, 633–652, Wien, 1912.
- MOSTLER, H. & PAHR, A.*: Triasfossilien im Cäker Konglomerat von Goberling. – Verh. Geol. B.-A., 1981/2, 83–91, Wien, 1981.
- PAHR, A.*: Das Burgenland – geologisches Grenzland zwischen Ostalpen, Karpaten und Pannonischem Becken. – Geogr. Jb. Bgld., 7, 27–38, Neusiedl/See, 1983.
- PLASIENKA, D.*: Lithological, sedimentological and paleotectonic pattern of the Borinka Unit in the Little Carpathians. – Mineralia slov. 19/3, 217–230, Bratislava, 1987.
- PLASIENKA, D. & PUTIS, M.*: Geological Structure of the Tatricum in the Male Karpaty Mts. – International Conference, Bratislava, October 1987, S. 51.
- SCHÖNLAUB, H. P.*: Schwamm-Spiculae aus dem Rechnitzer Schiefergebirge und ihr stratigraphischer Wert. – Jb. Geol. B.-A., 116, 35–49, Wien, 1973.
- WEIN, G.*: Zur Kenntnis der tektonischen Strukturen im Untergrund des Neogens von Ungarn. – Jb. Geol. B.-A., 116, 85–101, Wien, 1973.
- WESSELY, G.*: Zur Geologie und Hydrodynamik im südlichen Wiener Becken und seiner Randzone. – Mitt. österr. Geol. Ges., 76, 27–68, Wien, 1983.
- WIESENER, H.*: Studien über die Metamorphose im Altkristallin des Alpenostrandes. – Tschermaks Min. Petr. Mitt., 42, 136–181, Wien, 1932.

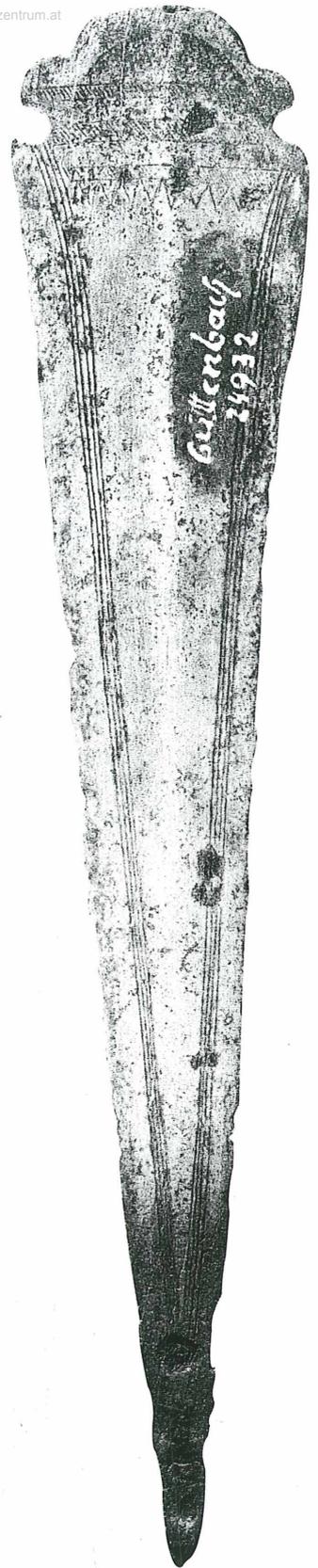
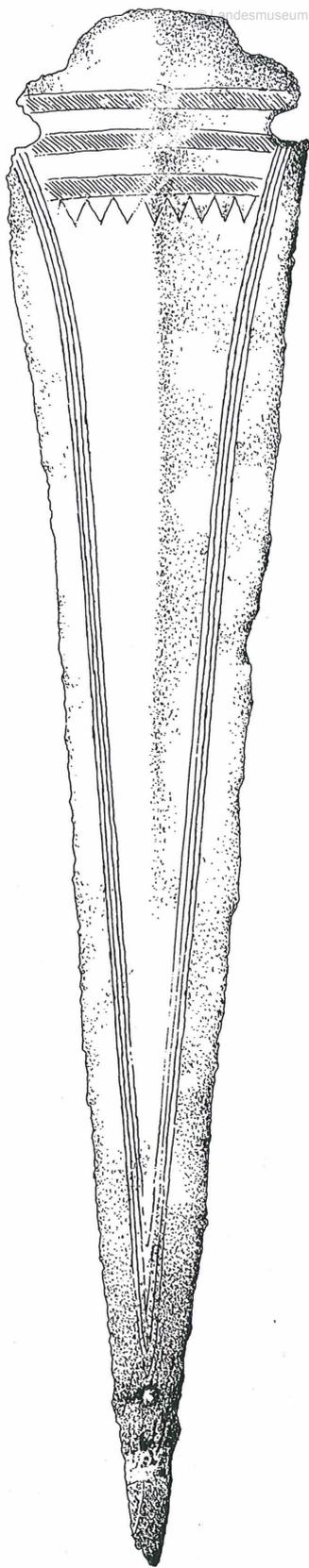


Abb. 2: Bronzedolch aus Güttenbach (Zeichenbug E. Morawitz, Foto Bgld. Landesmuseum)



Abb. 2: Bronzedolch aus Güttenbach (Zeichenbug E. Morawitz, Foto Bgld. Landesmuseum)

- MOHR, H.*: Versuch einer tektonischen Auflösung des Nordostsporns der Zentralalpen. – Denkschr. Akad. Wiss. math. naturw. Kl., 88, 633–652, Wien, 1912.
- MOSTLER, H. & PAHR, A.*: Triasfossilien im Căker Konglomerat von Goberling. – Verh. Geol. B.-A., 1981/2, 83–91, Wien, 1981.
- PAHR, A.*: Das Burgenland – geologisches Grenzland zwischen Ostalpen, Karpaten und Pannonischem Becken. – Geogr. Jb. Bgld., 7, 27–38, Neusiedl/See, 1983.
- PLASIENKA, D.*: Lithological, sedimentological and paleotectonic pattern of the Borinka Unit in the Little Carpathians. – Mineralia slov. 19/3, 217–230, Bratislava, 1987.
- PLASIENKA, D. & PUTIS, M.*: Geological Structure of the Tatricum in the Male Karpaty Mts. – International Conference, Bratislava, October 1987, S. 51.
- SCHÖNLAUB, H. P.*: Schwamm-Spiculae aus dem Rechnitzer Schiefergebirge und ihr stratigraphischer Wert. – Jb. Geol. B.-A., 116, 35–49, Wien, 1973.
- WEIN, G.*: Zur Kenntnis der tektonischen Strukturen im Untergrund des Neogens von Ungarn. – Jb. Geol. B.-A., 116, 85–101, Wien, 1973.
- WESSELY, G.*: Zur Geologie und Hydrodynamik im südlichen Wiener Becken und seiner Randzone. – Mitt. österr. Geol. Ges., 76, 27–68, Wien, 1983.
- WIESENEDER, H.*: Studien über die Metamorphose im Altkristallin des Alpenostrandes. – Tschermaks Min. Petr. Mitt., 42, 136–181, Wien, 1932.

# ZOBODAT - [www.zobodat.at](http://www.zobodat.at)

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Wissenschaftliche Arbeiten aus dem Burgenland](#)

Jahr/Year: 1998

Band/Volume: [100](#)

Autor(en)/Author(s): Pahr Alfred

Artikel/Article: [Zur Tektonik des Raumes Alpenostende - Karpaten - Pannonisches Becken. 57-70](#)