

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

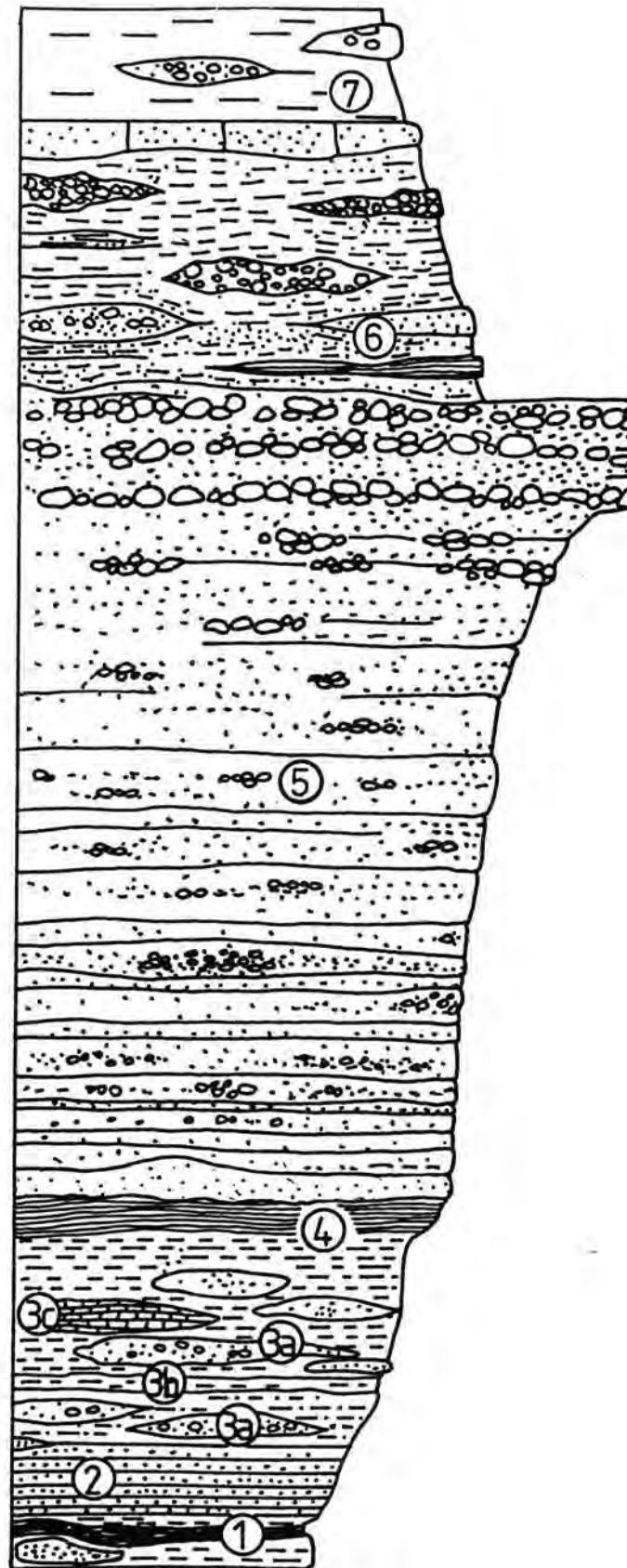


Abb.1: Lithologische Abfolge der Zöbing-Formation.

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 Gföhler 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 SiO₂-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.