

Jungpaläozoikum von Zöbing

(Oberes Karbon 323 bis 290 und Perm 290 bis 248 Millionen Jahre vor heute)

Mit Abbildung 1 bis 3, Tafel 1 bis 3 und Tabelle 1

Das Jungpaläozoikum von Zöbing wurde vom österreichischen Geologen Philipp A. HOLGER entdeckt. Er beschrieb das Sedimentvorkommen inmitten kristalliner Gesteine des Waldviertels als „Wiener Sandstein“ in den Erläuterungen zu seiner 1841 erschienenen „Geognostischen Karte des Kreises ob dem Manhartsberge“. Durch Paul PARTSCH wurde es 1848 zusammen mit den Vorkommen in der Boskowitz Furche in Mähren erstmals auf einer geologischen Karte dargestellt. PARTSCH stufte die Schichtfolge in das Rotliegende des Unteren Perms ein. Genauer begangen und kartiert wurde es dann vor 1849 von Johann ČŽJŽEK. Er wurde auf die fossile Flora im Schacht beim Rockenbauer-Keller, der zur Kohlegewinnung angelegt wurde, aufmerksam. Constantin von ETTINGSHAUSEN (1852) beschrieb diese Pflanzenreste. 1866 wies Eduard SUESS, ähnlich wie Paul PARTSCH, auf das Jungpaläozoikum von Zöbing als eine Verlängerung des „Rothliegenden der Zwittawa“ in Mähren hin. Auch Dionys STUR beschäftigte sich 1870 mit den damals aus Zöbing bekannten Pflanzen-Fossilien und stufte den damals bekannten Schichtkomplex auf Grund der Pflanzenfunde ebenfalls ins Perm ein.

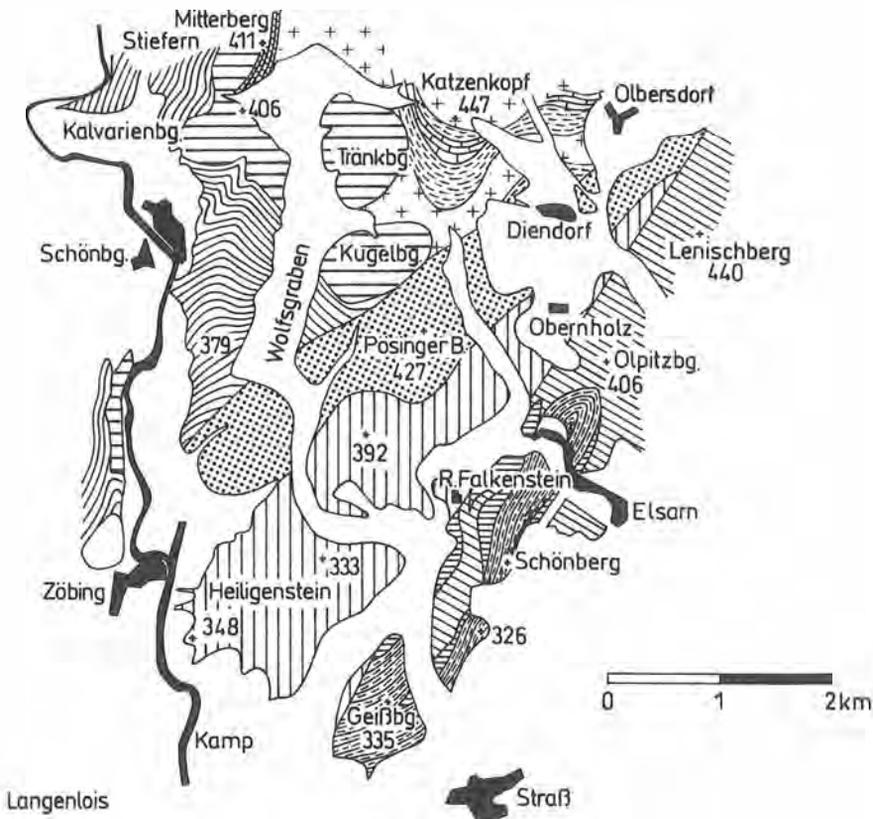
Mit der Bearbeitung des Kristallins der Böhmisches Masse durch Franz Eduard SUESS begannen die Erörterungen um die Diendorfer Bruchzone bzw. Blatt- oder Seitenverschiebungslinie, eine großtektonische Störung, deren Verlauf F. E. SUESS 1912 erstmals mit der Boskowitz Hauptstörung in Verbindung brachte. F. E. SUESS erkannte die Lage dieser jungpaläozoischen Sedimentfolge von Zöbing als tektonische Scholle in diesem Bruchsystem. Das tektonische Gesamtkonzept wurde aber erst durch Leo WALDMANN (1922) geklärt.

Mit einer zum heutigen Forschungsstand führenden Neukartierung und einer planmäßigen Fossilsuche wurde erst nach dem Zweiten Weltkrieg begonnen. Veranlaßt durch den Fund von *Alethopteris zelleri* (einem Samenfarn), weiters der im Profil deutlich höher gelegenen *Callipteris*-(Samenfarn) Floren sowie der Vulkanitgerölle wurde von Werner VASICEK bei der Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 1977 in Ottenstein und 1983 im Rahmen der Sonderausstellung im Krahuletz-Museum die zeitliche Einstufung des Jungpaläozoikums von Zöbing in das jüngere Oberkarbon (Stephan) und das Untere Perm (Autun und Saxon) vorgestellt (VASICEK 1977, 1983, 1991).

Geologische Grundlagen

Diese jungpaläozoische Sedimentfolge, die Zöbing-Formation, stellt den Rest einer ehemals großflächigen Sedimentbedeckung der Böhmisches Masse dar.

Im geologischen Kartenbild (Abb. 2) zieht die Westgrenze der Zöbing-Formation mit einer Reihe von meist steinbruchartigen Aufschlüssen entlang der bergseits gelegenen Häuserzeile im östlichen Ortsteil von Zöbing am Kamp über die Flanke des Heiligensteins. Morphologisch tritt die Westgrenze sehr deutlich als sockelartige Begrenzung des Heiligenstein-Berges zutage, der von der Hauptmasse der jungpaläozoischen Sandsteine und Arkosen (mürbe Sedimentgesteine, die überwiegend aus schlecht gerundetem Quarz und Feld-



MOLDANUBISCHE GESTEINE :

-  GFÖHLER GNEIS
-  AMPHIBOLIT
-  SCHIEFERGNEISE
-  GRANULIT & NEBENGESTEINE
-  GLIMMERSCHIEFER & DIAPHTHORITE

MORAVISCHE GESTEINE :

-  BITTESCHER GNEIS
-  FUGNITZER KALKSILIKATSCHIEFER
-  MORAVISCHER KALK
-  MORAVISCHE PHYLLITE & QUARZITE
-  MAISSAUER GRANIT

 ROTLIEGENDES

 TERTIÄR & QUARTÄR

Abb. 2: Geologische Übersichtskarte des Permokarbons von Zöbing, NÖ.

spatkörnern bestehen) aufgebaut wird. Ausgehend vom Westhang des Geißberges in Richtung Nordnordost werden die Sedimentgesteine nach Osten hin durch ein Teilstück der Diendorfer Blattverschiebung (= Störung von Falkenberg, nach WALDMANN 1922) begrenzt. Die Grenze zwischen der jungpaläozoischen Sedimentscholle und den kristallinen Gesteinen 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 über Oberholz bis südöstlich von Olbersdorf verfolgt werden. Die Nordgrenze des Jungpaläozoikums von Zöbing verläuft vom nördlichen Ortsende von Zöbing nach Nordost, schneidet den Lausergraben spitzwinkelig, überquert den Wolfsbachgraben und zieht in der weiteren Folge südöstlich des Pösingerberges bis Oberholz-Diendorf-Olbersdorf.

Der Sedimentkomplex des Jungpaläozoikums von Zöbing wird von moldanubischen kristallinen Gesteinen umrahmt. Aufgeschlossen sind im Osten Paragneise und Amphibolit und im Norden der Granulit von Zöbing-Diendorf. Bedingt durch die Diendorfer Störung ist der ursprünglich waagrecht liegende Sedimentkomplex nach Süden bis Südosten abgekippt, wodurch am West-Rand (Westrandprofil VASICEK 1977) der Sedimentscholle ein generelles Ost-West-Streichen und Einfallen der Sedimentgesteine nach Süden bis Südosten von durchschnittlich 30° bis 45° festzustellen ist. Daraus läßt sich die ursprüngliche Mächtigkeit der Sedimentbedeckung zur Zeit des Ober-Karbons und Perms ableiten: bei einer Rückkipfung ergibt sich eine 1000 m mächtige Schichtfolge (= ursprüngliche Sedimentbedeckung), die zwischen Zöbing am Kamp und Kammern liegt und den gesamten Heiligenstein umfaßt.

Durch Tektonik abgetrennt liegt im Süden an der Diendorfer Blattverschiebung im Bereich des Geißberges das Geißberg Sandstein-Member, wo schon VOHRZYKA (1958, 186) „rotviolette oder grüne feinsandige Schiefer mit einem gewissen Muskovitgehalt“ beobachtete, die „im Handstück von echten Werfener Schiefen nicht zu unterscheiden sind“ Dieses Schichtglied, das die höchsten Anteile der Sedimentserie darstellt, gehört wahrscheinlich nicht mehr zum Jungpaläozoikum, sondern ist mit Vorbehalt zur unteren Trias zu rechnen.

Die Schichtenfolge

In der Gesamtabfolge der Sedimentgesteine (Abb. 3) läßt sich eine Dreigliederung erkennen (VASICEK 1977, 1983). Der etwa 300 m mächtige basale und damit älteste Abschnitt der Sedimentdecke wird aus feinkörnigen, dunkelgrauen, gut laminierten bis geschichteten Silt- und Sandsteinen aufgebaut. Vereinzelt kommen in diesem Sediment graue bis schwarzgraue Kalkknollen vor. Dunkelgraue Siltsteine beinhalten organische Anteile in Form von Kohleflözchen und -schmitzen, aber auch inkohlte Fossilreste und Bröckchen fossiler Holzkohle („Fusit“). Dieses Schichtglied wurde von VASICEK (1991) als „**Leopoldacker Siltstein-Member**“ bezeichnet. In den Schichten nahe der Basis kommen z. T. gut erhaltene Pflanzenreste vor. Die fossile Flora besteht nach VASICEK (1983, 1991) aus mehreren Elementen. Als dominierendes Pflanzenfossil kommt der Samenfarne *Alethopteris zeilleri* (Taf. 2: Fig. 1, 2) vor, untergeordnet fanden sich andere Samenfarne wie *Callipteridium gigas*, *Alethopteris* cf. *bohemica* sowie kleine Wedel- und Fiederfragmente der Farne *Pecopteris cyathea*, *Pecopteris candolleana*, *Pecopteris arborescens*, *Pecopteris hemitelioides* und *Pecopteris dentata*. Auch Schachtelhalmgewächse sind mit Belaubungsresten, z. B. wirtelig um Ästchen angeordnete Blättchen, wie *Annularia stel-*

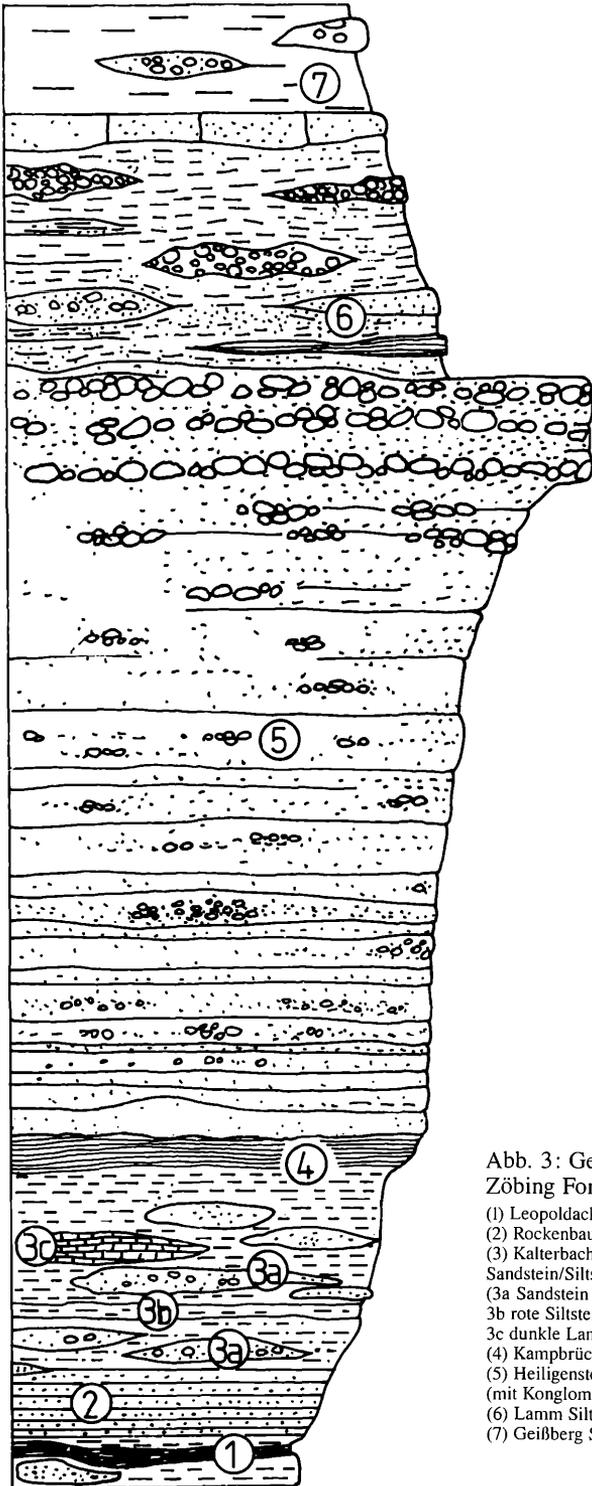


Abb. 3: Gesteinsabfolge der Zöbing Formation.

- (1) Leopoldacker Siltstein-Member,
- (2) Rockenbauer Sandstein-Member;
- (3) Kalterbachgraben Sandstein/Siltstein-Member
 (3a Sandstein und Arkosebänke;
 3b rote Siltsteine,
 3c dunkle Lamellenkalke);
- (4) Kampbrücke Siltstein-Member;
- (5) Heiligenstein Arkose-Member
 (mit Konglomerat-Lagen);
- (6) Lamm Siltstein/Arkose-Member;
- (7) Geißberg Sandstein-Member.

lata, und den dazugehörigen Fruchständen *Calamostachys tuberculata* (Taf. 2: Fig. 5) überliefert. Darüber hinaus fanden sich Äste von baumförmigen Schachtelhalmgewächsen, des sogenannten Röhrenbaumes *Calamites* (Taf. 3: Fig. 1, 2), wie z. B. Zweige mit Blattwirteln von *Asterophyllites equisetiformis* (Taf. 2: Fig. 6) sowie Ästchen- und Blattreste des Keilblattgewächses *Sphenophyllum oblongifolium*. Von E. FLÜGEL (1960) werden Süßwassermuscheln (Taf. 1: Fig. 7), aus den Kalkknollen von SCHINDLER & HAMPE (1996) Querschnitte von Süßwasserschnecken, verkieselte doppelklappige Schälchen von Muschelkrebsschalen (*Ostracoda: Carbonites* sp.), Zähnnchen von Knorpelfischen (des Süßwasserhaies *Acanthodes* sp.) und Schuppen und Zähnnchen der Knochenfisch-Familie? *Elonichthyidae* beschrieben.

Es folgen darüber geringmächtige ockerbraune Silt- und Sandsteine, die stellenweise in dünn-schichtige, warvenartig strukturierte „Brandschiefer“ übergehen. Häufig finden sich in diesen Schichten Tongerölle, resedimentierte plättchenförmig erhaltene Siltsteine und Sandsteingerölle. („**Rockenbauer Sandsteine-Member**“ nach VASICEK 1983, 1991). An Fossilien finden sich vor allem Koniferenreste. Es handelt sich nach W. VASICEK (1983) um Aststücke, benadelte Zweige und Zapfen der unserer Zimmertanne (*Araucaria excelsa*) nahestehenden *Lebachia* (*Walchia*) *piniformis* und *Ernestiodendron* (*Walchia*) *fliciformis* (Taf. 1: Fig. 1 bis 5), seltener um Fieder- und Blattreste der *Samenfarne Callipteris conferta* (Taf. 2: Fig. 3), *Odontopteris lingulata* und *Odontopteris subcrenulata*. Ferner beschrieben SCHINDLER & HAMPE (1996) aus dem „Brandschiefer“ plattgedrückte Schälchen von Muschelkrebsschalen (Ostracoden), ein Fragment eines Insektenflügels (wahrscheinlich von den schabenartigen Blattodea) und Zähnnchen von Knorpelfischen (der Süßwasserhaie *Triodus* sp., *Plicatodus* sp., und *Acanthodes* sp.), Zähnnchen und Schuppen von Knochenfischen (Familie? *Elonichthyidae* und *Paramblypterus* sp.) und Fischkoprolithen.

Über den Sedimenten des „Rockenbauer Sandstein-Members“ setzen an der Basis des nächsten Schichtgliedes unvermutet massive Sandsteinbänke ein. Es stellt dies einen Umschwung zu einer episodenhaften Sedimentation dar, und es kommt zur Wechsellagerung von Sandsteinbänken mit Ton- und Siltlagen. Stellenweise ist der Feldspatgehalt in den Sandsteinbänken höher als 25 %, sodaß das Gestein als Arkose bezeichnet wird. Weiters finden sich dunkle Lamellenkalk, eine Lage roter Siltsteine, eine Tufflage und eine fossilführende Kalkbank eingeschaltet in diese Abfolge („**Kalterbachgraben Sandstein/Siltstein Wechselfolge-Member**“, VASICEK 1991, SCHINDLER & HAMPE 1996). Die einzigen aus diesen Schichten bekannten Fossilien stammen aus der Kalkbank, es sind doppelklappig erhaltene Schalen von Muschelkrebsen (Ostracoden), Zähnnchen von Knorpelfischen (*Acanthodes* sp.) sowie Zähnnchen und Schuppen von Knochenfischen (Familie? *Elonichthyidae*) (SCHINDLER & HAMPE, 1996).

In den jüngsten Schichten dieser basalen Gesteinsfolge kommt es zu Sedimentationsbedingungen, die wieder jenen des „Leopoldacker Siltstein-Members“ ähnlich sind, die größeren Sedimente bleiben zurück. In den gut geschichteten Siltsteinen, die in größeren Abständen durch Arkosenbänke untergliedert sind, finden sich kohlige Anreicherungen und zwei Fossilhorizonte (= „**Kampbrücke Siltstein-Member**“ nach VASICEK 1991). Der untere Horizont barg eine reichhaltige Samenfarne („*Callipteris*“)-Flora (Taf. 2: Fig. 5) mit *Callipteris naumannii*, untergeordnet *Callipteris conferta*, *Callipteris nicklesi*, *Callipteris* sp. und einem Exemplar von *Callipteris bibractensis*. Darüber hinaus konnten Reste der Samenfarne *Reticulopteris germari*, *Neuropteris cordata*, *Odontopteris lingulata* und der

Schachtelhalmgewächse *Calamites cisti*, *Annularia carinata*, *Annularia stellata*, *Annularia spicata*, *Calamostachys tuberculata*, und *Asterophyllites dumasi* (Taf. 2: Fig. 5, 6; Taf. 3: Fig. 1, 2) nachgewiesen werden (VASICEK 1974, 1977, 1983). In einem höher gelegenen Abschnitt kommen kleine Zweiglein der Koniferen *Ernestiodendron (Walchia) filiciformis* und *Lebachia (Walchia) speciosa* vor. Auch *Gomphostrobus bifidus* (Taf. 1: Fig. 5) konnte häufig beobachtet und gesammelt werden. Weiters fanden sich Süßwassermuscheln (Taf. 1: Fig. 7) (FLÜGEL 1960) und der Flügelrest des schabenartigen Insektes *Sysciophlebia* sp. (BACHMAYER & VASICEK 1967).

Die vereinzelt in die höchste Siltsteinfolge eingeschalteten Arkosenbänke stellen eine Übergangszone zu dem etwa 680 bis 700 Meter mächtigen Mittelabschnitt des Profiles dar. Dieser umfaßt etwa 700 m mächtige, durch Fugen deutlich voneinander getrennte Arkosenbänke, die von unterschiedlicher Mächtigkeit sind („**Heiligenstein Arkose-Member**“ nach VASICEK 1991). Es fehlen feinere Sedimente (Tone und Silte); diese Arkosen wurden wahrscheinlich in der Randfazies bei relativ kurzen Transportstrecken abgelagert. Nahe der Oberkante dieser Arkosenbänke kommt es durch ein Zunehmen von Kristallingeröllern zu mächtigen Konglomeratbänken („**Heiligenstein Konglomerat-Lagen**“ nach VASICEK 1991). Zwischen den Bänken treten nun gröbere Sedimente auf. Da nur vereinzelt Schichtfugen wahrnehmbar sind, kommt eine massive Gesteinsserie zustande. Als hauptsächliche Geröllkomponente kommt Granulit vor, wobei einzelne Geröllstücke bis zu einem Meter Durchmesser beobachtet werden konnten. Untergeordnet finden sich Gerölle aus Quarz und Marmor, selten Gföhler Gneis, aber auch Gerölle von eindeutigen Vulkaniten ohne jede Deformation, aber intensiver Zersetzung (Rhyolite, \pm Rhyodazite, „Hornblendedazit“; Bestimmung FRANK, briefliche Mitteilung).

Ein Zurücktreten der groben Sedimente ist für den etwa 400 m mächtigen, darüber folgenden jüngsten Profilabschnitt charakteristisch. Es handelt sich um eine Abfolge von rotbraunen Siltsteinen, die mit „reschen“ Arkosen wechsellagern. In diesen Arkosen sind kaum verwitterte rötliche Kalifeldspäte auffällig („**Lamm Siltstein/Arkose-Member**“ nach VASICEK 1991). In feineren Sedimenten dieses Abschnittes sind Einschaltungen von kieselsäurereichen dunkelgrauen Kalksteinen festzustellen. Eine abwechslungsreiche Folge von roten, grauen bis grünlichen Tönen, in die Sandstein- und Arkoselinsen eingeschaltet sind, bildet den höchsten Abschnitt und Abschluß des Zöbinger Weststrandprofils („**Geißberg Sandstein-Member**“ nach VASICEK 1991).

Tafel 1

Fig. 1: Nadelbaum: „*Walchia*“ sp.: Stammstück mit Ästchen.

Fig. 2: Nadelbaum: „*Walchia*“ sp.: verschieden starke Zweige.

Fig. 3: Nadelbaum: *Lebachia (Walchia) piniformis*, Zweig.

Fig. 4: Nadelbaum: *Ernestodendron (Walchia) filiciformis*, Zweig.

Fig. 5: Nadelbaum: *Gomphostrobus bifidus* — ein gegabelter Blattpfand, der an den Hauptachsen und in den Blütenständen dieser Nadelbäume saß.

Fig. 6: Blattrest eines Cordaitenbaumes.

Fig. 7: Süßwassermuschel.



1



2



5



3



7



4



6

Altersstellung und Ablagerungsbedingungen der Zöbinger Fossilien und Sedimentgesteine

Die Sedimentgesteins-Serie von Zöbing, die Zöbing-Formation, läßt einen zusammenhängenden (in einer durchgehenden Zeitabfolge zustande gekommenen) Schichtaufbau erkennen. Durch Pflanzenfossilien, deren zeitliche Verbreitung bekannt ist, kann das geologische Alter der Sedimente von Zöbing mit biostratigraphischen Methoden eingegrenzt werden.

Im „Leopoldacker Siltstein-Member“ findet sich ein Massenvorkommen des Samenfarne *Alethopteris zeileri* und ähnlicher Formen. Es kommen auch eine Reihe von Pecopteriden, aber nur wenige Koniferen vor, sodaß das „Leopoldacker Siltstein-Member“ ins Oberkarbon (Stephan) gestellt werden kann.

Für das „Rockenbauer Sandstein-Member“ ist der Samenfarn *Callipteris conferta* und sehr häufig auch die Konifere *Ernestiodendron (Walchia) filiciformis* nachgewiesen, was auf ein unterpermisches Alter (Unterrotliegend, Autun) hinweist. Gleiches gilt auch für die höheren Anteile des „Kampbrücke Siltstein-Members“, wo neben einer Reihe von Samenfarne („Callipteriden“) ebenfalls *Callipteris conferta* nachgewiesen ist und weiters mit dem Samen *Samaropsis crampii* und der Schachtelhalmfruktifikation *Calamostachys dumasii* für das Unterrotliegend typische Fossilien vorkommen. Auch kommt hier eine jüngere Einstufung kaum in Frage, da die zeitliche Verbreitung des Samenfarne *Reticulopteris germari* auf das Autun beschränkt bleibt (VASICEK 1977).

Mit dem Einsetzen der „Heiligenstein Konglomerat-Lagen“ nahe der Oberkante des „Heiligenstein Arkose-Members“ kommen auch Vulkanitgerölle vor. Das Einsetzen einer grobklastischen Fazies und das Auftreten von Abtragungsprodukten aus vulkanischen Serien ist nach FALKE (1972) als Auswirkung der saalischen Phase anzusehen, die die Grenze vom Unterrotliegenden (Autun) zum Oberrotliegenden (Saxon) charakterisiert (vergleiche VASICEK 1977).

SCHINDLER & HAMPE (1996) interpretieren den Ablagerungsbereich als ursprüngliche kleine, seichte eutrophe Seen mit vegetationsreicher Uferzone oder größere, zeitweise stagnierende Tümpel im Bereich von Flußschlingen (siehe Abb. 1, Rekonstruktion nach A. PAPP und W. VASICEK 1980, 1983).

Tafel 2

Fig. 1: Baumförmiger Samenfarn: *Alethopteris* sp., Wedelfragment.

Fig. 2: Baumförmiger Samenfarn: *Alethopteris* sp., Blattfiederfragment.

Fig. 3: Farnlaubige Samenpflanze: *Callipteris* sp., Gipfelstück eines Fieders.

Fig. 4: Baumförmige Farnpflanze: *Pecopteris hemiteloides*, Fiederfragment.

Fig. 5: Schachtelhalmartiger Röhrenbaum (*Calamites*): *Calamostachis* sp., Sporangienähre.

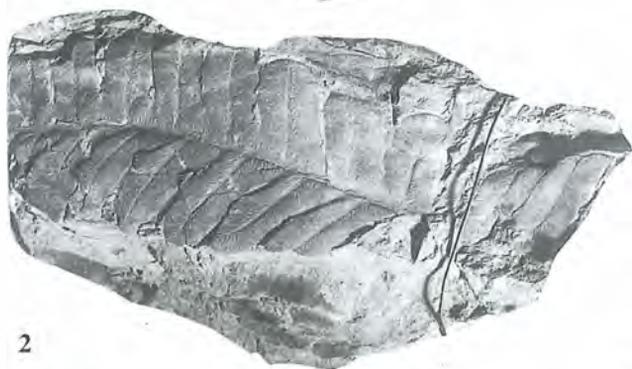
Fig. 6: Schachtelhalmgewächs: *Asterophyllites equisetiformis*, Zweigfragment (daneben ein Nadelbaum-Ästchen).



1



3



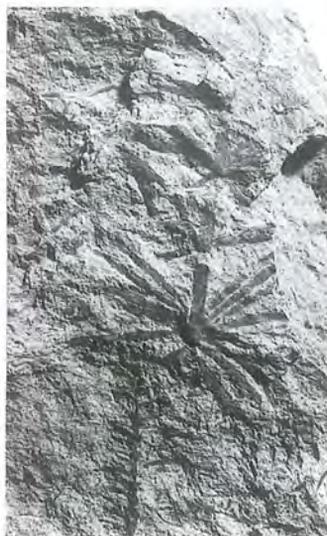
2



4



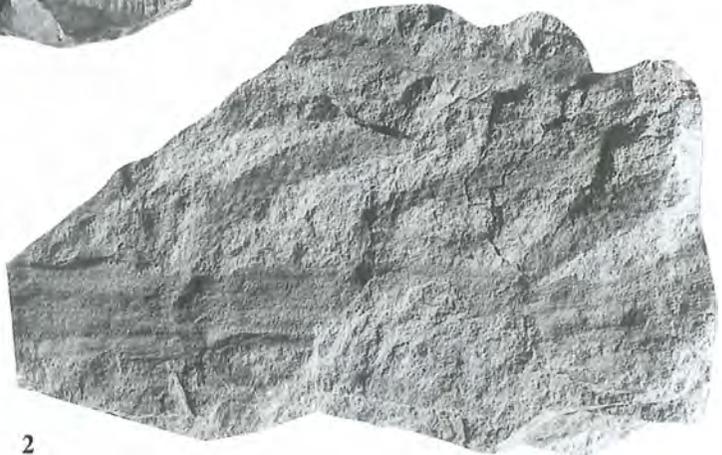
5



6



1



2

Tafel 3

Fig. 1: Schachtelhalmartiger Röhrenbaum: *Calamites* sp., Innenabdruck des Markhohlraumes.

Fig. 2: Schachtelhalmartiger Röhrenbaum: *Calamites* sp., Ast mit anhaftenden Fruktifikationen.