

Geinitz 2014

Exkursionsführer

/ Field trip guide



Stratigraphie und Ablagerungsbedingungen der Kreide in Sachsen (Elbtal-Gruppe, Cenomanium–Unterconiacium)

Stratigraphy and depositional setting of the Cretaceous in Saxony (Elbtal Group, Cenomanian–Lower Coniacian)

Markus Wilmsen und Birgit Niebuhr

Senckenberg Naturhistorische Sammlungen Dresden, Museum für Mineralogie und Geologie, Sektion Paläozoologie, Königsbrücker Landstraße 156, 01109 Dresden, Deutschland; markus.wilmsen@senckenberg.de, birgit.niebuhr@senckenberg.de

Revision accepted 23 September 2014.

Published online at www.senckenberg.de/geologica-saxonica on 14 October 2014.

Kurzfassung

Die integrierte Stratigraphie und Ablagerungsbedingungen der Kreide in Sachsen (Elbtal-Gruppe, Cenomanium bis Unterconiacium) werden in einem NW–SE-Schnitt von distal nach proximal anhand ausgewählter Aufschlüsse vorgestellt. Die Elbtal-Gruppe bildete sich in einem schmalen Meeresbecken zwischen der Mitteleuropäischen Insel im Südwesten und der Westsudetischen (oder Lausitzer) Insel im Nordosten. Lithofaziell wird die Elbtal-Gruppe durch fluviatile und marine Sandsteine, karbonatische Siltsteine (Pläner), Mergel und Mergelkalke geprägt, die sich nach dem Nivellieren der prä-Transgressionstopographie im späten Cenomanium auf einem gradierten Schelf in Abhängigkeit von Wassertiefe und -energie abgelagerten. Die distalen Mergel und Pläner werden in Stopp 1 thematisiert. Die Stopps 2 und 3 widmen sich dem Transgressionsgeschehen während des späten Cenomanium. In den Stopps 4–7 nähert sich die Exkursionsroute paläogeographisch zunehmend der proximalen, sandigen Küstenfazies an, um im letzten Stopp an der Lausitzer Überschiebung, der nordöstlichen Randstörung der Elbtal-Gruppe, zu enden. Dabei werden auch Zusammenhänge zwischen Stratigraphie, Strukturgeologie und dem Landschaftsbild thematisiert. Der Makrofossilreichtum der Elbtal-Gruppe erlaubt eine detaillierte biostratigraphische Gliederung, und auf Meeresspiegelschwankungen beruhende sedimentäre Diskordanzen bilden die Basis für weitreichende sequenzstratigraphische Korrelationen.

Abstract

The integrated stratigraphy and depositional environments of the Saxonian Cretaceous (Elbtal Group, Cenomanian to Lower Coniacian) are detailed in a NW–SE transect from distal to proximal visiting selected outcrops. The sediments of the Elbtal Group formed in a narrow basin between the Mid-European Island in the southwest and the Westsudetic or Lusatian Island in the northeast. In terms of lithofacies, the Elbtal Group comprises fluvial and marine sandstones, calcareous siltstones (Pläner) as well as marls and marly limestones that have been deposited – after the levelling of the Cenomanian pre-transgression topography – in response to changing hydrodynamic properties on a grain-size graded shelf. The distal marls and Pläner deposits are the topic of stop 1 while stops 2 and 3 unravel the Late Cenomanian transgression history. During stops 4–7, the excursion route is palaeogeographically onshore-directed, focussing on the proximal sandy lithofacies. At the last stop, the field trip ends at the Lausitz thrust fault, forming the northeastern tectonic border of the Elbtal Group. Furthermore, relationships between stratigraphy, structural geology and geomorphology are discussed. The rich macrofossil content of the Elbtal Group allows a detailed biostratigraphic subdivision of the succession while sea level-controlled sedimentary unconformities form the basis for sequence stratigraphic correlations.

1. Einleitung

Im Bereich des Elbtales zwischen Meißen und der Grenze zur Tschechischen Republik sind in Sachsen (Deutschland) Sedimentgesteine der tieferen Oberkreide (Cenomanium–Coniacium, ca. 98–88 Millionen Jahre vor heute) sehr gut erschlossen. Diese Elbtalkreide nimmt eine wichtige vermittelnde Position zwischen den Ablagerungen des temperierten Boreals im Norden (z. B. norddeutsche Kreidevorkommen) und den tethyalen Warmwasservorkommen im Süden ein. Sie wurde in einer recht engen Meeresstrasse zwischen der Westsudetischen (oder auch: Lausitzer) Insel und der Rheinisch-Böhmischen Masse (= Mitteleuropäische Insel) abgelagert und zeigt starke litho- und biofazielle Beziehungen zu zeitgleichen Ablagerungen und Faunen des Böhmisches Kreidebeckens im Südosten. Lithologisch ist die Elbtalkreide durch fluviatile und marine Sandsteine, Siltsteine, Tone, Mergel und Mergelkalke dominiert, die heute in der so genannten Elbtal-Gruppe lithostratigraphisch zusammengefasst werden (Tröger & Voigt in Niebuhr et al. 2007). Die Elbtalkreide ist ein klassisches Gebiet der geognostischen Forschung in Deutschland und geowissenschaftlich (stratigraphisch, sedimentologisch und paläontologisch) detailliert untersucht worden. Der Fokus der Exkursion liegt auf der Schichtenfolge (Stratigraphie), der Litho- und Biofazies und den Ablagerungsbedingungen der Elbtal-Gruppe.

2. Geologischer Überblick

Paläogeographisch gehören die Sedimentgesteine der Elbtal-Gruppe eher zum südöstlichen Bereich des norddeutschen Kreideschelfs, auch wenn die Fazies starke Ähnlichkeiten zu der des Böhmisches Kreidebeckens aufweist (Abb. 1). Die Elbtalkreide bildete sich in einem schmalen Meeresbereich zwischen dem Böhmisches Massiv als östlichem Teil der Mitteleuropäischen Insel im Südwesten und einer Insel im Nordosten, die durch den Lausitz-Block gebildet wurde (Westsudetische oder Lausitzer Insel). Dieses Teilbecken wird im Folgenden als Sächsisches Kreidebecken bezeichnet. Heute ist die Füllung des Beckens in einem tektonischen Halbgraben erhalten, dessen aktive NE-Grenze durch die Lausitzer Überschiebung gebildet wird. Die nordöstliche Begrenzung der heutigen Kreideverbreitung ist also tektonisch bedingt. Die Mächtigkeitzunahme der Kreidesedimente in Richtung auf die Randstörung auf bis zu 1.000 m und fazielle Daten (konglomeratische Schüttungen) lassen vermuten, dass die Lausitzer Überschiebung zumindest ab dem (mittleren) Turonium als synsedimentär aktives Strukturelement die Sedimentation in der Elbezone beeinflusste (Voigt 1994, 2009). Sie steht damit im direkten geodynamischen und temporären Zusammenhang mit einer ganzen Reihe NW/SE-streichender Strukturen in

Mitteleuropa, die im Zuge einer früh-oberkretazischen Änderung im Bewegungssinn von Afrika und Iberia zur Europäischen Platte durch Einengung charakterisiert waren (Kley & Voigt 2008, Voigt 2009).

Trotz der potentiell durch synsedimentäre Tektonik beeinflussten Sedimentation lassen sich in der Elbtalkreide eine ganze Reihe von sedimentären Sequenzen und Sequenzgrenzen zeitlich und räumlich recht gut fassen, deren gute Korrelation mit zeitgleichen früh-oberkretazischen Abfolgen in anderen Kreidebecken eine vorwiegend eustatische Kontrolle wahrscheinlich erscheinen lässt (Tröger & Voigt 1995, Voigt & Tröger 1996, S. Voigt et al. 2006, Wilmsen & Niebuhr 2009, Wilmsen et al. 2010, 2011, Niebuhr et al. 2011, 2012, Wilmsen & Nagm 2013). Eine aktuelle sequenzstratigraphische Zusammenfassung präsentieren Janetschke & Wilmsen (2014).

Der folgende geologische Überblick orientiert sich an der aktuellen lithostratigraphischen Gliederung der Elbtal-Gruppe (Tröger & Voigt in Niebuhr et al. 2007, s. Abb. 2). Dabei sind die Formationen der Zittauer Kreide nicht berücksichtigt worden.

Ein erster Meeresvorstoß in die Elbezone erfolgte vor etwa 98–97 Millionen Jahren (Ma) im späten Untercenomanium von Norden her. Diese Transgression erreichte das heutige Meißen (Meißen-Formation, Prescher & Tröger 1989, Tröger & Voigt in Niebuhr et al. 2007). Konglomeratische, sandige Bioklastkalke weisen einen küsten- und klippennahen, gegliederten Ablagerungsraum aus. Die Reichweite der Meißen-Formation wird gewöhnlich auf das obere Untercenomanium beschränkt. Allerdings legt das Vorkommen eines turrilitiden heteromorphen Ammoniten nahe, diese bis in das untere Mittelcenomanium auszudehnen (Wilmsen & Nagm 2014). Die fluviatilen Sedimente der Niederschöna-Formation (Voigt 1998) werden mit einem fortschreitenden Anstieg des Meeresspiegels im Mittelcenomanium in Verbindung gebracht (rückwärts-gerichtetes Aufschottern der Flussläufe bei Anwachsen des verfügbaren Platzes bzw. Anheben der Erosionsbasis). Eine bedeutende marine Transgression erfolgte im Obercenomanium über ein ausgeprägtes Relief von Niederungen (in verwitterungsanfälligen Gesteinen, z. B. permischen Sedimenten) und Schwellen (gebildet durch verwitterungsresistente Gesteine wie Granitoide). Der Sedimenteintrag erfolgte überwiegend von Südwesten (Erzgebirge als Teil des Böhmisches Massivs) und von Nordosten (Westsudetische Insel). Dabei verlief eine Kette von isolierten Inseln und Schwellen entlang des südwestlichen Randes des Sächsisches Kreidebeckens (Seifert 1955, Tröger 1956, Voigt et al. 1994, S. Voigt et al. 2006, Wilmsen et al. 2011). Die Obercenomanium-Transgression geschah in zwei Schüben, der *naviculare*- und der *plenius*-Transgression. Im frühen Obercenomanium (*Calycoceras-naviculare*-Zone) wurden zunächst die flachmarinen Sande, Silte und glaukonitischen Mergeltone der Oberhäslich- und Mobschatz-Formationen abgelagert. Sie führen eine diverse makrobenthische Fauna, insbesondere Muscheln. Charakteristisch sind Schilllagen der Austern *Rhynchostreon suborbiculatum* (Lamarck) und *Rastellum carinatum* (Lamarck) sowie

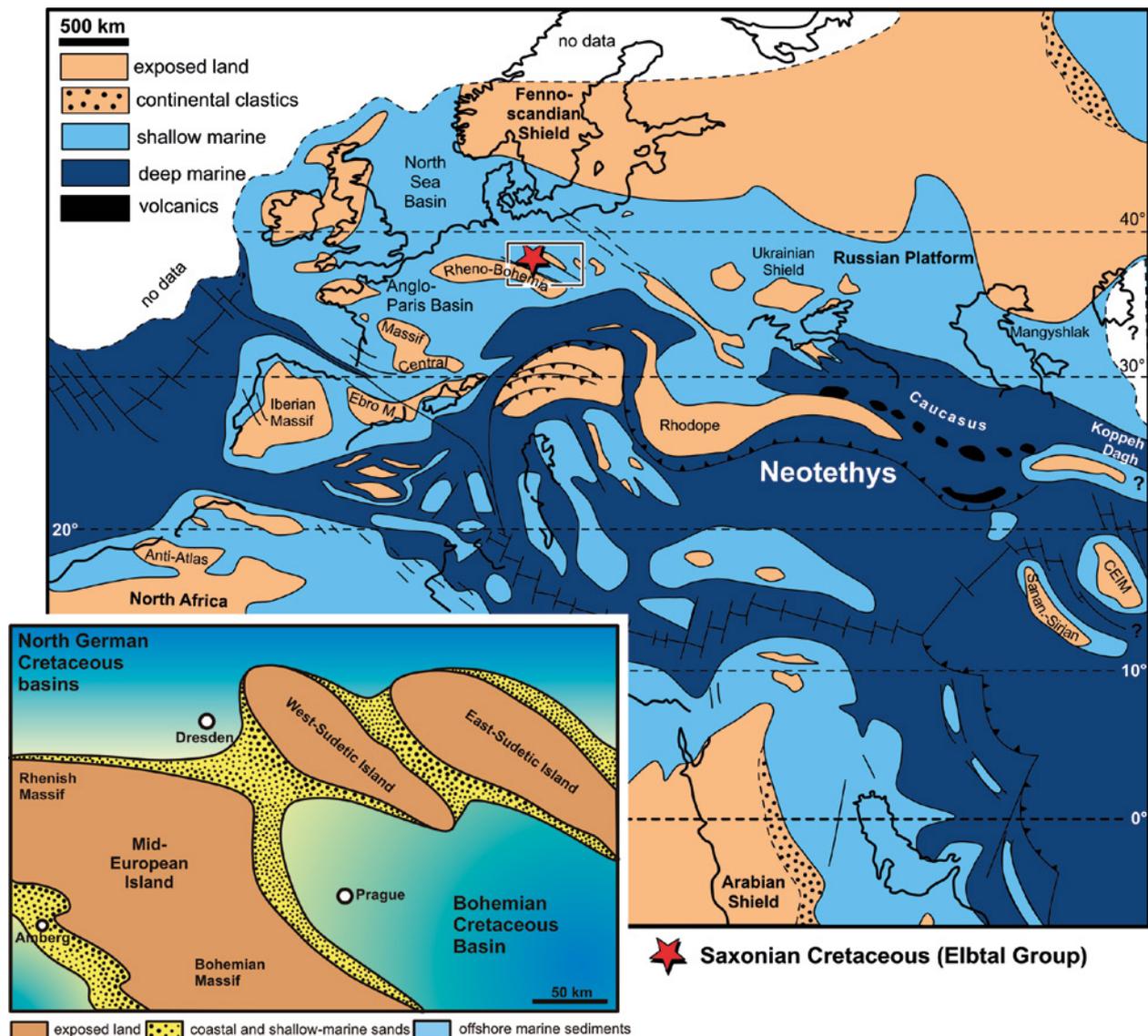


Abb. 1. Paläogeographie und Ablagerungsbedingungen der Kreide in Sachsen (Elbtal-Gruppe).

- a. Paläogeographie der frühen Oberkreide (spätes Cenomanium, etwa 94 Ma) mit Lage des Sächsischen Kreidebeckens (Detailkarte in b, verändert nach Philip & Floquet 2000).
- b. Detailkarte der Paläogeographie der Kreide in Sachsen und Böhmen (verändert nach Voigt 1994). Man beachte die vermittelnde Position der Elbtal-Gruppe zwischen der borealen Kreide im Norden und der tethyalen Kreide im Süden.

Fig. 1. Palaeogeography and depositional setting of the Saxonian Cretaceous (Elbtal Group).

- a. Palaeogeography of the early Late Cretaceous (late Cenomanian), modified after Philip & Floquet (2000), the map area of b is indicated.
- b. Detailed palaeogeography of the Saxonian and Bohemian Cretaceous (modified after Voigt 1994). Note the intermediate position of the Elbtal Group, mediating between the temperate Boreal in the north and the Tethyan warm-water settings in the south.

lokal von *Glycymeris obsoleta* (Goldfuss). Der zweite spät-cenomane Meeresvorstoß erfolgte nach einem kurzfristigen Abfall des Meeresspiegels vor etwa 94,5 Ma an der Wende von der *Calycoceras-naviculare*- zur *Metoicoceras-geslinianum*-Zone (Sequenzgrenze SB Ce 5 sensu Janetschke & Wilmsen 2014). Der rasche Anstieg während der *M.-geslinianum*-Zone im späten Oberceno-

manium [*plenus*-Transgression nach dem charakteristischen Belemniten *Praeactinocamax plenus* (Blainville)] führte zum Ertrinken vieler noch verbliebener Inseln und vielfach zum direkten Auflagern (Onlap) der Dölzchen-Formation auf vormals festländische Grundgebirgsbereiche (Schander 1923, Tröger 1956, Voigt et al. 1994, S. Voigt et al. 2006, Wilmsen et al. 2011).

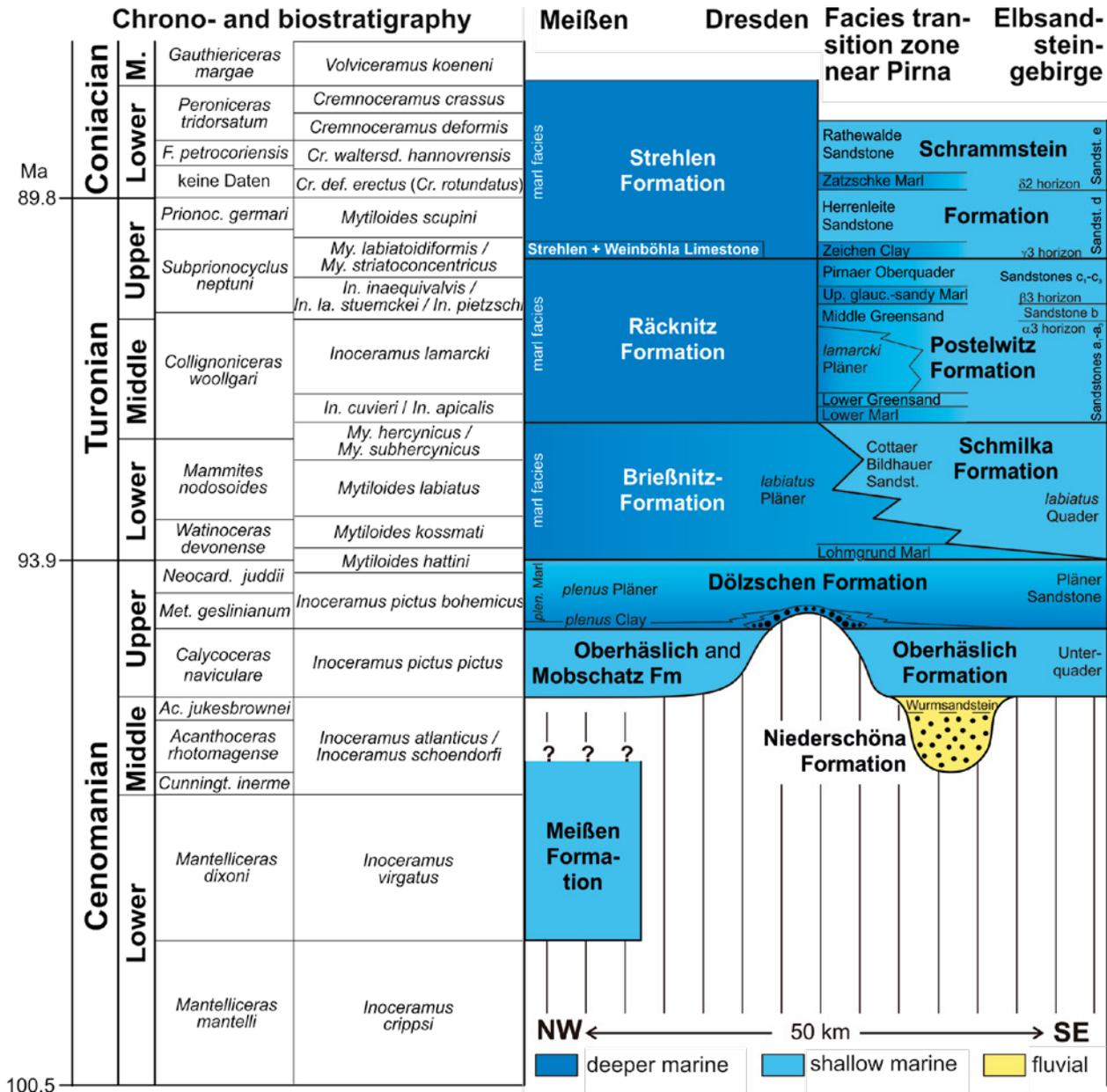


Abb. 2. Chrono-, Bio- und Lithostratigraphie der Elbtal-Gruppe (ohne Zittauer Gebirge).

Fig. 2. Chrono-, bio- and lithostratigraphy of the Saxonian Cretaceous (Elbtal Group) without the Zittau Mountains.

Mit dem Nivellieren der prä-Transgressionstopographie im späten Cenomanium konnten sich im Turonium unter fortschreitendem Meeresspiegelanstieg einheitlichere Sedimentationsbedingungen eines gradierten Schelfs etablieren (Abb. 3). Im frühen Turonium bildeten sich in der Meeresstraße zwischen der Westsudetischen Insel und der Böhmisches Masse (Erzgebirge) schrägschichtete Sande, deren einheitlich gerichtete Leebblätter und Progradationsmuster einen Gezeiten-dominierten Sandtransport nach NW belegen (Schmilka-Formation; Voigt 1999). Diese hochenergetischen Flachwassersandsteine verzahnen sich (mit einem Übergangsbereich bio-

turbater, siltig-toniger Feinsandsteine) mit der feinkörnigen Beckenfazies im Raum Dresden (kalkige Siltsteine = Pläner und Mergel der Brießnitz-Formation). Nach einer sedimentären Diskontinuität, verursacht durch einen Meeresspiegelabfall an der Wende Unter-/Mittelturonium (Sequenzgrenze SB Tu 1 sensu Janetschke & Wilmsen 2014) erfolgte im frühen Mittelturonium eine erneute starke Transgression. Diese verschob die Küstenlinie offenbar weit nach W auf die Böhmisches Masse, so dass das südwestliche Liefergebiet (Erzgebirge) seine bisherige Bedeutung verlor: das Gros der Siliziklastika der Mittelturonium- bis Unterconiacium-Sandsteine des

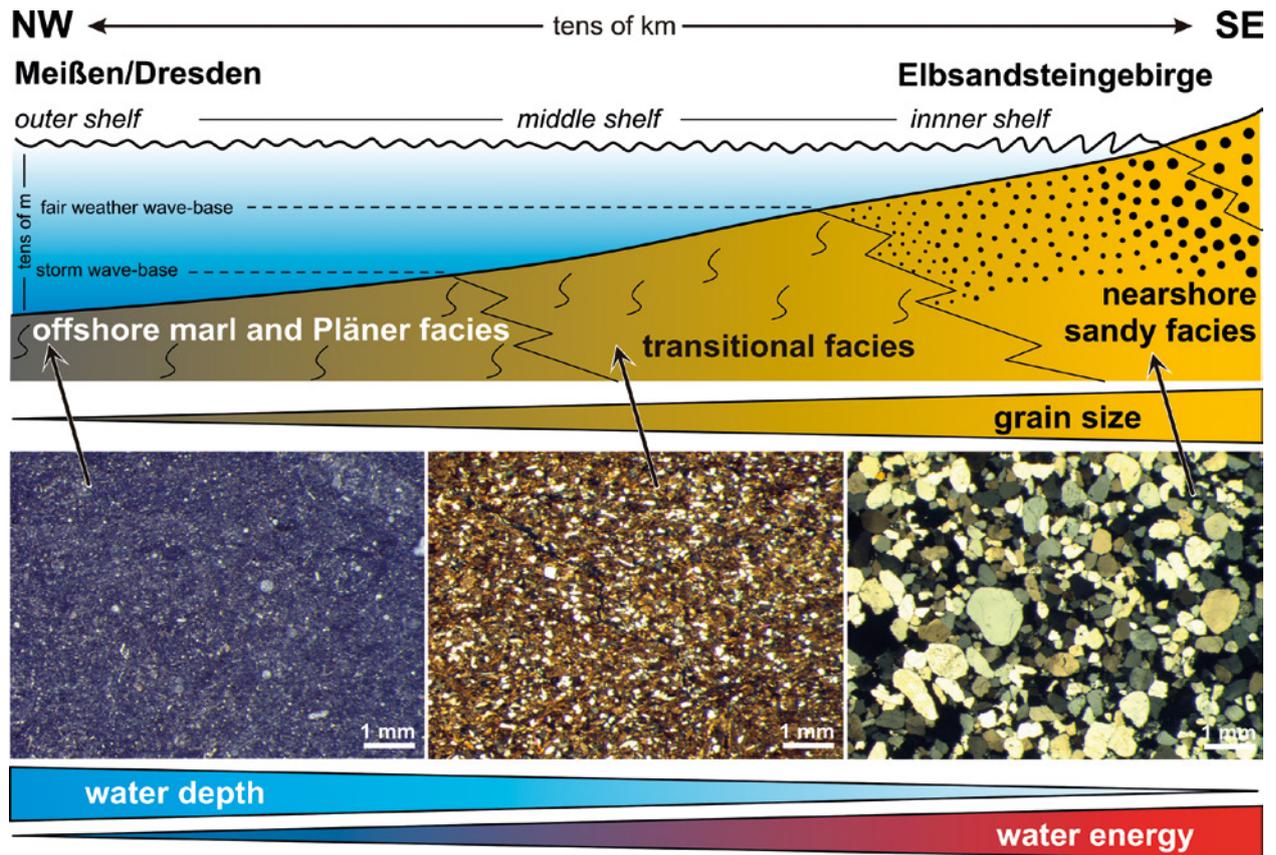


Abb. 3. Die Elbtal-Gruppe als hydrodynamisch zonierter (= gradiertes) Schelf. Typische Mikrofaziesbilder aus den prinzipiellen Bereichen (distaler tieferer Schelf, mittlerer Schelf und proximaler Innenschelf) illustrieren die Korngrößengradierung.

Fig. 3. The Elbtal Group interpreted as a hydrodynamically graded shelf. Characteristic microfacies images from distal, intermediate and proximal zones illustrate the grain size grading.

Elbsandsteingebirges (Postelwitz- und Schrammstein-Formationen) und ihrer feinkörnig-mergeligen Beckenpendants (Räcknitz- und Strehlen-Formationen, Abb. 2, s. a. Tröger & Wejda 1997) entstammen der Westsudetischen Insel. Die höchsten Sedimentmächtigkeiten werden dabei unmittelbar vor der NW/SE-streichenden Randstörung (Lausitzer Überschiebung) beobachtet (Depocenter). Stürme hatten für die Verteilung der Sedimente eine große Bedeutung, wie häufige gradierte Schichtung, Kolke und Beulenschichtung (hummocky cross-stratification, HCS) belegen (Voigt 1994, 2011). Wiederholt in die flachmarinen Küstensande eingeschaltete, matrixreiche Brekzien und Konglomerate (Schuttströme, z. B. nahe Hohnstein) südwestlich der Lausitzer Überschiebung legen nahe, dass durch syndementäre Bewegungen der Randstörung signifikante Topographie erzeugt und auf der Lausitz zunächst vorwiegend Deckgebirgsschichten (Unterkreide, Jura, Permotrias?) abgetragen wurden (Voigt 2009, Hofmann et al. 2013). Die Lausitz ist dabei nur ein Teilbereich einer großmaßstäblichen NW–SE-streichenden Inversionsstruktur (Lausitz-Prignitzer Wall), die (zusammen mit anderen Inver-

sionsstrukturen in Mitteleuropa) durch SW–NE-gerichtete Kompression aktiviert wurde (T. Voigt et al. 2006, Kley & Voigt 2008, Voigt 2009, Niebuhr et al. 2011). Die Inversion dauerte mit Sicherheit bis in die spätere Oberkreide (Campanium) an (vgl. Entwicklung am Harznordrand: T. Voigt et al. 2006), was durch Spaltspurendaten (Erosionsbeträge von mehreren Kilometern mit Hebungsdaten von etwa 100m/Ma, Lange et al. 2008) und dem Persistieren mariner Kreidesedimentation im Nordsudetischen Kreidebecken (nördlich der Lausitzer Insel; z. B. Haller 1963) gestützt wird. Inkohlungsdaten belegen zudem eine wesentlich höhere Kreidemächtigkeit als durch das heutige Erosionsniveau erhalten (Voigt 2009). Die jüngsten oberflächlich anstehenden Schichten der Elbtalkreide datieren in das Coniacium: der Sandstein e der Schrammstein-Formation erreicht das Unterconiacium, die Strehlen-Formation im Raum Dresden reicht bis in das untere Mittelconiacium (Abb. 2).

Für die rechtseibischen Mittelturonium- bis Unterconiacium-Sandsteine der Hinteren Sächsischen Schweiz erarbeitete Lamprecht (1928, 1934) eine bis in die jüngste Vergangenheit angewendete Gliederung, die auf den weit



Abb. 4. Verbreitung der Kreide in Sachsen (Elbtal-Gruppe, grün) und Lage der besuchten Kreide-Lokalitäten. Vorkommen von grobkörnigen, konglomeratischen Einschaltungen in turonzeitlichen Sandsteinen der Postelwitz- und Schrammstein-Formationen nach Seifert (1937).

Fig. 4. Distribution of the Saxonian Cretaceous (Elbtal Group, green) with indication of the sites visited during the field trip. Occurrences of conglomeratic intercalations into the Turonian Postelwitz and Schrammstein formations after Seifert (1937).

verfolgbaren, feinkörnigen Einschaltungen beruht. Diese bilden durch die bevorzugt in ihnen ansetzende Verwitterung deutliche Schichtfugen und Absätze aus, welche die Sandsteinstufen gegeneinander abgrenzen. Die Sandsteine wurden mit lateinischen Buchstaben durchnummeriert (Sandsteine a–e, z. T. mit Untergliederung in a_1 – a_3 resp. c_1 – c_3), die feinkörnigen Schichtfugen erhielten griechische Buchstabenkürzel (α , β , γ , δ). Die Sandsteine a_1 – a_3 werden nach dieser Gliederung im Hangenden von der Schichtfuge α_3 begrenzt und der Sandstein b von der Schichtfuge β_3 . Die markanteste Schichtfuge der Hinteren Sächsischen Schweiz, der so genannte γ_3 -Horizont im mittleren Oberturonium, wird heute zur Grenzziehung zwischen der Postelwitz- und der Schrammstein-Formation verwendet (Tröger & Voigt in Niebuhr et al. 2007). Die gute Anwendbarkeit des Lamprechtschen Gliederungsprinzips beruht (wie man heute annimmt) darauf, dass die feinkörnigen Schichtfugen weitverbreitete Transgressionsmaxima widerspiegeln und damit als Ausdruck einer Phase der maximalen Überflutung eine sequenz- und chronostratigraphische (also zeitliche) Signifikanz haben (Voigt 1994, Janetschke & Wilmsen 2014).

Die Elbtalkreide ist ein klassisches Gebiet der geognostischen Forschung in Deutschland und in Bezug auf Paläontologie, Stratigraphie und Sedimentologie recht intensiv untersucht worden. An dieser Stelle sei nur auf einige wesentliche historische und neuere Arbeiten verwiesen: Geinitz (1839–1843, 1849, 1871–1875,

1872–1875): fundamentale Arbeiten zur Paläontologie und Stratigraphie; Petraschek (1902): Ammoniten der Kreide in Sachsen; Schander (1923): grundlegende Arbeit zur Transgression des Cenomanium; Lamprecht (1928, 1934): Sandstein-Gliederung der Hinteren Sächsischen Schweiz; Prescher (1954, 1981): Petrographie, Stratigraphie; Seifert (1955): Stratigraphie und Paläogeographie; Tröger (1956, 1967, 1969, 2003, 2008): Paläontologie und Stratigraphie, insbesondere Inoceramen; Rast (1959): geologischer Führer durch das Elbsandsteingebirge, Voigt (1994): Sedimentologie und Stratigraphie; Tröger & Voigt (in Niebuhr et al. 2007): moderne Lithostratigraphie; Tröger & Voigt (1995), Voigt & Tröger (1996), S. Voigt et al. 2006 und Janetschke & Wilmsen (2014): Sequenzstratigraphie der Kreide in Sachsen. Übersichts-darstellungen zur Geologie von Sachsen bzw. der Elbtalkreide finden sich bei Pietzsch (1962), Beeger & Quellmalz (1994), Tröger (2003) sowie Tröger (in: Pälchen & Walter 2008). Eine aktuelle Revision der Kreidefaunen präsentieren Niebuhr & Wilmsen (2014).

3. Aufschlüsse

Die Exkursionsroute führt von Dresden aus über Pirna und Königstein bis in die Hinteren Sächsische Schweiz (Elbsandsteingebirge, Abb. 4). Dabei werden in einem

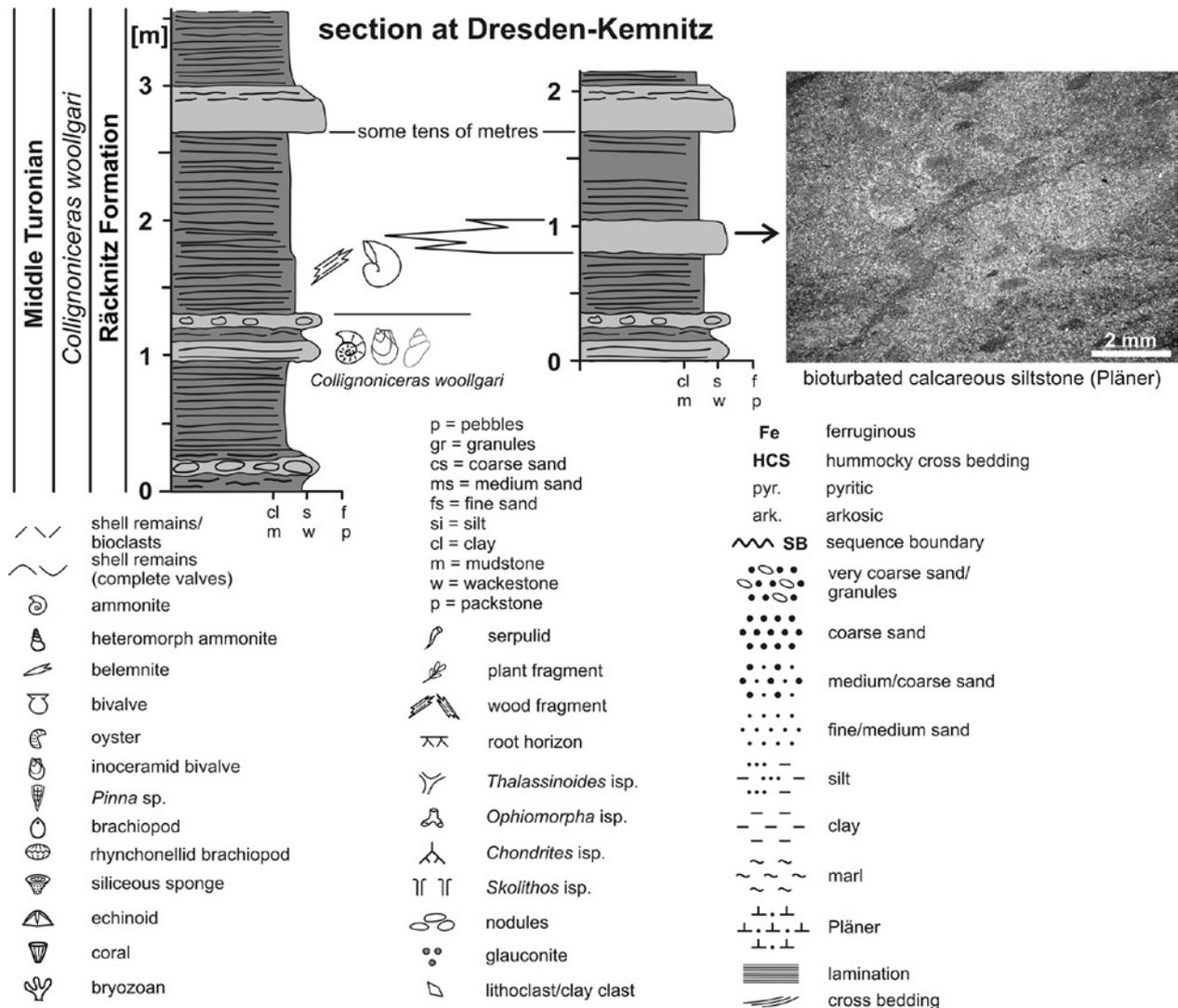


Abb. 5. Profil der Räcknitz-Formation in Dresden-Kemnitz (Profilaufnahme N. Janetschke, SNSD) und Mikrofaziesbild einer Plänerbank. Die Legende gilt für alle folgenden Abbildungen.

Fig. 5. Section of the Räcknitz Formation in Dresden-Kemnitz (logging by N. Janetschke, SNSD) with typical microfacies image of the Pläner beds. The legend applies for all following figures.

NW–SE-Schnitt von distal nach proximal die Stratigraphie und sedimentären Faziesräume des Sächsischen Kreidebeckens in acht Exkursionsstopps thematisiert.

3.1. Stopp 1

Mergel und Pläner der Räcknitz-Formation in Dresden-Kemnitz

Lage: Der Aufschluss in Dresden-Kemnitz liegt nahe der Eisenbahnlinie Dresden–Leipzig im OT DD-Kemnitz, westlich der Meißner Landstraße und nördlich des Au-

tobahnzubringers zur A4. Die Zufahrt erfolgt vom AB-Zubringer.

Lithostratigraphie: Räcknitz-Formation (Tröger & Voigt in Niebuhr et al. 2007).

Chronostratigraphie: Mittelturonium, *Collignonicerases woollgari*-Zone, biostratigraphisch eingestuft durch das Auftreten des Index-Ammoniten.

Beschreibung und Interpretation: Der Aufschluss der Räcknitz-Formation in DD-Kemnitz stellt eine der wenigen Möglichkeiten dar, die Mergel- und Plänerfazies im Raum Dresden zu studieren. Am Hang oberhalb der Bahnstrecke sind in mehreren Kleinaufschlüssen immer

wieder einige Profilmeter von dunkelgrauen Mergeln und dm-mächtigen, mittelgrauen Plänerbänken erschlossen (Abb. 5). An Fossilien finden sich Inoceramen, Ammoniten (u.a. der Leitammonit *Collignoniceras woollgari*), Gastropoden und Austernbruch. Feiner Pflanzenhäcksel kommt ebenfalls gelegentlich vor. Das Gestein ist stark bioturbat (inhomogene Gefüge), diskrete Spurenfossilien (z. B. *Chondrites* isp.) sind allerdings selten. Mikrofaziell handelt es sich bei den Plänerbänken um bioturbate, siltige bis feinsandige Mud- bis Wackestones oder kalkige Siltsteine mit Feinsandanteil (Abb. 5). Das feinkörnige (schlammige) Gefüge sowie die Biofazies indizieren für die Mergel- und Plänerfazies der Räcknitz-Formation Ablagerungsbedingungen unterhalb der Sturmwellenbasis (Schelfschlick). Die terrigene Beeinflussung, insbesondere der Plänerbänke, ist hoch (Ton, Silt, Feinsand und Pflanzenhäcksel). Zeitgleiche Ablagerungen im Raum Meißen sind durch wesentlich höhere Karbonatgehalte und geringere siliziklastische Beeinflussung charakterisiert.

Weiterführende Literatur: Janetschke & Wilmsen (2014).

3.2. Stopp 2

Heidenschanze und Muschelfelsen in Dresden-Coschütz

Lage: Beim Profil Heidenschanze handelt es sich um einen ehemaligen Steinbruch, der sich in Dresden-Coschütz in einem Waldstück etwa 300 m nordwestlich von Alt-Coschütz direkt am Rand zum Tal der Weißeritz befindet. Der Name „Heidenschanze“ geht auf eine bronzezeitliche Wallanlage zurück. Isolierte Blöcke des so genannten Coschützer Muschelfelsens befinden sich unterhalb des Steinbruches am Hang zur Weißeritz.

Lithostratigraphie: Oberhäslich- und Dölzchen-Formationen.

Chronostratigraphie: Obercenomanium (*Calycoceras-naviculare*- und *Metoicoceras-geslinianum*-Zonen).

Beschreibung: Das Profil im ehemaligen Steinbruch erschließt eine etwa 11 m mächtige Abfolge von Sandsteinen und Konglomeraten (Abb. 6). Die unteren 6 m werden von dickbankigen, mittel-, zum Topp grobkörnigen Quarzsandsteinen (Unterquader) der Oberhäslich-Formation gebildet, die in die *Calycoceras-naviculare*-Zone datieren. Bankfugen werden durch matrixreiche, schlecht zementierte, Quarzfeinkies-führende Grobsandlagen mit isolierten Geröllen gebildet, die lateral undulieren oder auch zusammenlaufen können. So werden z. T. linsige Sandsteinpakete von variabler Mächtigkeit definiert. Intern zeigen sich dm-mächtige, trogförmige Schrägschichtungskörper und Rinnenstrukturen. Selten

findet sich Austernbruch. Zum Topp hin zeigt sich eine Kornvergrößerung und einzelne Gerölle schwimmen in der mittel- bis grobkörnigen Sandstein-Matrix. Im Nordteil des Steinbruches verzahnen sich die Sandsteine mit linsenförmigen, groben, matrixgestützten Konglomeraten. Die gut gerundeten Gerölle erreichen bis ca. 50 cm im Durchmesser, bestehen überwiegend aus stark verwitterten Monzoniten und sind in eine mittelsandige Matrix eingebettet.

Die Sandsteine der Oberhäslich-Formation werden mit einem scharfen Basalkontakt von einer etwa 4–6 m mächtigen Konglomerat-Einheit der unteren Dölzchen-Formation erosiv überlagert (Abb. 6). Die gut gerundeten Monzonit-Gerölle haben einen Durchmesser von wenigen cm bis zu mehreren dm und ihre Korngröße variiert lateral und vertikal sehr stark. In den Zwickeln zwischen den Komponenten befinden sich als Matrix sandige Schalenrümmerkalke (bioklastische Grain- und Rudstones) mit einer reichen Flachwasserfauna aus Austern und anderen Muscheln, Schnecken, Serpeln, Korallen und Rudisten. Im höheren Teil des Konglomerats wurde der Belemnit *Praeactinocamax plenus* (Blainville) gefunden und die unteren Partien des globalen Oceanic Anoxic Events (OAE) 2 konnten anhand charakteristischer positiver Exkursionen der Kohlenstoffisotopenwerte nachgewiesen werden (Voigt et al. 1994, S. Voigt et al. 2006). Die Konglomerate der Dölzchen-Formation gehören dem mittleren Obercenomanium an (*Metoicoceras-geslinianum*-Zone). Überlagert werden die Konglomerate von kalkigen Siltsteinen (Plänern) des höheren Obercenomanium (obere Dölzchen-Formation), die den im Ratssteinbruch sichtbaren Schichten entsprechen (im Steinbruch nicht mehr aufgeschlossen, aber etwas weiter nördlich oberhalb des Konglomerats noch sichtbar).

Unterhalb der Steinbruchsohle am nördlich angrenzenden Hang zur Weißeritz liegen mehrere m-große Blöcke eines leicht rötlichen, Muschelschill-reichen, fein- bis mittelkörnigen Sandsteins, der als „Muschelfelsen von Coschütz bei Dresden“ bereits von H.B. Geinitz (1871–1875) beschrieben wurde. In diesen Blöcken sind lagenweise dicht gepackte Schalen einer glycymeriden Muschel (*Glycymeris obsoleta*) und von Austern der Art *Rhynchostreon suborbiculatum* angereichert. Darüber hinaus sind großwüchsige Gastropoden und Rudisten nicht selten. Es handelt sich bei diesen Gesteinen um das Liegende der Unterquader-Sandsteine im Steinbruch, die der unteren Oberhäslich-Formation zugeordnet werden können und etwa 5 m Mächtigkeit erreichen (Walter & Suhr 1997; Abb. 6).

Interpretation: Die Abfolge repräsentiert küstennahe Ablagerungen in unmittelbarer Nachbarschaft einer ehemaligen Steilküste, die durch die Monzonite gebildet wurde (Voigt et al. 1994, S. Voigt et al. 2006). Im Zuge der Cenomanium-Transgression kam es im frühen Obercenomanium zu einem raschen Meeresspiegelanstieg und zum Auflagern flachmariner Sande der Oberhäslich-Formation auf den Rand der Monzonit-Küstenklippe, deren Topp-Bereich allerdings landfest blieb. Monzonit-

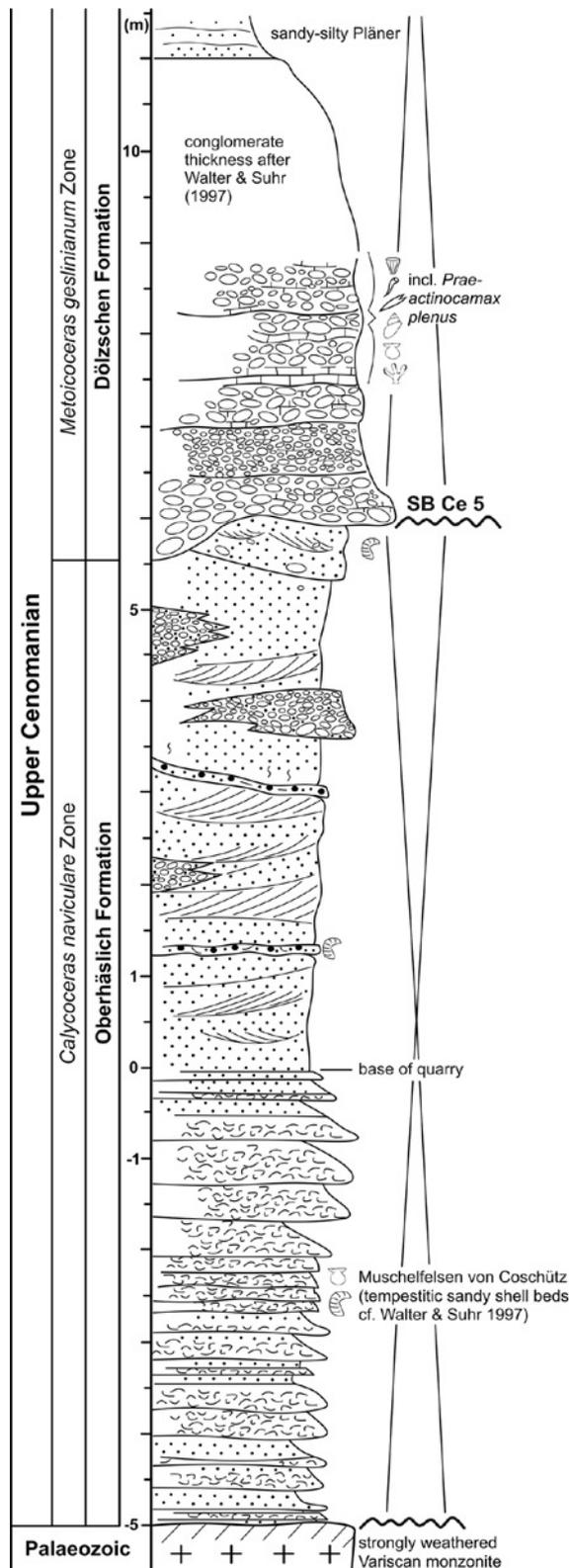


Abb. 6. Profil der Oberhäslich- und unteren Dölzchen-Formation an der Heidenschanze in Dresden-Coschütz (verändert und ergänzt nach Wilmsen & Niebuhr 2009). Legende in Abb. 5.

Fig. 6. Section of the Oberhäslich and lower Dölzchen formations at the Heidenschanze in Dresden-Coschütz (modified after Wilmsen & Niebuhr 2009). Legend in Fig. 5.

Gerölle wurden im Brandungsbereich zugerundet und verzahnen sich als konglomeratische Rinnenfüllungen mit den Sanden der Oberhäslich-Formation. Sturmdominierte Sedimentationsverhältnisse dokumentieren sich in den Schill-reichen Sturmablagerungen (Tempestiten) des Coschützer Muschelfelsens. An der Wende von der *Calycoceras-naviculare*- zur *Metoicoceras-geslinianum*-Zone erfolgte eine rascher Meeresspiegelabfall, der dazu führte, dass die Konglomerate der unteren Dölzchen-Formation als Geröllstrandablagerungen abrupt und erosiv die flachmarinen Sandsteine der Oberhäslich-Formation überlagern (Abb. 6). Dieser Meeresspiegelabfall war ein recht rasches und globales, d.h. eustatisches, Ereignis und korreliert mit der Sequenzgrenze SB Ce 5 (vgl. Janetschke & Wilmsen 2014). Nach kurzer Zeit stieg noch innerhalb der *Metoicoceras-geslinianum*-Zone der Meeresspiegel wieder rasch an (kalkige Zwickelfüllungen des Konglomerats) und schuf dabei genügend Platz, um die Ablagerung recht feinkörniger, siltig-kalkiger Sedimente (Pläner) oberhalb des Konglomerates zu ermöglichen. Die Transgression ging einher mit dem so genannten *Praeactinocamax-plenus*-Event, einem durch einen besonderen Belemniten gekennzeichneten stratigraphischen Leithorizont, der in ganz NW-Europa (und darüber hinaus) verfolgbar ist (*plenus*-Transgression).

Weiterführende Literatur: Schander (1923), Seifert (1955), Tröger (1956), Voigt et al. (1994), Walter & Suhr (1997), S. Voigt et al. (2006), Tröger & Voigt (in Niebuhr et al. 2007), Janetschke & Wilmsen (2014).

3.3. Stopp 3

Der Hohe Stein und Teichbruch in Dresden-Plauen am Ostufer der Weißeritz sowie Blick auf den Ratssteinbruch auf der gegenüber liegenden Talseite in Dresden-Dölzchen

Lage: Der Hügel mit dem Aussichtsturm an der Coschützer Straße liegt hoch über dem Plauenschen Grund, dem Flusstal der Weißeritz im Südwesten von Dresden. Ursprünglich als Steinbruch der Gemeinde Coschütz angelegt, ging er 1863 in Privatbesitz über – und das rettete dieses einzigartige Naturdenkmal vermutlich vor dem kompletten Abbau durch Fossilien-Freaks. Denn der neue Besitzer, der eine Gastwirtschaft und auf dem noch verbliebenen 10 m hohen Hügel einen Aussichtsturm bauen ließ (Abb. 7), bangte wegen des Interesses um die Standfestigkeit der Fundamente und ließ 1896 ein Schild aufstellen mit der Aufschrift „Nicht Pickern!“ (Wolf 2006). Nun wuchs der Aufschluss zu – bis er 1975 wieder freigelegt und unter Naturschutz gestellt wurde. Aber „Pickern“ ist nach wie vor verboten! Von mehreren Aussichtspunkten, die an einem Wanderweg direkt an der Steilkante des Weißeritz-Tales liegen, hat man einen gu-



Abb. 7. Der Hohe Stein in Dresden-Plauen: fossilreiche obercenomane Sedimente (ca. 94 Ma) aus der Brandungszone des sächsischen Kreide-Meeress füllen einen Brandungskessel im kristallinen Grundgebirge.

Fig. 7. The Hoher Stein in Dresden-Plauen: fossiliferous sedimentary rocks (Upper Cenomanian, ca. 94 Ma) fill a trough from the surf zone of the Saxonian Cretaceous Basin eroded into the crystalline basement.

ten Überblick über den Plauenschen Grund und auf den Ratssteinbruch auf der gegenüber liegenden Seite des Flusstales, einem ehemaligen Monzonit-Steinbruch mit den auflagernden Sedimenten der Kreidetransgression.

Lithostratigraphie: Dölzschen-Formation, der Ratssteinbruch ist die Typuslokalität (Tröger & Voigt in Niebuhr et al. 2007).

Chronostratigraphie: mittleres bis oberstes Obercenomanium, *Metoicoceras-geslinianum*- und *Neocardioceras juddii*-Zonen, biostratigraphisch eingestuft durch das Auftreten des Belemniten *Praeactinocamax plenus* sowie der Ammoniten *Metoicoceras geslinianum* und *Neocardioceras juddii*.

Beschreibung: Die Steilkanten des Plauenschen Grundes werden von einem Monzonit des Meißner Massivs aufgebaut, einem paläozoischen Pluton, der vor ca. 330 Millionen Jahren in der Spätphase der variszischen Orogenese aufdrang. Am Hohen Stein wurden durch die Erosionswirkung von Brandungswellen im späten Cenomanium bis zu 5 m tiefe und 3 m breite Taschen ausgekolkt und mit fossilreichen Sedimenten der unteren Dölzschen-Formation verfüllt (Abb. 7). Neben den konglomeratischen Geröllen des Monzonits am Grund der Taschen finden sich u.a. Muschelschill, Austern, Brachiopoden, Seeigel-Stacheln, Korallen, Bryozoen, Haifisch-Zähne und Schwämme (Abb. 8). Die Taschenfüllungen am Hohen Stein sind mit über 130 Taxa sehr fossilreich. Die Fauna ist durch zumeist festsitzende oder mit Haftapparaten ausgestattete (fixosessile) und/oder dickschalige Arten dominiert. Auch eine der bekanntesten sächsischen Fossilstufen der Sektion Paläozoologie des Museums für Mineralogie und Geologie in Dresden, eine Austern-Gruppe, gebildet durch zahlreiche *Rastellum carinatum* (Lamarck), kommt von hier. Die überlagernden Pläner der höheren Dölzschen-Formation sind eher fossilarm: die Konglomerate und Schalenschuttkalke sind fast zehnmals diverser als die Pläner (Tröger 1956).

Der Teichbruch zeigt das transgressive Auflagern der Dölzschen-Formation auf den Monzonit ohne Brandungskessel (Abb. 8). Dafür finden sich hier dünne Kieselschwamm-Rasen (Biostrome) direkt auf der Transgressionsfläche. Darüber legen sich die feinkörnigen, schwach glaukonitischen Pläner der oberen Dölzschen-Formation.

Am Ratssteinbruch ist das transgressive Auflagern der Kreide auf das Grundgebirge deutlich zu erkennen. Die Schichten fallen, dem allgemeinen Schichtenverlauf an der Südflanke des Elbtal-Grabens folgend, mit 2–3° flach nach NE ein. Auch ein Onlap der Kreideschichten auf die undulierende Oberfläche des Monzonit nach Südwest ist gut zu erkennen. Oberhalb eines basalen Transgressionskonglomerates mit dem Belemniten *Praeactinocamax plenus* (Abb. 8) steht hier ein kalkiger Siltstein, ein so genannter Pläner oder „Plawener Stein“, an, wie er bereits im 15. Jahrhundert nach dem auf der anderen Weißeritzseite liegenden Dorf Plauen genannt wurde. In der kalkig-tonigen Matrix des Pläners findet sich neben etwas gerundetem, feinkörnigem Quarz auch das autigene Mineral Glaukonit. Das Kreide-Profil des Ratssteinbruches zeigt den *plenus*-Pläner und ist die Typuslokalität der Dölzschen-Formation. Die Grenze zur hangenden Brießnitz-Formation ist nicht mehr aufgeschlossen.

Interpretation: Der Hohe Stein zeigt Sedimente einer typischen, küstennahen Felsklippenfazies, auf der unter hochenergetischen Bedingungen Brandungskessel ausgekolkt und Konglomerate bzw. Schalentrümmerkalke in ihnen gefangen und abgelagert wurden. Dieses geschah während eines Meeresspiegelanstiegs in der *Metoicoceras-geslinianum*-Zone vor etwa 94,5 Ma (Voigt et al. 1994, S. Voigt et al. 2006). Der Teichbruch

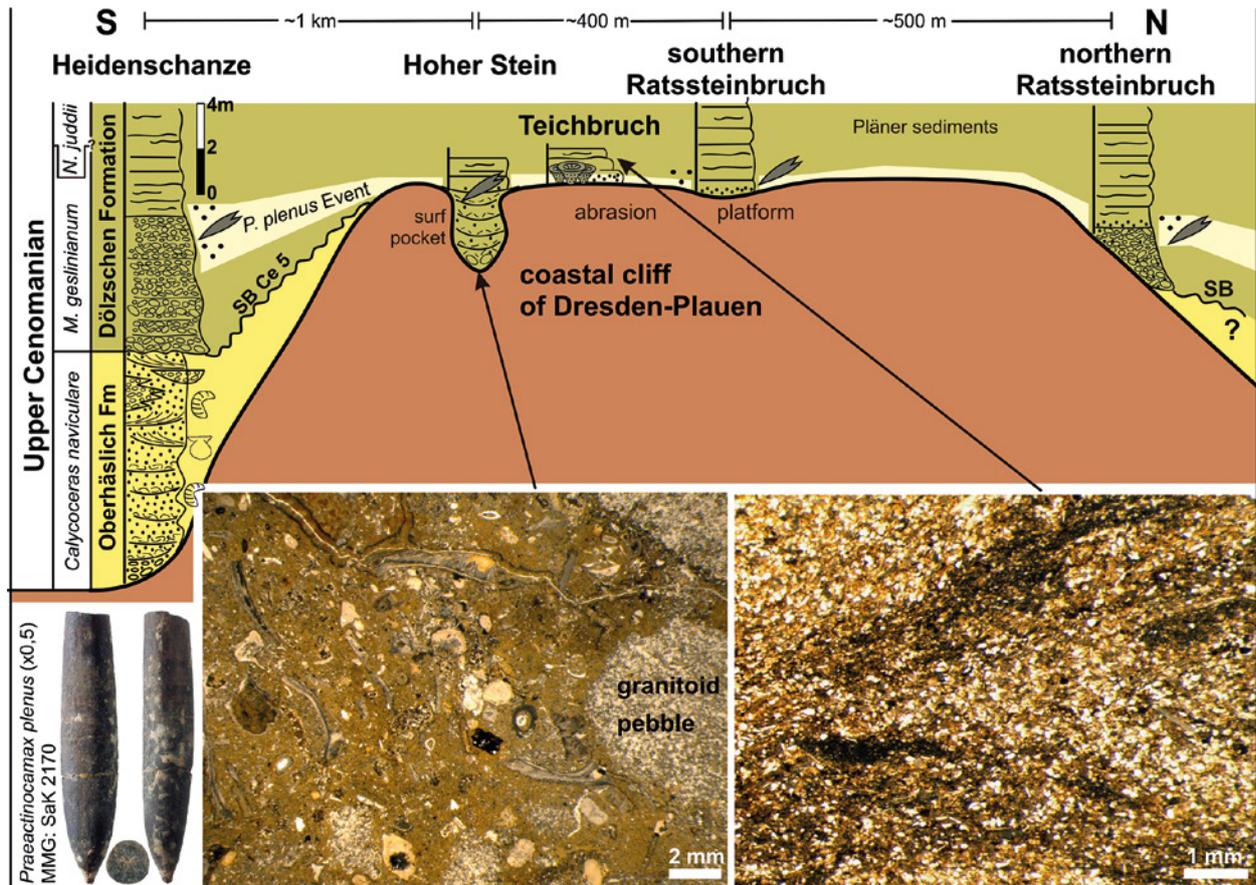


Abb. 8. S–N-Profilkorrelation von der Heidenschanze zum nördlichen Ratssteinbruch über die cenoman-zeitliche Küstenklippe in Dresden-Plauen (verändert und ergänzt nach Voigt et al. 1994 und S. Voigt et al. 2006) mit charakteristischen Mikrofaziesbildern der Brandungskesselfüllungen (links) und der überlagernden Pläner (rechts). Das Vorkommen des Belemniten *Praeactinocamax plenus* dokumentiert den wichtigen Leithorizont des *plenus*-Events. Legende in Abb. 5.

Fig. 8. S–N transect from the Heidenschanze to the northern Ratssteinbruch across the Cenomanian coastal cliff in Dresden-Plauen (modified and supplemented after Voigt et al. 1994 and S. Voigt et al. 2006) with characteristic microfacies images of the surf pocket fills and the overlying Pläner sediments. The occurrence of the belemnite *Praeactinocamax plenus* provides an important stratigraphic marker bed (the *plenus* Event of authors). Legend in Fig. 5.

zeigt dieselbe Situation ohne Brandungskessel auf einer Abrasionsplattform. Bei fortschreitendem Meeresspiegelanstieg ertranken die Küstenklippen des Plauenschen Grundes komplett und es konnten unter ruhigeren Sedimentationsverhältnissen unterhalb der Sturmwellenbasis kalkige Siltsteine (Pläner) und Mergel zum Absatz kommen (Abb. 8). Am Teichbruch wuchsen zunächst Kieselschwammrasen auf der Transgressionsfläche auf. S. Voigt et al. (2006) rekonstruierten auf Basis stratigraphischer Architekturen und fazieller Daten einen absoluten Meeresspiegelanstieg etwa 20–30 m für die *plenus*-Transgression. Die Untersuchung zeitgleicher Abfolgen in Dresden-Lockwitz (Wilmsen et al. 2011) und unpublizierte Daten zu Onlap-Architekturen im Ratssteinbruch (Wilmsen & Janetschke, in Vorb.) legen sogar einen Meeresspiegelanstieg von 50 m während der *Metoicoceras-geslinianum*-Zone nahe.

Weiterführende Literatur: Geinitz (1871–1875), Häntzschel (1933), Tröger (1956), Pietzsch (1962), Beeger & Quellmalz (1994), Voigt et al. (1994), Tröger (2003), S. Voigt et al. (2006), Tröger & Voigt (in Niebuhr et al. 2007), Wilmsen & Niebuhr (2009), Wilmsen et al. (2011).

3.4. Stopp 4

Steinbruch der Sächsischen Sandsteinwerke im Lohmgrund bei Dohma-Cotta

Lage: Der aktive Steinbruch der Sächsischen Sandsteinwerke liegt ca. 5 km südlich von Pirna und ca. 1,5 km

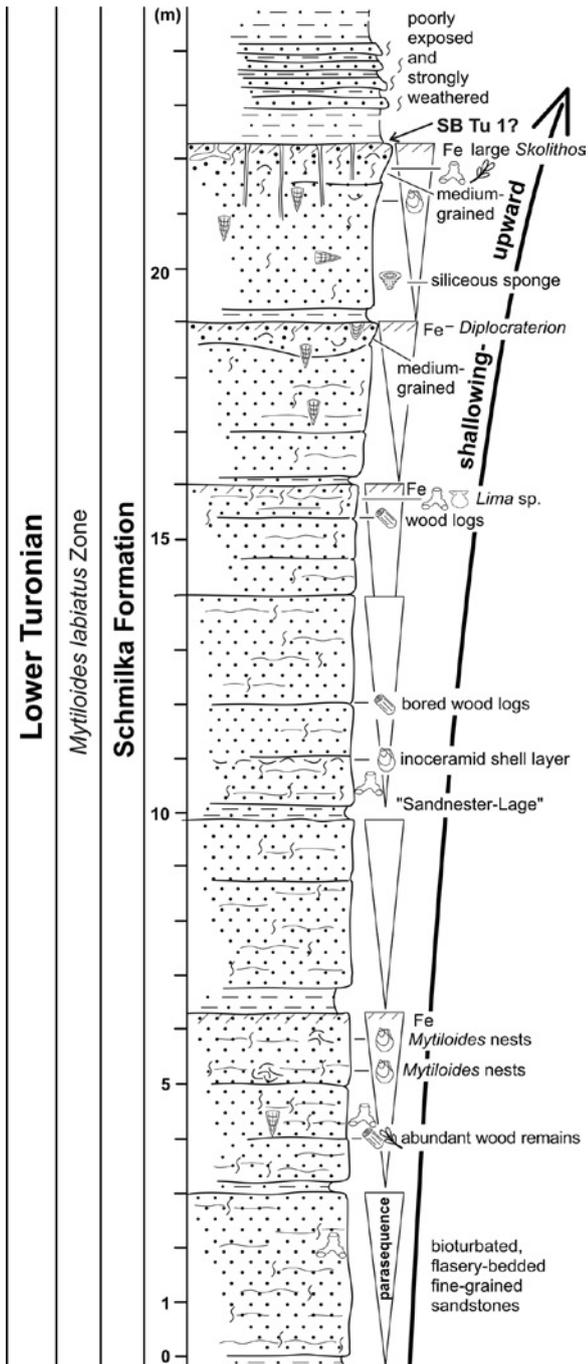


Abb. 9. Profil des Cottaer Bildhauersandsteins der oberen Schmilka-Formation im aktiven Steinbruch Lohmgrund der Sächsischen Sandsteinwerke (verändert nach Wilmsen & Niebuhr 2009). Legende in Abb. 5.

Fig. 9. Section of the Cottaer Bildhauersandstein of the upper Schmilka Formation in the active Lohmgrund quarry of the Sächsische Sandsteinwerke (modified after Wilmsen & Niebuhr 2009). Legend in Fig. 5.

Lithostratigraphie: Cottaer Bildhauersandstein der Schmilka-Formation.

Chronostratigraphie: Unterturonium (*Watinoceras-coloradoense*- und *Mammites-nodosoides*-Zone).

Beschreibung: Das Profil der Schmilka-Formation im Lohmgrund umfasst eine ca. 22,50 m mächtige Abfolge von dickbankigen, überwiegend feinkörnigen Sandsteinen (Quadersandsteine), die von dm-dicken, tonig-siltig-feinsandigen Fugen voneinander abgegrenzt werden (Abb. 9, 10a). Oberhalb der obersten Abbausohle stehen in der verwachsenen Böschung schlecht aufgeschlossenen dünn- bis mittelbankige Sandsteine in Wechsellagerung mit siltig-sandigen Mergeln an. Die Mächtigkeit der Sandsteine ist recht konstant bei ca. 3 m, lediglich im mittleren Profilbereich kommt eine, allerdings durch dünne Bankfugen gegliederte, ca. 5 m mächtige Bank vor. Die Sandsteine sind bioturbirte, quarzreiche Feinsandsteine mit tonigem Bindemittel (Cottaer Bildhauersandstein), lediglich die beiden obersten Bänke erreichen jeweils zum Banktopp hin mittlere Korngröße. Die Toppfläche der Sandsteine ist scharf, zum Teil auch eisenschüssig und daher braun gefärbt. Das Gefüge der Sandsteine ist durch sehr intensive Bioturbation geprägt und hat einen flaserigen Charakter (Abb. 10b). Als typische Spuren können *Thalassinoides* isp. und *Ophiomorpha nodosa* (mit noppiger Wandstruktur) anhand der charakteristischen Y-förmigen Verzweigungen identifiziert werden. Häufig finden sich auch keulenförmig verdickte Gangpartien, die als „Wendestellen“ der Gangerzeuger (mutmaßlich Zehnfußkrebse der Familie Callianassidae) gedient haben und früher von Geinitz (1871–1875) als Schwamm (*Spongia saxonica*) beschrieben wurden. Im oberen Profilteil wurden typische senkrechte, U-förmige Spreitenbauten (*Diplocraterion* isp.) beobachtet, vom Topp der obersten Bank führen senkrecht bleistiftdicke *Skolithos*-artige Bauten über 1,5 m tief ins Substrat hinab (Abb. 10c). Größere, häufig auch angebohrte Treibholzreste finden sich als schwarze (= inkohlte) Einschlüsse im gesamten Profil, auch fein verteilte Pflanzenhäcksel sind zahlreich. Makrofossilien sind recht häufig, allerdings ist die Fauna nicht sehr divers, da Inoceramen der *Mytiloides-labiatus*-Gruppe und Steckmuscheln der Gattung *Pinna* die Vergesellschaftung stark dominieren (Abb. 10a). Die beiden unteren, jeweils 3 m mächtigen Sandsteinbänke sind recht reich an *Mytiloides labiatus*, die dort oft in Nestern zweiklappig (par-)autochthon vorkommen, aber auch höher gefunden werden. Selten eingeschaltete Schill-Lagen mit isolierten Klappen reflektieren episodische Aufarbeitungsereignisse. *Pinna* ist ebenfalls im gesamten Profil verbreitet, zeigt aber im höheren Profilbereich eine größere Häufigkeit und kommt dort oft in Lebensstellung vor. Daneben finden sich gelegentlich weitere Muscheln (z. B. *Lima* sp., Pectiniden) und Kieselschwämme. Ammoniten sind äußerst selten.

südwestlich der Ortschaft Rottwerndorf zwischen den Wegen Schindergraben und Lohmgrund.

Interpretation: Die litho- und biofaziellen Daten erlauben die Rekonstruktion eines gut durchlüfteten, über-



Abb. 10. Geländeaspekte der Schmilka-Formation. **a**, Schmilka-Formation in der Fazies des Cottaer Bildhauersandsteins im aktiven Steinbruch Lohmgrund der Sächsischen Sandsteinwerke. **b**, Anreicherung von Inoceramen der Gattung *Mytiloides* im unteren Profilteil. **c**, stark bioturbates Gefüge. **d**, senkrechte, *Skolithos*-artige Bauten im oberen Profilteil.

Fig. 10. Field aspects of the Schmilka Formation. **a**, Schmilka Formation (Cottaer Bildhauersandstein) in the active Lohmgrund quarry of the Sächsische Sandsteinwerke. **b**, accumulation of inoceramids of the genus *Mytiloides* in the lower part of the section. **c**, strongly bioturbated fabric. **d**, vertical, *Skolithos*-like burrows in the upper part of the section.

wiegend niedrig-energetischen Lebensraumes im mittleren Schelfbereich unterhalb der Schönwetter-Wellenbasis (Voigt 1999). Epibyssate (*Mytiloides*) und semi-infaunale Muscheln (*Pinna*) dominieren die benthischen Lebensgemeinschaften, dazu gesellt sich reiches infaunales Leben (Krebse, Würmer etc.). Der konstant hohe Eintrag an Feinsand und Pflanzenresten zeigt, dass ein bewachsenes Festland nicht allzu fern lag. Die Bankpaare von dünner, feinkörniger Fuge und dicker Sandsteinbank können als wiederholte Verflachungszyklen (Parasequenzen) gedeutet werden, die von marinen

Flutungsflächen am Topp der Sandsteinbänke gegeneinander abgegrenzt werden. Insgesamt dokumentiert die zyklische Abfolge der Schmilka-Formation an diesem Aufschluss einen übergeordneten Verflachungstrend, der sich sowohl in der Korngröße (mittelsandig zum Topp) als auch der Biofazies, insbesondere den Spurenfossilien (küstennahe *Skolithos*-Ichnofazies zum Topp hin), widerspiegelt. Der Trend kulminiert in einem Erosionshorizont nahe der Unter-/Mittelturonium-Grenze (Sequenzgrenze SB Tu 1, siehe Janetschke & Wilmsen 2014).

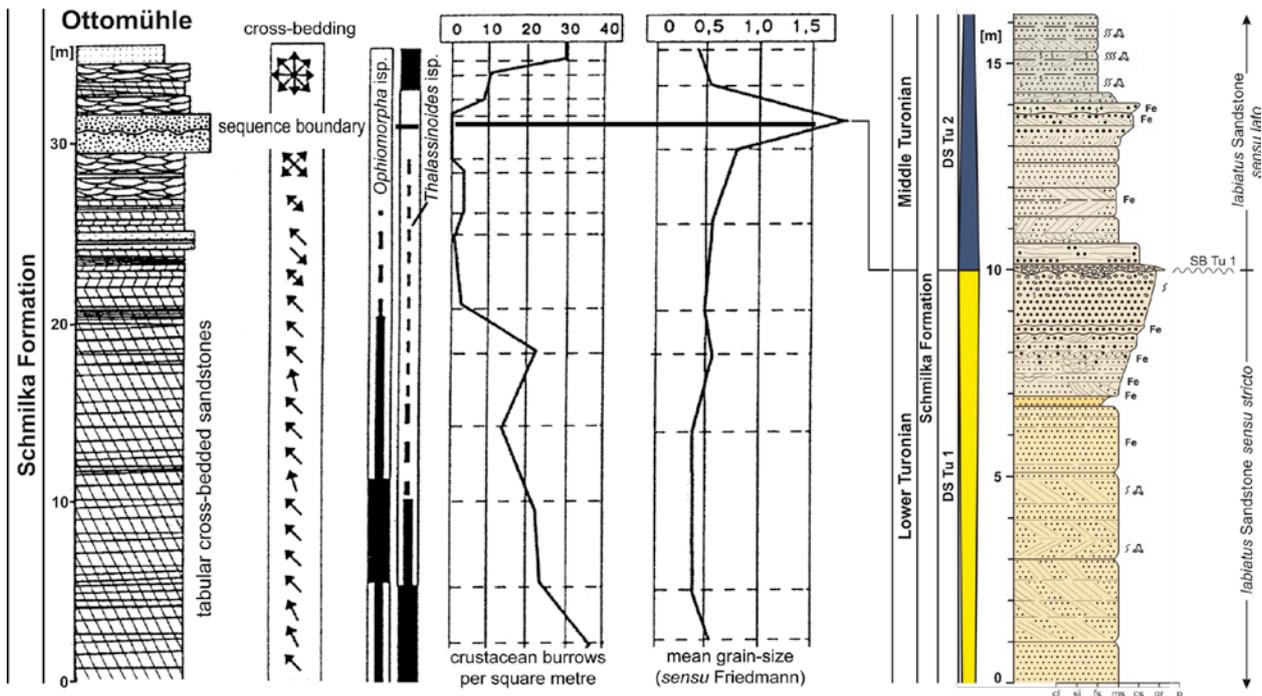


Abb. 11. Schematisches Profil der Schmilka-Formation an der Ottomühle (links, verändert nach Voigt 1994) und Detailprofil in der Felsengasse mit Sequenzgrenze SB Tu 1 im Unter-/Mittelturonium-Grenzbereich (rechts, nach Janetschke & Wilmsen 2014).

Fig. 11. Schematic section of the Schmilka Formation at the der Ottomühle (left, modified after Voigt 1994) and detailed section of the Felsengasse including sequence boundary SB Tu 1 (Lower/Middle Turonian boundary interval; right, according to Janetschke & Wilmsen 2014).

Weiterführende Literatur: Voigt (1994, 1999), Tröger & Voigt (in Niebuhr et al. 2007), Janetschke & Wilmsen (2014).

3.5. Stopp 5

Felswände nahe der Ottomühle im Bielatal

Lage: Nahe der Ottomühle im Bielgrund, ca. 2 km südlich der Ortschaft Rosenthal-Bielatal, sind oberhalb des Besucherparkplatzes weiträumige Steilwände ausgebildet, die als Kletterfelsen genutzt werden. Berühmt sind zwei Felstürme, die so genannten Herkulesssäulen.

Lithostratigraphie: Labiatus-Quader der oberen Schmilka-Formation.

Chronostratigraphie: oberes Unterturonium bis Unter-/Mittelturonium-Grenzbereich.

Beschreibung: Das ca. 30–40 m mächtige Profil an den Felswänden im Bielatal erschließt den oberen Teil der labiatus-Quader der Schmilka-Formation und ist zeit-

gleich zu den im Lohmgrund gezeigten Feinsandsteinen des Cottaer Bildhauersandsteins entstanden (Abb. 11). Es wird dominiert durch mittel- bis grobkörnige Quarzsandsteine, die in dm-dicken planaren Vorschüttungskörpern intensiv schräggeschichtet sind (Abb. 12). Die Leebblätter der Schrägschichtungskörper sind sehr einheitlich nach NW gerichtet. Crustaceen-Bauten (*Ophiomorpha*, *Thalassinoides*) sind häufig, werden aber zum Topp des Profils deutlich seltener (Voigt 1994, 1999). Gleichgerichtet nehmen die durchschnittliche Mächtigkeit der Schrägschichtungskörper ab und die Korngröße zu, um in einem markanten Intervall bei Profilmeter 29,50–31,50 Grobsand- bis Feinkies-Größe zu erreichen (Abb. 11). Innerhalb dieses Paketes gibt es eine deutliche Erosionsfläche, und oberhalb nimmt die Korngröße rasch wieder ab, um graduell in die feinsandig-mergeligen Schichten der Übergangsfazies der Postelwitz-Formation überzugehen. Inoceramen der *Mytiloides labiatus*-Gruppe erlauben eine Datierung des Profils, oben treten *M. subhercynicus* und *M. hercynicus* hinzu (Voigt 1994).

Interpretation: Die obere Schmilka-Formation an der Ottomühle repräsentiert flach-subtidale Gezeitensande des oberen Vorstrandes (Voigt 1994, 1999). Diese wurden in der Meerenge zwischen der Westsudetischen Insel und dem südwestlich gelegenen Böhmischem Massiv auf-

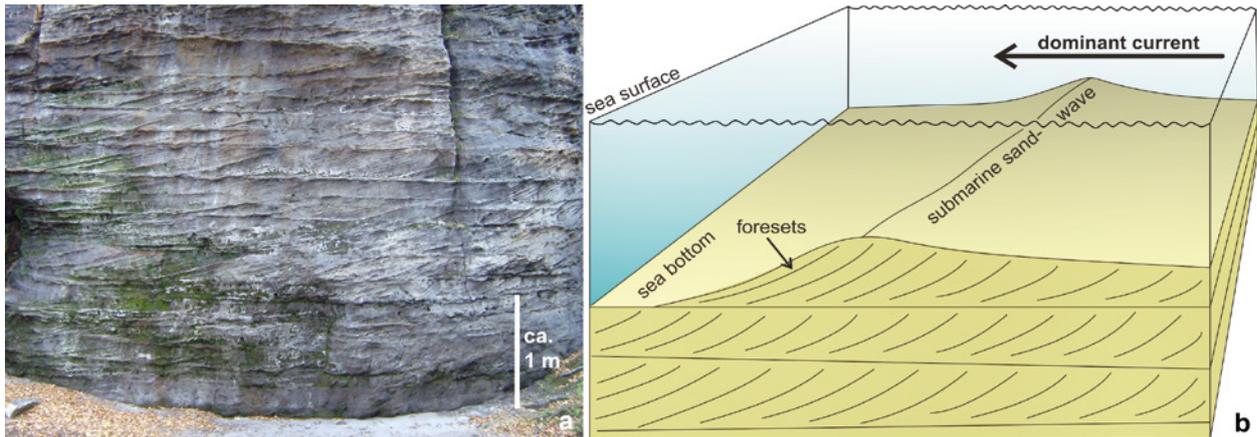


Abb. 12. Sedimentstrukturen im *labiatus*-Sandstein der Schmilka-Formation. **a**, unidirektionale planare Schrägschichtung in der Schmilka-Formation an der Ottomühle. **b**, Entstehung planarer Schrägschichtungskörper durch Migration geradliniger Antiformen am Meeresboden.

Fig. 12. Sedimentary structures of the *labiatus* Sandstone of the Schmilka Formation. **a**, unidirectional planar cross-bedding in the Schmilka Formation at the Ottomühle. **b**, formation of planar crossbeds due to migration of straight-crested antiforms at the sea floor.

grund von dominierend NW-gerichteten Gezeitenströmungen abgelagert. Wie im distaleren Parallelprofil zeigt sich auch hier eine graduelle Verflachung, die in einer Erosionsdiskordanz im Unter-/Mittelturonium-Grenzbereich bzw. im tiefsten Mittelturonium endet (Sequenzgrenze SB Tu 1 sensu Janetschke & Wilmsen 2014). Bei dieser inmitten eines feinkiesigen Grobsandes ausgebildeten Sequenzgrenze handelt es sich um ein bio- und sequenzstratigraphisches Äquivalent der „Hornsand-Unconformity“ der Danubischen Kreide-Gruppe auf der SW-Seite des Böhmisches Massivs (Niebuhr et al. 2011). Die folgende früh-mittelturone Transgression zeigt sich in einem klaren fining-upward-(= nach oben feiner werdend) Trend (Abb. 11).

Weiterführende Literatur: Voigt (1994, 1999), Tröger & Voigt (in Niebuhr et al. 2007), Janetschke & Wilmsen (2014).

3.6. Stopp 6

Steinbruch Reinhardtsdorf

Lage: Der aktive Steinbruch der Sächsischen Sandsteinwerke liegt unmittelbar westnordwestlich von Reinhardtsdorf. Am zentralen Dorfplatz biegt man in den Dr.-Jakobi-Weg und folgt diesem bergan ca. 500 m nach Westen.

Lithostratigraphie: Postelwitz-Formation (Grenzbereich Sandstein a₃ zu Sandstein b).

Chronostratigraphie: Mittel-/Oberturonium-Grenzbereich (obere *Collignoniceras-woollgari*- bis untere *Subprionocyclus-neptuni*-Zone). Das Vorhandensein von sehr großwüchsigen *Inoceramus lamarcki stuemcke* Heinz spricht für eine stratigraphische Position sehr hoch im Mittelturonium oder bereits im basalen Oberturonium. Die Indexart für die Basis des Oberturonium, *Inoceramus perplexus* Whitfield (= *Inoceramus pietzsch* Tröger) konnte bisher nicht nachgewiesen werden, weil sie (faziell oder erhaltungsbedingt) in der sandigen Lithofazies generell fehlt.

Beschreibung: Das Profil im Steinbruch Reinhardtsdorf beginnt unterhalb der heute aktiven Bruchsohlen auf dem Niveau einer historischen Abbausohle im nördlichen Bruchteil. Hier stehen bis zu 7,50 m mächtige Pakete aus bräunlichen Fein- bis Mittelsandsteinen an, die an durch Bioturbation akzentuierten Bankfugen in dicke (1–2 m) Bänke unterteilt werden (Abb. 13). Gelegentlich zeigen sich flache Rinnenstrukturen. Das Gefüge der Sandsteine ist stark bioturbiert, vereinzelt können *Ophiomorpha*-Bauten identifiziert werden. Oberhalb einer 20 cm mächtigen, siltig-feinsandigen Fuge beginnt ein weiteres Sandsteinpaket, dessen Topp in den unteren Bereich der neuen Abbausohle hineinreicht (Profilmeter 7,75–12,50). Dieses Paket ist ebenfalls intern in Bänke gegliedert und zeigt ein deutliches coarsening-upward (nach oben gröber werdend) von bräunlichen Fein- zu hellen, quarzreichen, z. T. feinkiesigen Grobsandsteinen. In den oberen 2 m zeigen sich flache Rinnenstrukturen (z. T. mit Tonlagen nachgezeichnet), viele Pflanzhäcksel und auch größere inkohlte Holzstücke sowie starke Bioturbation. Im obersten Bereich befinden sich grob verfüllte Bauten, die Toppfläche ist scharf und etwas eisenschüssig. Mit

einer weiteren, 10 cm dünnen, siltigen Fuge beginnt ein nächstes Sandsteinpaket (Topp bei 17,10 m), welches den unteren, momentan abgebauten Sandsteinhorizont (Quader) darstellt. Im unteren Bereich des Paketes, bei ca. 13 m, zeigt eine gradierte Feinkies-Sandsteinlage mit Hummocky cross-bedding (HCS, Beulenschichtung) Sturmeeinfluss, gefolgt von bioturbirten, grünlichen Feinsandsteinen mit Tonfasern und Pflanzenhäckseln. Undeutliche, mehr oder weniger horizontbeständige Bankfugen gliedern auch dieses Paket in untergeordnete Bänke. Im mittleren Bereich des Paketes (bei ca. 15 m) kommen großwüchsige, stark berippte Inoceramen (*Inoceramus lamarcki stuemckeii* Heinz) vor (Abb. 13d). In der obersten Bank (15,50–17,10 m), einem quarzreichen Fein- bis Mittelsandstein, wurden *Pinna cretacea* (Schlotheim) *in* und *ex situ* gefunden (Abb. 13c), dazu gesellen sich zahlreiche, auch angebohrte, Holzreste und starke Bioturbation. Im oberen Bereich findet sich eine gradierte, erosiv eingeschnittene Feinkies-/Grobsandlage mit bis zu 3 cm großen Quarzgeröllen, die wiederum von einem ca. 20 cm dicken, total bioturbat entschichteten Mittelsandstein überlagert wird. Grob und fein verfüllte Gänge aus dieser Lage, darunter auch bis zu 60 cm lange, bleistift dünne *Skolithos*-Bauten, durchteufen die unterlagernde Kieslage. Der Topp des Paketes ist wiederum scharf und eisenschüssig und wird von einem dm-dicken Tonhorizont überlagert, der die Basis des nächsthangenden Sandsteinpakets definiert (dem oberen, im Abbau befindlichen Quader, zwischen 17,20–21,00 m). Dieser wiederum ist intern in zwei coarsening-upward-Zyklen von Fein- bzw. Mittelsandstein zu feinkiesigem Grobsand gegliedert (Grenze bei 19 m). An der Grenze befindet sich ein diskontinuierlicher Tonsaum. In der unteren Bank sind großwüchsige *Inoceramus lamarcki stuemckeii* Heinz nicht selten, in der oberen sind reliktsch trogförmige Schrägschichtungskörper erhalten. Limide und pectinide Muscheln sowie Austern [*Rhynchostreon suborbiculatum* (Lamarck)] kommen ebenfalls vor. Der obere Profilteil (21,00–23,50 m) besteht aus einer Wechselfolge von bioturbirten, hellen, quarzreichen Fein- bis Mittelsandsteinen, in die bräunliche, dm-dicke, grobsandig-feinkiesige Lagen mit erosiver Basis eingeschaltet sind. In diesen finden sich Quarzgerölle bis 3 cm Durchmesser und viele pectinide Muscheln. Krebsbauten (*Ophiomorpha* sp., Abb. 13a) sind zum Teil mit grobem Material (Grobsand bis Feinkies) verfüllt. Die hängenden 2 m bestehen aus einer dem direkten Unterlager faziell sehr ähnlichen Wechselfolge, sind aber bereits zu stark verwittert. Das Profil wird von einer quartären Löß(lehm)-Decke abgeschlossen.

Interpretation: Die Analyse der litho- und biofaziellen Daten der Postelwitz-Formation aus dem Steinbruch in Reinhardtsdorf resultiert in der Rekonstruktion eines überwiegend mäßig energetischen, gut durchlüfteten, nährstoffreichen und normal marinen Ablagerungsraumes oberhalb der Sturmwellenbasis. Gelegentlich verschiebt sich der Ablagerungsraum auch in höherenergetische Faziesbereiche oberhalb der Schönwetterwellen-

basis (gröbere Fazies mit Sedimentstrukturen zum Topp der Sandsteinpakete und im oberen Profilteil generell). Eine reiche Infauna hat zumeist, mit Ausnahme der oberen Profileile, zu einer vollständigen Durchwühlung des Sedimentes und zur Vernichtung fast aller primären Sedimentstrukturen geführt. Diese stabilen Fein- bis Mittelsandsubstrate wurden von einer benthischen Lebensgemeinschaft, die durch epifaunale Muscheln wie großwüchsige und stark skulpturierte, flach dem Substrat aufliegende Inoceramen (*Inoceramus lamarcki stuemckeii*), Pectiniden und Limiden sowie durch semi-infaunale Muscheln (*Pinna*) charakterisiert wurde (Abb. 13c, d), bevorzugt. Der hohe Eintrag an Pflanzenresten zeigt, dass ein bewachsenes Festland nicht allzu fern lag. Bedeutende Sturmereignisse sind durch HCS und Schilllagen mit exhumierten, großwüchsigen *Pinna cretacea* dokumentiert (s. a Voigt 2011).

Insgesamt dokumentiert die zyklische Abfolge der Postelwitz-Formation in Reinhardtsdorf einen übergeordneten Verflachungstrend (Abb. 13), der sich sowohl in der Korngröße (grobsandig-feinkiesig zum Topp), Sedimentstrukturen, der Biofazies und der abnehmenden Zyklenmächtigkeit ins Hangende (Abnahme des verfügbaren Platzes) widerspiegelt. Sequenzstratigraphisch zeigt sich hierin ein progrades Faziesmuster des späten Hochstandes (normale Regression). Da am Standard-Sandsteinprofil der Hinteren Sächsischen Schweiz im Schrammstein-Winterberg-Gebiet (Lamprecht 1928, 1934) nach eigenen Beobachtungen der Kontakt von Sandstein a₃ zu Sandstein b durch eine bedeutende Sequenzgrenze geprägt ist (s. a Janetschke & Wilmsen 2014), sollte die regressive Abfolge in Reinhardtsdorf sinnvollerweise dem Topp von Sandstein a₃ entsprechen. Der rechtselbische, ca. 30 m mächtige, kompakte, grobe Sandstein b soll linkselbisch hier im „Cunnersdorfer Revier ... fein- bis mittelkörnig, jedenfalls feiner als im Gebiet der Schrammsteine und des Winterberg-Gebietes“ sein (Seifert 1955: 68). Es ist also schwierig, ihn in dieser Lithofazies vom Sandstein a₃ zu unterscheiden.

Weiterführende Literatur: Seifert (1955), Voigt (1994, 2011), Träger & Voigt (in Niebuhr et al. 2007), Wilmsen & Niebuhr (2009), Janetschke & Wilmsen (2014).

3.7. Stopp 7

Aussichtspunkt Kaiserkrone mit Blick auf die Schrammsteine

Lage: Die Kaiserkrone liegt unmittelbar nordöstlich von Schöna an der Bahnhofsstraße, die hinunter ins Elbtal zu den (linkselbischen) S-Bahnhöfen Schmilka-Hirschmühle und Schöna führt.

Lithostratigraphie: obere Postelwitz-Formation (Sandsteine c₁–c₃) und Schrammstein-Formation (Sandsteine

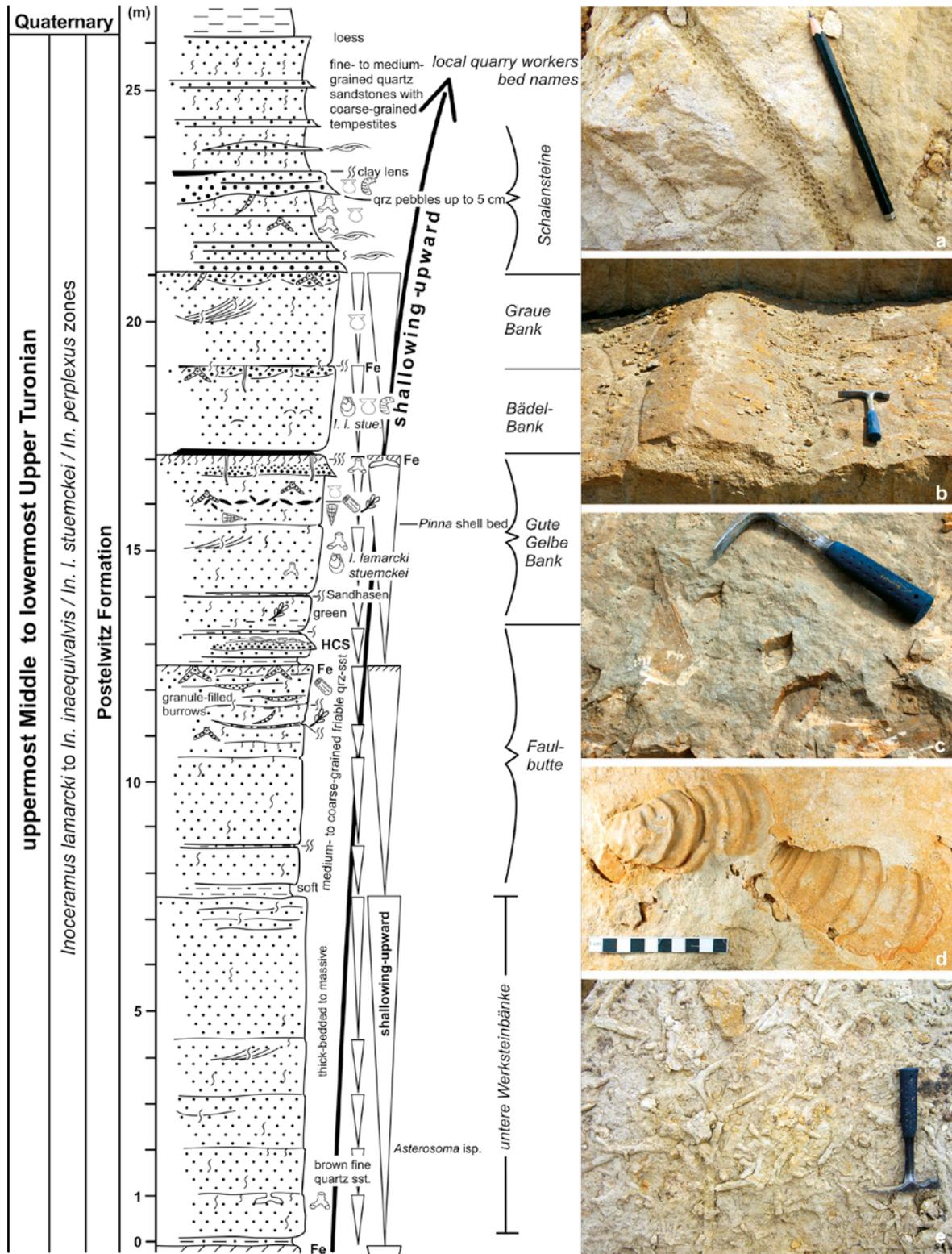


Abb. 13. Profil und (Bio-)Fazies der Postelwitz-Formation im aktiven Steinbruch der Sächsischen Sandsteinwerke in Reinhardttsdorf (verändert und ergänzt nach Wilmsen & Niebuhr 2009). Legende in Abb. 5. **a**, *Ophiomorpha*-Gang im oberen Profilteil. **b**, nahezu symmetrischer Großrippel. **c**, *Pinna cretacea* (Schlotheim) in und ex situ. **d**, *Inoceramus lamarcki stuemckeii* Heinz. **e**, komplett bioturbierte Schichtfuge zwischen zwei Sandsteinbänken.

Fig. 13. Section of the Postelwitz Formation in the active quarry of the Sächsische Sandsteinwerke in Reinhardttsdorf (modified after Wilmsen & Niebuhr 2009). Legend in Abb. 5. **a**, *Ophiomorpha* burrow from the upper part of the section. **b**, nearly symmetrical large ripple. **c**, *Pinna cretacea* (Schlotheim) in and ex situ. **d**, *Inoceramus lamarcki stuemckeii* Heinz. **e**, completely bioturbated interbed between two sandstone layers.

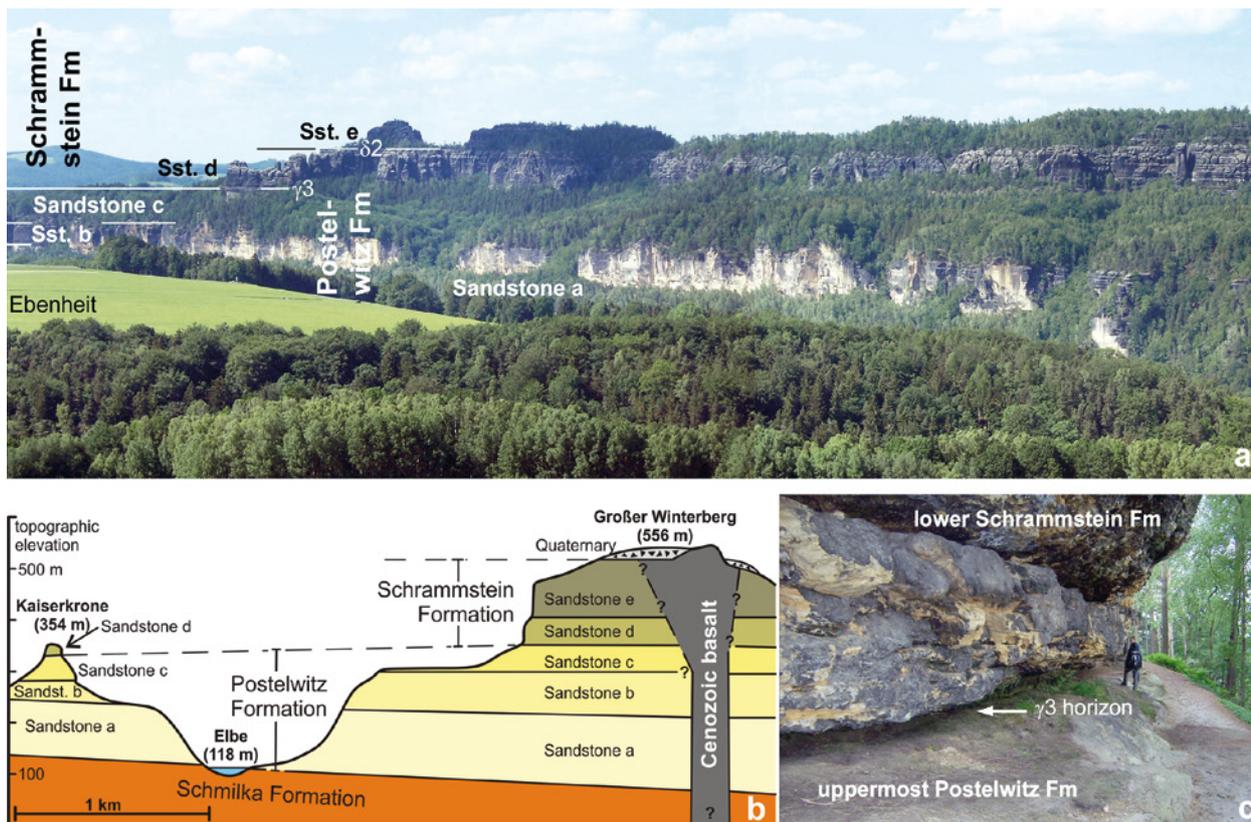


Abb. 14. Geomorphologie und Lithostratigraphie der Hinteren Sächsischen Schweiz. **a**, Blick vom nördlichen Teilgipfel der Kaiserkrone auf die Schrammsteine mit Sandsteinstufen, Leithorizonten und Formationsgliederung (aus Wilmsen & Niebuhr 2009). **b**, schematisierter Schnitt von der Kaiserkrone zum Großen Winterberg (verändert nach Lemme & Engelmann 1959). **c**, γ_3 -Horizont an der Kaiserkrone.

Fig. 14. Geomorphology and lithostratigraphy of the Saxonian Switzerland. **a**, view from the northern peak of the Kaiserkrone towards the Schrammstein Massif with indication of sandstone units, marker beds and formations (after Wilmsen & Niebuhr 2009). **b**, schematic cross-section from the Kaiserkrone to the Großen Winterberg (modified after Lemme & Engelmann 1959). **c**, γ_3 horizon at the Kaiserkrone.

d und e); an der Kaiserkrone selbst nur bis Sandstein d (unterer Teil), im Schrammsteinblick auch Sandstein e.

Chronostratigraphie: Oberturonium und (im Schrammsteinblick) Unterconiacium.

Beschreibung: Die Kaiserkrone stellt einen typischen kleineren, bereits in fortschreitender Zerstörung begriffenen Tafelberg des Elbsandsteingebirges dar. Der Gipfel ist an NNW/SSE-streichenden Klüften in drei Einzelfelsen zergliedert, die, von der Ferne betrachtet, den kronenartigen Habitus des Felsen ausmachen. Mit 354 m ist sie etwas niedriger als der unmittelbar südlich gelegene Zirkelstein (384 m), aber einfacher zu besteigen, und bietet vom nördlichen Teilgipfel einen phantastischen Ausblick auf das Schrammstein-Winterberg-Gebiet, in dem von Lamprecht (1928, 1934) die klassische Gliederung der Hinteren Sächsischen Schweiz in die Sandstein-Stufen a–e erarbeitet wurde (Abb. 14a).

Die bewaldeten Hänge der Kaiserkrone bestehen aus der oberen Postelwitz-Formation (Sandsteine c_1 – c_3), die „Krone“ (d. h. der Felsgipfel) aus großbankigen, grobsandig-feinkiesigen Sandsteinen des Sandsteins d der unteren Schrammstein-Formation (Abb. 14b). Zwischen Sandstein c_3 der oberen Postelwitz-Formation und Sandstein d der unteren Schrammstein-Formation liegt als gut kenntlicher Marker der γ_3 -Horizont (Abb. 14c). Dieser ist feinsandig ausgebildet, weniger stark zementiert und bildet somit immer deutliche Schichtfugen und -höhlen aus, an denen die Verwitterung bevorzugt ansetzt (deutlich am „Krümelsand“ zu erkennen). An vielen Stellen ist auch die typische Alaunverwitterung mit ihren charakteristischen „fressenden Wunden“ zu sehen, die an der frischen, gelblichen Farbe der Sandsteine kenntlich sind. Im Niveau des γ_3 -Horizonts führt ein Ringwanderweg um die drei Teilgipfel herum. Vom Nordgipfel aus kann an den alten Postelwitzer Brüchen im Typusprofil am Elbhänge sehr schön die Postelwitz-Formation erkannt

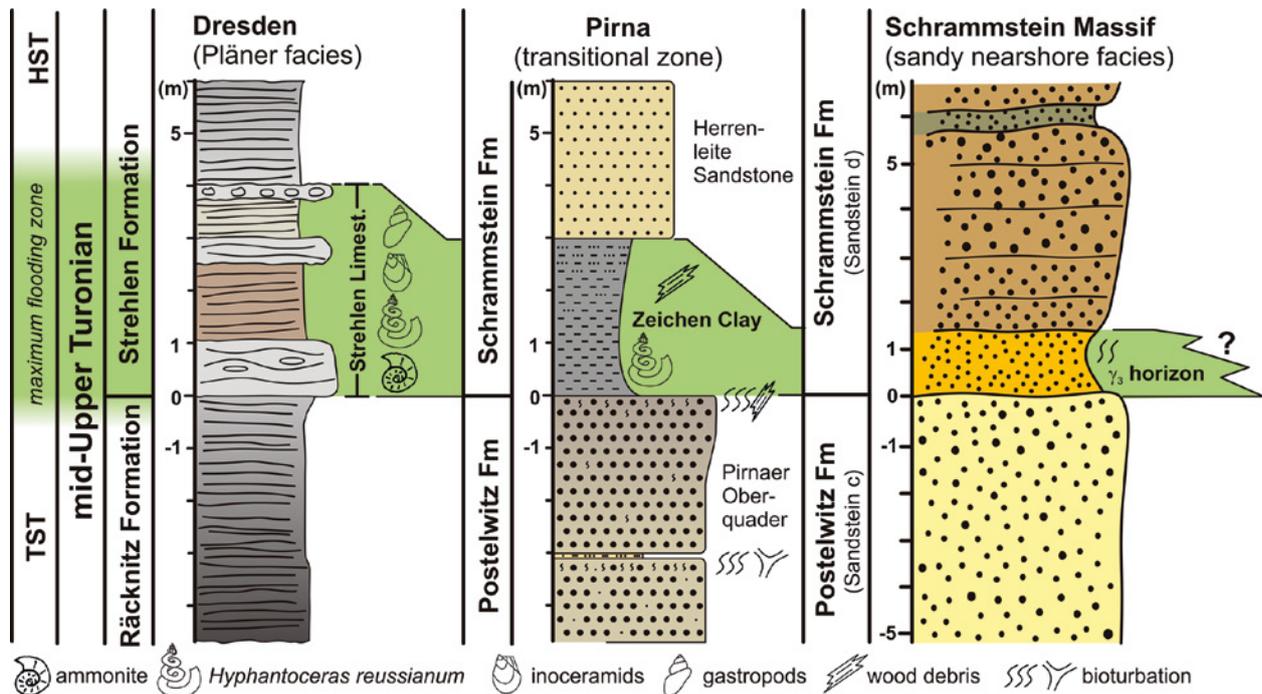


Abb. 15. Distal–proximal-Korrelation des Strehleer Kalks (untere Strehlen-Formation, mittleres Oberturonium) mit dem Zeichener Ton (Faziesübergangsgebiet) und dem γ_3 -Horizont (Hintere Sächsische Schweiz) an der Basis der Schrammstein-Formation als Ausdruck eines Transgressionsmaximums; TST = transgressiver Systemtrakt, HST = Hochstand-Systemtrakt. Profil in Strehlen nach Tröger & Wolf (1960).

Fig. 15. Distal–proximal correlation of the Strehlen Limestone (lower Strehlen Formation, mid-Upper Turonian) with the Zeichen Clay (facies transition zone) and the γ_3 horizon (Saxonian Switzerland) at the base of the Schrammstein Formation as a result of a maximum flooding zone; TST = transgressive systems tract, HST = highstand systems tract. Strehlen section after Tröger & Wolf (1960).

werden (insbesondere die Sandsteine a₁–a₃, die dort als „Postaer Sandstein“ gebrochen wurden; Abb. 14a). Die Schrammsteine werden zunächst oberhalb des γ_3 -Horizonts von etwa 50–60 m hohen, senkrechten Felswänden des Sandsteins d der unteren Schrammstein-Formation geformt. Etwa 20 m unterhalb der Gipfel befindet sich eine weitere Schichtfuge (δ_2 -Horizont), der an einer oft bewachsenen Stufe den hangenden Sandstein e der Schrammstein-Formation abgrenzt (Abb. 14a). Der δ_2 -Horizont umfasst ein etwa 4 m mächtiges Intervall dünnbankiger, bioturbater Feinsandsteine. Sandstein e erreicht am Großen Winterberg mindesten 80 m Mächtigkeit; an den Schrammsteinen sind ca. 20 m erhalten, welche die oberste Kappe des Gipfelzuges bilden. Nur wenige der „Steine“ des Elbsandstein-Gebirges haben, wie z. B. der Lilienstein und der Pfaffenstein, auf ihren Gipfeln noch Reste des Sandsteins e erhalten.

Interpretation: Die Grenze von der Postelwitz- zur Schrammstein-Formation stellt einen bedeutenden mittel-oberturonen Leithorizont dar: im γ_3 -Horizont dokumentiert sich eine bedeutende Transgression (gut sortierte, feinkörnige marine Quarzarenite), die nach Verglei-

chen mit den Beckenprofilen im Raum Dresden mit dem Strehleer und Weinböhlauer Kalk und dem darin dokumentierten *Hyphantoceras*-Event bzw. dem Zeichener Ton im Faziesübergangsgebiet korrelieren dürfte (Seifert 1955, Voigt 1994, Tröger & Wejda 1997, Janetschke & Wilmsen 2014, Abb. 15). Die groben Sandsteine der unteren Schrammstein-Formation bestehen überwiegend aus (z. T. rötlichen) Quarzen, haben aber eine sehr schlechte texturale Reife (schlechte Sortierung und Zurrundung). Die Ablagerung erfolgte in relativer Küstennähe, die Transportwege aus dem Liefergebiet (Lausitz) waren eher kurz. Gleichsam konnte wohl aufgrund rascher Ablagerung und Überdeckung keine nennenswerte marine Maturierung der Sande im Küstengebiet erfolgen. Das spricht für hohe Absenkungsraten im Bereich vor der Lausitzer Überschiebung und entsprechende syndimentäre tektonische Aktivität.

Der δ_2 -Horizont signalisiert ein weiteres Transgressionsereignis in der grobsandigen Küstenfazies der Schrammstein-Formation. Es handelt sich dabei mutmaßlich um ein Ereignis des frühesten Coniacium, insbesondere unter Berücksichtigung einer Korrelation des δ_2 -Horizontes mit dem Zatzschker Mergel (s. Abb. 2). Gesi-

chert ist das Vorkommen von Inoceramen der *Cremnoceramus-waltersdorfensis*- und *Cremnoceramus-deformis*-Gruppen des Unterconiacium im Zatzschker Mergel bei Pirna-Zatzschke. Allerdings wurden aus den Übertage anstehenden Sandsteinen c, d und e des Schrammstein-Winterberg-Gebietes bisher wenig bis keine biostratigraphisch verwertbaren Fossilien geborgen. Alle wichtigen Leitfossilien der oberen Postelwitz-Formation und der Schrammstein-Formation, einschließlich der unterconiacischen Index-Inocerame *Cremnoceramus inconstans* aus der Bohrung Rathewalde (Tröger 2008), stammen aus dem Übergangsbereich der sandigen zur mergeligen Lithofazies zwischen Pirna–Wehlen–Rosenthal–Bieltal (vgl. Tröger & Voigt in Niebuhr et al. 2007, Tröger & Niebuhr 2014).

Weiterführende Literatur: Seifert (1955), Rast (1959), Voigt (1994), Tröger & Voigt (in Niebuhr et al. 2007), Wilmsen & Niebuhr (2009), Janetschke & Wilmsen (2014).

3.8. Stopp 8

Hocksteinaussicht nahe Hohnstein

Lage: Die Hocksteinaussicht ist eine rechtselbische Felsbastei am westlichen Polentzthalhang, gegenüber dem Ort Hohnstein. Vom Parkplatz unterhalb der Hocksteinschänke führt ein ausgeschilderter Wanderweg südostwärts in Richtung Polentzthal. Über die Teufelsbrücke erreicht man die auf einem Felsvorsprung gelegene Hocksteinaussicht.

Lithostratigraphie: Schrammstein-Formation.

Chronostratigraphie: Oberturonium bis Unterconiacium.

Beschreibung: Der Hockstein umfasst eine gegliederte Felsplattform, deren nahezu senkrecht Wände in das über 100 m tiefer gelegene Polentzthal abfallen (Abb. 16). Auf der anderen Seite des Tales erhebt sich der von einer Burg gekrönte Hohnstein, auf dessen Nord- und Ostseite der gleichnamige Ort liegt. Von Hohnstein zur Hocksteinschänke verläuft in Serpentinengewunden die Mühlbergstraße in das Polentzthal hinab und als Wartenbergstraße wieder hinauf. 1958 wurde bei Straßenbauarbeiten auf der westlichen Talflanke die Lausitzer Überschiebung eindrucksvoll angeschnitten (Rast 1959). Dabei wurde der Lausitzer Granodiorit mit flach nordostwärts einfallendem tektonischem Kontakt auf stark zerklüfteten und verkieselten Turonium-Sandsteinen angetroffen. Vom direkten Kontakt wurde eine 20–30 cm mächtige Zone einer „grauen, tonig-schmierigen Substanz“ beschrieben, die durch „stärkste Pressung und Zerreibung des Granits entstanden ist“ (Rast 1959: 114). Neben diesem mutmaßlichen Mylonit sind auch Harnische in den Sandsteinen der unmittelbaren Umgebung sehr häufig und zeigen die enormen, bei der Aufschiebung wirksamen Kräfte. Lei-

der sind die Aufschlussverhältnisse und die Zugänglichkeit am Anschnitt an der Wartenbergstraße mittlerweile stark eingeschränkt.

In den Sandsteinen der Postelwitz- und Schrammstein-Formationen finden sich hier, nahe der Lausitzer Überschiebung, immer wieder eingeschaltete matrixreiche Brekzien und Konglomerate mit bis zu faustgroßen Komponenten (Abb. 4). Diese weisen auf ein erhöhtes Relief in unmittelbarer Umgebung und die Verfügbarkeit von Grobklastika hin. An Komponenten finden sich Juralcalke, Eisenschwarten, Quarz, rote Siltsteine und limonitierter Sandstein (Häntzschel 1928, Seifert 1937, Voigt 2009). Ihr Auskeilen nach Westen indiziert eine östliche Herkunft von der Lausitz.

Geomorphologisch zeigt sich der lithologische Wechsel an der Lausitzer Überschiebung eindrucksvoll durch die Form des Polentztales: im Norden zeigt sich das „Granitpolentzthal“ mit sanften Hängen und breiter, wiesenbedeckter Talsohle. Flussabwärts, nach Süden, ändert sich der Charakter rasch und schroffe, Cañon-artige Wände begleiten das enge, tief eingeschnittene „Sandsteinpolentzthal“. Die Polenz hat sich hier in die Sandsteine d und e der Schrammstein-Formation (Oberturonium bis Unterconiacium) eingeschnitten.

Interpretation: Die Lausitzer Überschiebung ist als das Sächsische Kreidebecken im Nordosten begrenzendes Strukturelement möglicherweise auch schon seit dem späten Cenomanium aktiv gewesen (Voigt 2009). Debris-Flow-Ablagerungen in den Sandsteinen der Postelwitz- und Schrammstein-Formationen zeigen aber erst ab dem Mitteluronium verstärkte Hebung und Erosion der Lausitz und flexurelle Subsidenz des vorgelagerten Randtrog an. Dabei wurden bis in das frühe Coniacium überwiegend Deckgebirgsschichten von der Lausitz abgetragen (Voigt 2009, Hofmann et al. 2013). Da im Sächsischen Kreidebecken keine jüngeren Schichten als Coniacium erhalten sind, kann über den weiteren Verlauf der Beckenentwicklung nur spekuliert werden. Es ist aber davon auszugehen, dass die heute erhaltene, maximal etwa 1 km mächtige Kreidebedeckung ursprünglich wesentlich größer war (Voigt 2009) und für die Lausitzer Überschiebung ein ähnlicher zeitlicher Ablauf wie an der Harznordrandstörung mit einer Kulmination in Santonium und Campanium zu erwarten ist (s. T. Voigt et al. 2006).

Weiterführende Literatur: Häntzschel (1928), Seifert (1937), Rast (1959), Voigt (2009), Hofmann et al. (2013).

Danksagung

Wir danken den Sächsischen Sandsteinwerken GmbH (Pirna), insbesondere den Herren U. Jahr und J. Roßrucker, für die Genehmigung zum Betreten der aktiven Steinbrüche im Lohmgrund und in Reinhardtsdorf. Ein herzliches Dankeschön geht auch an M.H. Fischer (SNSD) für das gewohnt professionelle Layout.

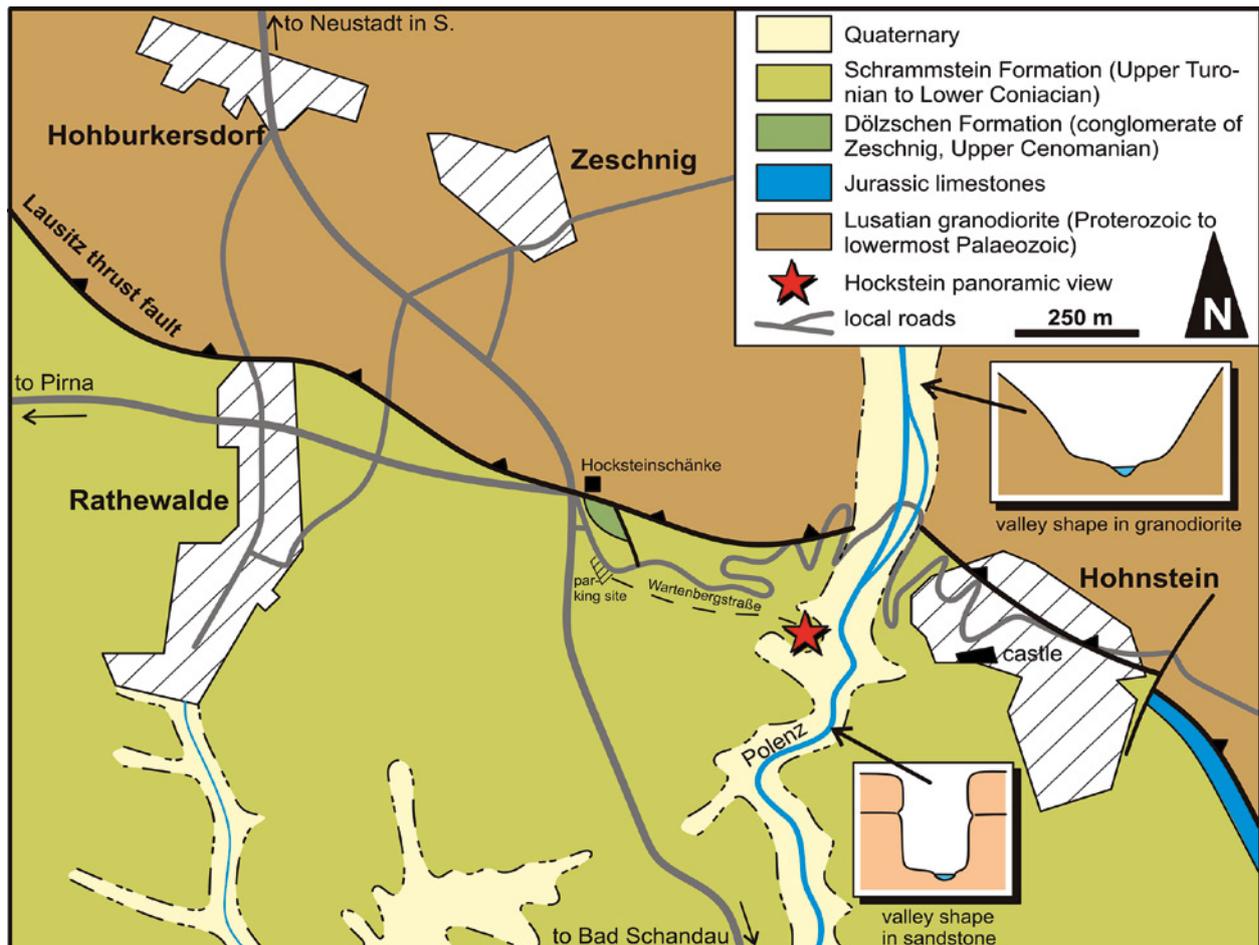


Abb. 16. Vereinfachte geologische Karte rund um Hohnstein (nach Rast 1959) mit Lage der Hocksteinaussicht.

Fig. 16. Simplified geological map of the Hohnstein area (after Rast 1959) with position of the Hocksteinaussicht.

Literatur

- Beeger, D.; Quellmalz, W. (1994): Dresden und Umgebung. – Samml. Geol. Führer, **87**: 1–205, Berlin (Bornträger).
- Geinitz, H.B. (1839): Charakteristik der Schichten und Petrefacten des sächsischen Kreidegebirges, Erstes Heft. Der Tunnel von Oberau in geognostischer Hinsicht, und die dieser Bildung verwandten Ablagerungen zwischen Oberau, Meissen und dem Plauen'schen Grunde bei Dresden. – I–II, 1–30, Taf. A, 1–8, Dresden (Arnold).
- Geinitz, H.B. (1840): Charakteristik der Schichten und Petrefacten des sächsischen Kreidegebirges, Zweites Heft. A. Das Land zwischen dem Plauen'schen Grunde bei Dresden und Dohna. B. Fische, Crustaceen, Mollusken. – I–II, 31–62, Taf. 9–16, Dresden (Arnold).
- Geinitz, H.B. (1842): Charakteristik der Schichten und Petrefacten des sächsisch-böhmischen Kreidegebirges, Drittes Heft. Die sächsisch-böhmische Schweiz, die Oberlausitz und das Innere von Böhmen. – 63–116, I–XXII, Taf. 17–24, Dresden (Arnold).
- Geinitz, H.B. (1843): Die Versteinerungen von Kieslingswalda im Glatzischen, und Nachtrag zur Charakteristik des sächsisch-böhmischen Kreidegebirges. – I–III, 1–23, Taf. 1–6, Dresden (Arnold).
- Geinitz, H.B. (1849): Das Quadersandsteingebirge oder das Kreidegebirge in Deutschland. – 1–293, Freiberg (Craz & Gerlach).
- Geinitz, H.B. (1871–1875): Das Elbthalgebirge in Sachsen. Teil I. Der Untere Quader. – *Palaeontographica*, **20** (I): 1.1–1.276, Cassel (Theodor Fischer).
- Geinitz, H.B. (1872–1875): Das Elbthalgebirge in Sachsen. Teil II. Der mittlere und obere Quader. – *Palaeontographica*, **20** (II): 1.1–1.245, Cassel (Theodor Fischer).
- Haller, W. (1963): Zur Makrofauna der Oberkreidesedimente im Gebiet Spremberg–Weißwasser. – *Ber. geol. Ges. DDR*, **8**: 152–162, Berlin.
- Häntzschel, W. (1928): Neue Aufschlüsse an der Lausitzer Hauptverwerfung bei Hohnstein (Sächs. Schweiz). – *N. Jb. Mineral., Geol. Paläont., Beil.-Bd.* **59**, Abt. B: 80–116.
- Häntzschel, W. (1933): Das Cenoman und die Plenus-Zone der sudetischen Kreide. – *Abh. preuß. geol. L.-Anst., N.F.*, **150**: 1–161, Berlin.

- Hofmann, M.; Linnemann, U.; Voigt, T. (2013): The Upper Cretaceous section at Schmilka in Saxony (Elbsandsteingebirge, Germany) – syntectonic sedimentation and inverted zircon age populations revealed by LA-ICP-MS U/Pb data. – *Geol. Sax.*, **59**: 101–130, Dresden.
- Janetschke, N.; Wilmsen, M. (2014): Sequence stratigraphy of the lower Upper Cretaceous Elbtal Group (Cenomanian–Turonian of Saxony, Germany). – *Z. dt. Ges. Geowiss.*, **165**: 179–208, Stuttgart.
- Kley, J.; Voigt, T. (2008): Late Cretaceous intraplate thrusting in central Europe: Effect of Africa-Iberia-Europoe convergence, not Alpine collision. – *Geology*, **36**: 839–842, Boulder.
- Lamprecht, F. (1928): Schichtenfolge und Oberflächenformen im Winterberggebiete des Elbsandsteingebirges. – *Mitt. Ver. Erdkunde*, Jg. **1927**: 1–48, Dresden.
- Lamprecht, F. (1934): Die Schichtlagerung des Turons im sächsisch-böhmischen Elbsandsteingebirge. – *Ber. mathem. phys. Kl. sächs. Akad. Wiss. Leipzig*, **86**: 155–186, Leipzig.
- Lange, J.M.; Tonk, C.; Wagner, G.A. (2008): Apatitspaltspurendaten zur postvariszischen thermotektonischen Entwicklung des sächsischen Grundgebirges – erste Ergebnisse. – *Z. dt. Ges. Geowiss.*, **159**: 123–132, Stuttgart.
- Lemme, H.; Engelmann, G. (1959): Zwischen Sebnitz, Hinterhermsdorf und den Zschirnsteinen: Ergebnisse der heimatkundlichen Bestandsaufnahme im Gebiet Sebnitz, Hinterhermsdorf, Schöna und am Raumberg. – *Werte der deutschen Heimat*, Bd. **2**: 1–234, Berlin.
- Niebuhr, B.; Wilmsen, M. (2014): Kreide-Fossilien in Sachsen, Teil I. – *Geol. Sax.*, **60**(1): 1–254, Dresden.
- Niebuhr, B.; Hiss, M.; Kaplan, U.; Tröger, K.-A.; Voigt, S.; Voigt, T.; Wiese, F.; Wilmsen, M. (2007): Lithostratigraphie der norddeutschen Oberkreide. – *Schrift-R. dt. Ges. Geowiss.*, **55**: 1–136, Hannover.
- Niebuhr, B.; Wilmsen, M.; Chellouche, P.; Richardt, N.; Pürner, T. (2011): Stratigraphy and facies of the Turonian (Upper Cretaceous) Roding Formation at the southwestern margin of the Bohemian Massif (southern Germany, Bavaria). – *Z. dt. Ges. Geowiss.*, **162**: 295–316, Stuttgart.
- Niebuhr, B.; Richardt, N.; Wilmsen, M. (2012): Facies and integrated stratigraphy of the Upper Turonian (Upper Cretaceous) Großberg Formation south of Regensburg (Bavaria, southern Germany). – *Acta Geol. Polon.*, **62** (4): 595–615, Warszawa.
- Pälchen, W.; Walter, H. (2008, Hrsg.): *Geologie von Sachsen. Geologischer Bau und Entwicklungsgeschichte*. – 1–573, Stuttgart (Schweizerbart).
- Petrascsek, W. (1902): Die Ammoniten der sächsischen Kreideformation. – *Beitr. Paläont. Geol. Österreich-Ungarn und des Orients*, **14**: 131–162, Taf. 7–12, Wien.
- Philip, J.; Floquet, M. (2000): Late Cenomanian (94.7–93.5). – In: Dercourt, J.; Gaetani, M.; Vrielynck, B.; Barrier, E.; Biju-Duval, B.; Brunet, M.F.; Cadet, J.P.; Crasquin, S.; Sandulescu, M. (Eds): *Atlas Peri-Tethys palaeogeographical maps*. CCGM/CGMW: 129–136, Paris.
- Pietzsch, K. (1962): *Geologie von Sachsen*. – 1–870, Berlin (Dt. Verl. Wiss.).
- Prescher, H. (1954): Sedimentpetrographische Untersuchungen ober-turonen Sandsteine im Elbsandsteingebirge. – *Freiberger Forsch.-H.*, **C 11** und *Mitt. staatl. Mus. Mineral. Geol. Dresden*, N.F., **70**: 1–96, Berlin.
- Prescher, H. (1981): Probleme der Korrelation des Cenomans und Turons in der Sächsischen und Böhmisches Kreide. – *Z. geol. Wiss.*, **9**: 367–373, Berlin.
- Prescher, H.; Tröger, K.-A. (1989): Die „Meißner Schichten“ der sächsischen Kreide (Forschungsgeschichte, Litho- und Biostratigraphie). – *Abh. staatl. Mus. Mineral. Geol. Dresden*, **36**: 155–167, Leipzig.
- Rast, H. (1959): *Geologischer Führer durch das Elbsandsteingebirge*. – Bergakademie Freiberg Fernstudium: 1–224, Berlin (Dt. Verl. Wiss.).
- Schander, H. (1923): Die cenomane Transgression im mittleren Elbtalgebiet. – *Z. dt. geol. Ges.*, **75**: 107–154, Berlin.
- Seifert, A. (1937): Die Gerölle im Turon-Sandstein entlang der Lausitzer Überschiebung im Elbsandsteingebirge. – *Z. dt. geol. Ges.*, **89**: 629–647, Berlin.
- Seifert, A. (1955): Stratigraphie und Paläogeographie des Cenoman und Turons im sächsischen Elbtalgebiet. – *Freiberger Forsch.-H.*, **C 14**: 1–218, Freiberg.
- Tröger, K.-A. (1956): Über die Kreideablagerungen des Plauenschen Grundes (sedimentpetrographische und biostratinomisch-paläontologische Untersuchungen). – *Jb. staatl. Mus. Mineral. Geol. Dresden*, **2**: 22–124, Dresden.
- Tröger, K.-A. (1967): Zur Paläontologie, Biostratigraphie und faziellen Ausbildung der unteren Oberkreide (Cenoman bis Turon). Teil I – Paläontologie und Biostratigraphie der Inoceramen des Cenomans bis Turons Mitteleuropas. – *Abh. staatl. Mus. Mineral. Geol. Dresden*, **12**: 13–207, Dresden.
- Tröger, K.-A. (1969): Zur Paläontologie, Biostratigraphie und faziellen Ausbildung der unteren Oberkreide (Cenoman-Turon). Teil II – Stratigraphie und fazielle Ausbildung des Cenomans und Turons in Sachsen, dem nördlichen Harzvorland und dem Ohmgebirge. – *Abh. staatl. Mus. Mineral. Geol. Dresden*, **13**: 1–70, Dresden.
- Tröger, K.-A. (2003): The Cretaceous of the Elbe valley in Saxony (Germany) – a review. – *Carnets de Géologie*, **2003** (3): 1–11, Brest.
- Tröger, K.-A. (2008): Kreide–Oberkreide. – In: Pälchen, W.; Walter, H. (Eds.): *Geologie von Sachsen*. 311–358, Stuttgart.
- Tröger, K.A.; Niebuhr, B. (2014): Inoceramide Muscheln. – In: Niebuhr, B.; Wilmsen, M. (Eds.): *Kreide-Fossilien in Sachsen*, Teil I. *Geol. Sax.*, **60**(1): 169–199, Dresden.
- Tröger, K.-A.; Voigt, T. (1995): Event- und Sequenzstratigraphie in der Sächsischen Kreide. – *Berliner geowiss. Abh.*, **E 16** (1): 255–267, Berlin.
- Tröger, K.-A.; Voigt, T. (2007): Elbtal-Gruppe. – In: Niebuhr, B.; Hiss, M.; Kaplan, U.; Tröger, K.-A.; Voigt, S.; Voigt, T.; Wiese, F.; Wilmsen, M. (Eds.), *Lithostratigraphie der norddeutschen Oberkreide*. *Schrift-R. dt. Ges. Geowiss.*, **55**: 50–66, Hannover.
- Tröger, K.-A.; Wolf, L. (1960): Zur Stratigraphie und Petrographie der Strehleiner Schichten. – *Geologie*, **9** (3): 288–298, Berlin.
- Tröger, K.-A.; Wejda, M. (1997): Biostratigraphie der Strehleiner Formation (Ob. Turon bis Unt.-Coniac) im Gebiet von Dresden. – *Freiberger Forsch.-H.*, **C 466**: 1–17, Freiberg.
- Voigt, S.; Gale, A.S.; Voigt, T. (2006): Sea-level changes, carbon cycling and palaeoclimate during the Late Cenomanian of north-west Europe; an integrated palaeoenvironmental analysis. – *Cret. Res.*, **27**: 836–858, Amsterdam.
- Voigt, T. (1994): Faziesentwicklung und Ablagerungssequenzen am Rand eines Epikontinentalmeeres – die Sedimentationsgeschich-

- te der Sächsischen Kreide. – Diss.-Schr. TU Bergakademie Freiberg: 1–130, Freiberg. [Unveröff.]
- Voigt, T. (1998): Entwicklung und Architektur einer fluviatilen Tal-füllung – die Niederschöna-Formation im Sächsischen Kreide-becken. – Abh. staatl. Mus. Mineral. Geol. Dresden, **43/44**: 121–139, Dresden.
- Voigt, T. (1999): Ablagerungsbedingungen und Taphonomie der Schmilka-Formation (Unter-Turon) südlich von Pirna (Sächsi-sches Kreidebecken). – Greifswalder geowiss. Beitr., **6**: 193–207, Greifswald.
- Voigt, T. (2009): Die Lausitz-Riesengebirgs-Antiklinalzone als kreidezeitliche Inversionsstruktur: Geologische Hinweise aus den umgebenden Kreidebecken. – Z. geol. Wiss., **37**: 15–39, Ber-lin.
- Voigt, T. (2011): Sturmdominierte Sedimentation in der Postel-witz-Formation (Turon) der Sächsischen Kreide. – Freiburger Forsch.-H., **C 540**: 27–45, Freiberg.
- Voigt, T.; Tröger, K.-A. (1996): Sea-level changes during the Late Cenomanian and Early Turonian in the Saxonian Cretace-ous Basin. – Mitt. geol. paläont. Inst. Univ. Hamburg, **77**: 275–290, Hamburg.
- Voigt, T.; Voigt, S.; Tröger, K.-A. (1994): Faziesentwicklung einer ertrunkenen Felsküste – die obercenomane Monzonitklippe westlich von Dresden. – Freiburger Forsch.-H., **C 452**: 23–34, Freiberg.
- Voigt, T., Wiese, F., Eynatten, von H.; Franzke, H.-J.; Gaupp, R. (2006): Facies evolution of syntectonic Upper Cretaceous de-posits in the Subhercynian Cretaceous Basin and adjoining areas (Germany). – Z. dt. Ges. Geowiss., **157** (2): 203–243, Stuttgart.
- Walter, H.; Suhr, P. (1997): Proximale Tempestite aus dem tieferen Obercenoman (*naviculare*-Zone) von Dresden-Coschütz. – Frei-berger Forsch.-H., **C 468**: 305–317, Freiberg.
- Wilmsen, M.; Nagm, E. (2013): Sequence stratigraphy of the lower Upper Cretaceous (Upper Cenomanian–Turonian) of the East-ern Desert, Egypt. – Newsl. Strat., **46** (1): 23–46, Stuttgart.
- Wilmsen, M.; Nagm, E. (2013): Upper Cenomanian–Lower Turon-ian ammonoids from the Saxonian Cretaceous (lower Elb-tal Group, Saxony, Germany). – Bull. Geosci., **88**: 647– 674, Prague.
- Wilmsen, M.; Niebuhr, B. (2009): Die Kreide der Elbezone. – Ex-kursionsf. Veröff. dt. Ges. Geowiss., **241**: 199–218, Hannover.
- Wilmsen, M.; Niebuhr, B.; Chellouche, P.; Pürner, T.; Kling, M. (2010): Facies pattern and sea-level dynamics of the early Late Cretaceous transgression: a case study from the lower Danubi-an Cretaceous Group (Bavaria, southern Germany). – Facies, **56**: 483–507, Erlangen.
- Wilmsen, M.; Vodrážka, R.; Niebuhr, B. (2011): The Upper Ceno-manian and Lower Turonian of Lockwitz (Dresden area, Sa-xony, Germany): lithofacies, stratigraphy and fauna of a trans-gressive succession. – Freiburger Forsch.-H., **C 540**: 27–45, Freiberg.
- Wolf, S. (2006): Brandungsklippe vom Hohen Stein. – Miniaturen zur Geologie Sachsens. GeoTope, **2**: 1–15, Dresden.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Geologica Saxonica - Journal of Central European Geology](#)

Jahr/Year: 2014

Band/Volume: [60](#)

Autor(en)/Author(s): Wilmsen Markus, Niebuhr Birgit

Artikel/Article: [Stratigraphie und Ablagerungsbedingungen der Kreide in Sachsen \(Elbtal-Gruppe, Cenomanium – Unterconiacium\) 347-369](#)