

**Kreidesandsteine auf der Lausitz (Sachsen):  
Hinweise zu Paläogeographie und Inversionstektonik**

**Cretaceous sandstones of Lusatia (Saxony): indications on palaeogeography and inversion tectonics**

von Birgit Niebuhr (Dresden)  
mit 6 Abbildungen, 2 Tabellen und 3 Tafeln

NIEBUHR, B. (2018): Kreidesandsteine auf der Lausitz (Sachsen): Hinweise zu Paläogeographie und Inversionstektonik. – *Paläontologie, Stratigraphie, Fazies* (24), Freiberger Forschungshefte, C 553: 51–78; Freiberg.

Schlüsselworte: Sachsen, Cenomanium, Paläogeographie, Inversionstektonik, Lausitz, Reliktorkommen, Paläo-Elbe.

Keywords: Saxony, Cenomanian, palaeogeography, inversion tectonics, Lusatia, relict occurrences, Palaeo-Elbe River.

Adresse: Dr. Birgit Niebuhr, Senckenberg Naturhistorische Sammlungen Dresden, Museum für Mineralogie und Geologie, Sektion Paläozoologie, Königsbrücker Landstr. 156, 01109 Dresden, birgit.niebuhr@senckenberg.de.

**Inhalt:**

Zusammenfassung

Abstract

- 1 Einleitung
- 2 Kreidesandstein-Komponenten in känozoischen Flussschottern
- 3 Anstehende Weißig-Schullwitzer Kreidesandsteine
- 4 Kreidesandsteine in tektonischen Keilen der Störungszone
- 5 Die Lausitzer Überschiebung
- 6 Diskussion
- 7 Tabellarische Kurzfassung

Danksagung

Literatur

**Zusammenfassung**

Kreidesandsteine kommen auf der westlichen Lausitz als Erosionsrelikte, hauptsächlich jedoch als Gerölle und große Blöcke in känozoischen Flussschottern vor. Sowohl die anstehenden Weißig-Schullwitzer Kreidesandsteine nordöstlich der Lausitzer Überschiebung in Dresden, kretazische Sedimente in tektonischen Keilen direkt in der Störungszone, wie auch die zahlreichen Kreidesandstein-Komponenten in den „Senftenberger“ und „Bautzener Elbeläufen“ sind flachmarine Bildungen, die anhand ihrer Lithologie (Quarzsandsteine mit reichlich Hellglimmer) und ihrer Fossilien (überwiegend verschiedenartige Muscheln, auch Schnecken, Serpuliden und Seeigel) in das Obercenomanium gestellt werden. Da obercenomane Ablagerungen in der Sächsischen und Böhmisches Schweiz (Tschechische Republik) flächendeckend heute noch von 100–450 m mächtigen turon- bis unterconiaczeitigen Quarzsandsteinen überdeckt werden, ist davon auszugehen, dass die Gerölle und Blöcke in den fluviatilen Sedimenten einer ursprünglich noch weit auf die westliche Lausitz hinaufreichenden, flächenhaft verbreiteten sandigen Kreide-Bedeckung zwischen Lausitzer Überschiebung und Lausitzer Hauptabbruch entstammen. Aufgrund der großen bio- und lithofaziellen Ähnlichkeit sowie Mächtigkeit aller Lausitzer Kreidesandsteine mit dem Unterquader der Oberhäslich-Formation und der sandigen, karbonatfreien Dölzchen-Formation auf dem Osterzgebirge ist von einer merklichen inversionstektonischen Hebung der westlichen Lausitz bereits im Cenomanium nicht auszugehen. Westliche Lausitz und Osterzgebirge gehörten zum tektonisch stabilen norddeutschen Schelfgebiet, das im Zuge des steigenden cenomanen Meeresspiegels eustatisch geflutet wurde.

Das Obercenomanium beider Ablagerungsräume transgredierte direkt auf Lausitzer Zweiglimmergranodiorit und erzgebirgische Gneise, so muss die Exhumierung der proterozoischen Grundgebirgseinheiten älter als 100 Mio. Jahre sein. Da für die gesamte Lausitz bisher von einem Exhumierungsalter von 85–50 Mio. Jahren ausgegangen wird, sind die für die westliche Lausitz ermittelten Daten verschiedener Bearbeiter nur zu harmonisieren, wenn von einer nachträglichen 2–3 km mächtigen Bedeckung mit Oberkreide-Sedimenten ausgegangen werden könnte. Die inversionsbedingte Deformation am Südwest-Rand der Lausitz bei gleichzeitiger Subsidenz der Elbe-Senke erfolgte gleichermaßen erst frühestens mit dem Mittelconiacium (jünger als 88 Mio. Jahre), da von Meißen bis Bad Schandau Unterconiacium überschoben wurde.

## Abstract

Cretaceous sandstones occur in western Lusatia as erosional relicts through mainly as pebbles and large blocks in Cenozoic river gravels. The exposed Weißig-Schullwitz Cretaceous sandstones northeast of the Lusatian thrust fault in Dresden, the Cretaceous sediments in tectonic wedges directly in the fault zone, as well as numerous Cretaceous sandstone components in the “Senftenberg” and “Bautzen Elbe river courses” have shallow marine origins based on their lithology (quartz sandstones with abundant white mica flakes) and their fossil content (mainly different bivalves, also gastropods, serpulids and sea urchins), and dated to Late Cenomanian times. As Upper Cenomanian deposits in the Saxonian and Bohemian Switzerland (Czech Republic) are still covered by 100–450 m thick Turonian to Lower Coniacian quartz sandstones, it can be assumed that the pebbles and blocks of the fluvial sediments come from an originally widespread Cenomanian sandstone cover of the western Lusatian Massif between the Lusatian thrust fault and the Lusatian normal fault. Due to the large similarities in bio- and lithofacies as well as thickness of all Lusatian Cretaceous sandstones with the Unterquader of the Oberhäslich Formation and the sandy, carbonate-free Dölzschen Formation of the Osterzgebirge, a significant tectonic inversion of western Lusatia already in the Cenomanian is unlikely. Western Lusatia and Osterzgebirge are related to the tectonically stable North German shelf area, which was eustatically flooded in the course of the rising Cenomanian sea level. Based on the fact that Upper Cenomanian strata of both deposition areas directly transgressed on Lusatian two-mica granodiorite and Erzgebirge gneisses, the exhumation of the Proterozoic basement must be older than 100 million years. Due to a proposed exhumation age between 85–50 million years for the entire Lusatia, the data, which has been already obtained by various authors, need only to be harmonized for the western Lusatia, if a 2–3 km thick cover of Upper Cretaceous sediments could be assumed. The inversion-related deformation at the southwestern margin of Lusatia and the simultaneous subsidence of the Elbe depression took place at the earliest during Mid-Coniacian age since between Meißen and Bad Schandau Lower Coniacian (younger than 88 million years) was faulted.

## 1 Einleitung

Kreidesandsteine auf der Lausitz sind in erste Linie als Gerölle und große Blöcke in känozoischen Flussschottern der Paläo-Elbe bekannt (z.B. GENIESER, 1955, 1962; WOLF & SCHUBERT, 1992). Sie können ein Volumen von 1 m<sup>3</sup> erreichen (z.B. NAUMANN, 1878; MWL: III 2764 auf Abb. 3). Wenn die Kreidesandsteine nicht unmittelbar vor Ort aufgearbeitet wurden, müssten diese Größen schwimmend (als Driftblöcke in Eisschollen oder im Wurzelgeflecht von Bäumen; cf. LANGE, 2012) ihre heutige Position erreicht haben. Die Herkunft dieser „Leitgerölle“ der Paläo-Elbe wird im Allgemeinen mit „Böhmen und dem Elbsandsteingebirge“ angegeben (GENIESER, 1955, 1962). In dieser Arbeit wird erstmals die Stratigraphie und Paläogeographie der Kreidesandstein-Komponenten anhand ihres bio- und lithologischen Inventars erfasst, um somit die Distanzen ihres Transportes auf der Lausitz genauer zu eruieren. Dafür wurden lediglich die Kreidesandsteine, in denen Fossilien auftreten, bearbeitet. Zum Vergleich werden die anstehenden Kreidesandsteine von Dresden-Weißig und -Schullwitz herangezogen, dem einzigen kreidezeitlichen Erosionsrelikt nordöstlich der Lausitzer Überschiebung. [Der Begriff „Lausitz“ wird hier im geologischen, nicht kulturpolitischen Sinne verwandt. Er bezeichnet das Gebiet mit proterozoischem Grundgebirge zwischen der Lausitzer Überschiebung im Südwesten und dem Lausitzer Hauptabbruch im Nordosten (Lausitzer Massiv; siehe Abb. 1). Die Zittauer Kreide liegt nicht auf der Lausitz, sondern in der Elbe-Senke.] Die bearbeiteten Stücke sind im Museum der Westlausitz (MWL) in Kamenz und im Museum für Mineralogie und Geologie (MMG), Sektionen Petrographie (-GG) und Paläozoologie (-SaK, -SaGG), der Senckenberg Naturhistorischen Sammlungen Dresden inventarisiert oder lagen im Sommer 2017 als große Blöcke im Kiestagebau Laußnitz bei Ottendorf-Okrilla (4 in Abb. 1 und 6). Ein Kreidesandstein aus Mühlberg (Taf. 2, Fig. a) wurde freundlicherweise von Max HESSE zur Verfügung gestellt.

## 2 Kreidesandstein-Komponenten in känozoischen Flussschottern

Kreidesandsteine sind als am Boden transportierte Gerölle und Driftblöcke in verschieden-alten Ablagerungen der Elbe anzutreffen. Die ältesten bekannten Flussschotter auf der Lausitz sind die drei zeitlich differenzierbaren „Senftenberger Elbeläufe“ (Obermiozän bis basales Pleistozän; STRAUSS in STANDKE, 2008; WOLF & ALEXOWSKY, 2008). Der „Älteste Senftenberger Elbelauf“ ist nur in Schottern der randmarin beeinflussten Rauno-Formation erhalten. Die obermiozäne bis unterpliozäne Mühlrose-Subformation besteht aus einer Wechselagerung von Tonen/Silten und kiesigen Sanden, die als „1. bis 4. Flaschenton- und Kiessandhorizont“ bezeichnet werden (WOLF & SCHUBERT, 1992; STANDKE, 2008; DSK, 2016). Ihr entsprechen auf Abb. 1 die Kreidesandstein-Vorkommen (in blau) nördlich der angenommenen „Südgrenze der randmarin beeinflussten Rauno-Formation“. Die seltenen Funde westlich und nördlich von Senftenberg (nach GENIESER, 1955) sind sehr weit entfernt von dem angenommenen Gebiet anstehender Kreidesandsteine, und weil kein Material von dort in den Sammlungen gefunden wurde, werden sie zur paläogeographischen Rekonstruktion des Cenomaniums (Abb. 6) nicht herangezogen.

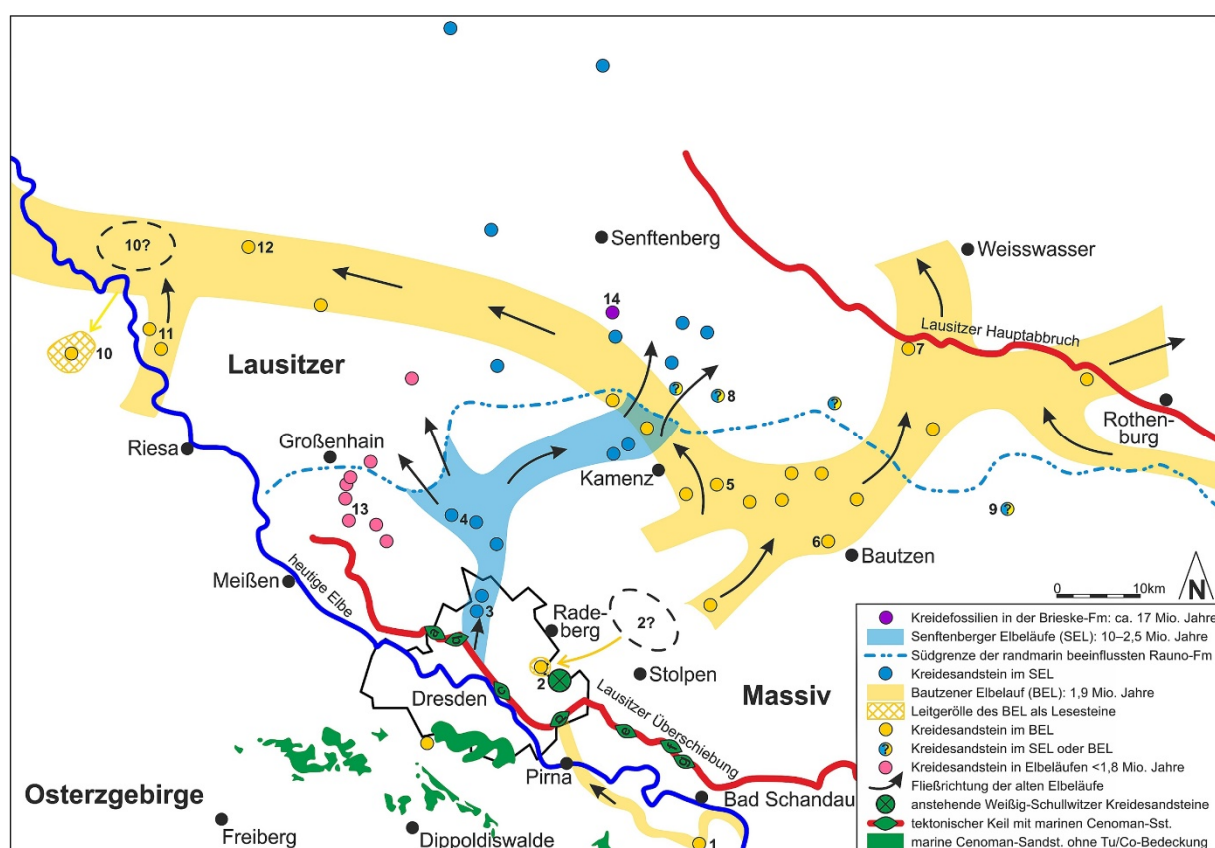


Abb. 1: Känozoische Elbeläufe (nach WOLF & SCHUBERT, 1992; LANGE, 2012) und anstehende, sandige Cenoman-Ablagerungen ohne turon-/unterconiaczeitliche Überdeckung. Im Text erwähnte Vorkommen von Kreide-Komponenten (NAUMANN, 1878; VATER, 1890; GENIESER, 1955, 1962; WOLF & SCHUBERT, 1992; VULPIUS in TRÖGER, 2008a sowie MWL-, MMG- und privates Sammlungsmaterial): 1–Kleingießhübel, 2–Dresden-Weißig und Dresden-Schullwitz, 3–Dresden-Klotzsche, 4–Ottendorf-Okrilla, 5–Schmeckwitz, 6–Bautzen-Salzenforst, 7–Boxberg/Oberlausitz, 8–Liebegast, 9–Hohendubrau, 10–Olganitz, 11–Mühlberg, 12–Bad Liebenwerda-Zeischa, 13–Göhra, 14–Hohenbocka. a–g: tektonische Keile der Störungszone.

Cenozoic Elbe river courses (acc. WOLF & SCHUBERT, 1992; LANGE, 2012) and exposed sandy Cenomanian sediments without Turonian/Lower Coniacian superposition. Mentioned occurrences of Cretaceous components in the text (NAUMANN, 1878; VATER, 1890; GENIESER, 1955, 1962; WOLF & SCHUBERT, 1992; VULPIUS in TRÖGER, 2008a as well as MWL, MMG and private collection material): 1–Kleingießhübel, 2–Dresden-Weißig und Dresden-Schullwitz, 3–Dresden-Klotzsche, 4–Ottendorf-Okrilla, 5–Schmeckwitz, 6–Bautzen-Salzenforst, 7–Boxberg/Oberlausitz, 8–Liebegast, 9–Hohendubrau, 10–Olganitz, 11–Mühlberg, 12–Bad Liebenwerda-Zeischa, 13–Göhra, 14–Hohenbocka. a–g: tectonic wedges of the fault zone.

Im Kiestagebau Laußnitz bei Ottendorf-Okrilla („Älterer Senftenberger Elbelauf“ bei WOLF & SCHUBERT, 1992; oberpliozäne Weißwasser-Subformation der Rauno-Formation vor ca. 4 Mio. Jahren bei STRAUSS in STANDKE, 2008; DSK, 2016; 4 in Abb. 1 und 6) sind auf einer Höhe von 165–205 m HN (= Höhengnull) viele knollige Kreidesandstein-Gerölle und auch sehr große, massige Kreidesandstein-Blöcke bis in die obersten Partien zu finden. Konglomerate und Grobsandsteine, die zu 100 % aus Quarz-Körnern und -Geröllen bis 5 cm im Durchmesser bestehen, wurden auch gefunden. Die meisten Kreidesandstein-Komponenten übersteigen in ihrer Größe nicht die der anderen Gerölle (Abb. 2a, b), sind abgerundet und als rollende Bodenfracht hierher gelangt (Abb. 2c). Die Größe von Blöcken erreichen nicht nur die Kreidesandsteine (Abb. 2d, 3) sondern auch Granitoide, Basaltoide (LANGE et al., 2009), Quarzite und Lydite. Die beiden Letztgenannten sind äußerst verwitterungs-resistent, wohingegen die Kristallin-Gesteine oftmals *in situ* in den Elbe-Schottern bis zur Unkenntlichkeit zersetzt wurden. Außer den Kreidesandsteinen wurden keine weiteren mesozoischen Sedimente als Gerölle oder Blöcke in den Elbe-Schottern gefunden.

Größere Kreidesandstein-Blöcke aus gut sortierten, stark verkieselten Feinsandsteinen lassen teilweise noch die Schichtung erkennen. Diese sind auch nach dem Transport in der Paläo-Elbe noch massig, eckig und kaum verwittert (Abb. 2d) – sie kommen aus dem Unterquader der Oberhäslich-Formation (unteres Obercenomanium), der auf dem Osterzgebirge sowie in Dresden-Weißig und Dresden-Schullwitz (siehe unten) als Werkstein gebrochen wurde. An der Basis der marinen Kreide ist oftmals ein Transgressionskonglomerat zu erkennen, welches sich durch teilweise gut gerundete Milchquarze aus den aufgearbeiteten Grundschottern der fluviatilen Niederschöna-Formation (Mittelcenomanium) herleiten lässt – auch dieses wurde als Geröll-Komponente gefunden. Nur schwach verfestigte Sandsteine unterschiedlicher Korngröße, die vor ihrer Einbettung als rollende Bodenfracht bewegt wurden, sanden in der Hand noch ab und hätten sicherlich keinen weiten Transport überstanden – sie kommen aus der wechselhaft entwickelten, sandigen Dölzchen-Formation (oberes Obercenomanium). Diese Gerölle haben zwar *in-situ* in den Elbe-Schottern eine charakteristische gelbliche Patina angenommen, sind im Inneren aber ebenfalls fast weiß (vgl. Taf. 1, Fig. b–d). Die kretazischen Komponenten machen bis 50 % der Korngröße oberhalb der Kies-Fraktion aus (Abb. 2a). Im Gegensatz zu den Kristallin-Gesteinen wurden die Kreidesandsteine, eingebettet in känozoischen Sanden und Kiesen, vor weiterer quartärer Verwitterung geschützt und gleichen vollständig den knapp 20 km entfernt anstehenden Weißig-Schullwitzer Kreidesandsteinen (siehe unten).

Die Basis des „Älteren Senftenberger Elbelaufs“ auf der Lausitz liegt beispielsweise bei Ottendorf-Okrilla bei ca. 165 m HN, auf dem Kartenblatt Straßgräbchen ca. 7 km nördlich von Kamenz zwischen 150 und 160 m HN und im ehemaligen Braunkohlentagebau Friedlaender in Senftenberg bei ca. 125 m HN; sichere Reste entsprechender Terrassen im Elbsandsteingebirge sind nicht bekannt (GENIESER, 1955; WOLF & SCHUBERT, 1992).

Aus dem Kiestagebau Laußnitz bei Ottendorf-Okrilla kommen die meisten bekannten Kreidesandstein-Gerölle und großen -Blöcke mit Fossilien, z.B. MWL: III 0683 (8 x 6 x 3 cm), MWL: III 1974a (19 x 14 x 9 cm), MWL: III 2764a (64 x 62 x 24 cm), MWL: III 2764b (16 x 16 x 5 cm), MWL: III 4497 (27 x 25 x 5 cm), MWL: III 8632 (17 x 10 x 10 cm), MMG: SaGG 2 (27 x 12 x 8 cm), MMG: GG301037 (17 x 10 x 10 cm), MMG: GG305663 (33 x 18 x 12 cm) sowie etliche Blöcke, die aufgrund ihrer Größe nicht aus dem Kiestagebau abtransportiert, sondern im Jahr 2017 lediglich fotografiert wurden.

Auch der „Jüngere Senftenberger Elbelauf“ aus dem basalen Unterpleistozän vor ca. 2,5 Mio. Jahren („Elbe A<sub>1</sub>“ mit fraglicher, inverser Polarität an der Basis von Chron „Matuyama“ bei WIEGANK, 1982; „A<sub>1</sub>-Talboden“ bei WOLF & SCHUBERT, 1992; „Höchste Hochterrasse“ der Kaltenhorn-Kaltzeit des Prätegel-Komplexes bei WOLF & ALEXOWSKY, 2008; basale Hochterrasse-Formation der DSK, 2016), der in den oberen Elbeschottern von Dresden-Klotzsche auf einer Höhe von 205–225 m HN ansteht (3 in Abb. 1 und 6), weist viele Kreidesandstein-Komponenten auf (GENIESER, 1955; WOLF & ALEXOWSKY, 2008); Material liegt in den untersuchten Sammlungen nicht vor, ist aber in dem Aushub des in den Jahren 2016–2018 aktiven Neubaugebietes zahlreich gesichtet worden, leider nur ohne Fossilien.

In dem vor ca. 1,9 Mio. Jahren unter deutlich kaltzeitlichen Bedingungen abgelagerten unterpleistozänen „Bautzener Elbelauf“ sind die Kreidesandstein-Komponenten zeitgleich mit Eiskeilen in der „E-Terrasse“ zu finden (GENIESER, 1962; „Elbe A<sub>2</sub>“ mit normaler Polarität im Subchron „Oldovai“ bei WIEGANK, 1982; „A<sub>2</sub>-Talboden“ bei WOLF & SCHUBERT, 1992; „Höhere Hochterrasse“ der Krückau-Kaltzeit bei WOLF & ALEXOWSKY, 2008; untere Hochterrasse-Formation der DSK, 2016). Die Basis des „Bautzener Elbelaufs“ auf der Lausitz, die beispielsweise östlich von Kamenz auf 190–200 m HN liegt, entspricht im Elbesandsteingebirge den Schotterresten bei Kleingießhübel südwestlich von Reinhardtsdorf-Schöna (1 in Abb. 1 und 6) und der „Höheren Hochterrasse“ auf ca. 240 m HN (ca. 130 m über der heutigen Elbe; GENIESER, 1955; WOLF & SCHUBERT, 1992; LANGE, 2012). Im Vergleich zum nahe gelegenen Großen Winterberg, der noch heute als zweithöchste Erhebung der Sächsischen Schweiz bis auf 556 m HN aufragt, hatte sich die Elbe bei Bad Schandau und Kleingießhübel im Unterpleistozän bereits bis tief in den mittelturonen Sandstein der Postelwitz-Formation eingeschnitten (Kreidesandstein-Mächtigkeiten vgl. „Sammelpprofilserie durch die sächsische Elbtalkreide“ bei SEIFERT, 1955; lithostratigraphische Einheiten der Elbtal-Gruppe siehe TRÖGER & VOIGT in NIEBUHR et al., 2007; NIEBUHR & WILMSEN, 2016a).



Ein Streufeld nordöstlich der Lausitzer Überschiebung ebenfalls auf einer Höhe von etwa 240 m HN mit „zahlreichen Elbeleitgeröllen als Lesesteine“ (WOLF & SCHUBERT, 1992: 15; 2 in Abb. 1 und 6), auch mit Kreidesandsteinen (GENIESER, 1955), grenzt unmittelbar an die anstehenden Weißig-Schullwitzer Kreidesandsteine im östlichen Dresden (siehe unten). WOLF & SCHUBERT (1992) ordnen es dem „Bautzener Elbelauf“ zu, neuere Untersuchungen belegen eine Umlagerung durch elsterzeitlichen Moränen (LAPP et al., 2017: 43).



Abb. 2: „Älterer Senftenberger Elbelauf“ der Kiesgrube Laußnitz I bei Ottendorf-Okrilla 2017 (4 in Abb. 1 und 6); Maßstab: Hammer (30 cm). a: aufgehaldete Klasten, Gerölle und Blöcke, überwiegend Kreidesandsteine und gespickte Tonklasten. b: Ausschnitt aus 2a mit Markierung einiger Kreidesandstein-Komponenten. c: MWL: III 8631, schwach verfestigter, knolliger Kreidesandstein aus der sandigen Dölzschen-Formation, der als rollende Bodenfracht transportiert wurde, Bildbreite 13 cm. d: stark verfestigter und eckiger Kreidesandstein-Block aus dem Unterquader der Oberhäslich-Formation auf anstehenden Ton-schichten bei ca. 185 m HN.

“Older Senftenberg Elbe river course“ of the gravel pit Laußnitz I near Ottendorf-Okrilla 2017 (4 in Figs. 1 and 6); hammer for scale (30 cm). a: heaped clasts, cobbles and blocks, mostly Cretaceous sandstones and und spicked clay clasts. b: detail from 2a with marks of some Cretaceous components. c: MWL: III 8631, weak lithified, bulbous Cretaceous sandstone from the sandy Dölzschen Formation which was transported as rolling ground freight, image width 13 cm. d: strong lithified and angular Cretaceous sandstone block from the Unterquader of the Oberhäslich Formation overlying clay layers at ca. 185 m HN.

Auffällig sind die „nicht seltenen Elbsandsteine“ in den „Olganitzer Schottern“ ca. 18 km nördlich von Riesa (WOLF & SCHUBERT, 1992: 14, Abb. 2; 10 in Abb. 1 und 6) auf einer Höhe von etwa 165 m HN. Sie befinden sich mindestens 50–60 km entfernt von der nordwestlichsten Verbreitung heute noch anstehender, karbonatfreier Quarzsandsteine der sächsischen Kreide. Dieses Streufeld, das eine ca. 15 km südlich transportierte elsterzeitliche Scholle sein soll (WOLF & SCHUBERT, 1992; 10? in Abb. 1 und 6), und auch die Funde von Mühlberg (11 in Abb. 1 und 6) und Bad Liebenwerda-Zeitscha (12 in Abb. 1 und 6), markieren sicher die ortsnahe Aufarbeitung von anstehenden Kreidesandsteinen nordwestlich der Westsudetischen Insel (vgl. Abb. 6).

NAUMANN (1878) beschreibt „das (sehr befremdende) Vorkommen eines Sandsteinblocks bei Salzenforst. Er ist 1,20 m lang, 1 m breit und 0,80 m dick, und besitzt noch Quaderform, ist ziemlich weich und zeigt auf der Oberfläche mehrere organische Einschlüsse, namentlich Encrinitenstiele“ (= Spurenfossil *Ophiomorpha saxonica*). Der Quadersandstein in „diluvialen Ablagerungen“ ca. 3 km nordwestlich des Stadtzentrums Bautzen (6 in Abb. 1 und 6) liegt eindeutig nördlich der Westsudetischen Insel im Obercenomanium (vgl. Abb. 6).

Ein Kreidesandstein-Block, bestehend aus fünf fossilhaltigen Einzelstücken eines sehr hellglimmerreichen, fast weißen Mittel- bis Feinsandsteins (MWL: III 3261a–f), wurde in der Kiesgrube Liebegast, ca. 9 km nordöstlich Kamenz, auf einer Höhe von 145–160 m HN gefunden (8 in Abb. 1 und 6). Dieses Kiesvorkommen (und auch der unmittelbar anschließende Kiessandtagebau Oßling) ist weder bei GENIESER (1955, 1962), WOLF & SCHUBERT (1992) noch LANGE (2012) erwähnt. Die Vorkommen weisen einen hohen Anteil an nordischem Material auf, z.B. Feuersteine aus der Schreibkreide, und stammt vermutlich aus der Elster-Kaltzeit. Die Kreidesandsteine der Kiesgrube Liebegast sollen entweder durch die Elbe oder einen ihrer Nebenflüsse aus dem Süden der Lausitz antransportiert worden sein oder stammen aus der unmittelbaren Umgebung, da die Oberkreide des nördlich gelegenen Nordsudetischen Kreidebeckens (Abb. 6) nicht in Quadersandstein-Fazies sondern tonig-mergelig ausgebildet ist und das Obercenomanium erst 1.300 m unter Geländeoberkante ansteht (GÖTHEL & TRÖGER, 2002; TRÖGER, 2008a).

Auch über die Kiesvorkommen bei Hohendubrau (9 in Abb. 1 und 6) konnte nicht in Erfahrung gebracht werden, welchem der beiden Elbeläufe sie ursprünglich zuzuordnen sind. Von GENIESER (1955) wird das Vorkommen in Hohendubrau-Gebelzig als präglazial umgelagert angesprochen; sein in der Sektion Petrographie im MMG aufbewahrter Originalfund ist auf Taf. 2, Fig. f zu sehen. Im Museum der Westlausitz liegt ein großer, fein- bis mittelkörniger Sandstein-Block mit auffälliger Beulenschichtung (hummocky cross-stratification) aus derselben Gegend (MWL: III 5568); diese Sedimentstrukturen werden von Sturmwellen in küstennahem Flachwasser gebildet.

In den „Schildauer Elbelauf“ der Lieth-Kaltzeit vor ca. 1,7 Mio. Jahren (DSK, 2016) hat der Nebenfluss Weißeritz „viel Plänersandstein“ aus der Umgebung von Dresden nach Nordwesten in Richtung Großenhain transportiert (VATER, 1890; WOLF & SCHUBERT, 1992: 19; 13 in Abb. 1 und 6). Auch aus Ablagerungen der „Schmiedeberger Elbe“ (oberes Unterpleistozän vor ca. 1,2–0,8 Mio. Jahre; LANGE, 2012; DSK, 2016) und den „Wietstocker Kiesen“ der „Berliner Elbe“ (ausgehende Elster- bis beginnende Saale-Kaltzeit vor ca. 0,3 Mio. Jahren; LANGE, 2012; DSK, 2016) sind Kreidesandstein-Komponenten von GENIESER (1955, 1962) bekannt gemacht worden. Material dieser pleistozänen Elbeläufe konnte in den untersuchten Sammlungen nicht gefunden werden.

Zusammenfassend betrachtet sind sich alle untersuchten Kreidesandstein-Komponenten der alten Elbeläufe lithologisch ähnlich. Es dominieren gelblich-beige, hellglimmerreiche Mittelsandsteine, die oftmals nur schwach verfestigt sind und partiell noch absanden. Die stärker verkieselten Partien sind unregelmäßig im Sediment verteilt, dies hat den oftmals knolligen Habitus der als Bodenfracht transportierten Gerölle zur Folge (Abb. 2b, c). In den mittelkörnigen Sandsteinen finden sich manchmal größere, isolierte Quarzkörner unterschiedlicher Färbung. Auch hellglimmerreiche, gut sortierte und fast weiße Feinsandsteine kommen vor, die deutlich stärker verkieselt sind. Die Lithologie der Kreidesandstein-Komponenten ist identisch mit der des Unterquaders der Oberhäslich-Formation sowie dem Serpulasand und Plänersandstein der karbonatfreien Dölzschen-Formation, wie er in den alten Quadersandsteinbrüchen zwischen Freiberg, Dippoldiswalde und Dresden heute noch ansteht (vgl. Abb. 1).

Die folgenden Fossilien wurden in den Kreidesandstein-Komponenten der „Senftenberger“ und „Bautzener Elbeläufe“ nachgewiesen. Schwämme: *Laocoetis* sp. (MMG: SaGG 1); Muscheln: *Inoceramus* cf. *pictus* SOWERBY, 1829 (MWL: III 8632), *Rastellum carinatum* (LAMARCK, 1806) (MWL: III 2764a), *Rhynchostreon suborbiculatum* (LAMARCK, 1801) (MWL: III 0683, MWL: III 2764a, b, MMG: GG302788), *Pycnodonte vesiculare* (LAMARCK, 1806) (MWL: III 2764a), *Glycymeris obsoleta* (GOLDFUSS, 1840) (MWL: III 3261a, MMG: GG3000031), *Pseudolimea granulata* (NILSSON, 1827) (MWL: III 3261a), *Chlamys? subacuta* (LAMARCK, 1819) (MWL: III 1974c), *Merklinia aspera* (LAMARCK, 1819) (MWL: III 2764a, b), *Neitheia aequicostata* (LAMARCK, 1819) (MWL: III 2764a+b, MWL: III 3261a), *Protocardia hillana* (SOWERBY, 1813) (MMG: GG3000031, MMG: GG302788) und *Granocardium productum* SOWERBY, 1832 (MWL: III 1974b); Schnecken: *Turritella granulata* SOWERBY, 1827 (MMG: GG3000031, MMG: GG302788); Brachiopoden: *Cylothyrus difformis* (VALENCIENNES in LAMARCK, 1819) (MWL: III 3261d–f); Belemniten: *Praeaectinocamax* cf. *plenus* (BLAINVILLE, 1825) (MWL: III 8695a–c); Ichnofossilien: *Ophiomorpha saxonica* (GEINITZ, 1842) (MWL: III 4497, MMG: SaGG 2, MMG:





Abb. 3: „Älterer Senftenberger Elbelauf“ der Kiesgrube Laußnitz bei Ottendorf-Okrilla (4 in Abb. 1 und 6). MWL: III 2764a, größter bekannter fossilhaltiger Kreidesandstein-Block mit zahlreichen, verschiedenartigen Muscheln auf der Schichtfläche, insbesondere Austern, Pectiniden und Limiden, Breite 64 cm; Original zu CZOBEK (2015: 38).

“Older Senftenberg Elbe river course“ of the gravel pit Laußnitz near Ottendorf-Okrilla (4 in Figs. 1 and 6). MWL: III 2764a, largest known Cretaceous fossil bearing sandstone block with numerous different species of bivalves on the bedding plane, especially oyster, pectinids and limids, width 64 cm; original of CZOBEK (2015: 38).

GG301037) und *Keckia cylindrica* von OTTO in GEINITZ, 1849 (MMG: GG305663); Pflanzen: *Dammarites albens* PRESL in STERNBERG, 1838 (MWL: III 4497).

Das Ichnofossil *O. saxonica* (Taf. 1, Fig. a, b) und die meisten genannten Muscheln, insbesondere die Auster *Rh. suborbiculatum* (Taf. 2, Fig. a, b, d), sind in der gesamten Quadersandstein-Fazies der Elbtal-Gruppe häufig bis sehr häufig (NIEBUHR et al., 2014; NIEBUHR & WILMSEN, 2016b), der Unterquader wird nach seiner „Leitmuschel“ *Ra. carinatum* (Taf. 2, Fig. a) traditionell auch als Carinatenquader bezeichnet. *G. obsoleta* (Taf. 2, Fig. g) hat ihr Massenvorkommen im „Muschelfelsen von Coschütz“ an der Basis des Unterquaders, die Turmschnecke *T. granulata* (Taf. 2, Fig. g) ist auch dort, aber in Massen in den auf der Lausitz anstehenden Weißig-Schullwitzer Kreidesandsteinen zu finden (siehe unten). Inoceramen der *pictus*-Gruppe (Taf. 1, Fig. d) sind die Leitfossilien des Obercenomaniums (TRÖGER & NIEBUHR, 2014). Die Brachiopode *C. difformis* (Taf. 2, Fig. e) sowie die Zwergkonifere *D. albens* (Taf. 1, Fig. a) sind auf die Oberhäslich-Formation (unteres Obercenomanium) beschränkt und dort nicht selten. Der Belemnit *Praeactinocamax* (Taf. 1, Fig. f) tritt eventartig in nur drei Horizonten der sächsischen Kreide auf, *P. plenus* ist das Leitfossil der unteren Dölzschen-Formation (oberes Obercenomanium) (WILMSEN, 2014). Die Erhaltung es Kieselschwamms *Laocoetis* sp. (Taf. 2, Fig. c) ist in der

sächsischen Kreide einmalig und charakteristisch für den Serpulasand der Dölzchen-Formation. Es ist festzustellen, dass in der Fossilassoziaton der parautochthonen Kreidesandsteine ausschließlich Obercenomanium biostratigraphisch belegt ist.

HURTIG (2017) präsentiert ein Konzept der alten Elbeläufe, das in wesentlichen Punkten von dem der oben genannten Bearbeiter (alphabetisch: ALEXOWSKY, GENIESER, LANGE, SCHUBERT, STANDKE, STRAUSS, WOLF etc.) abweicht und dem in dieser Arbeit nicht gefolgt wird. So wird von ihm der „Älteste“ und „Ältere Senftenberger Elbelauf“ von WOLF & SCHUBERT (1992) (Obermiozän bis Pliozän vor etwa 10–4 Mio. Jahren; vgl. STRAUSS in STANDKE et al., 2005: 335; STANDKE, 2008: 392, 394, 400) mit dem „Jüngeren“ im basalen Pleistozän vereint und das Gesamalter aller Senftenberger Kiesvorkommen mit „max. 2,6 bis 2 Ma“ angegeben (HURTIG, 2017: 168, 175). Wichtige bio- und lithostratigraphische Basisarbeiten bezüglich des tertiären Alters der beiden ältesten Elbeläufe, aufgeführt zum Beispiel in Standardwerken wie den Stratigraphischen Tabellen von Deutschland 2002 und 2016 (DSK, 2002, 2016) nebst Erläuterungen (STANDKE et al., 2005) sowie der „Geologie von Sachsen“ (STANDKE, 2008), wurden völlig außer Acht gelassen. Auch wurde von HURTIG (2017: 170, 171) der „Bautzener Elbelauf“ um seinen nordwestlich gerichteten „Kamenzer Arm“ erleichtert, dem die „Organitzer Schotter“ nördlich von Riesa zuzuordnen sind (WOLF & SCHUBERT, 1992: 14, Abb. 2; 10/10? in Abb. 1). Die Begründungen für diese und weitere Umstellungen, die anscheinend gänzlich ohne eigene sedimentpetrographische, lithofazielle oder paläobotanisch-biostratigraphische Untersuchungen seitens des Autors zustande kamen, sind äußerst verwirrend und in keinem Fall schlüssig nachzuvollziehen.

In den Hohenbockaer Glassanden der Brieske-Formation (Untermiozän) ca. 10 km südlich von Senftenberg (14 in Abb. 1 und 6) wurden verkieselte Fossilreste und Mikrofossilien dispers verteilt in mittel- bis grobkörnigen Rinnensanden gefunden (VULPIUS, 2003). Diese wurden von KIESEL (in TRÖGER, 2008a: 353) als kretazisch eingestuft. Gefunden wurden neben Muschelschill, Schwammresten, einzelnen großen Schwammskleren, Seeigel-Stacheln und Serpuliden-Bruchstücken auch verschiedenartige agglutinierender Foraminiferen, insbesondere *Perneria depressa* (PERNER, 1892), eine cenomane Leitform der sächsisch-böhmischen Flachwasser-Fazies (PERNER, 1892). Milchige, gut gerundete Quarzkörner („Quarz-3-Körner“) aus magmatischen und regional-metamorphen Ausgangsgesteinen werden den Kreidesandsteinen zugestellt (GÖTZE in VULPIUS, 2003: 106). Mit den verkieselten Fossilien und Teilen der detritischen Quarze wurde für die „Hockenbockaer Deltasande“ der oberen Abfolge ein südliches Liefergebiet rekonstruiert (südliche Oberlausitz oder Elbtal; TRÖGER, 1964; VULPIUS, 2003: 104). In ihrer Erhaltung gleichen die Fossilreste und Mikrofossilien außerordentlich denen des Serpulasandes der Dölzchen-Formation; ebenso verkieselt ist auch der hexactinellider Kieselschwamm *Laocoetis* sp. aus der Kiesgrube Boxberg/Oberlausitz (Taf. 2, Fig. c; 7 in Abb. 1 und 6).

### 3 Anstehende Weißig-Schullwitzer Kreidesandsteine

Dresden-Weißig und Dresden-Schullwitz liegen ca. 15 km östlich des Dresdner Stadtzentrums im Schönfelder Hochland. Diese gehören zu den höchstgelegenen Ortsteilen Dresdens; das hügelige Gelände am Triebenberg erreicht über 380 m HN und übertrifft dabei die Talsohle der Elbe in Dresden um mehr als 250 m. Südlich von Weißig und im Norden der Schullwitzer Flur befinden sich auf einer Höhe von 275–300 m HN die einzigen anstehenden Kreidesandsteine Sachsens nordöstlich der Lausitzer Überschiebung (Abb. 1, 5, 6), direkt auflagernd auf proterozoischem Zweiglimmergranodiorit (siehe Tab. 1).

1791 ist auf der Schullwitzer Flur erstmals ein Steinbruch erwähnt, in dem auch Sandstein abgebaut wurde ([www.dresdner-stadtteile.de/Nordost/Schonfeld-Weissig/Schullwitz/](http://www.dresdner-stadtteile.de/Nordost/Schonfeld-Weissig/Schullwitz/)). „Eine ähnliche Insel von Sandstein findet sich auf der Höhe des rechten Elbufers bei Weißig unfern Pillnitz“, so ist es bei VON GUTBIER (1858: 6) zu lesen. NESSIG (1867) beschreibt anhand einer Brunnengrabung „oberst dünnplattigen, mürben, gelblichen Sandstein“, dann 60 cm losen Sand mit Sandsteinbrocken und darunter einen 2 m mächtigen „festen, hellgelben bis fast weißen, fein- und grobkörniger Sandstein“, „außerordentlich reich an feinsten, weißglänzenden Glimmerblättchen“, dessen Quarzkörner „eine eigentümliche, wie zerfressen aussehende Oberfläche“ haben. Im Zuge der ersten geologischen Kartierung des Blattes Pillnitz–Weißig (KLEMM, 1888, 1892) wurden „am Ostende von Weißig höchstens 4–5 m, bei Schullwitz etwa 20–25 m“ an Mächtigkeit ermittelt; die alten Schullwitzer Sandsteinbrüche waren damals bereits vollständig verschüttet (KLEMM, 1892: 40).

Flachmarine Grobsandsteine und Konglomerate mit gut gerundeten Milchquarzen bis 5 cm Durchmesser markieren die Basis der Weißig-Schullwitzer Kreide. Es folgen massige, homogene Feinsandsteine, die relativ stark verkieselt sind und selten, als kleine Abdrücke erkennbar, die Muschel *Rhynchostreon suborbiculatum* führen. Seltener treten gelbliche, mürbe Sandsteine der Mittelsand-Fraktion mit großen, bunten Quarzen auf, die wie isolierte „Rosinen im Kuchen“ verteilt sind, ihr ursprünglicher Fossilreichtum ist an den heutigen Hohlformen von verschiedenen Muscheln erkennbar. Bei Weißig und im westlichen Bereich der Schullwitzer Vorkommen sind die Sandsteine teilweise stark durch Brauneisen verkittet.

Die Weißig-Schullwitzer Kreidesandsteine wurden traditionell – allerdings bisher ohne zwingende biostratigraphische Belege – als „unterer“ bzw. „cenomaner Quadersandstein“, „Stufe der *Ostrea carinata*“, „Cenoman-Scholle“, „Carinatenquader“ oder „Äquivalente der Plänersandstein-Stufe“ bezeichnet (vgl. GEINITZ, 1842, 1871–

1875; KLEMM, 1888, 1892; NESSIG, 1897; HÄNTZSCHEL, 1933). Die meisten Fossilien der Weißig-Schullwitzer Kreidesandsteine (revidiert nach GEINITZ, 1842, 1871–1875; DENINGER, 1909; WANDERER, 1909; NIEBUHR et al., 2014; TRÖGER & NIEBUHR, 2014) entstammen den alten Schullwitzer Steinbrüchen, die Anfang des 19ten Jahrhunderts anscheinend noch zugänglich waren; ihre Lokalitäten sind nicht bekannt. Schwämme: *Cribrosporgia subreticulata* (Geinitz, 1842); Muscheln: *Inoceramus pictus bohemicus* LEONHARD, 1897 (MMG: SaK 786), *Inoceramus* sp. (MMG: SaK 730a+b), *Rastellum carinatum* (LAMARCK, 1806), *Rhynchostreon suborbiculatum* (LAMARCK, 1801) (MMG: SaK 736), *Trigonia* sp. (MMG: SaK 737), *Pseudoperna glabra* (REUSS, 1846), *Camptonectes virgatus* (NILSSON, 1827) (MMG: SaK 738), *Neithea aequicostata* (LAMARCK, 1819) (MMG: SaK 733, SaK 739), *Neithella notabilis* (MÜNSTER in GOLDFUSS, 1834), *Entolium membranaceum* (NILSSON, 1827) und *Protocardia hillana* (SOWERBY, 1813) (MMG: SaK 734); Schnecken: *Turritella granulata* SOWERBY, 1827 (MWL: III 4044; MMG: SaK 741); Seeigel: *Cidaris vesiculosa* GOLDFUSS, 1826; Ringelwürmer: *Rotulispira saxonica* (MUELLER, 1966).

<sup>1</sup> Osterzgebirge	<sup>2</sup> Dresden-Hellerau	<sup>3</sup> Elbe-Senke in Dresden	<sup>4</sup> Elbe-Senke bei Pirna	<sup>5</sup> DD-Weißig + DD-Schullwitz
<i>plenus</i> -Ton + sandige Dölzschen-Fm (–7 m)	sandiger Pläner der Dölzschen-Fm (einige m)	Mergel + Pläner der Dölzschen-Fm (–35 m)	<i>plenus</i> -Ton + sandige Dölzschen-Fm (4,80 m)	sandige Dölzschen-Fm + Unterquader mit Transgressionskonglomerat der Oberhäslich-Fm (20–25 m)
Unterquader der Oberhäslich-Fm (–20 m)	Unterquader der Oberhäslich-Fm (>3,70 m)	Unterquader der Oberhäslich-Fm, z.T. karbonatisch (–35 m)	Unterquader der Oberhäslich-Fm (7,10 m)	
Niederschöna-Fm (–25 m)	Niederschöna-Fm (7,60 m)	Niederschöna-Fm (selten, –3,60 m)	Niederschöna-Fm (5,10 m)	–
<u>Basis</u> : proterozoisches Grundgebirge, Elbtalschiefergebirge, Döhlener Rotliegend-Becken	<u>Basis</u> : Meißener Syenodiorit	<u>Basis</u> : Lausitzer Granodiorit-Komplex	<u>Basis</u> : Lausitzer Granodiorit-Komplex	<u>Basis</u> : Lausitzer Zweiglimmergranodiorit

Tab. 1: Faziesverteilung des Cenomaniums auf verschiedenen Grundgebirgseinheiten von Freiberg (SW, links) bis auf die westliche Lausitz (NO, rechts). <sup>1</sup>alte Steinbrüche zwischen Freiberg, dem Tharandter Wald und Dippoldiswalde (nach TRÖGER, 2008a; eigene Profilaufnahmen); <sup>2</sup>tektonische Keile der Störungzone (a und b in Abb. 1 und 5; nach GEINITZ, 1849; HAZARD, 1881, 1892; SEIFERT, 1938; hier präsentiertes eigenes und MMG-Sammlungsmaterial); <sup>3</sup>distale Beckenfazies im Stadtgebiet Dresden, aus Bohrungen (ALEXOWSKY et al., 2001); <sup>4</sup>Bohrung Graupa 1/61 (TRÖGER et al., 1963; eigene Profilaufnahme 01/2018); <sup>5</sup>einziges anstehendes Kreide-Vorkommen auf der Lausitz (nach KLEMM, 1888, 1892; hier präsentiertes eigenes und MMG-Sammlungsmaterial).

Facies distribution of the Cenomanian overlying different basement units from Freiberg (SW, left) to the western Lusatia (NE, right). <sup>1</sup>old quarries between Freiberg, the Tharandt Forest and Dippoldiswalde (acc. TRÖGER, 2008a; own loggings); <sup>2</sup>tectonic wedges of the fault zone (a and b in Fig. 1 and 5; acc. GEINITZ, 1849; HAZARD, 1881, 1892; SEIFERT, 1938; here presented own and MMG collection material); <sup>3</sup>offshore facies in the urban area of Dresden, from boreholes (ALEXOWSKY et al., 2001); <sup>4</sup>borehole Graupa 1/61 (TRÖGER et al., 1963; own logging 01/2018); <sup>5</sup>single exposed Cretaceous strata on Lusatia (acc. KLEMM, 1888, 1892; here presented own and MMG collection material).

Zusammenfassend ist festzustellen, dass die Weißig-Schullwitzer Kreidesandsteine eine flachmarine Faunenassoziation eindeutig cenomanen Alters beinhalten. Dafür sprechen die Funde von *Cidaris vesiculosa* und *Rotulispira saxonica*, deren Erscheinen auf diesen Zeitabschnitt beschränkt ist, und von *Inoceramus pictus bohemicus* (Taf. 3, Fig. d), einem Leitfossil des oberen Obercenomaniums (TRÖGER & NIEBUHR, 2014). Die Turmschnecke *Turritella granulata* hat in den Weißig-Schullwitzer Kreidesandsteinen ihr Massenvorkommen (Taf. 3, Fig. a, b), ist aber auch häufig im sogenannten „Muschelfelsen von Coschütz“ aus dem unteren Obercenomanium zu finden (GEINITZ, 1871–1875). Ausnahmslos alle Taxa wurden ebenso in anderen Lokalitäten des Unterquaders der Oberhäslich-Formation (unteres Obercenomanium) und/oder der Dölzschen-Formation (oberes Obercenomanium) gefunden. Die lithologische Abfolge im Weißig-Schullwitzer Kreidevorkommen – (1) Transgressionskonglomerat mit großen, gut gerundeten Milchquarzen – (2) stark verkieselte, homogene Feinsandsteine – (3) mürbe, nur schwach verfestigte, gelbliche Mittelsandsteine mit einzelnen größeren, bunten Quarzkörnern und Fossilien – entspricht in den Steinbrüchen des Osterzgebirges den – (1) flachmarin aufgearbeiteten Grundsottern der kontinentalen Niederschöna-Formation – (2) an der Basis des Unterquader der



Oberhäslich-Formation – (3) mit überlagernder, sandiger Dölzchen-Formation. Auch der hohe Hellglimmeranteil ist in der sächsischen Kreide charakteristisch für Quarzsandsteine des Obercenomaniums und stammt vermutlich aus dem exhumierten proterozoischen Grundgebirge, dem das Cenomanium aufliegt. Eindeutiges turon- oder unterconiaczeitliches Fossilmaterial, wie es an der Oberfläche in der Sächsischen und Böhmisches Schweiz (Tschechische Republik) zu finden ist, wurde auch hier nicht nachgewiesen.

#### 4 Kreidesandsteine in tektonischen Keilen der Störungszone

Im Verlauf der Lausitzer Überschiebung sind mehrere tektonische Keile mit kreidezeitlichen Sedimenten bekannt geworden (GEINITZ, 1849; SEIFERT, 1938; PRESCHER, 1957; LAPP et al., 2017: 25; a–g auf Abb. 1 und 5). Da die tektonischen Keile unmittelbar mit der Störungszone verbunden sind, zeigen sie die kreidezeitliche Fazies auf der heutigen Lausitz.

Die nordwestlichsten Vorkommen liegen in Dresden-Hellerau (a und b in Abb. 1 und 5). Auf einer West–Ost-Erstreckung von etwa 2 km wurden im Zuge der Erstkartierung von HAZARD (1881, 1892) zwei unterschiedliche Lithologien angetroffen: im Westen (a in Abb. 1 und 5) „fast ausschließlich aus taubeneiergrossen, mehr oder weniger abgerollten Michquarzen bestehende Conglomerate“ und Reste eines „hellgrau bis strohgelb gefärbtem Sandsteins“ mit „mitunter recht reichlichem Kaolin, sowie aus spärlichen silberweißen Glimmerschüppchen und Glaukonitkörnern“. Beim Neubau der Autobahn Dresden–Görlitz im Herbst 1936 fand SEIFERT (1938) dort ca. 7,80 m der „Credneriensichten (Grundkonglomerate)“, auflagernd „auf dem verlehnten Syenit“, sowie ca. 3,70 m des „Carinaten-Quaders“ vor, also die Grundsotter der kontinentalen Niederschöna-Formation (Mittelenomanium) und den hangenden Unterquader der Oberhäslich-Formation (unteres Obercenomanium) (Tab. 1). Damit ist der Nachweis von kontinentalen, kretazischen Sedimenten, die bisher nur vom Osterzgebirge und der Elbe-Senke bekannt waren (TRÖGER & VOIGT in NIEBUHR et al., 2007), auch auf der Lausitz erbracht.

Östlich der heutigen Autobahn-Auffahrt Dresden-Hellerau 81a, in einem Streifen von ca. 200 m Breite nördlich des Augustusweges bis über den Moritzburger Weg hinweg (b in Abb. 1 und 5), „sieht man zwischen dem letzten Heller und dem Dorfe Klotzscha sandige Plänerschichten“ (GEINITZ, 1849: 54). HAZARD (1881, 1892: 45, 46) kartierte „einen feinkörnigen, silberweisse Glimmerschüppchen, angewitterte Feldspath- und Glaukonitkörner führenden Sandstein mit mehr oder minder reichlichem kalkigem, in den sich zuweilen einstellenden feinkörnigen Bänken mergeligem Bindemittel“ mit 46–74 % CaCO<sub>3</sub> und 22–49 % SiO<sub>2</sub> (STÖCKHARDT in GEINITZ, 1849: 48), der, „ohne ein günstiges Resultat in Bezug auf Kalkgewinnung zu erlangen“ (GEINITZ, 1850: 34), damals abgebaut wurde. In der revidierten 2. Auflage der geologischen Karte Moritzburg–Klotzscha (SIEGERT, 1907) kann anhand der eingezeichneten Steinbrüche nördlich des Augustuswegs die ehemalige Verbreitung noch ausgemacht werden. Diese karbonathaltigen Schichten östlich des „Letzten Hellers“ („unterer Pläner von Klotzscha“ bei GEINITZ, 1849: 48), die zum *plenus*-Pläner der Dölzchen-Formation (oberes Obercenomanium) gehören, sind heute noch an einigen Stellen, z.B. an der Straßenböschung nordöstlich des Moritzburger Weges, anzutreffen. Die Schichten liegen dort annähernd horizontal; sollte dies für das gesamte Vorkommen gelten, ergibt sich eine Gesamtmächtigkeit von ca. 20 m, die sicher auch Teile des liegenden Unterquaders umfasst. Der östlich gelegene tektonische Keil mit Plänen des oberen Obercenomaniums (b in Abb. 1 und 5) ist nicht in der Oberkreide-Karte von PRESCHER (1957) verzeichnet, aber erstaunlicherweise sind beide Keile auf der vereinfachten Karte von „Dresden und Umgebung, Boden“ im Sächsischen Schulatlas (LANGE & DIERCKE, ca. 1932: 1e) zu sehen.

Sowohl von dem westlichen wie auch östlichen Reliktorkommen liegt einiges an Fossilmaterial im MMG. Folgende Fossilien fanden sich im „hellgrau bis strohgelb gefärbten Sandstein“ („Carinaten-Quader“ = Unterquader der Oberhäslich-Formation) westlich des Gasthofs „Zum Letzten Heller“ (a in Abb. 1 und 5). Muscheln: *Rastellum diluvianum* (LINNAEUS, 1767), *Rhynchostreon suborbiculatum* (LAMARCK, 1801) (MMG: SaK 726, 732b+c), *Rhynchostreon obliquatum* (PULTENEY, 1813), *Pycnodonte vesicularis* (LAMARCK, 1806) (MMG: SaK 4751), *Glycymeris obsoleta* (GOLDFUSS, 1840), *Neithea aequicostata* (LAMARCK, 1891) (MMG: SaK 4755); Brachiopoden: *Cyclothyris difformis* (VALENCIENNES in LAMARCK, 1819) (MMG: SaK 732a); Schnecken: *Turritella granulata* SOWERBY, 1827 (MMG: SaK 729a–e, 731a+b, 4751–4753, 4750a+b); Seeigel: *Cidaris vesiculosa* GOLDFUSS, 1826 (MMG: SaK 728). Aus dem „unteren Pläner von Klotzscha“ östlich des „Letzten Hellers“ (GEINITZ, 1849; b in Abb. 1 und 5) = *plenus*-Pläner der Dölzchen-Formation kamen noch folgende Funde hinzu. Muscheln: *Mytiloides praeturonicus* TRÖGER, 2014 (MMG: SaK 16124), *Pycnodonte vesicularis* (LAMARCK, 1806) (MMG: SaK 727); Ringelwürmer: *Pyrgopolon septemsulcata* (ROEMER, 1841) (MMG: SaK 725).

Die Serpulide *P. septemsulcata* (Abb. 4c) ist in Sachsen auf das Obercenomanium beschränkt und in der Oberhäslich- und Dölzchen-Formation außerordentlich häufig (JÄGER, 2014). Die Muscheln *N. aequicostata* (Abb. 4f) und *Rh. suborbiculatum* (Abb. 4h mitte rechts), die Turmschnecke *T. granulata* und der Seeigel *C. vesiculosa* (Abb. 4g) wurden ebenso in den Weißig-Schullwitzer Kreidesandsteinen gefunden, auch tritt *Turritella*

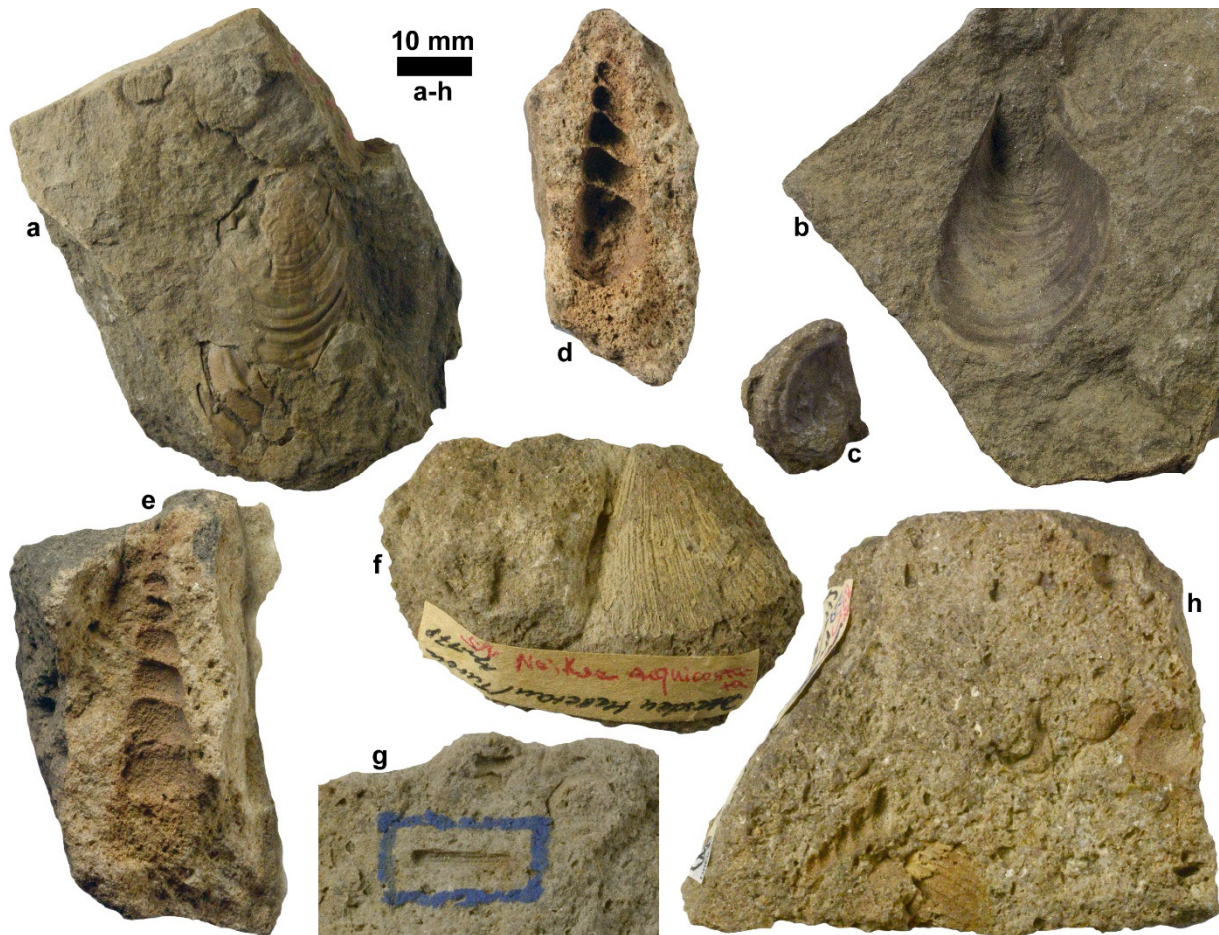


Abb. 4: Fossilien aus den tektonischen Keilen der Störungzone in Dresden-Hellerau, x1; a–c: *plenius*-Pläner der Dölzchen-Formation (oberes Obercenomanium) östlich (b in Abb. 1 und 5) sowie d–h, Unterquader der Oberhäslich-Formation (unteres Obercenomanium) westlich (a in Abb. 1 und 5) des ehemaligen Gasthofs „Zum Letzten Heller“. a: MMG: SaK 16124, inoceramide Muschel *Mytiloides praeturonicus*, teilweise in Schalenerhaltung, charakteristisch für das obere Obercenomanium. b: MMG: SaK 724, Innenansicht einer Inoceramenschale. c: MMG: SaK 725, Serpulide *Pyrgolon septemsulcata*. d, e: MMG: SaK 731a+b, Turmschmecke *Turritella granulata*. f: MMG: SaK 4755, Muschel *Neithea aequicostata*, Schale teilweise verkieselt. g: MMG: SaK 728, Seeigel-Stachel von *Cidaris vesiculosa*. h: MMG: SaK 4751, Handstück mit *Turritella granulata*, inoceramider Muschel und mehreren kleinen *Pycnodonte vesicularis*.

Fossils from the tectonic wedges of the fault zone in Dresden-Hellerau, x1; a–c: *plenius*-Pläner of the Dölzchen Formation (upper Upper Cenomanian) eastern (b in Fig. 1 and 5) as well as d–h, Unterquader of the Oberhäslich Formation (lower Upper Cenomanian) western (a in Fig. 1 and 5) of the former inn „Zum Letzten Heller“. a: MMG: SaK 16124, inoceramid bivalve *Mytiloides praeturonicus*, partly in shell preservation, characteristic for the upper Upper Cenomanian. b: MMG: SaK 724, inner view of an inoceramid shell. c: MMG: SaK 725, serpulid *Pyrgolon septemsulcata*. d, e: MMG: SaK 731a+b, tower snail *Turritella granulata*. f: MMG: SaK 4755, bivalve *Neithea aequicostata*, shell partly silicified. g: MMG: SaK 728, sea urchin spine of *Cidaris vesiculosa*. h: MMG: SaK 4751, sample with *Turritella granulata*, inoceramid bivalve, and some small *Pycnodonte vesicularis*.

*granulata* (Abb. 4d, e, h unten links) hier in Massen auf. *Mytiloides praeturonicus* (Abb. 4a) ist auf das obere Obercenomanium beschränkt (TRÖGER & NIEBUHR, 2014). So sind in den beiden tektonischen Keilen von Dresden-Hellerau zusammen kontinentales Mittelcenomanium und marines Obercenomanium belegt (siehe Tab. 1).

Das Cenomanium an der Lausitzer Überschiebung im Mordgrund in Dresden-Loschwitz südlich der Bautzener Straße B6 (ALEXOWSKY et al., 2001; c in Abb. 1 und 5) wird dem Unterquader der Oberhäslich-Formation zugestellt. Der tektonische Keil bei Dresden-Zaschendorf (d in Abb. 1 und 5) liegt nur ca. 6 km von den anstehenden Weißig-Schullwitzer Kreidesandsteinen entfernt und besteht ebenfalls aus dem Unterquader der



Oberhäslich-Formation. Faziell und faunistisch unterscheiden sich beide Vorkommen kaum. SEIFERT (1932: 52) beschreibt eine typische Unterquader-Fauna mit *Inoceramus pictus* SOWERBY, 1821, *Rhynchostreon suborbiculatum* (LAMARCK, 1801), *Neithea aequicostata* (LAMARCK, 1891) und *Chlamys? subacuta* (LAMARCK, 1819). Weiterhin beschrieb MÜLLER (1966) aus einem nur ca. 300 m östlich davon gefundenem Sandsteinblock die Serpulide *Rotulispira saxonica* (MUELLER, 1966), die von LAPP et al. (2017: 31) auch aus den Weißig-Schullwitzer Kreidesandsteinen bekannt gemacht wurde und als eindeutiger Anzeiger für cenomanes Alter der Schichten gilt (münd. Mitt. M. JÄGER, 03/2018).

Auch südlich von Dobra (LOBST, 1993; e in Abb. 1 und 5) steht Obercenomanium in der Störungszone an. In der Sächsischen Schweiz um Hohnstein herum wurden zwei weitere tektonische Keile mit obercenomanen Sedimenten emporgedrückt: das Zeschnig-Konglomerat der Dölzschen-Formation (f in Abb. 1 und 5) – dort transgredieren kalkigen Grünsandsteine auf Oberjura-Karbonate – und der Unterquader der Oberhäslich-Formation (g in Abb. 1 und 5), beide sind wiederum bei PRESCHER (1957) verzeichnet.

## 5 Die Lausitzer Überschiebung

Die Nordwest/Südost-verlaufende Lausitzer Überschiebung trennt heute die obercenomanen Weißig-Schullwitzer Kreidesandsteine von den sonstigen Ablagerungen der Elbtal-Gruppe in Sachsen (siehe NIEBUHR & WILMSEN, 2016a: 6, Abb. 1). Bei Hohnstein in der Sächsischen Schweiz kreuzt die Wartenbergstraße auf ca. 225 m HN die Aufschiebung von Lausitzer Zweiglimmergranodiorit auf den Sandstein d, bei Pirna auf den Herrenleite-Sandstein (LAPP et al., 2017) der Schrammstein-Formation (Turonium/Coniacium-Grenzbereich) und im Bereich Meißen–Dresden werden Mergel und Pläner (WAGENBRETH, 1967; ALEXOWSKY et al., 2001) desselben Alters in Südwest-Richtung überschoben. Die Überschiebung der proterozoischen Grauwacken und Granodiorite der Lausitz auf kretazische Sedimente zwischen Meißen und Zittau steht mit der Inversionstektonik in Verbindung (VOIGT, 2009) und erfolgte nach dem Alter der überschobenen Sedimente frühestens mit dem Mittelconiacium (jünger als 88 Mio. Jahre).

Anhand von Apatitpaltspur-Messungen ermittelten LANGE et al. (2008) eine Exhumierung der Lausitz im Santonium bis frühem Eozän (85–50 Mio. Jahre). Dabei sollen bis zum Ende der Überlieferung der Elbtalkreide (Unterconiacium, 88 Mio. Jahre) hauptsächlich sedimentäre Deckschichten von der östlichen Lausitz abgetragen worden sein (VOIGT, 2009; HOFMANN et al., 2013). Die Erosionsbeträge wurden von VENTURA et al. (2009) mit 1,7–2,5 km Mächtigkeit abgeschätzt; LANGE et al. (2008) gehen von 3–4 km aus, die sehr rasch mit durchschnittlich 100 m/1 Mio. Jahren hauptsächlich in der höheren Oberkreide abgetragen wurden.

Matrixreiche Brekzien und Konglomerate mit bis zu faustgroßen Komponenten aus dem mesozoischen Deckgebirge (Sedimentgesteine wie Jurakarbonate, Eisenschwarten, Quarz, rote Siltsteine und limonitisierte Sandsteine; HÄNTZSCHEL, 1928; SEIFERT, 1937; VOIGT, 2009; WILMSEN & NIEBUHR, 2016; LAPP et al., 2017; siehe Abb. 5) sind zwischen Dürrröhrsdorf nördlich von Pirna, der Sächsischen Schweiz und über Zittau hinaus zu finden. Diese groben Gesteine, eingeschaltet zwischen anstehenden Pläner und Quarzsandsteinen, weisen auf ein erhöhtes Relief in unmittelbarer Umgebung der Lausitzer Überschiebung sowie verstärkte Hebung und Erosion der östlichen Lausitz mit flexureller Subsidenz des vorgelagerten Randtroges. Sie treten in der Postelwitz- und Schrammstein-Formation (Mittelturonium bis Unterconiacium) auf, demnach frühestens vor 92 Mio. Jahren. [Gerölle aus dem Obercenomanium (Zeschnig-Konglomerat der Dölzschen-Formation bei Hohnstein) und Unterturonium (Mittelquader der Schmilka-Formation des Bielatal) (siehe VOIGT, 2009: Tab. 2) liegen an der Basis der marinen Kreide und gehören zu tektonisch unbeeinflussten Transgressionskonglomeraten, wie sie in vielen Lokalitäten auf dem Osterzgebirge und auch in der Weißig-Schullwitzer Kreide anzutreffen sind.] Es ist auffällig, dass die kretazischen Sedimente, die in der Elbe-Senke der westlichen Lausitzer Überschiebung zwischen Meißen und Dresden vorgelagert sind, diese groben Komponenten nicht aufweisen (vgl. Abb. 5), und somit eine inverstektonische Beeinflussung in der tieferen Oberkreide nicht nachzuweisen ist. Auch finden sich auf der westlichen Lausitz zwischen Radeberg und Großenhain die auf proterozoische Grundgebirgseinheiten transgredierten Weißig-Schullwitzer Kreidesandsteine und die parautochtchonen Kreidesandsteine in den Paläo-Elbeläufen, die der östlichen Lausitz fast vollständig fehlen – nicht aber Relikte eines mesozoischen Deckgebirges älter als Oberkreide. So erscheint eine Zweiteilung der Lausitz mit einer starken Inversionstektonik und Erosion im Osten sowie relativer tektonischer Ruhe mit Cenoman-Transgressionen auf Proterozoikum im Westen gerechtfertigt (Tab. 2, cf. Abb. 5).

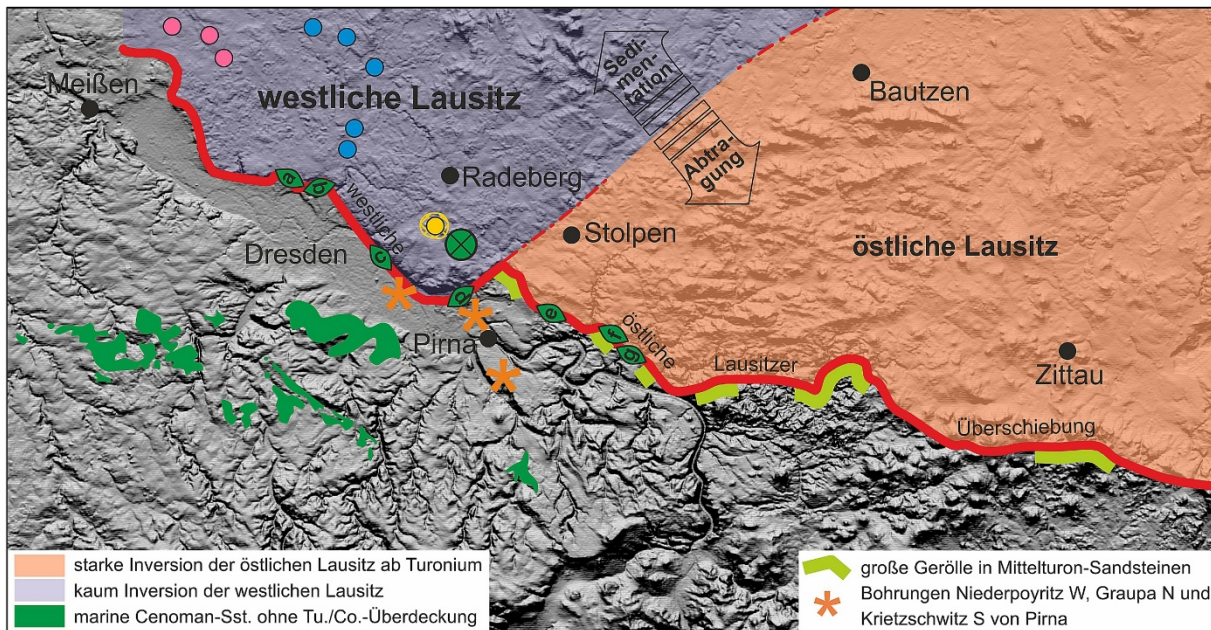


Abb. 5: Die Lausitzer Überschiebung mit angrenzenden kaum inversionstektonisch geprägten Bereichen der westlichen Lausitz (mit Sedimentation in der tieferen Oberkreide) und stark inversionstektonisch geprägten Bereichen der östlichen Lausitz (mit Abtragung in der tieferen Oberkreide) auf dem Höhenmodell des Sächsischen Landesamtes für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie. Beachte, dass die faustgroßen Gerölle mit mesozoischen Sedimentgesteinen in Mittelturon-Sedimenten (nach HÄNTZSCHEL, 1928; SEIFERT, 1937; LAPP et al., 2017) nur der östlichen Lausitzer Überschiebung zwischen Dürrröhrsdorf nördlich Pirna und Zittau vorgelagert sind, Kreidesandsteinrelikte (aus Abb. 1) hingegen fast ausschließlich auf der westlichen Lausitz zu finden sind. Zur Grenzziehung zwischen beiden Bereichen wurden zwei in der abgedeckten Geologischen Übersichtskarte (LEONHARDT et al., 1995) vermutete SW-NO-streichende Störungen westlich von Stolpen und Bautzen verbunden.

The Lusatian thrust fault with adjacent barely inversion tectonically shaped areas of the western Lusatia (with sedimentation during lower Upper Cretaceous times) and hardly inversion tectonically shaped areas of the eastern Lusatia (with erosion during lower Upper Cretaceous times), projected on the height model of the Sächsisches Landesamtes für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie. Note that fist-sized gravels of Mesozoic sediments in Mid-Turonian sandstones (acc. HÄNTZSCHEL, 1928; SEIFERT, 1937; LAPP et al., 2017) only the eastern Lusatia thrust between Dürrröhrsdorf north of Pirna and Zittau are upstream, while Cretaceous sandstones, however, are found almost exclusively on the western Lusatia. The boundary between the two areas was linked to two suspected SW-NE-striking faults western of Stolpen and Bautzen.

## 6 Diskussion

Sowohl die untersuchten Kreidesandsteine, die in den Flussschottern der „Senftenberger“ und „Bautzener Elbeläufe“ als Gerölle und große Blöcke zu finden sind, wie auch die anstehenden Weißig-Schullwitzer Kreidesandsteine auf der Lausitz in Dresden, die Kreide-Sedimente in den tektonischen Keilen a–g direkt in der Störungzone und die kretazischen Mikrofossilien in den „Hohenbockaer Glassanden“ südlich von Senftenberg sind Relikte einer flachmarinen Obercenomanium-Bedeckung. Ursprünglich reichte diese noch weit auf die westliche Lausitz hinauf und war flächenhaft zwischen der Lausitzer Überschiebung im Südwesten und dem Lausitzer Hauptabbruch im Nordosten verbreitet. Fossilien, die eindeutig auf Turonium oder Unterconiacium deuten, wurden in keinem der Fällen gefunden, dafür Indexfossilien des Obercenomaniums (*Inoceramus pictus bohemicus*, *Mytiloides praeturonicus*, *Praeactinocamax plenus*, *Perneria depressa*) und solche, die in der sächsischen Kreide auf das Obercenomanium beschränkt sind (z.B. *Glycymeris obsoleta*, *Neithella notabilis*, *Merklinia aspera*, *Turritella granulata*, *Cyclothyris difformis*, *Cidaris vesicularis*, *Pyrgopolon septemsulcata*, *Rotulispira saxonica*, *Dammarites albens*). In der Elbtalkreide existiert zwischen dem Cenomanium und Turonium ein deutlicher bio- wie lithofazieller Schnitt. Die cenomanen Sandsteine haben einen auffällig hohen Anteil an großen Hellglimmern, in einigen Lokalitäten treten an der Basis kaolinisierte Feldspäte sowie stark verwitterte Lithoklasten auf. Die turonen Quadersandsteine hingegen bestehen fast ausschließlich aus detritischen Quarzkörnern, die an ihren Kornkontakten kieselig verbunden sind, mit einem weitestgehend tonmineraalfreien,

offenen Porenraum dazwischen und mit einer größtenteils andersartigen Fossilassoziaton, insbesondere bei den Muscheln (vgl. NIEBUHR et al., 2014).

	westliche Lausitz	östliche Lausitz
parautochthone Kreidesandsteine in känozoischen, fluviatilen Sedimenten	x	–
Sedimentation in der tieferen Oberkreide, gesichert im Cenomanium	x	–
Abtragung in der tieferen Oberkreide	–	x
Gerölle inmitten turoner Quarzsandsteine der vorgelagerten Elbe-Senke	–	x
marines Cenomanium in tektonischen Keilen der Lausitzer Überschiebung	x	x
kontinentales Cenomanium in tektonischen Keilen d.L.Ü. (SEIFERT, 1938)	x	–
auf proterozoischem Grundgebirge anstehendes Cenomanium	x	–
Exhumierung des proterozoischen Grundgebirges älter 100 Mio. Jahre	x	–
Jura in tektonischen Keilen der Lausitzer Überschiebung (TRÖGER, 2008b)	–	x
mesozoisches Deckgebirge älter 100 Mio. Jahre	–	x

Tab. 2: Unterschiede zwischen westlicher und östlicher Lausitz. Die angenommene Grenze zwischen beiden Bereichen verläuft in einer SW–NO-streichenden Linie wenige km westlich von Stolpen und Bautzen (Abb. 5). Die Lausitzer Überschiebung der westlichen Lausitz reicht von Meißen bis Pillnitz, der östlichen Lausitz von Dürrröhrsdorf nördlich Pirna bis über Zittau hinaus.  
Differences between western and eastern Lusatia. The assumed boundary between both areas runs in a SW–NO-striking line a few km to the west of Stolpen and Bautzen (Fig. 5). The Lusatian thrust fault of western Lusatia ranges from Meißen to Pillnitz, of eastern Lusatia from Dürrröhrsdorf north of Pirna beyond Zittau.

Zeitgleiche cenomane Ablagerungen der Elbtal-Gruppe in sandiger, karbonatfreier Fazies (Oberhäslich- und Dölzchen-Formation) sind heute noch auf dem Osterzgebirge an der Oberfläche anzutreffen (z.B. in Dresden-Coschütz, bei Bannewitz, Kreischa, Rabenau, Klingenberg-Paulshain, Tharandt, Halsbrücke, Dippoldiswalde, Glashütte, Dohna und, als südöstlichstes Vorkommen, in den eingeschnittenen Flusstälern der Gottleuba und Bahra bei Berggießhübel) (z.B. NIEBUHR & WILMSEN, 2016a; siehe Abb. 1 und Tab. 1). Sie zeigen die identische Fossilassoziaton und Lithologie wie die Lausitzer Kreidesandsteine. GEINITZ (1842: 105) bemerkt richtig über die Weißig-Schullwitzer Kreidesandsteine: „Das Gestein in den nach Schollbitz [alter Name für Dresden-Schullwitz] gehörigen Brüche kann seine Aehnlichkeit mit dem von Bannewitz nicht füglich verläugnen“. Auch die kontinentale Niederschöna-Formation ist auf der westlichen Lausitz anzutreffen, entweder in einem tektonischen Keil der Störungszone bei Dresden-Hellerau („fast ausschließlich aus taubeneiergrossen, mehr oder weniger abgerollten Michquarzen bestehende Conglomerate“; HAZARD, 1892) oder flachmarin aufgearbeitet in Transgressionskonglomeraten mit Milchquarzen bis 5 cm Durchmesser, die anstehend an der Basis der Weißig-Schullwitzer Kreidesandsteinen vorliegen und auch in den Paläo-Elbe-Schottern von Ottendorf-Okrilla gefunden wurden.

Nordwestlich von Dresden ist das Obercenomanium bis an die Lausitzer Überschiebung heran in glaukonitischer Ton- und Mergel-Fazies ausgebildet (Mobschatz-Formation und *plenus*-Mergel der Dölzchen-Formation bei NIEBUHR & WILMSEN, 2016a). Diese Ablagerungen werden heute von der Lausitzer Überschiebung abgeschnitten, müssen jedoch in der tieferen Oberkreide in Nordost-Richtung noch deutlich weiter auf das Lausitzer Massiv hinaufgereicht haben. Zwischen der Quadersandstein-Fazies und der Mergelfazies vermittelt das höhere Obercenomanium in einem tektonischen Keil direkt an der Störungszone in Dresden-Hellerau (*plenus*-Pläner der Dölzchen-Formation; b in Abb. 1 und 5). Die lithostratigraphische Grenze im Sächsischen Kreidebecken zwischen der glaukonitischen Ton- und Mergel-Fazies der Elbe-Senke zu der Quadersandstein-Fazies auf der Lausitz verläuft zwischen Meißen und Großenhain, da dort unmittelbar nördlich der anstehenden obercenomanen und unterturonen glaukonitischen Mergel von Niederau-Oberau und Niederau-Jessen Kreidesandstein-Gerölle eines Paläo-Elbelaufes liegen (VATER, 1890; WOLF & SCHUBERT, 1992; 13 auf Abb. 1 und 5).

Im Dresdener Stadtgebiet bis an die Lausitzer Überschiebung heran wird das Obercenomanium flächenhaft von turon- bis unterconiaczeitlichen Mergeln und Plänen überdeckt. Südöstlich davon, in der Sächsischen Schweiz zwischen Pirna und Bad Schandau sowie auch in der anschließenden Böhmisches Schweiz (Tschechische Republik) wird es flächendeckend von über 100 m (direkt im eingeschnittenen Elbtal) bis über 450 m mächtigen Quadersandsteinen des Turoniums bis Unterconiaciums überlagert. Nur auf dem deutsch-tschechischem Grenzgebiet des östlichsten Erzgebirges liegen wenige, kleine Reliktorkommen am Südwest-Rand der flächenhaften

Oberkreide-Verbreitung (CHÁB et al., 2007); bei Berggießhübel beispielsweise verlaufen zwei kleine Flüsse auf dem Niveau von ca. 7,50 m mächtigen obercenomanen Sandsteinen identischer lithologischer Zusammensetzung wie die der anderen Vorkommen („Stufe der *Ostrea carinata*“; PIETZSCH, 1919: 90). Kämen die Kreidesandsteine in den Paläo-Elbe-Schottern aus dem Südosten, müssten turone und unterconiacische Komponenten in den Elbe-Schottern zumindest deutlich überwiegen – aber das Gegenteil ist der Fall: in den Lausitzer Kreidesandsteinen konnte biostratigraphisch ausschließlich Obercenomanium (älter als 94 Mio. Jahren) nachgewiesen werden. Die Kreidesandstein-Komponenten auf der Lausitz können also keineswegs aus „Böhmen und dem Elbsandstein-gebirge“ antransportiert worden sein und sollten schon gar nicht als „Leitgerölle der Böhmisches Geröllfraktion“ angesprochen werden (cf. GENIESER, 1955, 1962). GENIESER (1957) bemerkt zutreffend: „Dauerhafte Flußgerölle geben nur die Konglomerate mit stark verkieseltem Bindemittel ab“ – solche durchgekieselten „opalin Sandsteine“ (SWINEFORD & FRANKS, 1959) gibt es aber weder in der anstehenden noch aufgearbeiteten sächsischen Kreide. Viel wahrscheinlicher ist eine parautochthone, känozoische Aufarbeitung noch anstehender kretazischer Quadersandsteine direkt auf der Lausitz, und zwar südlich, westlich und nördlich der cenomanen Westsudetische Insel (vgl. Abb. 6). Die 1–3 mm kleinen Fossilreste und milchigen „Quarz-3-Körner“, die den aufgearbeiteten und vollständig zerfallenen Kreidesandsteinen der Lausitz entstammen, wurden im Untermitiozän auf einem „vergleichsweise kurzen Transportweg“ aus Süden angeliefert und in den „Hohenbockaer Glassanden“ der Brieske-Formation dispers verteilt eingelagert (VULPIUS, 2003). Die erhaltenen, nur schwach verfestigten Kreidesandsteine sind durch die Paläo-Elbe und ihrer Nebenflüsse vermutlich nur wenige km transportiert worden; mit jeder Verlagerung der Flussläufe wurden neue Areale abgetragen. Eingebettet in känozoischen Sanden und Kiesen konnten die Kreidesandsteine bis heute überliefert werden. Auffällig ist, dass außer den Kreidesandsteinen keine weiteren mesozoischen Sedimente als Gerölle oder Blöcke in den Elbe-Schottern bekannt gemacht wurden. Sollten die Grundgebirgseinheiten der westlichen Lausitz ein nennenswertes mesozoisches Deckgebirge gehabt haben (cf. VOIGT, 2009), so war es bereits vor dem Cenomanium von ihm entblößt. Allerdings gibt es keine Belege für eine Sedimentbedeckung älter als 100 Mio. Jahren auf der westlichen Lausitz (vgl. Tab. 2).

Für die Weißig-Schullwitzer Kreidesandsteine wurde eine Maximalmächtigkeit von „20–25 m“ angegeben (KLEMM, 1892). Dieser Wert ist recht ähnlich der maximal überlieferten Obercenoman-Mächtigkeit in den alten Quadersandsteinbrüchen südwestlich von Dresden (zwischen Bannewitz und Rippien, der Dippoldiswalder und Paulsdorfer Heide sowie im Tharandter Wald), wobei der Unterquader der liegenden Oberhäslich-Formation (unteres Obercenomanium) stärker in seiner Mächtigkeit schwanken kann (0,5–20 m), als die generell geringmächtige Dölzchen-Formation (oberes Obercenomanium) (Tab. 1). Auch litho- und biofaziell ist das Obercenomanium südwestlich von Dresden und auf der westlichen Lausitz identisch. Eine Trennung von Unterquader und sandiger, karbonatfreier Dölzchen-Formation (Pennricher Sandstein/Serpulasand und Plänersandstein bei TRÖGER, 2003, 2008a; NIEBUHR & WILMSEN, 2016a) ist in den Weißig-Schullwitzer Kreidesandsteinen nicht möglich und sogar im oben genannten Gebiet der alten Quadersandsteinbrüche auf dem Osterzgebirge oftmals schwierig. Aufgrund der ähnlichen Mächtigkeit und des gleichen bio- und lithologischen Inventars kann jedoch davon ausgegangen werden, dass auch in den Weißig-Schullwitzer Kreidesandsteinen beide obercenomanen Formationen mit marinen Sedimenten überliefert sind. Auch die sechs tektonischen Keile obercenomanen Alters direkt an der Lausitzer Überschiebung sind bio- und lithofaziell außerordentlich ähnlich. Die gleichbleibende Fazies und Mächtigkeit über mehr als 40 km Südwest/Nordost-Distanz von Freiberg bis auf die westliche Lausitz (Tab. 1; ohne Berücksichtigung der lateralen Kompression an der späteren Lausitzer Überschiebung) sprechen eindeutig gegen maßgebliche Hebungen der Lausitz bereits im Cenomanium (cf. VOIGT, 2009). Die Flutung des Osterzgebirges und der westlichen Lausitz als Teil des tektonisch stabilen norddeutschen Schelfgebietes ist wahrscheinlich ausschließlich eustatisch gesteuert; für das Cenomanium wird ein Meeresspiegelanstieg von 70–100 m postuliert (KUHN et al., 2010; HAQ, 2014). So wurde das sicherlich mehrere 10er Meter tiefe, präkretazische Relief erst mit den fluviatilen Sedimenten der Niederschöna-Formation, in Folge mit den marinen Sandsteinen der Oberhäslich- und Dölzchen-Formation ausgeglichen. Im Mittelturonium ist jedoch am Südwest-Rand der östlichen Lausitz zwischen Dürrröhrsdorf nördlich Pirna und Zittau ein deutliches Relief zu verzeichnen, wie aus den groben Geröll-Komponenten inmitten von Plänern und Quarzsandsteinen unmittelbar vor der östlichen Lausitzer Überschiebung zu folgern ist (HÄNTZSCHEL, 1928; SEIFERT, 1932, 1937; VOIGT, 2009; vgl. Abb. 5 und Tab. 2).

Angaben über den sächsischen Anteil der Westsudetische Insel als Abtragungsgebiet zur Zeit der tieferen Oberkreide wurden von TRÖGER (1964) zusammenfassend dargestellt. Demnach reichte das Festlandsgebiet zur Zeit der Ablagerung des Unterquaders der Oberhäslich-Formation („oberes Cenoman“ bei TRÖGER, 1964: Abb. 2) weit nach Westen über Dresden hinaus. Im oberen Obercenomanium und Turonium („Plenuszone“ und „Turon“ bei TRÖGER, 1964: Abb. 3, 4) soll auch die östliche Lausitz bis auf einen kleinen Bereich östlich von Bautzen überflutet gewesen sein. DIENER (1967) beschränkt das Festlands- und Abtragungsgebiet in Sachsen auf das Gebiet Löbau–Ostritz–Görlitz nördlich der Zittauer Kreide. In dieser paläogeographischen Rekonstruktion des Obercenomaniums (Abb. 6) wird die Verbreitung der nicht weit transportierten Kreidesandstein-Komponenten in Paläo-Elbeschottern zur Rekonstruktion der obercenomanen Küstenlinie benutzt – und da auf der westlichen Lausitz zwischen Bautzen und Stolpen weder anstehende Kreide-Sedimente noch Kreidesandstein-Komponenten



nachzuweisen sind, wird die Westsudetische Insel als Abtragungsgebiet nach Westen etwa bis nördlich von Pirna angenommen.

Gleichzeitig geht DIENER (1967) von einer westlich gelegenen Verbindung zwischen dem Sächsischen und dem nordöstlich der Westsudetischen Insel gelegenen Nordsudetischen Kreidebecken (siehe Abb. 6) im Cenomanium und Turonium aus. Das ebenfalls ca. 25 m mächtige Cenomanium des Nordsudetischen Kreidebeckens ist als glaukonitischer Tonmergel ausgebildet, der deutsche Anteil allerdings ohne Leitformen unter den Makrofossilien (HALLER, 1963; GÖTHEL & TRÖGER, 2002; TRÖGER, 2008a). Lithologisch ähnelt es der Mobschatz-Formation und den *plenus*-Mergeln der Dölzsch-Formation des Sächsischen Kreidebeckens. Eine küstenwärts vorgelagerte flachmarine, weitestgehend glaukonitfreie Quadersandstein-Fazies ist auch im polnischen Abschnitt der Nordsudetischen Kreidemulde nicht entwickelt (MILEWICZ, 1963).

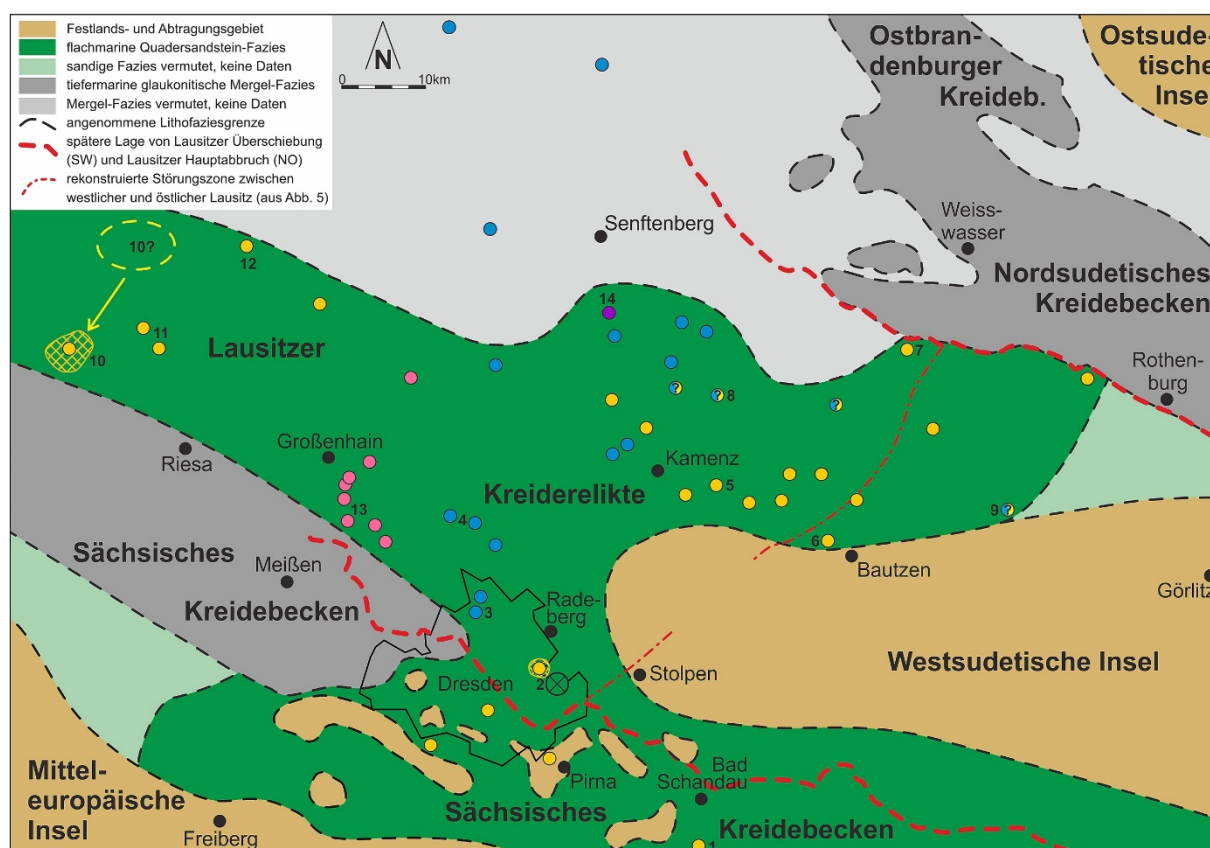


Abb. 6: Paläogeographie des Obercenomaniums in Sachsen (identischer Kartenausschnitt wie Abb. 1). Die lateralen SW–NO-Kompressionen an den später aktiven inverstektonischen Lineamenten (Lausitzer Überschiebung und Lausitzer Hauptabbruch) konnten nicht berücksichtigt werden. Für die nur schwach verfestigten Kreidesandstein-Komponenten in Elbeschottern (aus Abb. 1) wurde ein fluviatiler Transportweg von nur wenigen km vorausgesetzt. Kartengrundlage nach SEIFERT (1955), TRÖGER (1964, 1996, 2008), DIENER (1967), GÖTHEL & TRÖGER (2002), VOIGT (2009).

Palaeogeography of the Upper Cenomanian of Saxony (identical map section than Fig. 1). The lateral SW–NE compression at the later active inversion tectonic lineaments (Lusatian thrust fault and Lusatian normal fault) could not be considered. For the only weak cemented Cretaceous sandstone components of the Elbe gravels a fluviatile transport route of only a few km was assumed. Map basis acc. SEIFERT (1955), TRÖGER (1964, 1996, 2008), DIENER (1967), GÖTHEL & TRÖGER (2002), VOIGT (2009).

Die Ergebnisse, die inversionstektonische Prägung des Gebiets betreffend, ergeben kein einheitliches Bild. HOFMANN et al. (2013) belegen, dass die turon- bis unterconiacischen Quadersandsteine der Sächsischen Schweiz bei Schmilka (93,5–88 Mio. Jahre) maßgeblich aus erodierten, mesozoischen Sedimenten bestehen, die der östlichen Lausitz auflagen (Trias, Jura und ?Unterkreide); proterozoische Grundgebirgseinheiten sollen nicht vor dem Unterconiacium an der Oberfläche angestanden haben. Dies könnte mit der Vorstellung einer zweigeteilten Lausitz mit starker Inversion im östlichen Bereich (cf. Abb. 5) übereinstimmen (Quadersandsteine westlich von Bad Schandau wurden von ihnen nicht bearbeitet). FRANZ (1970) nimmt für die älteste nachweisbare Landoberfläche auf der östlichen Lausitz (etwa östlich von Bautzen) ein oligozän/miozänes Alter an.

Die obercenomane Transgressionsbasis der Weißig-Schullwitzer Kreidesandsteine befindet sich heute bei ca. 275 m HN. Die Basis des marinen Obercenomaniums in der vorgelagerten Elbe-Senke zwischen Pirna und Dresden, nur ca. 6 km südlich der anstehenden Kreide auf der westlichen Lausitz, liegt im Vergleich dazu 430 m resp. 440 m tiefer (Bohrungen Niederpoyritz 212/66 und Graupa 1/60; siehe Abb. 5 und Tab. 1). In Dresden-Albertstadt wurde eine Höhendifferenz von ca. 540 m HN von der obercenomane Transgressionsbasis in der Elbe-Senke (-305 m HN; ALEXOWSKY et al., 2001) bis zur heutige Oberfläche des unmittelbar angrenzenden Zweiglimmergranodiorits erreicht. Die zeitgleichen Quarzsandsteine auf dem Osterzgebirge zwischen Freiberg, Dippoldiswalde und Dresden liegen heute bei 420–400 m HN, also etwa 130 m höher als Dresden-Weißig und Dresden-Schullwitz. Die proterozoischen Grauwacken und Granodiorite der westlichen Lausitz waren, wie die erzgebirgischen Gneise auch, im Cenomanium bereits größtenteils exhumiert. Die Landoberflächen der westlichen Lausitz und des Osterzgebirges lagen vor 95 Mio. Jahren annähernd auf derselben Höhe, da sich dieselben stratigraphischen Einheiten (lokal auch die kontinentale Niederschöna-Formation, flächenhaft der Unterquader der Oberhäslich-Formation und die sandige, karbonatfreie Dölzschon-Formation) in derselben Fazies und Mächtigkeit von Freiberg bis nach Kamenz auf den Grundgebirgseinheiten ausbreitete. Durch die annähernd identische Basishöhe der Kreidesandsteine – zur Zeit ihrer Sedimentation im Obercenomanium wie auch heute – müssen sich die westliche Lausitz und das Osterzgebirge in diesem Zeitraum mit ähnlichen Beträgen gehoben haben. Die inversionsbedingte Deformation am Südwest-Rand der Lausitz bei gleichzeitiger Subsidenz der Elbe-Senke um 430–540 m von Pirna bis ins nördliche Stadtgebiet von Dresden erfolgte gleichermaßen erst frühestens ab dem Mittelconiacium, da von Meißen bis Bad Schandau Unterconiacium überschoben wurde.

Die Oberkreide-Schichten des Nordsudetischen Kreidebeckens wurden am Lausitzer Hauptabbruch ebenfalls syn-sedimentär in der Oberkreide abgesenkt; die Transgressionsbasis auf triassischen Sedimenten in der Bohrung Cu Sp 101/61 nördlich von Rietschen beispielsweise befindet sich heute in über 1.300 m unter Geländeoberkante (GÖTHEL & TRÖGER, 2002). Nahezu identische Sedimentmächtigkeiten in der Mergel-Fazies im Vergleich zum Sächsischen Kreidebecken zwischen Meißen und Dresden im Cenomanium–Unterconiacium, aber stark gestiegene Sedimentationsraten im Mittelconiacium (GÖTHEL & TRÖGER, 2002: 381, Abb. 3) deuten darauf, dass die starke Subsidenz nordöstlich des Lausitzer Hauptabbruchs auch hier erst etwa 88 Mio. Jahren vor heute massiv einsetzte. Die Annahme maßgeblicher inversionstektonische Hebungen der Lausitz bereits im Cenomanium (cf. VOIGT, 2009; HOFMANN et al., 2013) geht auf DECKER (1963) zurück, der die Mächtigkeiten der cenomanen Quarzsandsteine in Richtung auf die Lausitzer Überschiebung von maximal wenigen 10er Metern auf dem Osterzgebirge auf >90 m ansteigen lässt. Bearbeitet wurden von ihm annähernd 80 Bohrungen, in denen nur in wenigen, nicht näher angegebenen Horizonten biostratigraphisch relevante Inoceramen angetroffen wurden (TRÖGER in DECKER, 1963; K.-A. TRÖGER, mündl. Mitt. 10/2017). Obwohl demnach die Untergliederung und Korrelation der Bohrungen ganz überwiegend lithostratigraphisch erfolgte, was selbst in den Steinbrüchen im Tharandter Wald bei guten Aufschlussverhältnissen oftmals schwierig ist und in der eintönigen Quadersandstein-Fazies der Sächsischen Schweiz zumindest fragwürdig erscheint, sind die Deckerschen Cenoman-Mächtigkeiten die Basis vieler seitdem veröffentlichten Isopachenkarten und tektonischen Interpretationen (vgl. z.B. TRÖGER, 2008a; VOIGT, 2009; LAPP et al., 2017).

Zwei eingesehene Bohrungen bei Pirna (Lage siehe Abb. 5) bestätigen die Zunahme der Sedimentationsraten in Richtung auf die Lausitzer Überschiebung jedenfalls nicht: die Mächtigkeiten in der rechtseibisch gelegenen Bohrung Graupa 1/60, nur 2 km von der Lausitzer Überschiebung entfernt (TRÖGER et al., 1963; Transgressionsbasis heute bei ca. -165 m HN), sind nahezu identisch mit denen in der 12 km südlicher gelegenen Bohrung Krietzschwitz HG 7/06 (JANETSCHKE & WILMSEN, 2013; Transgressionsbasis heute bei ca. 67 m HN); das Obercenomanium der Bohrung Graupa 1/60 erreicht gerade einmal 11,90 m und ist damit geringmächtiger als in den meisten alten Quadersandsteinbrüchen im Tharandter Wald, in denen beide obercenomane Formationen mit marinen Sedimenten überliefert sind (> 20 m; vgl. TRÖGER, 2008a: Abb. 4.4-9). Bei LAPP et al. (2017: Abb. 7) werden für die Bohrung Graupa 1/60 nur „9,5 m“ als „Mächtigkeit des Cenomans (Kreidebasis bis Unterkante Lohmengrundmergel)“ angegeben – so existiert in dieser Bohrung eine Differenz von 7,50 m zur selbst gemessenen Gesamtmächtigkeit des Cenomaniums von 17 m (Profilaufnahme 01/2018, mit M. WILMSEN, Dresden, und T. VOIGT, Jena; siehe Tab. 1).

Das von LANGE et al. (2008) durch Apatit-Spaltspurdaten ermittelte Exhumierungsalter der Grundgebirgseinheiten (85–50 Mio. Jahre, Santonium bis frühes Eozän) wurde einheitlich für die gesamte Lausitz gemessen, von der tschechischen Grenze bis weit über Riesa im Westen hinaus. Zumindest auf der westlichen Lausitz datiert das ermittelte Exhumierungsalter über 10 Mio. Jahre zu spät, da sich die Weißig-Schullwitzer Kreidesandsteine (und sehr wahrscheinlich auch die aufgearbeiteten Kreidesandsteine in den känozoischen Flussschottern) bereits im Obercenomanium vor ca. 95 Mio. Jahren flächenhaft auf dem Lausitzer Zweiglimmergranodiorit ablagerten. Belege für ein mesozoisches Deckgebirge, das älter als 100 Mio. Jahre ist (cf. VOIGT, 1997; HOFMANN et al., 2013; LANGE et al., 2008), gibt es für die östliche, nicht aber für die westliche Lausitz (vgl. Tab. 2).

Zu überlegen wäre, ob – anders herum gedacht – die Grundgebirgseinheiten der westlichen Lausitz nach ihrer jurassisch oder unterkretazischen Exhumierung älter als 100 Mio. Jahren in der höheren Oberkreide erneut auf über 120° C, der Zone der vollständigen Apatit-Spaltspuren-Ausheilung (vgl. LANGE et al., 2008), erhitzt worden

sein könnten, was im Ringschluss einer oberkretazischen Sedimentbedeckung von 2–3 km entsprechen würde. Die westliche Lausitz gehörte nicht zur „Lausitzer Antiklinalzone“ von VOIGT (2009), sondern zu dem tektonisch stabilen norddeutschen Schelfgebiet, das – wie das Osterzgebirge auch – im Zuge des 70–100 m steigenden cenomanen Meeresspiegels (KUHNT et al., 2010; HAQ, 2014) eustatisch geflutet wurde. Im Nordsudetischen Kreidebecken werden vom Cenomanium bis Mittelsantonium mindestens 1.170 m Sediment abgelagert (GÖTHEL & TRÖGER, 2002). Dieselben Sedimentationsraten auf der westlichen Lausitz vorausgesetzt, konnte frühestens im Obercampanium oder Maastrichtium die Zone der vollständigen Apatit-Spaltsuren-Ausheilung von 120° C unterschritten – die Alter der Apatite resettet – worden sein, was einer oberkretazischen Deckgebirgsmächtigkeit von mindestens 2 km entspricht. Die Erklärung, warum in den Kreide-Komponenten der känozoischen Flussschotter, den tektonischen Keilen und den anstehenden Weißig-Schullwitzer Kreidesandsteinen einheitlich ausschließlich Cenomanium nachgewiesen wurde, könnte darin bestehen, dass auf der westlichen Lausitz nur die ältesten kretazischen Schichten erhalten geblieben sind und alle Sedimente jünger als 94 Mio. Jahre vor dem Miozän bereits wieder abgetragen wurden. Die östliche Lausitz jedoch ist Teil der „Lausitzer Antiklinalzone“ und unwidersprochen in allen vorherigen Arbeiten als festländisches Liefergebiet der Quarzsandsteine der Sächsischen und Böhmisches Schweiz angesehen worden (vgl. z.B. VOIGT, 2009). Die Hebung der östlichen Lausitz bei gleichzeitiger eustatischer Flutung der westlichen Lausitz würde auch erklären, warum in der Sächsischen Schweiz erst im Unterconiacium ein proterozoisches Zirkon-Alter nachgewiesen wurde (HOFMANN et al., 2013): die vor 100 Mio. Jahren exhumierten Grundgebirgseinheiten des Osterzgebirges, der Elbe-Senke und der westlich Lausitz waren in der Oberkreide Sedimentations-, nicht Abtragungsgebiet (Abb. 5 und Tab. 2). Der von LANGE et al. (2008) ermittelte Zeitabschnitt würde dann wahrscheinlich der kompressiven Tektonik an der Lausitzer Überschiebung und dem Lausitzer Hauptabbruch entsprechen, aber sicher nicht der ersten Exhumierung der westlichen Lausitzer Grundgebirgseinheiten.

Dieses Szenario ist als Denkanstoß gedacht und lässt etliche Fragen unbeantwortet, z.B. warum heute keine Unterschiede zwischen den Grundgebirgseinheiten der westlichen und östlichen Lausitz auszumachen sind, und warum im Unterconiacium auf der östlichen Lausitz zumindest lokal bereits Grundgebirgseinheiten erodiert wurden (cf. HOFMANN et al., 2013), wo gemäß Apatit-Spaltspurmessungen (cf. LANGE et al., 2008) doch auch dort frühestens im Santonium weniger als 2–3 km Deckgebirge vorhanden gewesen sein soll. So sind die Vorkommen von cenomanen Kreidesandsteinen direkt auf den proterozoischen Grundgebirgseinheiten und damit eine Exhumierung der westlichen Lausitz älter als 100 Mio. Jahre zwar nicht zu leugnen, aber leider auch nur sehr schwer mit den Ergebnissen vorheriger Autoren in Einklang zu bringen.

## 7 Tabellarische Kurzfassung

- Kreidesandstein-Komponenten in känozoischen, fluviatilen Sedimenten der westlichen Lausitz entstammen einer ursprünglich flächenhaften Oberkreide-Bedeckung zwischen Lausitzer Überschiebung und Lausitzer Hauptabbruch.
- Die parautochthonen Gerölle und Blöcke werden anhand ihrer Lithologie (Quarzsandsteine mit reichlich Hellglimmer) und ihrer Fossilien (überwiegend verschiedenartige Muscheln, auch Schnecken, Serpuliden und Seeigel) in das Obercenomanium gestellt.
- Anstehende Obercenomanium-Vorkommen auf der westlichen Lausitz in Dresden und in den tektonischen Keilen der Lausitzer Überschiebung sind lithologisch und faunistisch identisch mit den Kreidesandsteinen in den känozoischen, fluviatilen Sedimenten.
- Aufgrund der großen bio- und lithofaziellen Ähnlichkeit sowie Mächtigkeit aller Lausitzer Kreidesandsteine mit dem Unterquader der Oberhäslich-Formation und der sandigen, karbonatfreien Dölzchen-Formation auf dem Osterzgebirge ist von einer merklichen inversionstektonischen Hebung der westlichen Lausitz bereits im Cenomanium nicht auszugehen (cf. VOIGT, 2006).
- Westliche Lausitz und Osterzgebirge gehörten zum tektonisch stabilen norddeutschen Schelfgebiet und wurden im Zuge des um bis zu 100 m ansteigenden cenomanen Meeresspiegels zeitgleich eustatisch geflutet.
- Die westliche Lausitz hatte kein mesozoisches Deckgebirge, welches älter als 100 Mio. Jahren war. Das Cenomanium liegt direkt auf Lausitzer Zweiglimmergranodiorit und Meißener Syenodiorit.
- Die Exhumierung von proterozoischen Grundgebirgseinheiten des Osterzgebirges und der westlichen Lausitz ist älter als 100 Mio. Jahre.
- Da für die gesamte Lausitz bisher von einem Exhumierungsalter von 85–50 Mio. Jahren ausgegangen wird (LANGE et al., 2006), müsste für die westliche Lausitz möglicherweise von einer nachträglichen 2–3 km mächtigen Oberkreide-Bedeckung ausgegangen werden, um die Apatitspaltspur-Alter zu resettet.
- Die inversionsbedingte Deformation am Südwest-Rand der Lausitz bei gleichzeitiger Subsidenz der Elbe-Senke (430–540 m zwischen Pirna und dem nördlichen Stadtgebiet von Dresden) erfolgte gleichermaßen erst frühestens ab dem Mittelconiacium (jünger als 88 Mio. Jahre), da von Meißen bis Bad Schandau Unterconiacium überschoben wurde.



## Danksagung

Ich möchte mich hiermit herzlich bei den Kustoden des Museums der Westlausitz in Kamenz, Jens CZOBECK, und des Museums für Mineralogie und Geologie in Dresden, Markus WILMSEN und Jan-Michael LANGE, für den Zugang zu ihrem Sammlungsmaterial bedanken. Bei der Präparation und der fotografischen Dokumentation halfen Karla LEZIUS (MWL), Ronald WINKLER und Jan-Michael LANGE (MMG). Die fruchtbaren Diskussionen mit Gerda STANDKE (ehemals LfULG), Jochen RASCHER (Geomontan), Karl-Armin TRÖGER (Freiberg), Michael LEH (Neschwitz) und Rainer VULPIUS (Brand-Erbisdorf) waren für die Ergebnisse unerlässlich, allen Genannten vielen Dank dafür. Peter SUHR (ehemals LfULG, jetzt MMG) hat freundlicherweise die Begutachtung des Manuskriptes übernommen und viele wertvolle Hinweise gegeben; Michaela BERENSMEIER (MMG) übernahm die textliche „Endkontrolle“.

## Literatur

- ALEXOWSKY, W., SCHNEIDER, J.W., TRÖGER, K.-A. & WOLF, L. (2001): Geologische Karte des Freistaates Sachsen 1 : 25.000, Erläuterungen zu Blatt 4948 Dresden, 4. Auflage. – Sächsisches Landesamt für Umwelt und Geologie, Freiberg: 148 S.
- CHÁB, J., STRÁNÍK, Z. & ELIÁŠ, M. (2007): Geological map of the Czech Republic, 1:500.000. – Czech Geological Survey, Praha.
- CZOBEK, J. (2015): SiO<sub>2</sub> – Von Bergkristall bis Smartphone. – Museum der Westlausitz, Köthen: 237 pp.
- DECKER, F. (1963): Beiträge zur Kenntnis des Cenomans im Elbsandsteingebirge. – Berichte der Geologischen Gesellschaft der DDR, 8(2): 141–151.
- DENINGER, K. (1909): Die Gastropoden der sächsischen Kreideformation. – Beiträge zur Paläontologie und Geologie Österreich-Ungarns und des Orients, Mitteilungen, 18: 1–35.
- Deutsche Stratigraphische Kommission (DSK; Hrsg.) (2002): Stratigraphische Tabelle von Deutschland 2002; Potsdam.
- Deutsche Stratigraphische Kommission (DSK; Hrsg.) (2016): Stratigraphische Tabelle von Deutschland 2016; Potsdam.
- DIENER, I. (1967): Die Paläogeographie der Kreide im Nordteil der DDR in Beziehung zu den Nachbargebieten. – Berichte der Deutschen Gesellschaft für geologische Wissenschaften, A 12(3/4): 289–313.
- FRANZ, H.-J. (1970): Die tertiäre geomorphologische Entwicklung der Oberlausitz. – Abhandlungen und Berichte des Naturkundemuseums Görlitz, 45(11): 1–24.
- GEINITZ, H.B. (1842): Charakteristik der Schichten und Petrefacten des sächsisch-böhmischen Kreidegebirges, 3. Die sächsisch-böhmische Schweiz, die Oberlausitz und das Innere von Böhmen. – Arnold, Dresden: 63–116.
- GEINITZ, H.B. (1849): Das Quadersandsteingebirge oder Kreidegebirge in Deutschland. – Craz & Gerlach, Freiberg: 292 S.
- GEINITZ, H.B. (1850): Das Quadergebirge oder die Kreideformation in Sachsen, mit besonderer Berücksichtigung der glaukonitreichen Schichten. – Preisschriften der Fürstlich Jablonowski'schen Gesellschaft zu Leipzig, 2: 43 S.
- GEINITZ, H.B. (1871–1875): Das Elbthalegebirge in Sachsen. Erster Theil. Der untere Quader. – Palaeontographica 20(I). – Fischer, Cassel: I.319 pp.
- GENIESER, K. (1955): Ehemalige Elbeläufe in der Lausitz. – Geologie, 4: 223–279.
- GENIESER, K. (1957): Neue Beobachtungen im böhmischen Quartär. – Geologie, 6: 331–337.
- GENIESER, K. (1962): Neue Daten zur Flußgeschichte der Elbe. – Eiszeitalter und Gegenwart, 13: 141–156.
- GÖTHEL, M. & TRÖGER, K.-A. (2002): Zur Oberkreide-Entwicklung der Nordsudetischen Kreidemulde, westlicher Teil (Lausitz, Deutschland). – Zeitschrift der geologischen Wissenschaften, 30: 369–383.
- GUTBIER, A. VON (1858): Geognostische Skizzen aus der Sächsischen Schweiz und ihrer Umgebung. – Weber, Leipzig: 108 S.
- HALLER, W. (1963): Zur Makrofauna der Oberkreidesedimente im Gebiet Spremberg–Weißwasser. – Berichte der Geologischen Gesellschaft der DDR, 8: 152–162.
- HÄNTZSCHEL, W. (1928): Neue Aufschlüsse an der Lausitzer Hauptverwerfung bei Hohnstein (Sächs. Schweiz). – Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, Beilage, B 59: 80–116.
- HÄNTZSCHEL, W. (1933): Das Cenoman und die Plenus-Zone der sudetischen Kreide. – Abhandlungen der Preußischen Geologischen Landesanstalt, Neue Fassung, 150. – Preußische geologische Landesanstalt, Berlin: 161 S.
- HAQ, B.U. (2014): Cretaceous eustasy revisited. – Global and Planetary Change, 113: 44–58.

- HAZARD, J. (1881): Geologische Spezialkarte des Königreichs Sachsen. Section Moritzburg–Klotzsche, Blatt 50, 1. Auflage. – Leipzig.
- HAZARD, J. (1892): Erläuterung zur geologischen Spezialkarte des Königreichs Sachsen. Section Moritzburg–Klotzsche, Blatt 50, 1. Auflage. – Engelmann, Leipzig: 66 S.
- 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. – *Geologica Saxonica*, 59. – Senckenberg Naturforschende Gesellschaft, Dresden: 101–130.
- HURTIG, M. (2017): Moldavite und ihre Fundschichten in der Lausitz und in angrenzenden Gebieten. – Veröffentlichungen des Museums der Westlausitz Kamenz, Sonderheft. – Museum der Westlausitz, Köthen: 234 S.
- JÄGER, M. (2014): Serpuliden und Sabelliden. – In: NIEBUHR, B. & WILMSEN (Eds.), *Kreide-Fossilien in Sachsen, Teil 1*. – *Geologica Saxonica*, 61(1). – Senckenberg Naturforschende Gesellschaft, Dresden: 57–82.
- JANETSCHKE, N. & WILMSEN, M. (2013): Sequence stratigraphy of the lower Upper Cretaceous Elbtal Group (Cenomanian–Turonian of Saxony, Germany). – *Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften*, 165: 179–208.
- KLEMM, G. (1888): Geologische Spezialkarte des Königreichs Sachsen. Section Pillnitz–Weißig, Blatt 67, 1. Auflage. – Leipzig.
- KLEMM, G. (1892): Erläuterung zur geologischen Spezialkarte des Königreichs Sachsen. Section Pillnitz, Blatt 67, 1. Auflage. – Engelmann, Leipzig: 59 S.
- KUHNT, W., HOLBOURN, A., GALE, A., CHELLAI, E.H. & KENNEDY, W.J. (2010): Cenomanian sequence stratigraphy and sea-level fluctuations in the Tarfaya Basin (SW Morocco). – *Geological Society of America Bulletin*, 121: 1695–1710.
- LANGE, H. & DIERCKE, C. (ca. 1932): Lange-Diercke Sächsischer Schulatlas, Ausgabe für Dresden. – Westermann, Braunschweig.
- LANGE, J.-M. (2012): Die Elbe im östlichen Sachsen. – In: Museum der Westlausitz (Ed.), *Klimawandel im Tertiär, Tropenparadies Lausitz?*: 18–55.
- LANGE, J.-M., TONK, C. & WAGNER, G.A. (2008): Apatitspaltspurdaten zur postvariszischen thermotektonischen Entwicklung des sächsischen Grundgebirges – erste Ergebnisse. – *Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften*, 159: 123–132.
- LANGE, J.-M., ALEXOWSKY, W. & HORNA, F. (2009): Neogen und Quartär im Elbtal und in der Westlausitz. – *Exkursionsführer der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften*, 241: 151–164.
- LAPP, M., HÜBNER, F. & RICHTER, L. (2017): Geologische Karte des Freistaates Sachsen 1:25.000, Erläuterungen zu Blatt 4949 Dresden-Ost, 4. Auflage. – Sächsisches Landesamt für Umwelt und Geologie, Freiberg: 121 S.
- LEONHARDT, D., HOTH, K., EILERS, H. & FRITZSCHE, H. (1995): Geologische Übersichtskarte des Freistaates Sachsen 1 : 400.000, Karte ohne känozoische Sedimente (GÜK 400 o.KZ), 3. Auflage. – Sächsisches Landesamt für Umwelt und Geologie, Freiberg.
- LOBST, R. (1993): Geologische Karte der Nationalparkregion Sächsische Schweiz, 1:50.000. – Sächsisches Landesamt für Umwelt und Geologie, Freiberg.
- MILEWICZ, J. (1963): Die faziellen Verhältnisse in der Nordsudetischen Kreide. – *Berichte der Geologischen Gesellschaft der DDR*, 8: 130–151.
- MÜLLER, A.H. (1966): Zur Kenntnis mesozoischer Serpuliden (Annelida, Polychaeta). – *Geologie*, 15: 1053–1075.
- NAUMANN, H. (1878): Ueber die diluvialen Ablagerungen der Umgebung von Bautzen. Nebst einer Karte, gezeichnet und autorisiert von Leo Müller. – Monse, Bautzen: 37 S.
- NESSIG, W.R. (1897): Geologische Exkursionen in die Umgebung von Dresden. I. Teil. – Jahresbericht der Dreikönigsschule (Realgymnasium Dresden-Neustadt), Beilage. – Teubner, Dresden: 28 S.
- NIEBUHR, B. & WILMSEN, M. (2016a): Vorwort zum Teil 2. – In: NIEBUHR, B. & WILMSEN, M. (Eds.), *Kreide-Fossilien in Sachsen, Teil 2*. – *Geologica Saxonica*, 62. – Senckenberg Naturforschende Gesellschaft, Dresden: 3–10.
- NIEBUHR, B. & WILMSEN, M. (2016b): Ichnofossilien. – In: NIEBUHR, B. & WILMSEN, M. (Eds.), *Kreide-Fossilien in Sachsen, Teil 2*. – *Geologica Saxonica*, 62. – Senckenberg Naturforschende Gesellschaft, Dresden: 181–238.
- NIEBUHR, B., HISS, M., KAPLAN, U., TRÖGER, K.-A., VOIGT, S., VOIGT, T., WIESE, F. & WILMSEN, M. (2007): Lithostratigraphie der norddeutschen Oberkreide. – Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, 55. – Deutsche Gesellschaft für Geowissenschaften, Duderstadt: 136 S.
- NIEBUHR, B., SCHNEIDER, S. & WILMSEN, M. (2014): Muscheln. – In: NIEBUHR, B. & WILMSEN (Eds.): *Kreide-Fossilien in Sachsen, Teil 1*. – *Geologica Saxonica*, 61(1). – Senckenberg Naturforschende Gesellschaft, Dresden: 83–168.

- PERNER, J. (1892): Foraminifery českého cenomanu. [Über die Foraminiferen des böhmischen Cenomans.] – Česká Akademie Císaře Frantiska Josefa, Pro Vědy, Slovesnost a Umění v Praze, 2 (Palaeontographica Bohemiae, 1): 1–65.
- PIETZSCH, K. (1919): Erläuterungen zur geologischen Karte von Sachsen. Nr. 102, Blatt Berggießhübel, 2. Auflage. – Geologische Landesuntersuchung, Leipzig: 122 S.
- PRESCHER, H. (1957): Die Niederschönaer Schichten der sächsischen Kreide. Anhang: Erläuterungen zur Karte des Cenomans und Turons im sächsischen Elbtalgebiet. – Freiburger Forschungshefte, C 34. – Bergakademie Freiberg, Berlin: 96 S.
- SEIFERT, A. (1932): Stratigraphie und Tektonik im Oberturon des Faziesgrenzgebietes von Pirna. – Dissertation, Sächsische Technische Hochschule zu Dresden, Dresden: 100 S.
- SEIFERT, A. (1937): Die Gerölle im Turon-Sandstein entlang der Lausitzer Überschiebung im Elbsandsteingebirge. – Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 89: 629–647.
- SEIFERT, A. (1938): Das Cenoman-Vorkommen westlich vom Letzten Heller bei Dresden. – Sitzungsberichte und Abhandlungen der Naturwissenschaftlichen Gesellschaft Isis in Dresden, 1936/1937: 54–58.
- SEIFERT, A. (1955): Stratigraphie und Paläogeographie des Cenomans und Turons im sächsischen Elbtalgebiet. – Freiburger Forschungshefte, C 14. – Bergakademie Freiberg, Berlin: 218 S.
- SIEGERT, T. (1907): Geologische Specialkarte des Königreichs Sachsen. Section Moritzburg–Klotzsche, Blatt 50, 2. Auflage. – Leipzig.
- STANDKE, G. (2008): Tertiär. – In: PÄLCHEN, W. & WALTER, H. (Eds.), Geologie von Sachsen. Geologischer Bau und Entwicklungsgeschichte. – Schweizerbart, Stuttgart: 358–419.
- STANDKE, G., BLUMENSTENGEL, H. & BÜLOW, W. von (2005): Das Tertiär Ostdeutschlands in der Stratigraphischen Tabelle von Deutschland 2002 – Newsletters on Stratigraphy, 41: 323–338.
- SWINEFORD, A. & FRANKS, P.C. (1959): Opal in the Ogallala Formation in Kansans. – In: IRELAND, H.A. (Ed.), Silica in sediments. – SEPM Special Publication, 7. – Society for Sedimentary Geology, Tulsa: 111–120.
- TRÖGER, K.-A. (1964): Die Ausbildung der Kreide (Cenoman bis Coniac) in der Umrandung des Lausitzer Massivs. – Geologie, 13: 717–730.
- TRÖGER, K.-A. (1996): The Upper Cretaceous of Saxony in the framework of the European Cretaceous development. – Mitteilungen aus dem Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Hamburg, 77: 95–104.
- TRÖGER, K.-A. (2003): Fazielle Differenzierungen des marinen Ober-Cenoman im Tharandter Wald zwischen Freiberg/Sa. und Dresden sowie ihre Ursachen. – Göttinger Arbeiten zur Geologie und Paläontologie, Sonderband, 5: 95–101.
- TRÖGER, K.-A. (2008a): Kreide–Oberkreide. – In: PÄLCHEN, W. & WALTER, H. (Eds.), Geologie von Sachsen. Geologischer Bau und Entwicklungsgeschichte. – Schweizerbart, Stuttgart: 311–358.
- TRÖGER, K.-A. (2008b): Jura. – In: PÄLCHEN, W. & WALTER, H. (Eds.), Geologie von Sachsen. Geologischer Bau und Entwicklungsgeschichte. – Schweizerbart, Stuttgart: 308–311.
- TRÖGER, K.-A. & NIEBUHR, B. (2014): Inoceramen. – In: NIEBUHR, B. & WILMSEN (Eds.): Kreide-Fossilien in Sachsen, Teil 1. – Geologica Saxonica, 61(1). – Senckenberg Naturforschende Gesellschaft, Dresden: 169–199.
- TRÖGER, K.-A., WOLF, L. & UHLIG, I. (1963): Bericht über die Ergebnisse der Kartierungsbohrungen Graupa 1/60 und Bonnewitz 1/61 im Jahre 1961. – Wissenschaftlich-Technischer Informationsdienst der VEB Feste Minerale, 4: 25–26.
- VATER, H. (1890): Erläuterung zur geologischen Specialkarte des Königreichs Sachsen. Section Grossenhain–Priestewitz, Blatt 33, 1. Auflage. – Engelmann, Leipzig: 81 S.
- VENTURA, B., LISKER, F. & KOPP, J. (2009): Tectonic control on the long-term landscape development of the Lusatian Block (north-eastern Bohemian Massif, Germany) as indicated by apatite fission track data. – Geological Society London, Special Publication, 324: 181–192.
- VOIGT, T. (2009): Die Lausitz-Riesengebirgs-Antiklinalzone als kreidezeitliche Inversionsstruktur: Geologische Hinweise aus den umgebenden Kreidebecken. – Zeitschrift für geologische Wissenschaften, 37: 15–39.
- VULPIUS, R. (2003): Die Glassande von Hohenbocka – neue Einblicke in die Geologie ihres Vorkommens. – Natur und Landschaft in der Niederlausitz, 23: 77–126.
- WAGENBRETH, O. (1967): Die Lausitzer Überschiebung und die Geschichte ihrer geologischen Erforschung. Teil II. – Abhandlungen des Staatlichen Museums für Mineralogie und Geologie zu Dresden, 12: 279–368.
- WANDERER, K. (1909): Die wichtigsten Tierversteinerungen aus der Kreide des Königreiches Sachsen. – Fischer, Jena: 80 S.
- WIEGANK, F. (1982): Ergebnisse magnetostratigraphischer Untersuchungen im höheren Känozoikum der DDR. – Zeitschrift für geologische Wissenschaften, 10: 737–744.
- WILMSEN, M. (2014): Belemniten. – In: NIEBUHR, B. & WILMSEN (Eds.), Kreide-Fossilien in Sachsen, Teil 1. – Geologica Saxonica, 61 (1). – Senckenberg Naturforschende Gesellschaft, Dresden: 241–248.

- WILMSEN, M. & NIEBUHR, B. (2016): Field trip 1. Paläontologie, Stratigraphie und Ablagerungsbedingungen der Kreide in Sachsen (Elbtal-Gruppe, Cenomanium–Unterconiacium). – In: NIEBUHR, B., WILMSEN, M., KUNZMANN, L. & STEFEN, C. (Eds.), 87<sup>th</sup> Annual Conference of the Paläontologische Gesellschaft e.V., Dresden, September 11–15, 2016: 171–209.
- WOLF, L. & ALEXOWSKY, W. (2008): Quartär. – In: PÄLCHEN, W. & WALTER, H. (Eds.), Geologie von Sachsen. Geologischer Bau und Entwicklungsgeschichte. – Schweizerbart, Stuttgart: 419–472.
- WOLF, L. & SCHUBERT, G. (1992): Die spättertiären bis elsterzeitlichen Terrassen der Elbe und ihrer Nebenflüsse und die Gliederung der Elster-Kaltzeit in Sachsen. – Geoprofil, 4. – LfUG, Freiberg: 43 S.
- 

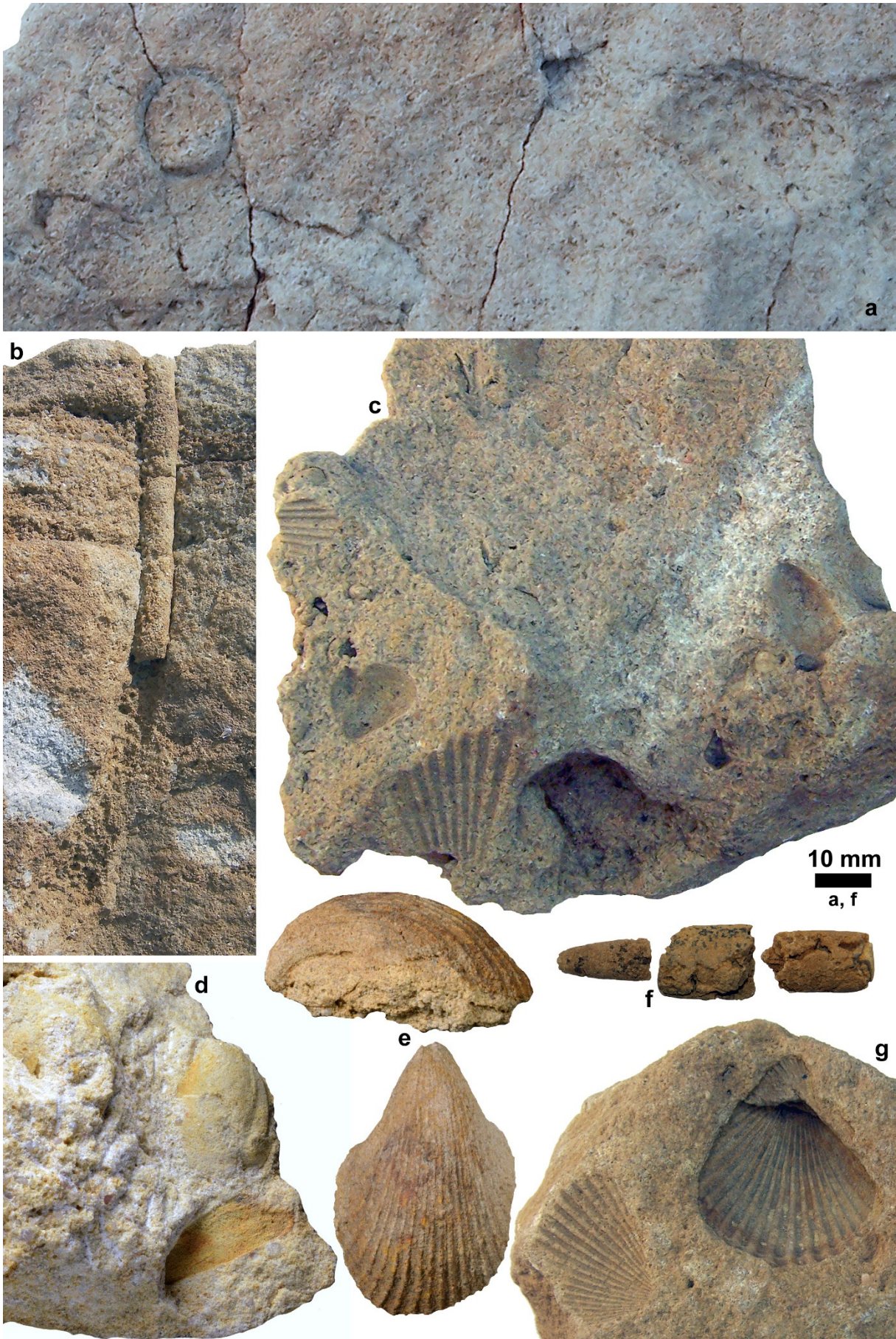
Tafel 1 / Plate 1

Fossilhaltige Kreidesandstein-Komponenten aus dem „Älteren Senftenberger Elbelauf“ der Kiesgrube Laußnitz bei Ottendorf-Okrilla (4 in Abb. 1 und 6).

Fossiliferous Cretaceous sandstone components from the “Older Senftenberg Elbe river course“ of the gravel pit Laußnitz near Ottendorf-Okrilla (4 in Figs. 1 and 6).

- a: MWL: III 4497, Block mit vertikalen *Ophiomorpha-saxonica*-Gängen im Querschnitt (links) und einem Abdruck der Zwergkonifere *Dammarites albens* (rechts), x1.  
MWL: III 4497, block with vertical *Ophiomorpha saxonica* burrows in cross-section (left) and an imprint of the dwarf conifer *Dammarites albens* (right), x1.
- b: Vertikaler *Ophiomorpha-saxonica*-Gang in einem großen Block, Bildhöhe 17,5 cm.  
Vertical *Ophiomorpha saxonica* burrow in a large block, image height 17.5 cm.
- c: MWL: III 2764b, Block mit reichlich Fossilgrus und verschiedenartigen Muscheln, auch großen Pectiniden, Bildbreite 14,5 cm.  
MWL: III 2764b, block with abundant fossil debris and various bivalves, including large pectinids, image width 14.5 cm.
- d: MWL: III 8632, *Inoceramus pictus* in einem Geröll, Leitform des Obercenomaniums, Bildhöhe 8,5 cm.  
MWL: III 8632, *Inoceramus pictus* in a gravel, index form of the Upper Cenomanian, image height 8.5 cm.
- e: MWL: III 1974c, isolierter Steinkern der Muschel *Granocardium productum*, Länge 7,5 cm.  
MWL: III 1974c, isolated cast of the bivalve *Granocardium productum*, length 7.5 cm.
- f: MWL: III 8695, drei verkieselte Bruchstücke des Belemniten *Praeactinocamax cf. plenus*, Indexform des oberen Obercenomaniums, x1.  
MWL: III 8695, three silicified fragments of the belemnite *Praeactinocamax cf. plenus*, index form of the upper Upper Cenomanian, x1.
- g: MWL: III 1974a, Block mit Abdrücken großer Pectiniden, Bildbreite 11,5 cm.  
MWL: III 1974a, block with imprints of large pectinids, image width 11.5 cm.







Tafel 2 / Plate 2

Fossilhaltige Kreidesandstein-Komponenten aus dem „Senftenberger“ und/oder „Bautzener Elbelauf“.

a–d: „Bautzener Elbelauf“.

e–g: „Senftenberger“ oder „Bautzener Elbelauf“.

Fossiliferous Cretaceous sandstone components from the “Older Senftenberg” and/or “Bautzen Elbe river courses“.

a–d: “Bautzen Elbe river course“.

e–g: “Older Senftenberg” and/or “Bautzen Elbe river courses“.

- a: Privatsammlung M. HESSE, mit *Rhynchosteon suborbiculatum* (oben) und angebohrter *Rastellum carinatum* (unten) aus Mühlberg (11 in Abb. 1 und 6), Bildhöhe 17,5 cm.  
Privat collection M. HESSE, with *Rhynchosteon suborbiculatum* (above) and bored *Rastellum carinatum* (below) from Mühlberg (11 in Fig. 1 and 6), image height 17.5 cm.
- b: MMG: GG302788, mit *Protocardia hillana* und kleinen *Rhynchosteon suborbiculatum* aus Mühlberg (11 in Abb. 1 und 6), Bildbreite 12 cm.  
MMG: GG302788, with *Protocardia hillana* and small *Rhynchosteon suborbiculatum* from Mühlberg (11 in Fig. 1 and 6), image width 12 cm.
- c: MMG: SaGG 1 aus Boxberg/Oberlausitz (7 in Abb. 1 und 6), hexactinellider Kieselschwamm *Laocoetis* sp., aufgewachsen auf einer Muschel (oben), an dem Stück ist das feine Skleren-Skelett verkieselt, Bildbreite 9 cm.  
MMG: SaGG 1, from Boxberg/Oberlausitz (7 in Fig. 1 and 6), hexactinellide siliceous sponge *Laocoetis* sp., encrusted on a bivalve (below), at the specimen the tender spicules of the skeleton are silicified, image width 9 cm.
- d: MWL: III 0683, hellglimmerreicher Feinsandstein mit mehreren, kleinen *Rhynchosteon suborbiculatum* vom Weinberg in Schmeckwitz (5 in Abb. 1 und 6), Bildbreite 8 cm; ein Originalfund von GENIESER (1955).  
MWL: III 0683, bright-mica rich fine-grained sandstone with several small *Rhynchosteon suborbiculatum* from Weinberg in Schmeckwitz (5 in Fig. 1 and 6), image width 8 cm; an original find of GENIESER (1955).
- e: MWL: III 3261f aus Liebegast (8 in Abb. 1 und 6), Brachiopode *Cyclothyris difformis*, x1.  
MWL: III 3261f from Liebegast (8 in Fig. 1 and 6), brachiopod *Cyclothyris difformis*, x1.
- f: MWL: III 3261a aus Liebegast (8 in Abb. 1 und 6), mit kleinen Pectiniden und glattschaligen Muscheln, Bildbreite 7,5 cm.  
MWL: III 3261a from Liebegast (8 in Fig. 1 and 6), with small pectinids and smooth-shelled bivalves, image width 7.5 cm.
- g: MMG: GG3000031 aus Hohendubrau-Gebelzig (9 in Abb. 1 und 6), mit den Muscheln *Glycymera obsoleta* und *Protocardia hillana* sowie der Turmschnecke *Turritella granulata*, Fossilshalen teilweise verkieselt, Bildbreite 16 cm; ein Originalfund von GENIESER (1955).  
MMG: GG3000031 from Hohendubrau-Gebelzig (9 in Fig. 1 and 6), with the bivalves *Glycymera obsoleta* and *Protocardia hillana* as well as the tower snail *Turritella granulata*, fossil shells partly silicified, image width 16 cm; an original find of GENIESER (1955).





Tafel 3 / Plate 3

Fossilien aus den anstehenden Weißig-Schullwitzer Kreidesandsteinen (2 in Abb. 1 und 6).  
Fossils from the exposed Weißig-Schullwitz Cretaceous sandstones (2 in Fig. 1 and 6).

- a: MMG: SaK 741, über zehn Abdrücke von *Turritella granulata* auf einer Schichtfläche, Bildhöhe 22 cm.  
MMG: SaK 741, more than ten imprints of *Turritella granulata* on a bedding plane, image height 22 cm.
- b: MWL: III 4044, Turmschnecke *Turritella granulata*, x1.  
MWL: III 4044, tower snail *Turritella granulata*, x1.
- c: MMG: SaK 733, linke (obere) Klappe der Muschel *Neithea aequicostata*, x1.  
MMG: SaK 733, left (upper) shell of the bivalve *Neithea aequicostata*, x1.
- d: MMG: SaK 786, Muschel *Inoceramus pictus bohemicus*, Leitform des oberen Obercenomaniums, x1.  
MMG: SaK 786, bivalve *Inoceramus pictus bohemicus*, index form of the upper Upper Cenomanian, x1.



*psf* – Paläontologie, Stratigraphie, Fazies

Freiburger Forschungshefte, Reihe C

\*

Manuskripte an / send manuscripts to:  
Prof. Dr. O. Elicki, TU Bergakademie Freiberg, Geologisches Institut, D-09599 Freiberg  
[Olaf.Elicki@geo.tu-freiberg.de](mailto:Olaf.Elicki@geo.tu-freiberg.de)